

ALEJANDRO PÉREZ CUEVA

EL CUATERNARIO CONTINENTAL DE LA PLANA DE CASTELLÓ (ESTUDIO)

I. INTRODUCCIÓN

El área objeto de estudio¹ es la amplia llanura costera denominada Plana de Castelló, enmarcada por un anfiteatro de montañas que van desde los acantilados de la Torre de S. Julián, al N. de Benicàssim hasta las colinas de Almenara en la parte meridional. Este retablo montañoso está formado fundamentalmente por las estribaciones orientales de las sierras del Desert de les Palmes y de Espadà. Es un área de sedimentación cuaternaria, con alturas que apenas superan los 100 metros sobre el nivel del mar; tanto es así que se podría tomar esta curva de nivel como la delimitadora del espacio de estudio (fig. 2). Esta plana presenta una sección E-W cóncava, debido a un enorme glacis², topografía que llega a hacerse llana debido a los extensos depósitos de marisma que, como es normal en el litoral valenciano, también están aquí presentes en tres puntos. El corte N-S está en consonancia con los aportes del Riu Millars y del Belcaire. El perfil transversal del primero (fig. 1), al menos en una parte central restringida, muestra una topografía propia de un abanico aluvial, más potente en el centro y bajando suavemente hacia los lados. El perfil del segundo, de iguales características, refleja unos depósitos

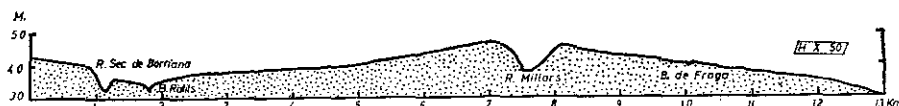


Figura 1.—Perfil transversal del Riu Millars tras su confluencia con la Rambla de la Viuda.

¹ Las hojas del Mapa Topográfico 1:50.000 que participan de la zona estudiada son la 616 (Villafamés), 640 (Segorbe), 641 (Castellón), 668 (Sagunto) y 669 (Moncófar).

² ROSSELLÓ (1969, p. 19) habla de glacis de erosión. SOS BAYNAT (1977, p. 281) lo define como de erosión-sedimentación.

que sirven de separación entre las marismas de Nules y Almenara. El conjunto de depósitos cuaternarios estaría instalado en una amplia cubeta abierta al mar «que data de la orogenia nealpídica, fase rodánica» (SOS BAYNAT, 1977, p. 287).

El objeto de estudio es la configuración sedimentológica de los depósitos de facies continentales que aparecen en esta plana litoral, así como el esbozo de su evolución genética. Sus determinantes parecen ser el clima, por cuanto que influye en el régimen espasmódico y torrencial³ de los ríos aportantes, y los cambios de nivel de base del mar.

2. CARACTERÍSTICAS DE LOS DEPÓSITOS

Tras un estudio exhaustivo de una serie de cortes naturales o antrópicos y de observaciones de todo tipo se han podido caracterizar cinco facies sedimentarias correspondientes a dos ambientes bien delimitados, que son el de glacis y el fluvial.

En su parte superior el glacis suele empezar en bastantes lugares con una facies fanglomerática para pasar pronto a una facies de manto de arroyada con intercalación de niveles de cantos, que llegan a desaparecer en la parte terminal. En las laderas del retablo montañoso aparecen en puntos muy localizados una serie de depósitos de gravedad, más asimilables a los taludes de derrubios que al glacis estricto.

En el ambiente fluvial se han distinguido dos facies, una de un *braided*⁴ más o menos típico y otra de características más torrenciales, a la que se ha denominado «facies de aguas torrenciales», y que vendría a ser la degradación de la anterior, pero formalmente diferente.

2.1. Depósitos de gravedad

Están formados por clastos de tamaño grava gruesa, de gran angulosidad y mediana clasificación, con absoluta ausencia de matriz y en los que no se observa ninguna estructura sedimentaria. Las formaciones se presentan en forma de mantos de derrubios relacionados con las laderas actuales.

La gran angulosidad de los cantos hace pensar en un transporte muy corto. Esto mismo y la ausencia de estructuras que indiquen un transporte acuoso denotan que el único factor de desplazamiento es la gravedad, máxime cuando la falta de matriz arcillosa descarta un transporte por colada de fango (*mud flow*). Es evidente, además, la procedencia de los clastos de los relieves cercanos, pues su litología excluye cualquier material extraño.

³ En el tercer capítulo de la tesis de licenciatura, que en buena medida es la base de este trabajo, se estudia con más detalle el efecto de los diversos regímenes fluviales en la configuración de las diferentes zonas de la Plana.

⁴ Se ha adoptado la terminología usada por REINECK (1975, pp. 238 y ss.).

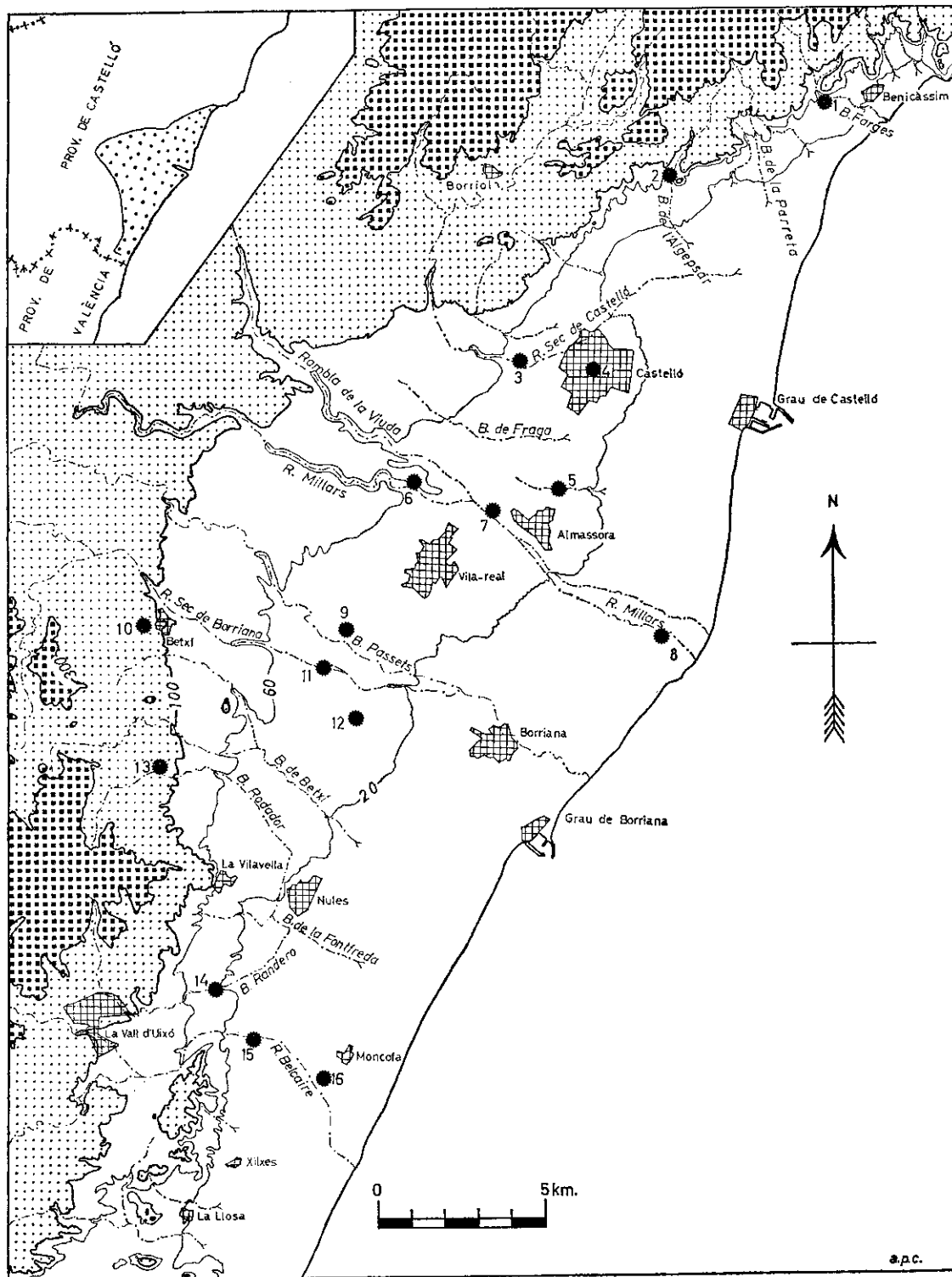


Figura 2.—La Plana de Castelló con la localización de las columnas estudiadas.

2.2. *Depósitos de colada de fango*⁵

Texturalmente son conglomerados de tipo fanglomerático, por su alta proporción de matriz arcillosa, formados por clastos angulosos o subangulosos⁶, con gran oscilación de tamaños, desde gravas finas a bloques muy gruesos. No presentan estructuras, sino un aspecto caótico y de gran uniformidad de características a lo largo de toda su masa. Son potentes mantos, adosados a los relieves inmediatos, en los que no se aprecia bien la geometría de conjunto al no encontrarse afloramientos que permitan ver el contacto con otras facies.

En los fanglomerados más alejados de su punto de origen se aprecia un mayor redondeo de los clastos englobados en la matriz arcillosa, pero, con todo, la relación desgaste/distancia es muy baja para lo que cabría esperar de un transporte fluvial normal. Esto, unido al alto contenido de matriz arcillosa, invalida la posibilidad de génesis fluvial del depósito y apoya unas condiciones de transporte altamente viscosas. La ausencia de cicatrices erosivas y de todo tipo de estructuras indica un transporte no por flujo canalizado, sino en forma de manto extenso y homogéneo. Si a todo esto unimos la clara relación de la litología de los clastos con la de los relieves cercanos se puede reconstruir, tal como indicábamos al principio, un mecanismo de colada de fango.

2.3. *Depósitos de manto de arroyada*

Están formados por materiales detríticos de todos los tamaños, desde arcillas hasta gravas, predominando las primeras. Presentan granoselección positiva en determinados puntos (Barranc de Passets) y más normalmente una estratificación planar observable en los contactos entre las arcillas dominantes y los lechos interiores de elementos detríticos gruesos. Las unidades de la facies en su conjunto son tabulares y de espesor bastante mantenido. Las gravas que aparecen dentro de las arcillas se presentan depositadas, bien en forma suelta o bien en niveles más o menos continuos, que en alguna ocasión pueden llegar a ser lenticulares. En todo caso los contactos entre los lechos de gravas y las arcillas circundantes no son netos exclusivamente, sino que se observa un paso gradual entre la matriz arcillosa interclástica y los paquetes de arcilla de arriba y abajo. En algunos lugares esta facies de arcillas presenta nodulillos calcáreos de pocos centímetros cúbicos⁷.

La geometría, perfectamente tabular con límites horizontales, ausencia total de cicatrices erosivas en la base, etc., indican un flujo en forma de manto,

⁵ Identificables con los *debris-flow* de W. BULL.

⁶ Se usará la terminología y dimensiones de la clasificación de angulosidad de PETTI-JOHN (1975, p. 57).

⁷ Nodulillos que, en la clasificación de DURAND, se dan como una forma de concreciones calcáreas discontinuas (*amas friables*, nodulillos calcáreos...) (ROSSELLÓ, 1973, p. 425).

es decir, no canalizado. Ahora bien, no estaríamos ante una colada de fango, pues no existe la viscosidad suficiente en el medio de transporte para arrastrar clastos, excepto en determinados episodios muy esporádicos.

Generalmente los lechos de gravas no han sido traídos por corrientes encauzadas que se hayan encajado en arcillas previamente depositadas, ya que por una parte tienen una geometría perfectamente tabular con superficies de estratificación horizontales. Por otra, no presentan límites claramente erosivos con los lechos de arcillas, sino un paso gradual desde la matriz arcillosa de las gravas hacia las arcillas de arriba y de abajo, lo cual indica que los clastos han sido transportados y depositados englobados en la arcilla⁸. Todas estas características ofrecen un claro paralelo con el mecanismo de la facies de colada de fango, exceptuando algo cuantitativo como es el grado de viscosidad del fluido transportador, lo que explica que en el corte del Riu Sec de Borriana haya un contacto gradual entre unos fanglomerados sin cementar y la facies definida como manto de arroyada (fig. 3). Ambas unidades podrían representar dos etapas dentro de un mismo proceso deposicional, diferenciadas únicamente por un instante en el que decrece la viscosidad del vehículo. La granoselección positiva encontrada en el corte del Barranc del Passets, indicadora en general de poca energía del medio, apoya aquí la hipótesis de flujo laminar.

2.4. Depósitos de cauces entrelazados (*braided*)

2.4.1. Descripción

En su análisis a partir de los modelos puros⁹ se observan tres subfacies características: Subfacies conglomerática arenosa de barra, *channel-bar*; subfacies arcillosa de llano de inundación, *flood-plain* y subfacies detrítica fina de relleno de canal, *channel-fill*.

En la subfacies de *channel-bar* predominan los cuerpos de grava media y gruesa, de clastos redondeados o muy redondeados, de media a buena clasificación y matriz predominantemente arenosa, aunque en algunos puntos pueda ser arcillosa. Se observan claras laminaciones y estratificaciones cruzadas¹⁰ a escala desde decimétrica hasta casi decamétrica. Tales estructuras normalmente son de cuchara, aunque puede haber alguna recta. En las partes altas de las unidades se convierten en estratificaciones inclinadas de bajo ángulo, pasando incluso a laminación y estratificación planar. En algún caso las láminas presentan granoselección positiva desde la fracción grava media hasta la fracción arena.

⁸ Esto no quita que en algunos casos puedan tener un origen más parecido al fluvial.

⁹ Son las que se observan en el centro del abanico aluvial del Riu Millars (vid. cortes de la desembocadura del Riu Millars y les Alqueries en fig. 3).

¹⁰ La diferencia entre laminaciones y estratificaciones, cruzadas o planares, se establece con criterios puramente geométricos: son estratificaciones las láminas de escala métrica o mayor.

Los cuerpos, tanto de arenas como de gravas, tienen poca extensión lateral, abundancia de cicatrices erosivas y forma en general lenticular. Las bases de las unidades suelen tener bastante relieve erosivo, formando en muchas ocasiones verdaderos canales que excavan a profundidad de 1 a 1'5 m. (corte de les Alqueries) (fig. 3).

La subfacies arcillosa de llano de inundación presenta arcillas que localmente pueden ser algo arenosas, pero que no engloban cantos como las de los mantos de arroyada. En ellas no se observan estructuras, siendo cuerpos generalmente tabulares con la superficie inferior perfectamente horizontal sobre las facies de *channel-bar* y con el techo erosionado por un nuevo ciclo de éstas.

En la subfacies detrítica fina de relleno de canal la granulometría oscila desde la arcilla hasta la arena media y fina. Los depósitos son siempre lenticulares y adoptan la forma de un canal. Hay lugares donde estos lentejones están formados por una masa arcillosa (Barranc dels Passets) o limo-arenosa fina (confluencia del Riu Millars con la Rambla de la Viuda), homogénea y sin estructuras. En cambio, otros (corte de la desembocadura del Riu Millars) tienen una perfecta gradación de estructuras de energía decreciente, acompañada a su vez de una granoselección positiva (fig. 3).

La extensión lateral de la facies, en conjunto, es difícil de precisar y varía según puntos desde estrechos cordones decamétricos a zonas de límites no observables.

2.4.2. Degradación de la facies

A partir del tipo puro descrito existe toda una serie de modelos producto de su degradación.

En un primer tipo poco degradado (corte Barranc de Passets y confluencia Riu Millars-Rambla de la Viuda) ha desaparecido la subfacies de llano de inundación; se conserva la de relleno de canal, pero con materiales detríticos homogéneos y la subfacies de *channel-bar* presenta estructuras menos visibles.

En un tipo de mayor degradación (corte Barranc d'Almassora y otros) sólo se conserva la subfacies de *channel-bar*, pero también con pérdida cuantitativa de estructuras típicas y de visibilidad de las mismas.

En la última fase de evolución de los *braided* no existe el llano de inundación y hay poca presencia de la de relleno de canal, aumenta el porcentaje de arenas en la subfacies de *channel-bar*, los cuerpos de grava y arena suelen tener mayor extensión lateral y pocas cicatrices erosivas y finalmente las estratificaciones y laminaciones cruzadas suelen ser rectas y de bajo ángulo. En todo caso esta enumeración no pretende configurar una tipología sino una casuística.

2.4.3. Interpretación

Los caracteres texturales, tanto de las gravas como de las arenas, son fluviales, ya que sugieren un transporte prolongado en un medio acuoso de baja

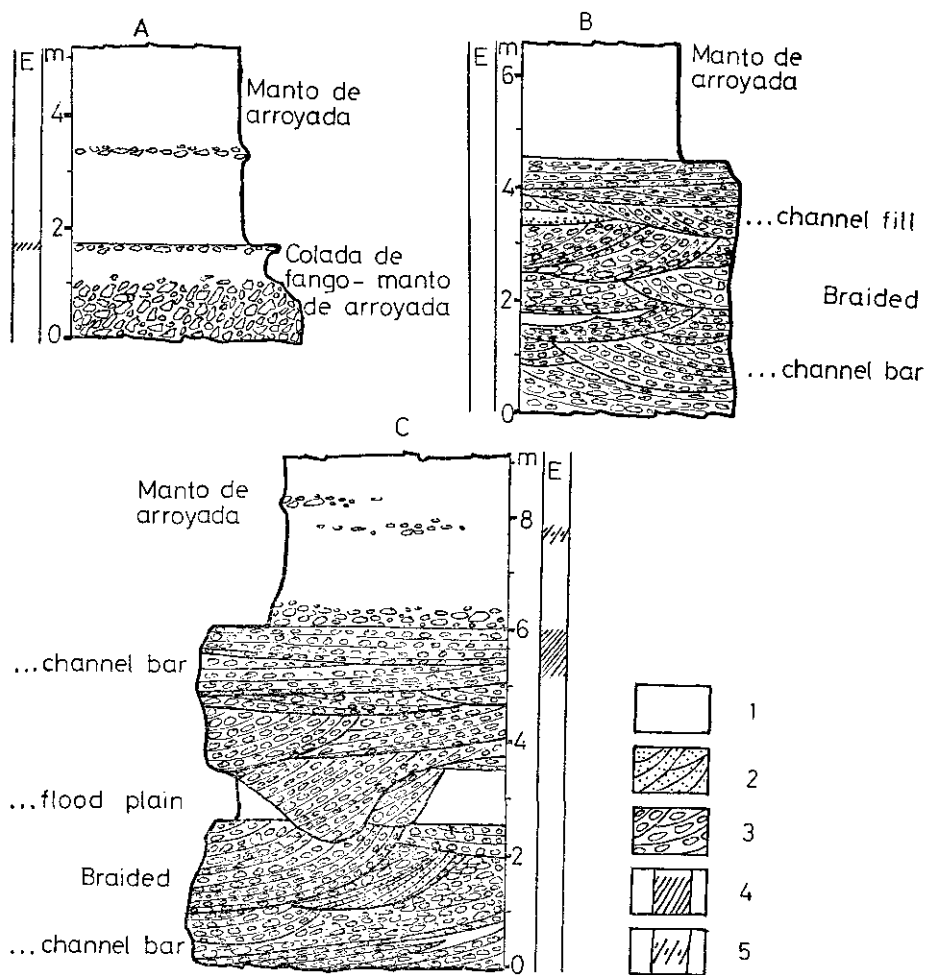


Figura 3.—Columnas litoestratigráficas con indicación del nivel de encostramiento (E): A) Riu Sec de Borriana (corte núm. 11 de la fig. 2). B) Desembocadura del Riu Millars (corte núm. 8). C) Les Alqueries (corte núm. 12). Los símbolos utilizados son: 1. Limos y arcillas. 2. Arenas. 3. Gravas y cantos. 4. Nivel de encostramiento. 5. Nivel de nodulación.

viscosidad. La geometría irregular, el aspecto lenticular y restringido de los cuerpos por la abundancia de cicatrices erosivas internas y el fuerte relieve erosivo que también presenta la base de las unidades (corte de les Alqueries) hace pensar en corrientes de gran energía, pero que, debido a la abundancia de carga de fondo, se ubican en cauces inestables sometidos a una migración lateral muy activa. Estas consideraciones permiten emitir la hipótesis de génesis del depósito por cauces entrelazados (ríos *braided*). La presencia de las

tres subfacies descritas anteriormente y sus relaciones mutuas apoyan este supuesto.

REINECK (1975), SELLEY (1976) y otros autores describen la génesis modélica de cada una de las subfacies, descripción que se puede aplicar a este caso sin demasiadas variaciones. No obstante hay que señalar dos características del *braided* estudiado que lo diferencian de estos modelos puros. Una sería la desproporción en volumen a favor de los cuerpos de gravas y arenas frente a unos llanos de inundación muy diseccionados y unos rellenos de canal poco frecuentes. La otra sería la evidente caoticidad y desorganización de la subfacies de *channel-bar*, manifiesta entre otros detalles en la ausencia de estructuras y granulometrías de escala decreciente típicas de ella (REINECK, 1975, p. 241)¹¹. En el mejor caso, el único rasgo observado que hablaría de condiciones energéticas decrecientes sería el tránsito observado en el corte les Alquerías y en la desembocadura del Riu Millars, desde estratificaciones cruzadas con mucha inclinación y abundantes cicatrices erosivas, en la base, hasta estratificación inclinada de muy bajo ángulo y planar, en el techo. Esta comprobación, sin embargo, ya es importante, dado que no cabría esperar una disminución vertical en el tamaño de los materiales de las estructuras al estar únicamente disponible la fracción de gravas.

2.5. Depósitos de aguas torrenciales

2.5.1. Descripción

Sus materiales presentan tamaños desde gravas medias hasta cantos de considerables dimensiones. La matriz es más arenosa que arcillosa, llegando a desaparecer en algunos puntos, dando lugar a depósitos de gran porosidad (*sieve deposits*). El grado de redondeo oscila desde subanguloso a subredondeado, no apreciándose nunca un rodamiento total como en los depósitos *braided* anteriores. Los materiales no ofrecen siquiera una mediana selección, salvo en casos aislados (corte Riu Sec de Castelló). Normalmente los depósitos son masivos, hecho que, unido a la heterometría antes aludida, les confiere un carácter caótico, exceptuando ciertos lugares en donde aparecen estratificaciones cruzadas de tipo recto y en menos ocasiones cantos imbricados (corte Barranc Randero). No obstante, no se puede hablar de una uniformidad de características estricta, al igual que sucedía en los depósitos *braided*, pues dentro de una clasificación cuyo determinante es la torrencialidad del vehículo es de esperar una variación de características según la mayor o menor intensidad de aquélla. Así se ha observado una diferencia entre los depósitos de cursos más largos (Riu Sec de Castelló, Barranc Randero...) con más estratificaciones cruzadas y de mayor desarrollo, puntos con clastos imbricados y una mayor selección en general, y los depósitos de los pequeños barrancos

¹¹ Algo así como los *fining upward* que citan ROSSELL y otros (1976) en sus conglomerados miocénicos de Menorca.

(Barranc de l'Algepsar, Barranc de Farges, Barranc Rodador), más caóticos y con *sieve deposits* frecuentes.

2.5.2. Interpretación

La general heterometría y aspecto caótico de los depósitos, junto con la falta de estructuras y el no muy alto redondeo de los clastos, indican un transporte por aguas en régimen torrencial. Esta torrencialidad viene determinada por el régimen de precipitaciones de la zona y por la fuerte pendiente de los cursos fluviales generadores de los depósitos, pendiente cuya ruptura brusca, al entrar los barrancos en la zona llana de La Plana, da los depósitos de descarga y filtrado antes aludidos que son típicos de las partes altas de estos abanicos aluviales¹². Por otra parte, esta descarga brusca de material transportado justificaría también la caoticidad y ausencia de estructuras de los depósitos. Así, pues, el mecanismo de la pérdida brusca de pendiente, unido al de la mayor torrencialidad respecto a la facies *braided*, ocasiona unos depósitos textural y estructuralmente diferentes, pero asimilables en general a un medio de transporte de alto nivel energético. De ahí que ambas facies tengan unos límites confusos.

2.6. Localización de las facies

En un pequeño esbozo de localización se puede hablar de una gradación de facies desde los relieves mesozoicos hasta el mar, cuya sucesión sería: *a)*, depósitos de gravedad en las zonas más elevadas; *b)* depósitos de colada de fango, que coincidiría con la zona de los piedemontes de la cartografía 1:50.000 del Mapa Geológico, salvo unos fanglomerados que llegan a observarse hasta casi la desembocadura del Riu Millars; *c)*, alternancia de depósitos *braided* y mantos de arroyada; *d)*, facies de marisma.

También se ve una degradación de facies hacia las zonas marginales, donde los depósitos *braided* no tienen condiciones para desarrollarse, dominando un tipo de sedimento al que se ha llamado de aguas torrenciales y que es más caótico cuanto más marginal, relacionado con la menor longitud del barranco generador.

3. INTERPRETACIÓN GENERAL

3.1. Hipótesis genética de La Plana

3.1.1. Ensayo de correlación litoestratigráfica de las columnas estudiadas

En el gráfico de la fig. 4 se establecen las correspondencias litoestratigráficas entre las diferentes unidades de las columnas estudiadas, aunque en nin-

¹² Se han observado en la parte alta del cono del Barranc de l'Algepsar, cono del Barranc de Farges, Barranc de les Vinyes, etc.

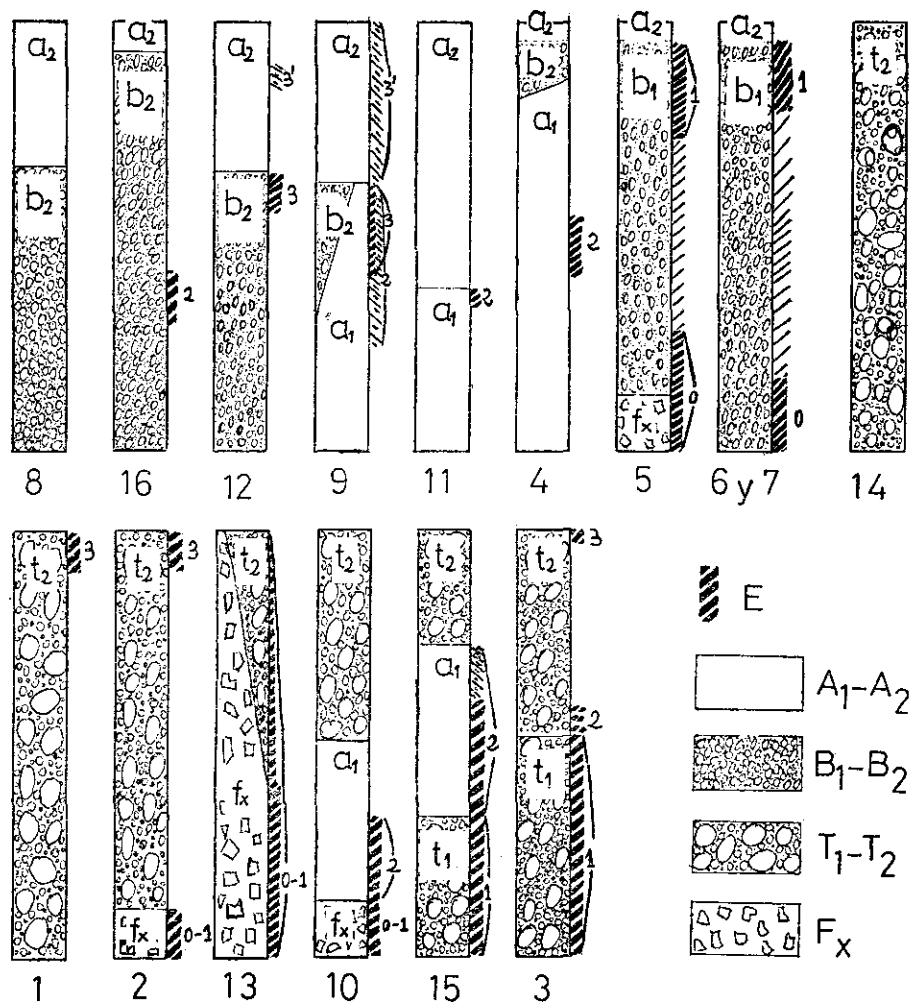


Figura 4.—Correspondencias litoestratigráficas y de encostramientos: E) Niveles de encostramiento y nodulación. A_1 , A_2) Niveles de la facies de "manto de arroyada", B_1 , B_2) Niveles de la facies "braided". T_1 , T_2) Niveles de la facies de "aguas torrenciales". F_x) Niveles de la facies de "colada de fango". El número de cada columna se corresponde con el del mapa de la Figura 2.

gún momento se da un valor cronológico a tal correlación. Si bien a nivel de columna y por el principio de superposición la unidad inferior siempre será más antigua que la superior, a nivel de correlación múltiple esto no sucede, ya que el tránsito de una a otra (unidades litoestratigráficas) no tiene que ser necesariamente contemporáneo en todos los puntos, y esto es lo que sucede en La Plana.

En un principio podrían deducirse unas secuencias-tipo¹³, pero la observación detallada de todas las columnas permite ver algunas irregularidades tipificadas en:

a) Una ausencia de puntos donde se observe la superposición del primer nivel de arroyada (A_1) y del segundo nivel *braided* (B_2) sobre el primer nivel *braided* (B_1). El resultado de esto sería el contacto entre la unidad B_1 y A_2 en diferentes puntos.

b) Relacionado con lo anterior está la desaparición de la unidad conglomerática encostrada B_1 , que, respetando la cartografía geológica del IGM, está situada en una línea subparalela a la de la actual costa, a unos 6 Km. al interior. Queda pendiente de solución que esta desaparición sea debida bien al límite espacial del depósito, bien a una falla¹⁴ o bien a una flexura, entendiéndose como tal una subsidencia diferencial. En cuanto a lo segundo y lo tercero no se han encontrado indicios que lo apoyen de una forma terminante. No se ha observado esa desaparición brusca a la que aluden GOY y ZAZO, sino todo lo contrario, una disminución progresiva del espesor del nivel B_1 y una zona de afloramiento de manto de arroyada directamente encima de una facies de colada de fango. Si pueden correlacionarse claramente estos fanglomerados con los de la parte basal de la columna del Barranc d'Almassora, muy cercanos e infrayacentes respecto a los «mantos aluviales encostrados», la hipótesis de la desaparición únicamente por factores deposicionales sería concluyente¹⁵. En el caso contrario siempre habría que explicar la presencia de estos fanglomerados, presencia problemática si se alude a una falla. Además el límite de los conglomerados, según la cartografía geológica¹⁶, se ve convexo, tomando como referencia el punto de desembocadura del Riu Millars, a modo de un sospechoso abanico aluvial, mientras que con la hipótesis de falla, según la teoría de los óvalos valencianos, debería verse cóncavo o como máximo recto. Debe pensarse mejor en un límite espacial de un abanico pleistoceno encostrado, quizá recortado por el mar, como está sucediendo actualmente, tras una pulsación positiva.

c) El B_2 es un episodio que no cubre toda la extensión de La Plana, apareciendo a veces en contacto los niveles A_1 y A_2 . Por otra parte, en la zona por donde discurre actualmente el Riu Millars se observa que el desarrollo de la facies B_2 dura hasta casi la actualidad, de forma que no aparece apenas encima el nivel A_2 . Las características de este episodio fluvial parecen

¹³ La serie estratigráfica sería: a) nivel fanglomerático infrayacente (Fx); b) primer episodio *braided* —o de aguas torrenciales en las zonas exteriores— (B_1 y T_1); c) primer episodio de manto de arroyada (A_1); d) segundo episodio *braided* y de aguas torrenciales (B_2 y T_2); y e) segundo episodio de manto de arroyada (A_2).

¹⁴ Postulada por GOY y ZAZO, en su teoría sobre los óvalos valencianos (1973, p. 74 y 79).

¹⁵ Desgraciadamente el nivel de afloramiento de los fanglomerados del corte del Barrac d'Almassora es pobre.

¹⁶ Mapa Geológico 1:50.000 de Castellón de la Plana (hoja 641).

haber ido evolucionando con el tiempo desde las del *braided* más o menos normal hasta las de un régimen con menos migración lateral y cambios de curso, así como de menor nivel energético, según parece inducirse de los datos que se describen en el apartado 2.4.2. Esto le conferiría un carácter de río más rectilíneo, acercándose a la configuración actual.

Matizando las secuencias-tipo con las irregularidades que acabamos de enumerar podemos esquematizar la geometría general de La Plana en un bloque-diagrama (fig. 5). A partir de él será sencillo hacer una reconstrucción del desarrollo genético de esta comarca durante el Cuaternario.

3.1.2. Evolución genética e intento de correlación de los encostramientos

Parece probable un primer episodio de depósitos por colada de fango, que se observa en pocos puntos, pero siempre debajo de los mantos aluviales encostrados. Su extensión es bastante uniforme en la parte alta de La Plana, junto al retablo montañoso, llegando incluso muy cerca de la línea de costa actual, donde se observan, aunque sin poder apreciarse potencias. Estas son mayores, seguramente, en las cercanías de la orla montañoso. La edad de estos fanglomerados puede ser pliocuaternaria si admitimos como buena la cronología que GOY y ZAZO dan a los mantos aluviales encostrados suprayacentes que es pleistocena inferior.

Estos mantos, que tienen una cartografía en forma de abanico aluvial en íntima relación genética con el Riu Millars, vendrían a ser el primer nivel de facies *braided*. Su característica de manto aluvial se acentúa observando la disminución de su potencia, al tiempo que se mantienen sus dos niveles de encostramiento. De éstos, el inferior (nivel 0), estaría en relación con el encostramiento de los fanglomerados anteriores, por lo que deducimos su casi contemporaneidad. El encostramiento superior se ha dado como exclusivo del nivel B₁.

No parece haber una interdigitación entre ese nivel de facies y los niveles A₁ y B₂, pese a que éstos nunca hayan sido observados encima de aquél, pero sí que hay solapamiento entre estos dos niveles últimos. Su edad conjunta parece ser pleistocena media y superior y su localización en el espacio es: a), el nivel A₁ tiene un máximo desarrollo en potencia en las franjas intermedias entre los depósitos del Riu Millars y los de las zonas marginales, y transversalmente tiene un máximo desarrollo en las zonas medias y un desarrollo desconocido en tierras bajas, ¿podría ser la capa base de los depósitos de marisma?; b), el nivel B₂ se desarrolló en estas mismas zonas, pero ocupando también la parte baja central de La Plana, zona de la desembocadura del Riu Millars, tras la desaparición del nivel B₁. Aparte de esto se prolonga cambiando sus características a zonas marginales, siendo el nivel donde se aprecia mejor el cambio de facies de *braided* a aguas torrenciales. Esto da un dato de contemporaneidad del segundo nivel de depósitos por aguas torrenciales (T₂) con los B₂.

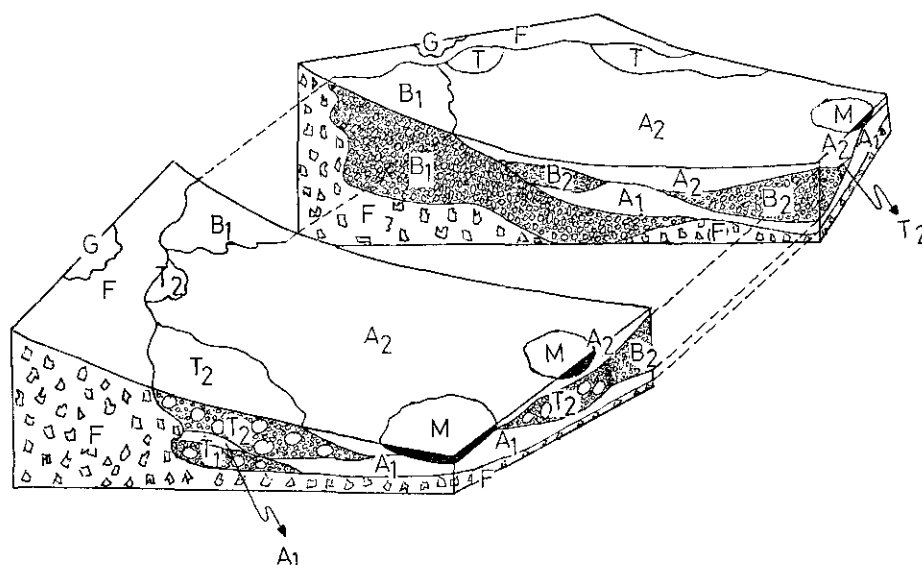


Figura 5.—Croquis litoestratigráfico de la Plana de Castelló. A) Facies de "manto de arroyada". B) Facies "braided". F) Facies de "colada de fango" G) Depósitos de Gravedad. M) Marismas. T) Facies de "aguas torrenciales".

Este último nivel *braided* se presenta localmente encostrado en el techo¹⁷, encostramiento que persiste en mayor medida en forma de nódulos en el último nivel de arcillas (A₂). Este dato y el anteriormente descrito del cambio de características hacen pensar en un desarrollo temporal muy amplio del B₂, que llegaría hasta casi la actualidad. El nivel último de arroyada, que podría empezar en el Pleistoceno Inferior, posiblemente alcanza a tiempos del Holoceno y se solapa perfectamente al segundo nivel *braided*, pues contrasta que precisamente en la zona central de La Plana (desembocadura del Riu Millars) su potencia sea notablemente menor que en otros puntos marginales. En todo caso es un episodio diferenciable por su clara posterioridad, pese al solapamiento con el B₂, y por su extensión prácticamente general en toda La Plana. Por otra parte sería contemporáneo a la formación de las marismas.

Todos estos depósitos parecen descansar, al menos en la parte interior y central de La Plana, sobre un lecho de materiales del Terciario Superior, que no aflora¹⁸.

¹⁷ Mayormente su homócrono T₂.

¹⁸ En la Plana de Oropesa-Torreblanca, ARAGONÉS BELTRÁN y otros (1976, p. 484) han descrito una seriación de Mioceno marino, Mioceno litoral y Terciario lacustre antes que se iniciasen los conglomerados cuaternarios.

3.2. *Los ambientes fluviales*

Los cursos fluviales que llegan a La Plana son, en general, de alto nivel energético, tanto en el caso de los barrancos marginales, de fuertes pendientes, como en el caso de los ríos principales. El conjunto del Riu Millars y de la Rambla de la Viuda está caracterizado por un bajo módulo anual¹⁹ y por fuertes avenidas de pocos días de duración²⁰. A esto va unido una buena disponibilidad de clastos de origen problemático (BRUNNACKER, [1973, p. 137] habla de la gran importancia en el Pleistoceno Superior de la gelifracción periglacial como productora de cantos. Por otra parte también está el vaciado de las cubetas terciarias interiores²¹) para formar un tipo de depósitos conglomeráticos, claramente fluviales, que, si bien no afloran al estar recubiertos por una capa más o menos potente de arcillas, tienen una gran importancia en la configuración topográfica de La Plana y en su génesis misma.

Los abanicos aluviales de los ríos que llegan al mar son los que delimitan los ambientes de marisma²². Además estos ríos generadores de los abanicos son los que proporcionan los clastos para la formación de la restinga que posteriormente cerrará estas zonas deprimidas. Esta restinga suele ser de cantos y grava en las inmediaciones meridionales de la desembocadura de los ríos (Millars, Belcaire), lo cual está en correspondencia con la dirección N-S de la deriva litoral en esta zona.

Por otra parte, la continentalidad evidente de los depósitos en lugares tan próximos a la costa actual, como el caso del corte de la desembocadura del Riu Millars, plantea la revisión del término delta, al que aluden diversos autores (SOS BAYNAT, 1949; ROSSELLÓ, 1969; cartografía geológica 1:50.000), aplicado no ya a la Plana de Castelló sino incluso a los depósitos del Millars en esa zona. Las razones aducidas aquí son que hidrológica y sedimentológicamente sólo es atribuible al Riu Millars, en unión con la Rambla de la Viuda, una no demasiado amplia faja central de límites imprecisos, ya que se observa un cambio lateral de facies desde los depósitos *braided* a los denominados de aguas torrenciales, que serían de distinta procedencia. Además, al parecer, la acumulación de sedimentos por los barrancos es proporcionalmente mayor que la del Millars (PÉREZ CUEVA, 1977, pp. 58 y ss.), a lo que hay que añadir una menor profundidad que colmatar hasta llegar al substrato mesozoico.

Topográficamente no existen pendientes longitudinales que permitan hablar de un delta en sentido estricto. El perfil transversal presenta una forma parecida a un abanico aluvial (entendiendo como tal simples depósitos aluviales

¹⁹ PÉREZ PUCHAL (1967) da 9'71 m.³/seg.

²⁰ PÉREZ CUEVA (1977) da para el Riu Millars, en un período de 10 años, ocho crecidas de más de 100 m³/seg. de caudal medio diario y una de más de 350 m³/seg.

²¹ Pla de l'Arc y otros, así como toda la cabecera del Millars.

²² Es el caso de la marisma de Nules, ceñida por los aluviones del Riu Belcaire y del Riu Sec de Borriana.

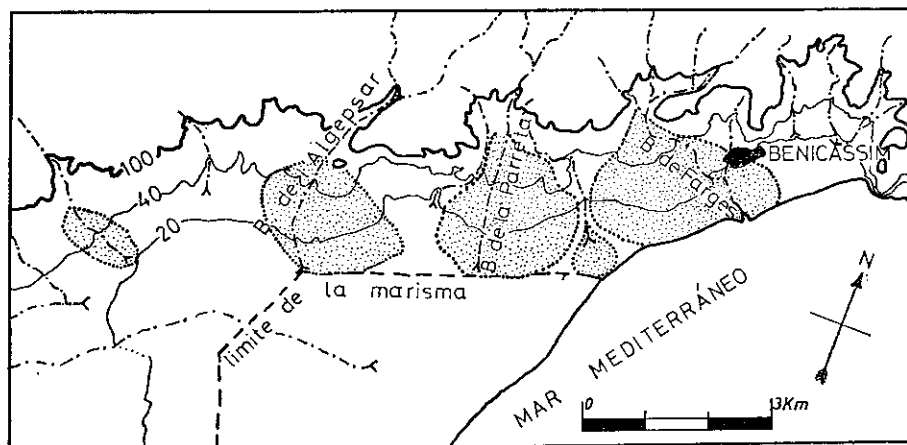


Figura 6.—Glacis por coalescencia de conos de deyección (en punteado) al N de Castellón de la Plana.

abandonados radialmente) más que los elementos típicos deltaicos tal como los describe REINECK (1975) o MALDONADO (1972) en un caso más cercano.

Ambiental y sedimentológicamente no se puede hablar de delta en cuanto que las facies descritas pertenecen totalmente, como se ha dicho, a depósitos continentales de ambiente fluvial. (La facies *braided* se observa pocos kilómetros antes de la desembocadura del Riu Millars.)

Incluso sería criticable la idea de la existencia de un delta sumergido, ya que estos depósitos se han podido generar en un momento de regresión marina, a modo de un gran cono de deyección interior, estando actualmente atacados por las aguas marinas tras la transgresión flandriense.

3.3. Los ambientes de glacis

El glacis es el que determina la topografía de la zona media y superior de la llanura aluvial. Con su suave descenso hacia la zona de las marismas recubre y da uniformidad a una topografía fluvial más ondulada. El contacto con el retablo montañoso triásico o calcáreo se efectúa normalmente mediante depósitos de los torrentes que, al perder pendiente de forma brusca, generan unos conos de deyección de diferentes dimensiones según la importancia del barranco. En el caso del N. de Castelló (fig. 6), por la proximidad de los conos entre sí y por su considerable tamaño, se ha generado un caso típico de glacis por conos coalescentes, que se pierde netamente en la marisma, sin que el mecanismo de la arroyada actúe, al menos de forma visible. En la parte más extensa del S. del Riu Millars, el glacis, que en algunos puntos también empieza con depósitos torrenciales, tiene un mayor desarrollo (ROSSELLÓ cita de 12 a 15 Km. en Onda). Aquí la arroyada ha generado un tipo de depósitos

característico, que va perdiendo paulatinamente proporción de cantos englobados a medida que se desciende hacia el mar, pasando de unos fanglomerados a unos mantos de arcilla sin detríticos gruesos. De todas formas es evidente una interacción de procesos, fluvial y de arroyada, condicionada seguramente por cambios climáticos en los cuales los momentos de fuerte pluviosidad darían depósitos fluviales y los períodos de sequía, facies de glacis. No obstante, tampoco se puede caer en un simplismo de este tipo y hay que pensar en un solapamiento de los dos procesos y en una actuación simultánea de ambos.

BIBLIOGRAFIA CITADA

- ARAGONÉS, J. M.; PULIDO, J., y SANZ, C., "Estudio hidrogeológico de la Plana de Oropesa-Torreblanca (Castellón)", *I Simposio Nacional de Hidrogeología*, Valencia, t. I, 1976, pp. 470-499.
- BRUNNACKER, K., "Observaciones sobre terrazas marinas y glacis de piedemonte en el SE. de España", *Estudios Geográficos*, n.º 130, 1973, pp. 133-140.
- GOY, J. L. y ZAZO, C., "Estudio morfotectónico del Cuaternario en el óvalo de Valencia", *Actas de la I Reunión Nacional del Grupo de Trabajo del Cuaternario*, Madrid, 1973, pp. 71-82.
- MALDONADO, A., *El Delta del Ebro. Estudio sedimentológico y estratigráfico*, Barcelona. Departamento de Estratigrafía y Geología histórica, 1972, 450 pp.
- Mapa Geológico de España 1:50.000, segunda serie (MAGNA), hojas n.º 616, Villafamés; n.º 640, Segorbe; n.º 641, Castellón de la Plana; n.º 668, Sagunto; n.º 669, Moncófar.
- PÉREZ CUEVA, A., *Estudio sedimentológico de la Plana de Castelló*, Valencia, Departamento de Geografía, 1977, 120 pp. mecanografiadas.
- PÉREZ PUCHAL, P., "Los embalses y el régimen de los ríos valencianos", *Estudios Geográficos*, n.º 107, 1967, pp. 149-196.
- PETTJOHN, F. J., *Rocas sedimentarias*, Buenos Aires, Eudeba, 1963, 731 pp.
- REINECK, H. E. y SINGH, I. B., *Depositional sedimentary environments*, New York, Springer-Verlag, 1975, 439 pp.
- ROSELL, J.; OBRADOR, A., y MERCADAL, B., "Las facies conglomeráticas del Mioceno de la isla de Menorca", *Boletín de la Historia Natural de Baleares*, n.º 21, 1976, pp. 76-93.
- ROSSELLÓ VERGER, V. M., *El litoral valencià*, t. I, València, l'Estel, 1969, 171 pp.
- ROSSELLÓ VERGER, V. M., "Costras y encostramientos calizos en el S. del Mediterráneo", *Estudios Geográficos*, n.º 131, 1973, pp. 423-429.
- SELLEY, R. C., *Medios sedimentarios antiguos*, Madrid, H. Blume Ediciones, 1976, 251 pp.
- SOS BAYNAT, V., "Morfoestructura de las costas de Castellón", *BSCC*, n.º 25, Cuaderno Jubilar, 1949, pp. 589-619.
- SOS BAYNAT, V., "La Plana de Castellón como glacis relicto y su edad geológica", *BSCC*, n.º 53, 1977, pp. 279-288.

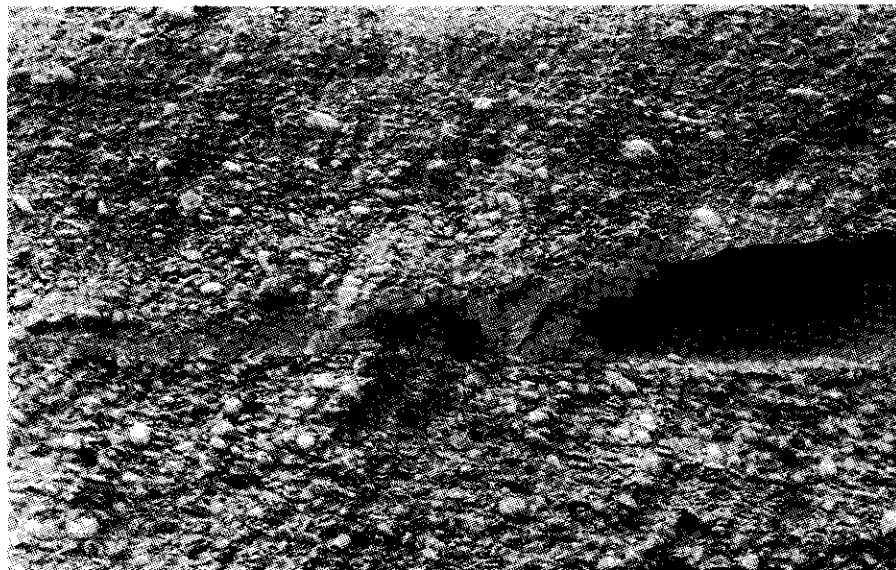


Foto 1.—Desembocadura del Riu Millars. *Channel-fill* intraestratificado en *channel-bar* en depósitos braided (B_2).



Foto 2.—Confluencia Riu Millars-Rambla de la Viuda. Dos niveles de encostramiento separados por cuevas en los conglomerados pleistocenos (B_1).

LÁMINA II



Foto 1.—Corte de les Alquerias. Gran lentejón de *channel-bar* (B_2) entre depósitos de manto de arroyada (A_1 y A_2). De éstos el inferior presenta un nivel de nodulación en su techo.

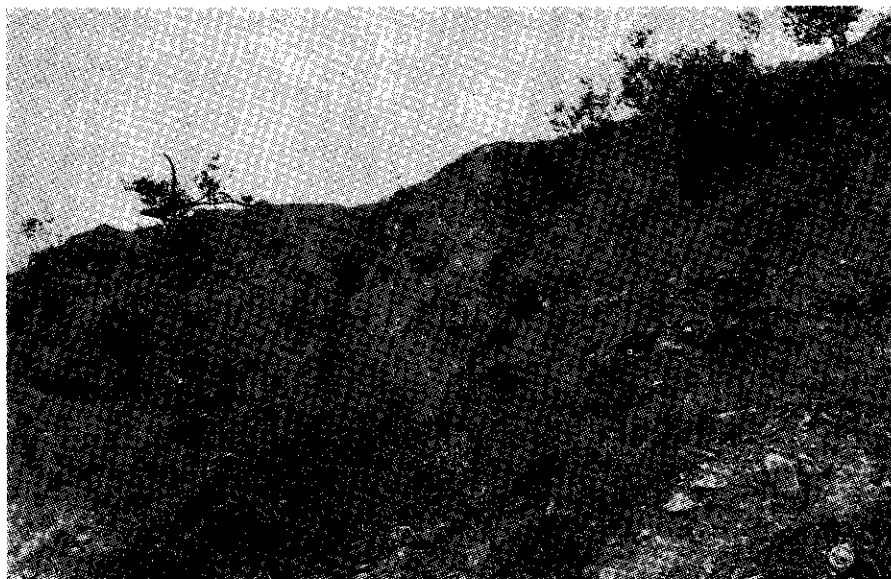


Foto 2.—Corte de les Alquerias. Depósitos de manto de arroyada (A_2) con intercalación de niveles de gravas.

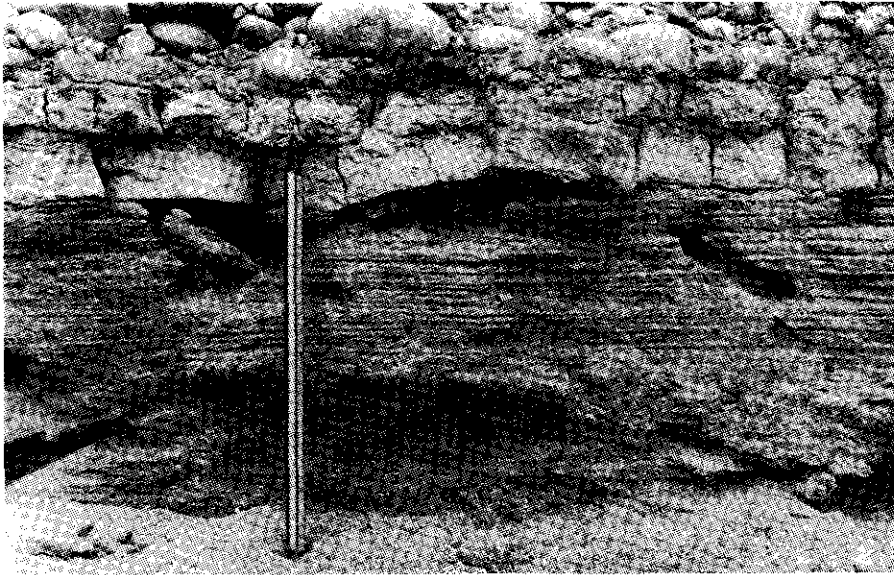


Foto 1.—Margen izquierda de la desembocadura del Riu Millars. Granoselección positiva en depósitos de llanura de inundación.



Foto 2.—Corte de les Alqueries. Canal con estratificación cruzada en *braided* (B_2).



Foto 1.—Corte de les Alquerries. Dos niveles de *channel-bar* separados por una llanura de inundación erosionada en el techo (B_2).



Foto 2.—Nivel de fanglomerados en la margen derecha del Riu Millars, un kilómetro abajo del puente de la carretera Borriana-Almassora.