ORGANIZACIÓN SECUENCIAL DE ABANICOS DELTAICOS CONTROLADOS POR LA TECTÓNICA (TORTONIENSE SUPERIOR, CUENCA DE GRANADA, CORDILLERA BÉTICA)

F. García García, C. Viseras y J. Fernández

Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Avda. Fuentenueva s/n, 18071 Granada

Resumen: Durante el Tortoniense Superior, se desarrollaron abanicos deltaicos sobre el borde oriental de la Cuenca de Granada, en respuesta a la importante fase de levantamiento de Sierra Nevada relacionado con el evento compresivo intratortoniense reconocido en muchos puntos de la Cordillera Bética. Para estos sistemas deltaicos se han diferenciado secuencias en 3 rangos de magnitud. La secuencialidad de menor rango (parasecuencias), sobre la que se realiza un detallado análisis de facies desde los sistemas alimentadores –abanicos aluviales- hasta los ambientes de prodelta, está determinada por la propia dinámica deltaica, es decir responde a la interacción de factores autogénicos principalmente. El patrón de apilamiento de las secuencias deltaicas de mayor orden, así como las geometrías internas de estos deltas de grano muy grueso están controlados por factores alogénicos, especialmente por una activa tectónica sinsedimentaria al depósito deltaico.

Palabras clave: Tortoniense superior, Cuenca de Granada, organización secuencial, abanicos deltaicos, control alogénico y autogénico.

Abstract: Fan deltas developed lying against the eastern margin of the Granada basin during the Upper Tortonian, as a consequence of an important uplifting pulse of Sierra Nevada related to the mid-tortonian compressive event which took place in the Betic Cordillera. These delta systems are made up of sequences in three different ranges. The minor range sequences (parasequences) are determined by the delta dynamics, by autogenic controls as it has been established after a detailed facies analysis from the feeder systems –alluvial fans- to the prodeltas. The stacking pattern of the major range delta sequences and the internal geometries of these very coarse-grained deltas are controlled by allogenic factors, mainly an active tectonics coeval with the development of the fan deltas.

Key words: Upper Tortonian, Granada Basin, sequential organisation, fan delta, allogenic and autogenic control.

García García, F., Viseras, C. y Fernández, J. (1999): Organización secuencial de abanicos deltaicos controlados por la tectónica (Tortoniense superior, Cuenca de Granada, Cordillera Bética). *Rev. Soc. Geol. España,* 12 (2): 199-208

La Cordillera Bética (sur de Iberia) constituye, junto al Rif (norte de África), el sector más occidental de todas las cadenas alpinas peri-mediterráneas originadas básicamente por el estrechamiento del Tethys, debido a la convergencia entre las placas Euroasiática y Africana (Sanz de Galdeano, 1990). Se compone de dos dominios estructurales principales: al sur, el Dominio de Alborán o Zonas Internas, y al norte, el Paleomargen Sudibérico o Zonas Externas (Fig. 1a). Ambos dominios fueron afectados por compresión y colisión hasta el Mioceno inferior, dando lugar a un significativo engrosamiento cortical. Esta fase compresiva fue sucedida por una etapa extensional, con movimientos de despegue que, hacia el final del Mioceno medio, dieron lugar a la aparición de una serie de cuencas sedimentarias, entre las cuales se encuentra la Cuenca de Granada (García Dueñas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1992).

La Cuenca de Granada se localiza en el sector central de la Cordillera Bética (Fig. 1a), fosilizando parcialmente el contacto entre los dos dominios geodinámicos citados y constituyendo una depresión intramontañosa desarrollada a partir del Mioceno superior (Rodríguez Fernández, 1982), una vez interrumpido el principal desplazamiento hacia el oeste del Dominio de Alborán (Sanz de Galdeano y Vera, 1992).

En este trabajo se aborda el estudio de los sistemas deltaicos de tamaño de grano muy grueso, de edad Tortoniense superior, que afloran en el margen oriental de la Cuenca de Granada, en las proximidades de la terminación occidental de Sierra Nevada (Fig. 1b). El objetivo es llevar a cabo un análisis de la organización secuencial, así como de las facies de estos depósitos, con la intención de discriminar el papel jugado por los diversos factores de control auto y alogénicos sobre su organización estratigráfica.

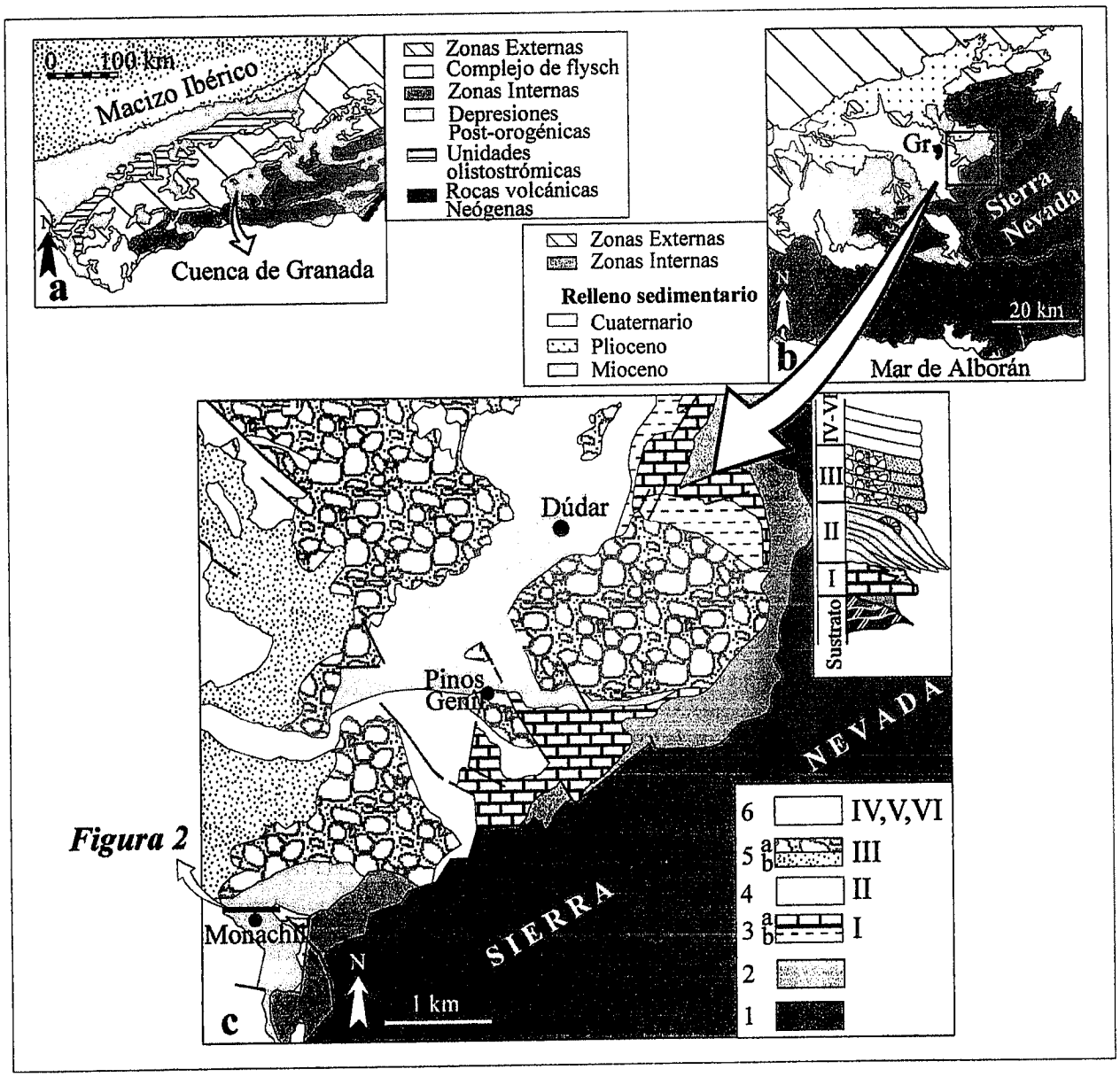

Figura 1.- a) Localización de la Cuenca de Granada dentro del contexto geológico regional de la Cordillera Bética. b) Esquema geológico de la Cuenca de Granada y relieves adyacentes. Gr. Ciudad de Granada. c) Distribución cartográfica de unidades estratigráficas y medios sedimentarios en el borde oriental de la cuenca, y serie estratigráfica sintética del relleno sedimentario de la misma. 1- Basamento (Zonas Internas). 2- Mioceno medio. 3- Unidad I (Tortoniense inferior): a. Plataforma bioclástica b. Margas de cuenca. 4- Unidad II (Tortoniense superior): Abanicos deltaicos estudiados. 5- Unidad III (Tortoniense terminal): a. Abanicos aluviales b. Sistemas fluviales. 6- Unidades IV, V, VI (Turoliense superior-Pleistoceno medio): Medios aluviales indiferenciados (El depósito aluvial actual no está diferenciado). Se indica la posición de la panorámica de la figura 2.

Algunos de los ejemplos de los sistemas deltaicos de grano grueso de edad Tortoniense superior adosados a los relieves de Sierra Nevada y Sierra de Filabres han sido tratados en trabajos previos (Dabrio *et al.*, 1978; Braga *et al.*, 1990; Fernández y Guerra-Merchán, 1996). También el control tectónico sobre la sedimentación de medios deltaicos ha sido fuente de numerosos trabajos en los últimos años (Galloway, 1987; Massari y Colella, 1988; Colella y Prior, 1990; Boorsma, 1992; Hwang *et al.*, 1995; Gawthorpe y Colella, 1990; Chough y Hwang, 1997), así como el análisis de facies detallado de medios deltaicos de grano muy grueso (Kim *et al.*, 1995; Sohn *et al.*, 1997) y la relación de estos sistemas con las oscilaciones del nivel del mar (Postma, 1995).

Contexto estratigráfico de los abanicos deltaicos estudiados

La geología de superficie y los datos de subsuelo, han permitido diferenciar seis unidades estratigráficas reconocibles no solo en la Cuenca de Granada (Fig. 1b,c), sino en todo el sector central de la Cordillera Bética (Fernández *et al.*, 1996a; Soria *et al.*, 1998). Las dos unidades más antiguas (I y II), de edad Torto-

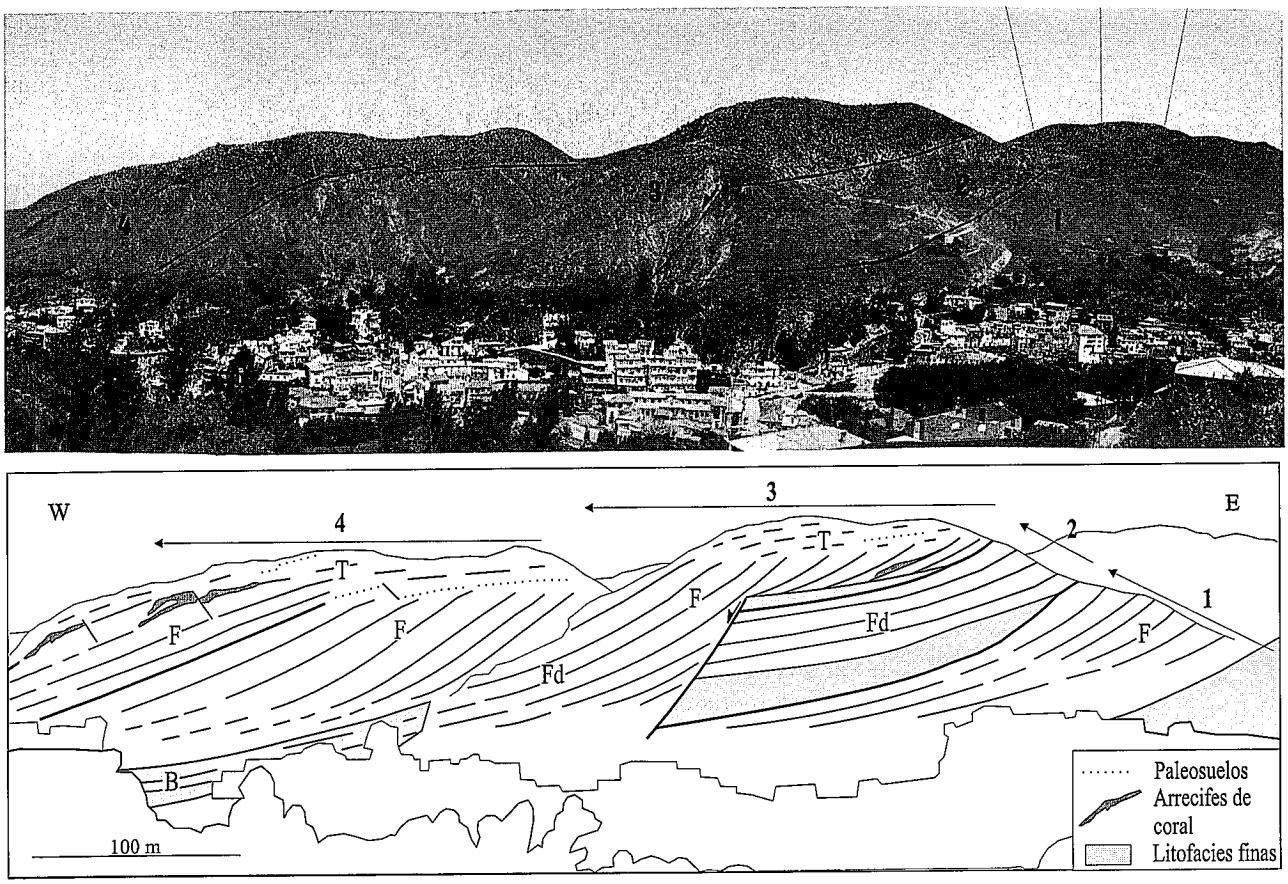

Figura 2.- Organización secuencial y geometría interna de los depósitos de abanico deltaico a partir de la panorámica de campo de Monachil (para localización ver figura 1). Los depósitos deltaicos forman una megasecuencia compuesta por cuatro secuencias de orden menor grano y estratocrecientes (1-4). T- *topset*. F- *foreset proximal*. Fd- *foreset distal*. B- *bottomset*.

niense, corresponden a la etapa de la que se preserva principalmente el resultado de la sedimentación marina, la tercera (III), de edad Tortoniense terminal, corresponde a la transición marino-continental, mientras que las tres restantes, post-tortonienses (IV, V y VI) corresponden al relleno exclusivamente continental del área.

La Unidad I (Tortoniense inferior) está representada en la Cuenca de Granada por depósitos originados en rampas carbonatadas, playas y estuarios, que integran un cortejo sedimentario transgresivo (Fernández y Rodríguez Fernández, 1989).

Los depósitos de grano grueso objeto de este estudio pertenecen a la Unidad II (Tortoniense superior), caracterizada por el desarrollo de abanicos deltaicos y plataformas progradantes, que evolucionan hacia sedimentación margosa en áreas centrales de las cuencas, en un contexto general de nivel del mar relativo alto (Fernández *et al.*, 1996a; Soria *et al.*, 1998).

La Unidad que supone el registro de la transición marino-continental en el sector central de la Cordillera (Unidad III, Tortoniense terminal) está representada en la Cuenca de Granada por depósitos de abanico aluvial que evolucionan a sedimentos fluviales, llanura lutítica y depósitos marino someros hacia el centro de la cuenca (estos dos últimos grupos de facies no están representados en el área de estudio, Fig. 1c).

Las tres unidades de relleno exclusivamente continental (IV, V y VI), que abarcan desde el Turoliense superior hasta el Pleistoceno medio, corresponden al depósito de distintos ambientes aluviales y lacustres, cuyo análisis pone de manifiesto el carácter endorreico de la sedimentación con un progresivo desplazamiento hacia el norte de los depocentros de las cuencas (Fernández *et al.*, 1993, 1996b; Viseras y Fernández, 1994, 1995; Viseras *et al.*, 1998).

Durante el Holoceno y, al menos, parte del Pleistoceno superior, domina la erosión ligada al encajamiento de la red fluvial actual (Viseras y Fernández, 1992; Calvache y Viseras, 1997), si bien, localizados sectores de la Cuenca de Granada y su entorno siguen sometidos a importante subsidencia tectónica, lo que facilita la acumulación de una potente sucesión detrítica (Sanz de Galdeano, 1996; Calvache *et al.*, 1997).

Arquitectura deltaica a megaescala

La sucesión de depósitos deltaicos estudiada constituye una megasecuencia progradacional granocreciente y estratocreciente de aproximadamente 400 m de espesor, compuesta por 4 secuencias de rango menor (1-4), también grano y estratocrecientes, de entre 50 y 150 m

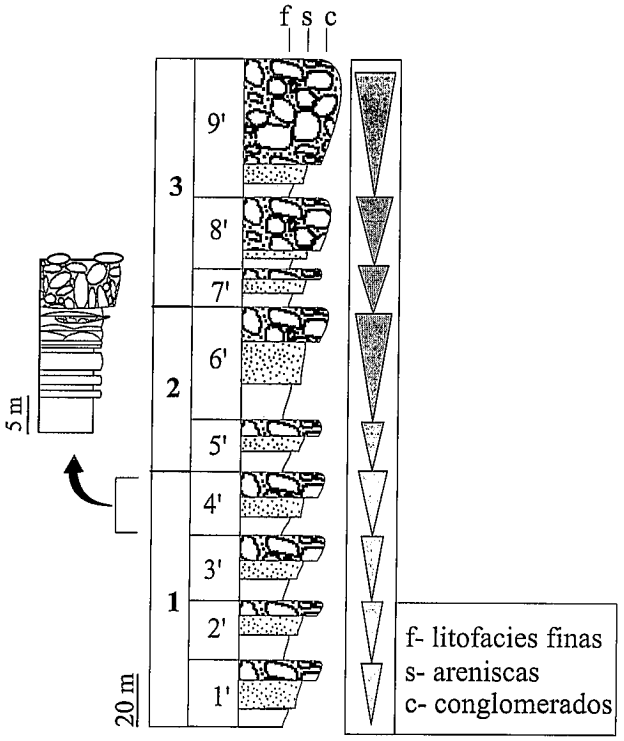

Figura 3.- Columna litoestratigráfica mostrando tres de las cuatro secuencias grano y estratocrecientes constituidas por secuencias de rango menor (parasecuencias) también grano y estratocrecientes.

de potencia (Fig. 2). La progradación de estas secuencias deltaicas tiene lugar hacia el oeste, a veces con cierta componente norte, tal y como se infiere de las medidas de paleocorrientes y paleopendientes realizadas.

Cada una de las secuencias se caracteriza por presentar clinoformas con *foresets* muy inclinados, formados por cuñas de conglomerados que pierden espesor y tienden a horizontalizarse hacia la cuenca. El ángulo de inclinación de las capas que forman los *foresets*, aumenta hacia arriba dentro de cada una de las 4 secuencias. Los *topsets* están formados por capas casi horizontales, con un ligero buzamiento hacia el interior de la cuenca. En la zona de ruptura -*offlap break* (Emery y Myers, 1996) o *brink point*- entre el *topset* y *foreset* de algunas clinoformas, crecieron arrecifes de coral (Braga *et al.*, 1990). Las clinoformas muestran geometrías oblicuas y tangenciales.

El contacto entre las diferentes secuencias es erosivo en las zonas más proximales, con desarrollo local de procesos edáficos. Hacia el interior de la cuenca, dicho contacto evoluciona a una superficie neta de conformidad, que separa las litofacies conglomeráticas de grano muy grueso del techo de cada secuencia de las litofacies finas de la base de la secuencia suprayacente.

En la secuencia 3, las capas del *foreset* muestran una geometría oblicua con contacto basal angular. En su progradación hacia el oeste, estas capas aumentan notablemente su extensión y desarrollan clinoformas con geometría tangencial (Fig. 2).

Cada una de las 4 secuencias diferenciadas resultan del apilamiento de clinoformas o secuencias de menor rango a las que nos referiremos como parasecuencias (Van Wagoner *et al.*, 1990), con espesores que varían entre 10 y 50 m, con una clara disposición estrato y granocreciente, y separadas por superficies netas (Fig. 3). En los perfiles levantados se han llegado a reconocer un total de 13 parasecuencias.

Análisis de facies

El análisis de facies se ha llevado a cabo a la escala de los cuerpos sedimentarios diferenciables dentro de las distintas parasecuencias. A continuación se muestran los rasgos principales en un recorrido de margen hacia centro de cuenca, desde las facies correspondientes al sistema alimentador del complejo deltaico, pasando a continuación a las facies de frente deltaico proximal y distal, para caracterizar finalmente la sedimentación en el prodelta.

Sistema alimentador

Se trata de niveles conglomeráticos ligeramente inclinados hacia el interior de la cuenca u horizontales, con geometrías tabulares y canalizadas. Los conglomerados tienen una muy pobre madurez textural y minera-

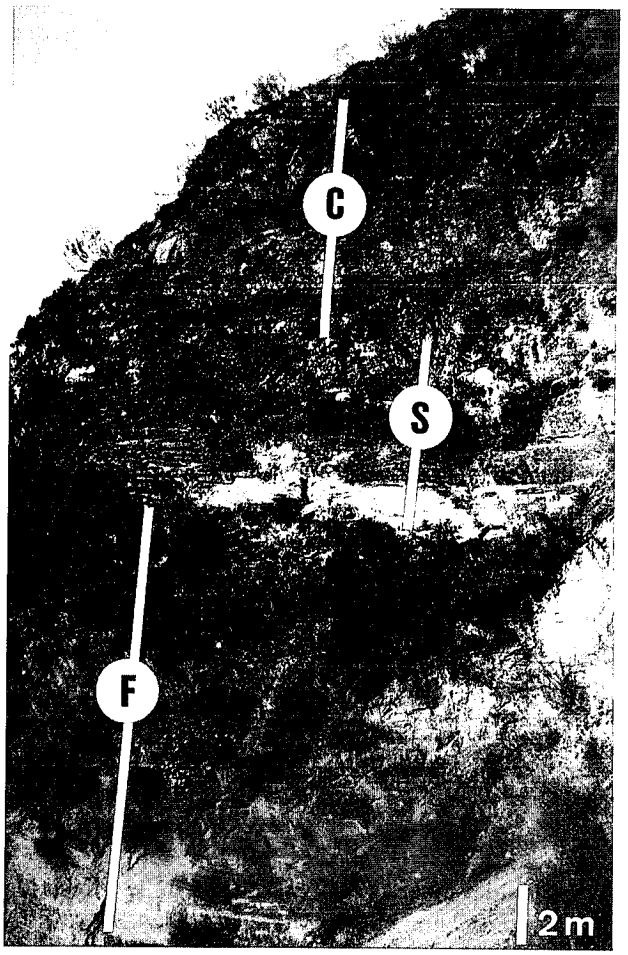

Figura 4.- Detalle de una de las parasecuencias en una posición de frente deltaico proximal. Obsérvese la organización granocreciente desde las litofacies finas (F) en la base, litofacies arenosas (S) en la parte intermedia y las litofacies conglomeráticas (C) en la parte alta de la parasecuencia, donde sobresale algún clasto de escala métrica (2-3 m).

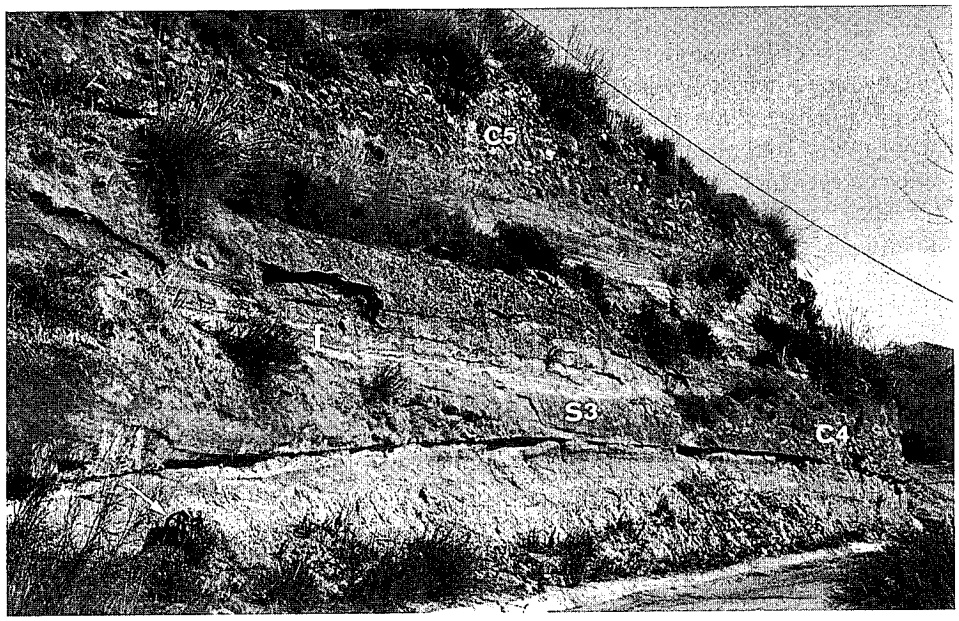

Figura 5.- Detalle de una de las parasecuencias en una posición de frente deltaico distal. Se puede observar la organización granocreciente; pero con un aumento en las litofacies de grano fino respecto a las parasecuencias equivalentes descritas para una posición de frente deltaico proximal. Algunas de las facies descritas en el texto (S3, C4, C5) pueden ser reconocidas. Mochila como escala.

lógica, no muestran ninguna organización e intercalan niveles rojizos relacionados con procesos edáficos.

Estas facies se interpretan como el depósito a partir de *debris flows* subaéreos (Nemec y Steel, 1984), sobre los cuales se desarrollan paleosuelos rojos en periodos de interrupción en el aporte sedimentario. Representan la parte subaérea, constituída por los abanicos aluviales que actuaban de sistema alimentador de los depósitos deltaicos.

Ambientes marinos

Las parasecuencias anteriormente mencionadas se componen, de abajo a arriba, de tres litofacies de carácter siliciclástico: litofacies finas (F), litofacies arenosas (S) y litofacies conglomeráticas (C). Cada una de estas tres litofacies puede analizarse como una asociación de facies que caracteriza el ambiente sedimentario donde se depositaron dentro del sistema deltaico.

Frente deltaico proximal (Fig. 4). Litofacies finas (F): consisten en limos y arenas finas masivas o con laminación horizontal u ondulada relacionada con *ripples* de corriente y de oleaje, y con una abundante bioturbación vertical. Se interpretan como el resultado de sedimentación con poca alimentación siliciclástica, de manera que la entrada de las arenas es intermitente, depositándose a partir de flujos tractivos entre capas de limos debidas a decantación.

Litofacies arenosas (S): son arenas masivas que muestran dos tipos de geometrías: (S1) Capas tabulares delgadas (espesores entre 10 y 40 cm) de arena fina con una continuidad lateral de varias decenas de metros y, sobre ellos, (S2) capas plano convexas hacia arriba de arena media-gruesa, más potentes que las anteriores en el eje central de la capa (50-70 cm) y con menor continuidad lateral que las previas, con valores entre 10 y 15 m. Son interpretadas como lóbulos arenosos más o menos amalgamados, de manera que las geometrías tipo S1 representarían cortes distales de los lóbulos mientras que los cortes proximales estarían representados por las geometrías tipo S2.

Litofacies conglomeráticas (C): en la parte alta de las litofacies arenosas aparecen cuerpos de base canalizada (P) con poca continuidad lateral (5-15 m) formados esencialmente por clastos tamaño guija (*pebble*) organizados en secuencias positivas. Las guijas aparecen soportadas por la matriz, mostrando una débil imbricación que indica sentido de palaeocorrientes hacia el ONO. Representa el relleno por flujos relativamente fluidos de pequeños canales subacuosos, en cuyas partes distales se desarrollaron los lóbulos arenosos descritos anteriormente.

Dentro de los niveles conglomeráticos que se situan en la parte alta de las parasecuencias se han diferenciado, para una posición de frente deltaico proximal, dos tipos de facies de grano grueso (C1 y C2). Para el primer tipo (C1), las geometrías son difíciles de apreciar, si bien en algunos casos se pueden detectar lentes plano convexas hacia arriba amalgamadas con dimensiones de la decena de metros de extensión lateral y 2 a 4 m de alto. Están formadas por cantos (*cobbles*) y bloques (*boulders*) desorganizados, soportados por la matriz, mal clasificados y con gradación mal definida. Esta facies es interpretada como *debris flow* poco cohesivos (Nemec y Steel, 1984) con un comportamiento inerte en algunas partes (*rigid plug*) y depositados en áreas cercanas a la desembocadura de los distributarios. Se trataba de flujos

de gran competencia, suficiente como para transportar a techo clastos de hasta 2 y 3 m (*outsized*).

El segundo tipo de facies conglomeráticas (C2) consiste en cuerpos canalizados con bases erosivas, formados por cantos con poca matriz y con mayor madurez textural que las facies previas, orientación planar de los clastos y organizados en secuencias granodecrecientes hacia arriba. Esta facies se relaciona con flujos fluidales que tendrían lugar en los canales distributarios durante periodos de transporte de sedimento normal. Sin embargo, las facies C1 son representativas de pulsos de gran entrada de aportes, probablemente asociados a eventos catastróficos tipo tormenta que favorecieron la mayor concentración de sedimento fino, que actúa de matriz aumentando la viscosidad de estos flujos.

Frente deltaico distal (Fig. 5). Las litofacies finas y arenosas dominan sobre las litofacies de grano grueso en el frente deltaico distal. Las litofacies conglomeráticas, debido a la interacción agua-flujos pendiente abajo, adquieren una mejor organización y clasificación, al tiempo que sufren una transformación hacia flujos menos cohesivos y de menor tamaño de grano. Diferenciamos cuatro tipos de cuerpos sedimentarios (S3, C3, C4 y C5):

Los cuerpos denominados como S3 consisten en niveles con diferentes geometrías (tabular, en cuña o de lente plano-convexa), formados por areniscas masivas que intercalan niveles delgados de limos. Esta facies se interpreta como la fracción más fina de los flujos, que se deposita después de la paralización de la fracción gruesa, adaptándose a las irregularidades del fondo, marcadas por las geometrías del techo de los cuerpos conglomeráticos. Así, se trata de una sedimentación de compensación que rellena el espacio de interlóbulo.

Los cuerpos denominados como C3 son cuerpos canalizados con bases erosivas formados por clastos soportados por la matriz y débil gradación positiva. Los interpretamos como el depósito a partir de *debris flows* poco cohesivos o flujos hiperconcentrados sin apenas turbulencia, que transcurren a lo largo de pequeños canales (*chutes*) (Prior y Bornhold, 1988) generados sobre la pendiente del *foreset* y que transfieren sedimento de grano grueso hasta las zonas más distales del frente deltaico.

Otra facies conglomerática (C4) se presenta en cuerpos con geometría de lente plano convexa hacia arriba, con espesores decimétricos y pequeña continuidad lateral (inferior a 10 m). Están integrados por clastos de tamaño canto soportados por la matriz y que muestran gradación inversa. Esta facies es interpretada como lóbulos conglomeráticos generados por congelación (*freezing*) de *debris flows* poco cohesivos (Postma, 1986) en zonas de disminución de la pendiente deltaica.

En la parte alta de las parasecuencias, esos cuerpos conglomeráticos ganan en continuidad lateral (que oscila aquí entre 15 y 35 m), al tiempo que el techo se hace más irregular, si bien su envolvente sigue siendo una superficie convexa hacia arriba (C5). El aumento en el aporte sedimentario, procedente del frente deltaico proximal, hacia la parte alta de la parasecuencia da lugar a que los flujos que se depositaron en forma de lóbulos desconectados hacia la base de la parasecuencia (facies C4), separados por sedimentación de interlóbulo (formada por la fracción más fina, S3), entren en contacto en la parte alta de la parasecuencia, dando lugar a grandes lóbulos conglomeráticos compuestos por lóbulos amalgamados de menores dimensiones (facies C5).

Prodelta. Los depósitos correspondientes a este ambiente se caracterizan, en primer lugar, por la presencia de capas tabulares de areniscas de 15 a 50 cm de potencia (S4) interestratificadas con niveles delgados limosos (F). Los capas areniscosas más potentes presentan una cierta convexidad del techo. Se trata de areniscas masivas o con gradación positiva y fuertemente bioturbadas, dispuestas formando secuencias estrato y granocrecientes, de espesores entre 1 y 1,5 m. A veces aparecen embebidos en las areniscas clastos con tamaños que pueden llegar a 50 cm. Se encuentran estructuras de deformación por escape de agua (*convolute lamination*), por carga (*pillows*) y por deslizamientos gravitatorios (*slumps*). Esta facies (S4) es interpretada como el depósito a partir de corrientes de turbidez de alta densidad (Lowe, 1982) que incluyen grandes cantos transportados por procesos de *rock falls* (Kim *et al.*, 1995) desde depósitos de grano más grueso situados en áreas más proximales y que se desestabilizan por pérdida de matriz debido al lavado (*winnowing*) producido por flujos posteriores menos densos. La deposición de sedimentos de grano grueso sobre estas facies, así como la abundante agua intersticial del sedimento original, favorecen el desarrollo del cortejo de estructuras de deformación mencionadas.

También en el prodelta aparecen facies heterolíticas formadas por limos y arenas (FS) con desarrollo de laminaciones onduladas mostrando estructuras *linsen* o *flaser* que suelen estar ligeramente deformadas. Estas

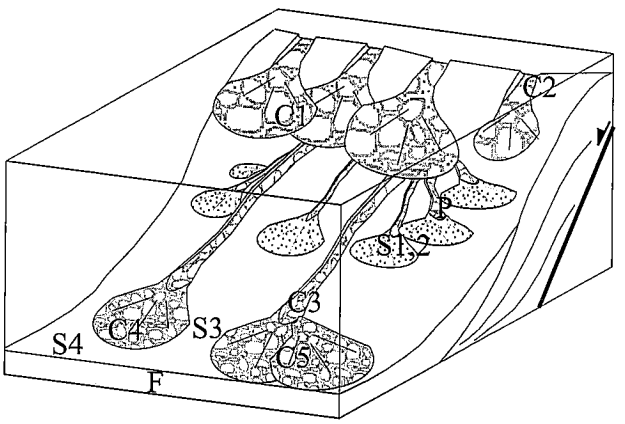

Figura 6.- Modelo idealizado que muestra la distribución de los diferentes cuerpos sedimentarios reconocidos en el análisis de facies para una parasecuencia determinada (C1, S1, etc., diferentes litofacies descritas en el texto).

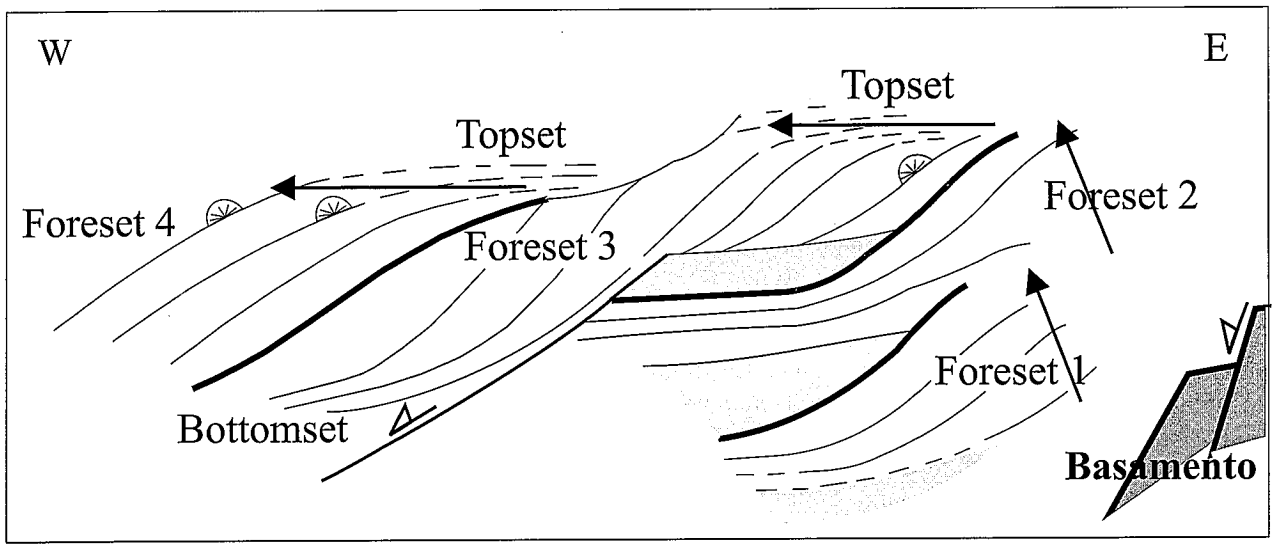

Figura 7.- Diagrama esquemático que reconstruye la geometría interna de las cuatro secuencias (1 a 4) de abanicos deltaicos tipo Gilbert a partir de una panorámica de campo. Sobre el *offlap break* de algunas de las clinoformas de las secuencias 3 y 4 se han representado los arrecifes de coral.

facies representan el sedimento decantado de la fracción fina que queda en suspensión y que sufre una cierta tracción como consecuencia de la influencia distal de los flujos arenosos (S4).

Interpretación de procesos sedimentarios a escala de la parasecuencia

El análisis de facies, llevado a cabo a escala de las parasecuencias deltaicas desde ambientes proximales a distales del complejo deltaico, muestra un claro dispositivo progradante y somerizante (Fig. 6).

Los canales distributarios del sistema alimentador - abanicos aluviales- penetraron en el mar conservando sus características de flujos fluidales de grano muy grueso (C2). En ambientes cercanos a la desembocadura, área más proximal de los frentes deltaicos, se produjo el depósito de *debris flows* poco cohesivos (C1) ligados a pulsos de entrada de aporte sedimentario de muy alta energía, en forma de lóbulos de desembocadura de distributario amalgamados. La fracción conglomerática más fina, correspondiente a periodos de aporte sedimentario no tan energético, pudo evolucionar hacia áreas más distales en forma de flujos que conservaron caracteres de un cierto comportamiento fluidal, a través de pequeños canales (P) que distal y marginalmente depositaron su fracción más fina a modo de lóbulos areniscosos (S1 y S2).

En ambientes distales del frente deltaico, los *debris flows* poco cohesivos, por causa de la interacción con el agua y aumento de energía cinética debida a su desplazamiento pendiente abajo, fueron transformados en *debris flows* poco cohesivos con un comportamiento hidrodinámico pseudoplástico. Algunas transferencias de sedimento de grano grueso desde el frente deltaico proximal al distal, se produjeron a través de *gullies* posiblemente conectados con *slump scars* originados por la inestabilidad de los depósitos groseros sobre una pendiente elevada. Cuando los flujos llegaron a zonas de menor pendiente, el rozamiento llegó a ser superior a su velocidad sufriendo un proceso de *freezing*, de manera que depositaron lóbulos conglomeráticos (Prior y Bornhold, 1988) inversamente gradados a causa de la cizalla basal (C4). Estos lóbulos se depositaron desconectados y separados por la fracción más fina, arenosa (S3), que se sedimentó tras la congelación de la fracción grosera, adaptándose a las irregularidades del fondo y colmatando el espacio interlóbulo. La continua llegada de sedimento a la zona distal del frente deltaico dio lugar a la conexión de los flujos y a la disposición amalgamada de los lóbulos (C5).

En el prodelta domina la fracción arena, transportada por corrientes de turbidez de alta densidad (S4) que alternan con niveles limosos de decantación sin apenas transporte tractivo. Procesos de *debris falls* transportan pendiente abajo clastos *outsized* desde depósitos inicialmente más proximales y groseros, quedando embebidos en las arenas del prodelta.

Control sobre la arquitectura deltaica a escala de las secuencias

Las parasecuencias descritas se agrupan en cuatro secuencias de orden superior de espesor entorno al centenar de metros, con una evolución agradacional + progradacional para las secuencias inferiores y progradacional para las dos secuencias superiores (Fig. 7).

El límite entre las secuencias 1 y 2 está marcado por un incremento brusco en la profundidad, que causó la retrogradación de la segunda secuencia deltaica respecto a la primera. Las clinoformas de estas dos secuencias presentan una evolución esencialmente agradacional. Sin embargo, las clinoformas de la secuencia 3 presentan una muy importante progradación hacia el oeste. El

espesor de estas tres primeras secuencias en un corte vertical levantado en áreas proximales es decreciente, aunque las capas de la tercera secuencia aumentan de magnitud en su migración hacia el interior de la cuenca, a causa de fallas sinsedimentarias que afectan a los depósitos distales de las secuencias infrayacentes. El techo del *foreset* de la secuencia 3 quedó emergido por caída relativa del nivel del mar, sufriendo un proceso de erosión con desarrollo de paleosuelos rojos que representarían las facies subaéreas correspondientes al sistema alimentador de la secuencia deltaica 4, que también presenta un claro carácter progradante, con el desarrollo de los principales parches arrecifales sobre el *offlap break* del *topset-foreset* de las clinoformas que muestra.

Esta sucesión de patrones de apilamiento de las capas del complejo deltaico a lo largo de las cuatro secuencias, así como la arquitectura estratigráfica de todo el complejo, deriva de la evolución en la relación aporte sedimentario/subsidencia, responsable, en gran parte, de las modificaciones en el espacio de acomodación que sufrió este sector de la Cuenca de Granada en el Tortoniense superior. La interrelación aportes – acomodación en el control secuencial de sistemas deltaicos ha sido puesta de manifiesto en trabajos previos (Muto y Steel, 1997; Schlager, 1993). En nuestro caso, el pulso del levantamiento del relieve que actualmente forma Sierra Nevada, consecuencia del evento compresivo intratortoniense (Estévez *et al.*, 1982), favoreció la aceleración de su desmantelamiento y con ello el importante aporte de sedimento que llegó a la cuenca. Por otro lado, el espacio de acomodación para la importante acumulación de los depósitos deltaicos estuvo principalmente controlado por una activa tectónica sinsedimentaria que refleja un carácter episódico.

En estas circunstancias se dieron las condiciones favorables para el desarrollo de lóbulos de abanico deltaico tipo Gilbert (Dorsey *et al.*, 1995) con clinoformas oblicuo-tangenciales.

El aumento de la relación aporte sedimentario / subsidencia produjo una disminución en el espacio de acomodación en áreas proximales, como se constata por la disminución de espesor hacia arriba de las tres primeras secuencias, causando también el paso de una evolución agradacional de las secuencias basales (aporte de sedimento equilibrado con la tasa de creación de espacio de acomodación, posiblemente ligada al ascenso continuo relativo del nivel del mar), hasta la importante progradación de las clinoformas de las secuencias 3 y 4 (aporte de sedimento superando a la tasa de creación de espacio de acomodación). Sin embargo, el desarrollo de fallas sinsedimentarias que afectan a las secuencias inferiores produjo la migración de los depocentros hacia el oeste y ese espacio de acomodación creado hacia zonas más internas de la cuenca fue rellenado por las clinoformas progradantes de la secuencia 3 (las cuales pasaron de tener una geometría oblicua a una geometría tangencial) así como por la secuencia 4.

Conclusiones: control autogénico y alogénico sobre la sedimentación

En los abanicos deltaicos tipo Gilbert desarrollados sobre el borde oriental de la Cuenca de Granada durante el Tortoniense superior, en un contexto de nivel del mar alto, tras la transgresión del Tortoniense inferior, se ha establecido una organización secuencial a tres diferentes escalas. La sucesión completa de depósitos deltaicos representa una megasecuencia con una evolución agradante-progradante en sus niveles inferiores y una clara evolución progradante para la mitad superior de la megasecuencia, donde los sistemas alimentadores, en este caso abanicos aluviales, van disponiéndose sobre los ambientes subacuosos infrayacentes, produciendo la migración de la línea de costa hacia el interior de la cuenca.

La megasecuencia se ha subdividido en cuatro secuencias de menor rango, las dos inferiores con una evolución agradacional separadas por un evento de profundización, y las dos superiores con una clara evolución progradacional y separadas por una brusca caída relativa del nivel del mar.

Finalmente, se han reconocido secuencias de rango menor que denominamos parasecuencias, las cuales presentan una organización grano y estratocreciente y una evolución progradacional puesta de manifiesto por el análisis de facies que se ha llevado a cabo desde ambientes proximales a distales del delta.

Para la arquitectura secuencial a gran escala de estos abanicos deltaicos se propone el control tectónico como el mecanismo alogénico más significativo sobre la sedimentación. La importante actividad tectónica sinsedimentaria (pulso de levantamiento de Sierra Nevada y subsidencia tectónica de la cuenca), puesta de manifiesto en las discordancias entre las diferentes secuencias deltaicas y las fallas sinsedimentarias, va a determinar la organización secuencial para el rango de la megasecuencia y de las secuencias. Esta importante actividad tectónica sinsedimentaria se ha reconocido en otros medios deltaicos contemporáneos desarrollados en otras cuencas Béticas y también relacionados con el paleodrenaje de Sierra Nevada y Sierra de Filabres (Fernández y Guerra-Merchán, 1996).

Las secuencias de escala menor, denominadas aquí parasecuencias, están probablemente influenciadas en mayor medida por la propia dinámica deltaica, es decir, por la actividad en cada momento de los sistemas distributarios, que controlan la acumulación de sedimento de grano grueso aportado por el sistema alimentador en áreas concretas, mientras en áreas adyacentes se produce el depósito de material fino, representado por la sedimentación de compensación o interlóbulo. Debido a la localizada manifestación de la ciclicidad a esta escala, pensamos que su origen está en el rango de los procesos autocíclicos. La producción de sedimento de forma dispersa, las fluctuaciones autocíclicas de aporte de sedimento y los cambios locales en la tasa de subsidencia son los factores determinantes en la generación de

los ciclos (Massari, 1997). El aporte de sedimento esporádico y disperso es propio de abanicos aluviales como los que constituyen los sistemas alimentadores del complejo deltaico estudiado.

La calidad de este trabajo ha mejorado notablemente en atención a las sugerencias de J. R. Colmenero, J. Rosell y J. P. Calvo. La financiación económica corresponde al proyecto PB97-0808 DGESIC y al Grupo de Trabajo RNM 163 (*Análisis y Dinámica de Cuencas*) de la Junta de Andalucía.

Bibliografía

Boorsma, L. J. (1992): Syntectonic sedimentation in a Neogene strike-slip basin containing a stacked Gilbert-type delta (SE Spain). *Sedimentary Geology*, 81: 105-123.

Braga, J. C., Martín J. M. y Alcalá, B. (1990): Coral reefs in coarse-terrigenous sedimentary environments (Upper Tortonian, Granada Basin, southern Spain). *Sedimentary Geology,* 66: 135-150.

Calvache, M. L. y Viseras, C. (1997): Long-Term Control Mechanisms of Stream-Piracy Processes in Southeast Spain. *Earth Surfaces Processes and Landforms*, 21: 93-105.

Calvache, M. L., Viseras, C. y Fernández, J. (1997): Controls on fan development -evidence from fan morphometry and sedimentology; Sierra Nevada, SE Spain. *Geomorphology*, 21: 69-84.

Chough, S. K. y Hwang, I. G. (1997): The Duksung fan delta, SE Korea: growth of delta lobes on a Gilbert-type topset in response to relative sea-level rise. *Jour. Sedimentary Research*, 67: 725-740.

Colella, A. y Prior, D. B. (Eds) (1990): Coarse-grained Deltas. *Spec. Publs Int. Assoc. Sedimentol.*, 10: 357 p.

Dabrio, C. J., Fernández, J., Peña, J. A., Ruiz Bustos, A. y Sanz de Galdeano, C. M. (1978): Rasgos sedimentarios de los conglomerados miocénicos del borde noreste de la Depresión de Granada. *Estudios geol.*, 34: 89-97.

Dorsey, R. J., Umhoefer, P. J. y Renne, P. R. (1995): Rapid subsidence and stacked Gilbert-type fan deltas, Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology*, 98: 181-205.

Emery, D. y Myers, K. J. (1996): *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science Ltd., Oxford, 279 pp.

Estévez, A., Rodríguez Fernández, J., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J. A. (1982): Evidencia de una fase compresiva de edad Tortoniense en el sector central de las Cordilleras Béticas. *Estudios geol.*, 38: 55-60.

Fernández, J., Bluck, B. J. y Viseras, C. (1993): The effects of fluctuating base level on the structure of fan and associated fan-delta deposits: an example of the Tertiary of the Betic Cordillera (Spain). *Sedimentology*, 40: 879-893.

Fernández, J. y Guerra-Merchán, A. (1996): A coarsening-upward megasequence generated by a Gilbert-type fan-delta in a tectonically controlled context (Upper Miocene, Guadix-Baza Basin, Betic Cordillera, southern Spain). *Sedimentary Geology,* 105: 191-202.

Fernández, J. y Rodríguez Fernández, J. (1989): Facies evolution of nearshore marine clastic deposits during the Tortonian transgression-Granada Basin, Betic Cordilleras, Spain. *Sedimentary Geology*, 71: 5-21.

Fernández, J., Soria, J. y Viseras, C. (1996a): Stratigraphic architecture of the Neogene basins in the central sector of the Betic Cordillera (Spain): tectonic control and base-level changes. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P. F. Friend y C. J. Dabrio, Eds). Cambridge University Press, Cambridge: 353-365.

Fernández, J., Viseras, C. y Soria, J. (1996b): Pliocene-Pleistocene continental infilling of the Granada and Guadix basins (Betic Cordillera, Spain): the influence of allocyclic and autocyclic processes on the resultant stratigraphic organization. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P. F. Friend y C. J. Dabrio, Eds). Cambridge University Press, Cambridge: 366-371.

Galloway, W. E. (1987): Depositional and structural architecture of prograding clastic continental margins: tectonic influence on patterns of basin filling. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 67: 237-251.

García Dueñas, V., Balanyá, J. C. y Martínez, J. M. (1992): Miocene Extensional Detachments in the Outcropping Basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their Tectonic Implications. *Geo-Marine Letters*, 12: 88-95.

Gawthorpe, R. L. y Colella, A. (1990): Tectonic controls on coarse-grained delta depositional systems in rift basins. En: *Coarse-grained Deltas.* Spec. Publs. Int. Assoc. Sedimentol., 10: 357 p.

Hwang, I. G., Chough, S. K., Hong, S. W. y Choe, M. Y. (1995): Controls and evolution of fan delta systems in the Miocene Pohang Basin, SE Korea. *Sedimentary Geology*, 98: 147-181.

Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J. y González-Lodeiro, F. (1992): The Mecina Extensional System: Its Relation with the Post-Aquitanian Piggy-Back Basins and the Paleostresses Evolution (Betic Cordilleras, Spain). *Geo-Marine Letters*, 12: 96-103.

Kim, S. B., Chough, S.K. y Chun, S.S. (1995): Bloquey deposits in the lowermost part of the Cretaceous Kyokpori Formation, SW Korea: cohesionless *debris flow* and *debris falls* on a steep-gradient delta slope. *Sedimentary Geology*, 98: 97-121.

Lowe, D. R. (1982): Sediment gravity flows II: Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sediment. Petrol.*, 52: 279-297.

Massari, F. (1997): High-frecuency cycles within Pleistocene forced-regressive conglomerate wedges (Bradanic area, southern Italy) filling collapse scars. *Sedimentology*, 44: 939-959.

Massari, F. y Colella, A. (1988): Evolution and types of fan-delta systems in some major tectonic settings. En: *Fan deltas: Sedimentology and Tectonic Settings* (Nemec, W. y Steel, R. J., Eds), Blackie y Son Ltd.: 103-122

Muto, T. y Steel, R. (1997): Principles of regression and transgression: the nature of the interplay between accommodation and sediment supply. *Jour. Sedimentary Research*, 67: 994-1001.

Nemec, W. y Steel, R. J. (1984): Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. En: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates* (Koster, E. H. y Steel, R. J., Eds). *Canadian Soc. Petrol. Geol.*, 10: 1-31.

Postma, G. (1986): Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology*, 14: 291-294.

Postma, G. (1995): Sea-level-related architectural trends in coarse-grained delta complexes. *Sedimentary Geology*, 98: 3-13.

Prior, D. B. y Bornhold, B. D. (1988): Submarine morphology

and processes of fjord fan deltas and related high-gradient systems: modern examples from British Columbia. En: W. Nemec y R. J. Steel (editors), *Fan deltas: Sedimentology and Tectonic settings,* Blackie, Glasgow, 125-143.

Rodríguez-Fernández, J. (1982): El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 224 p.

Sanz de Galdeano, C. (1990): Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics,* 172:, 107-119.

Sanz de Galdeano, C. (1996): Neotectónica y tectónica activa en el sector de Padul-Dúrcal (borde SW de Sierra Nevada, España). 1ª Conf. Int. Sierra Nevada, Granada, 219-231.

Sanz de Galdeano, C. y Vera, J. A. (1992): Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research,* 4: 21-36.

Schlager, W. (1993): Accommodation and supply –a dual control on stratigraphic sequences. *Sedimentary Geology,* 86: 111-136.

Sohn, Y. K., Kim, S. B., Hwang, I. G., Bahk, J. J., Choe, M. Y. y Chough, S. K. (1997): Characteristics and depositional processes of large-scale gravelly gilbert-type foresets in the Miocene Doumsan fan delta, Pohang Basin, SE Korea. *Jour. Sedimentary Research,* 67: 130-141.

Soria, J. M., Viseras, C. y Fernández, J. (1998): Late Miocene-Pleistocene tectono-sedimentary evolution and subsidence history of the central Betic Cordillera (Spain): a case study in the Guadix intramontane basin. *Geological Magazine,* 133 (7) : 565-574.

Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, H. W. y Rashmanian, V. D. (1990): Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops. *Am. Ass. Petr. Geol.,* Methods in Exploration Series 7: 55 p.

Viseras, C. y Fernández, J. (1992): Sedimentary basin destruction inferred from the evolution of drainage systems in the Betic Cordillera, southern Spain. *J. Geol. Soc.London,* 149: 1021-1029.

Viseras, C. y Fernández, J. (1994): Channel migration patterns and related sequences in some alluvial fan systems. *Sedimentary Geology,* 88: 201-217.

Viseras, C. y Fernández, J. (1995): The role of erosion and deposition in the construction of alluvial fan sequences in the Guadix Formation (SE Spain). *Geologie in Mijnbouw,* 74: 21-33.

Viseras, C., Fernández, J. y García García F. (1998): Alluvial stratigraphic architecture related to base level changes (Guadix Basin; Betic Cordillera). *15th International Sedimentological Congress (Alicante), Field Trip* B7, 319-353.

Manuscrito recibido el 10 de Julio de 1998
Aceptado el manuscrito revisado el 27 de Enero de 1999