

MEDITERRANEA

SERIE DE ESTUDIOS GEOLOGICOS

Número 3

Junio 1984

SUMARIO

	<u>Página</u>
AUERNHEIMER C. El Mioceno medio de Elda-Petrel (Alicante). III. Medios de sedimentación	3
MARTIN-ALGARRA A. y MARTINEZ-GALLEGO J. El Paleógeno del Penibético (Cordillera Bética).....	41
FREŠNEDA M., ACUÑA J.D. y BORONAT J. Asociaciones malacológicas vivas y muertas de tres unidades bionómicas de la Cala Portichol (Alicante, España).....	65
FERNANDEZ J. Capas rojas triásicas del borde Sureste de la Meseta, síntesis estratigráfica y sedimentológica.....	89
ALONSO-GAVILAN G. Evolución del sistema fluvial de la formación areniscas de Aldearrubia, (Paleógeno superior) (Provincia de Salamanca).	107
ZAZO C., GOY J.L. and AGUIRRE E. Did <i>Strombus</i> survive the Last Interglacial in the Western Mediterranean Sea?.....	131
PINA J.A., AUERNHEIMER C. y FERRANDIS E. Análisis numérico de microfacies carbonatadas del Cretácico inferior de Sierra Salinas (Alicante, España).....	139
ESTEVEZ A., GONZALEZ-DONOSO J.M., LINARES D., MARTIN-ALGARRA A., SANZ DE GALDEANO C. y SERRANO F. El cabalgamiento Finisierravallense del Norte de Sierra Arana (Cordillera Bética). Observaciones sobre la caracterización bioestratigráfica del Serravallense.....	151

MEDITERRANEA

SERIE DE ESTUDIOS GEOLOGICOS

Número 3

Junio 1984



SUMARIO

	<u>Página</u>
AUERNHEIMER C. El Mioceno medio de Elda-Petrel (Alicante). III. Medios de sedimentación.....	3
MARTIN-ALGARRA A. y MARTINEZ-GALLEGO J. El Paleógeno del Penibético (Cordillera Bética).....	41
FRESNEDA M., ACUÑA J.D. y BORONAT J. Asociaciones malacológicas vivas y muertas de tres unidades bionómicas de la Cala Portichol (Alicante, España).....	65
FERNANDEZ J. Capas rojas triásicas del borde Sureste de la Meseta, síntesis estratigráfica y sedimentológica.....	89
ALONSO-GAVILAN G. Evolución del sistema fluvial de la formación areniscas de Aldearrubia, (Paleógeno superior) (Provincia de Salamanca).	107
ZAZO C., GOY J.L. and AGUIRRE E. Did <i>Strombus</i> survive the Last Interglacial in the Western Mediterranean Sea?.....	131
PINA J.A., AUERNHEIMER C. y FERRANDIS E. Análisis numérico de microfacies carbonatadas del Cretácico inferior de Sierra Salinas (Alicante, España).....	139
ESTEVEZ A., GONZALEZ-DONOSO J.M., LINARES D., MARTIN-ALGARRA A., SANZ DE GALDEANO C. y SERRANO F. El cabalgamiento Finisierravallense del Norte de Sierra Arana (Cordillera Bética). Observaciones sobre la caracterización bioestratigráfica del Serravallense.....	151

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA — FACULTAD DE CIENCIAS
UNIVERSIDAD DE ALICANTE

MEDITERRANEA

SERIE DE ESTUDIOS GEOLOGICOS

Junio 1984

ANEJO DE LOS ANALES DE LA UNIVERSIDAD DE ALICANTE

Redacción: C. Auernheimer, J. A. Pina, A. Estevez

EDITA: Servicio de Publicaciones de la Universidad de Alicante

I.S.N.N. 0212—4300

Depósito Legal: A - 678 - 1984

Composición e Impresión:

Cooperativa Industrial Obrera de Artes Gráficas GUTENBERG
Río Turia, 11 - Teléfonos 28 34 36 y 28 69 99
03006 ALICANTE

Correspondencia: Departamento de Geología

Facultad de Ciencias de la Universidad de Alicante

Teléfono 66 11 50. Extensión 1015

Apartado 99 — ALICANTE

EVOLUCIÓN DEL SISTEMA FLUVIAL DE LA FORMACIÓN ARENISCAS DE ALDEARRUBIA, (PALEÓGENO SUPERIOR) (PROVINCIA DE SALAMANCA)

G. Alonso-Gavilán¹

RESUMEN

El estudio de los paleocanales de la Formación Areniscas de Aldearrubia revela que el sistema fluvial que originó dicha unidad evolucionó a lo largo del tiempo, pasando de tener características típicamente meandriformes a trenzadas. Este cambio coincidió con una lenta pero continua progresión de la cabecera del sistema fluvial hacia el centro de la cuenca como consecuencia del paulatino levantamiento del área madre situada al S. y/o SE., según los datos de paleocorrientes.

ABSTRACT

The study of paleochannels of the fluvial Aldearrubia Sandstone Formation reveals that the fluvial system evolved along time from typical meandering to braided. This change coincided with a slow, but continuous migration of the head of the alluvial system towards the central parts of the basin related to the up lifting of the source area that was placed to the S. and/or SE. as witnessed by paleocurrent measurements.

INTRODUCCION

La Formación Areniscas de Aldearrubia aflora al NE. de la provincia de Salamanca, entre Cordovilla y Fuentesauco, ya en la provincia de Zamora, (Figura 1), donde se hunde bajo sedimentos terciarios más recientes. Esta unidad litoestratigráfica, definida formalmente por Alonso-Galiván en 1981, siguiendo los criterios propuestos por la I.S.S.C. (1976), se apoya en discordancia cartográfica sobre la Formación Areniscas de Cabrerizos y sus términos superiores se interdigitan con los de la formación Areniscas de Molino del Pico (Alonso-Gavilán, *op. cit.*).

Los materiales de la Formación Areniscas de Aldearrubia, afectados por una tectónica en escalera, se van hundiendo progresivamente hacia el centro de la cuenca del Duero. Ello trae consigo que la potencia visible de la unidad vaya disminuyendo hacia el N. y NE., pasando de tener casi 150 m. visibles en la provincia de Salamanca a menos de 20 m. en la de Zamora (proximidades de Castrillo de la Guareña). La fractura más importante es la de falla de Alba-Villoria (Figura 1), la cual pone en contacto el Paleógeno con el Mioceno.

¹ Departamento de Estratigrafía y Geología Histórica. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca.

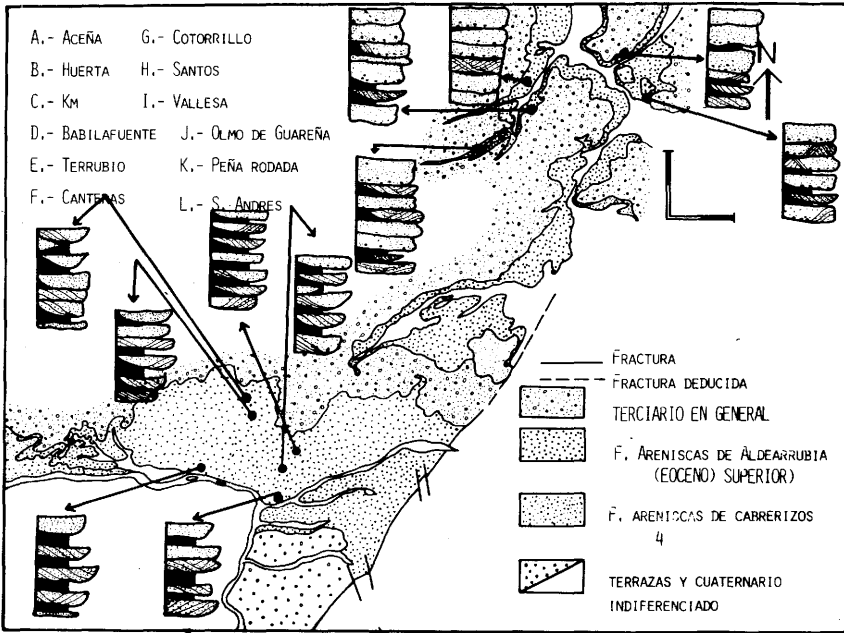


Figura 1.—Esquema geológico de la dispersión areal de la Formación Areniscas de Aldearrubia dentro del contexto regional. Las columnas estratigráficas representan las secciones realizadas en cada una de las localidades tipo.

Jiménez (1973) atribuye a esta unidad una edad Ludense por la fauna de reptiles y quelonios, pero López Martínez (comunicación personal, 1980), la asigna al Eoceno Superior, zona de Robiac, en base a los micromamíferos. Por su parte Alonso-Gavilán (1981) supone que el techo de esta Formación pudiese alcanzar el Oligoceno, pues sobre el punto en el que fueron hallados los restos de micromamíferos se encuentra aún una treintena de metros pertenecientes a estas Areniscas que, por otra parte, son correlacionables litoestratigráficamente con las unidades de las áreas vecinas datadas paleontológicamente como oligocénicas.

ESTUDIO DE LOS PALEOCANALES

En función de las características sedimentológicas que presenta la Formación de Aldearrubia, se le atribuye un origen fluvial bajo un clima estacional con estaciones bien marcadas, similares a los actuales climas tropicales húmedo-seco.

El análisis de los paleocanales se ha realizado en base a la forma de relleno, secuencias de estructuras, asociaciones de facies y geometría de los depósitos. En función de estas características, se han llegado a diferenciar seis tipos de canales.

Tipo I.—El cuerpo lenticular está formado por varios canales soldados (Figura 2), rellenos por areniscas de grano grueso-medio blancas, cementadas por carbonato cálcico. Aparecen estratificaciones cruzadas curvas de mediana a gran escala, las láminas tienen todas la misma litología y color, y su espesor oscila entre 1 y 2 cms. Aparecen distorsionadas en uno de los extremos del paleocanal y esto siempre ocurre cuando se hallan en contacto con la superficie erosiva del canal suprayacente. La dirección de las láminas es contraria a la del desplazamiento del canal. La relación anchura profundidad es grande.

El cuerpo lenticular se halla ubicado sobre un sustrato deformado por escape de fluidos y está recubierto en el techo por limos arenosos rojizos. La potencia oscila entre 2 y 3 m. y la anchura visible, es de 25 a 30 m. (Figura 2). Los limos arenosos presentan concentraciones de carbonato cálcico y fuerte bioturbación.

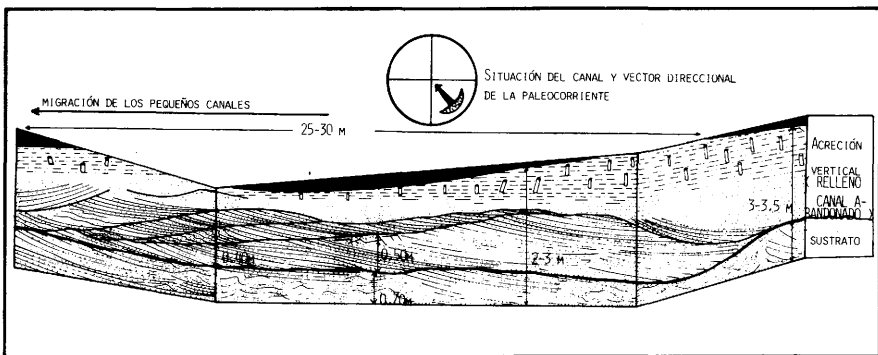


Figura 2.—Representación de los cuerpos lenticulares del Tipo I tal como se observa en la base del Terrubio (proximidades de Aldearrubia, Salamanca).

Al ser la profundidad del canal una de las variables dependientes del sistema más difícil de evaluar, es necesario, para estimar la profundidad, basarse en el espesor de la fracción de arena como valor mínimo. Otras veces, el criterio a seguir, es el espesor de la estratificación cruzada existente.

A techo de la secuencia litológica pueden aparecer láminas de arcilla verdosa, y la laminación paralela se encuentra muy distorsionada por la bioturbación y los procesos edáficos.

La asociación de facies y la secuencia de estructuras se hallan representadas en la figura 3.

La dirección de paleocorrientes indica aportes procedentes del S.-SE.

Tipo II.—Los canales de este tipo tienen gran continuidad lateral, son muy planos y la relación anchura profundidad es muy grande. Presentan granoselección positiva y la secuencia litológica comienza con areniscas de grano grueso, blancas, con muy poca matriz o nula, cuando están cementadas por carbonato cálcico, y termina con limos arenosos o con pequeñas láminas de arcilla verdosa. Estas dos últimas litologías aparecen muy bioturbadas y tienen un alto contenido en carbonato cálcico en forma de concentraciones.

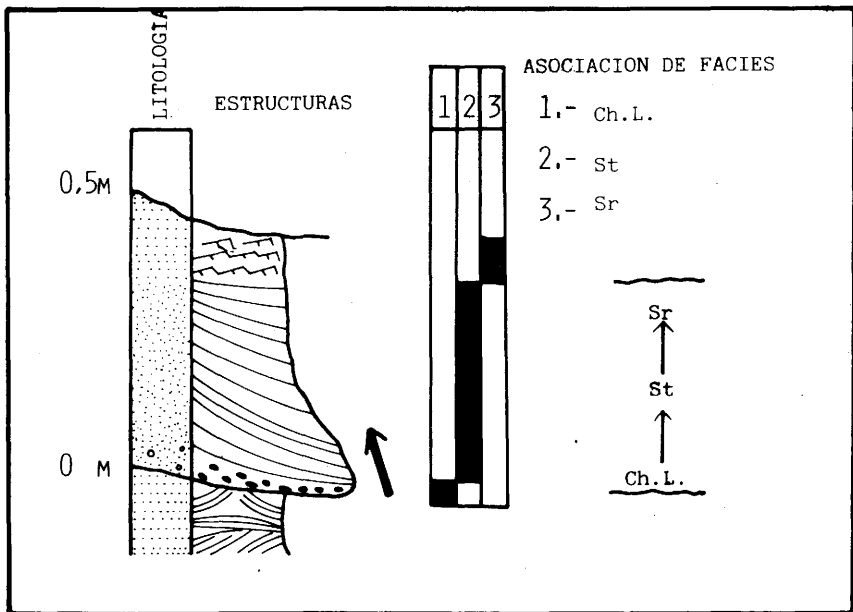


Figura 3.—Asociación de Facies y secuencia de estructuras presentes en el relleno del canal del tipo I.

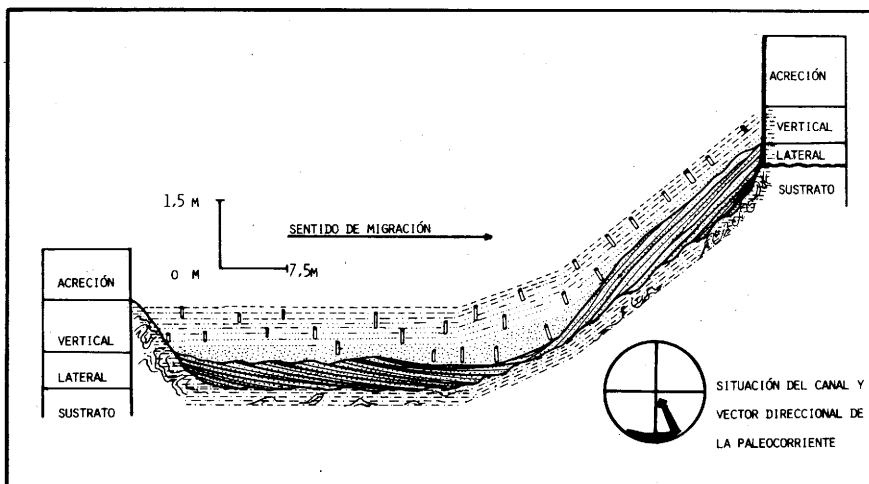


Figura 4.—Canalización del Tipo II. En este anagrama se representan las características sedimentológicas del paleocanal.

Existen estratificaciones cruzadas curvas a gran escala, compuestas por varios sets de litología homogénea. Los grupos de láminas descenden desde uno de los bordes hacia el centro del canal de forma que los superiores están solapando a los inferiores (Figura 4).

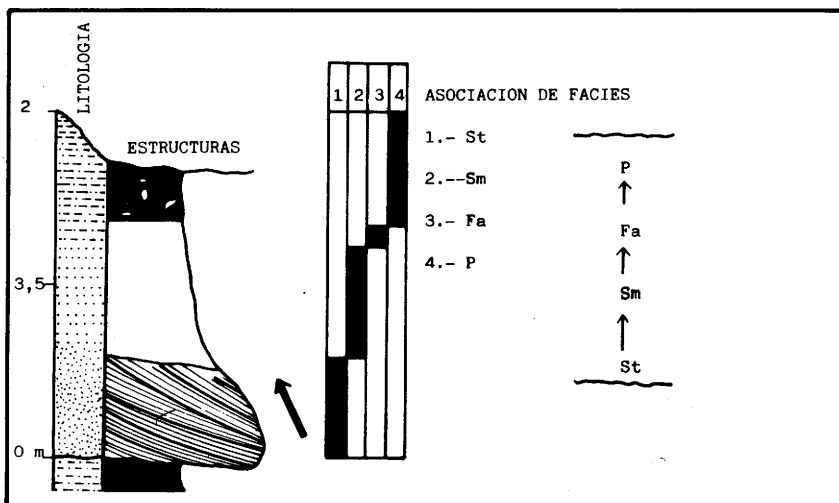


Figura 5.—Asociación de facies y secuencia de estructuras presentes en el relleno de canal del Tipo II.

El relleno de la depresión se realiza en dos etapas diferentes. En la parte basal, durante los 0'5 m. primeros, existe una acreción lateral con la granulometría más gruesa de todo el cuerpo canalizado; hacia el techo, la acreción es vertical, coincidiendo con las fracciones más finas del sedimento, un aumento del contenido en matriz arcillosa y una destrucción de las estructuras tractivas por la bioturbación.

La profundidad del canal oscila entre 1'5 m. y 2 m., y su anchura entre 55-60 m., aproximadamente, siendo la relación anchura profundidad baja.

La secuencia de estructuras observadas y la asociación de facies, se hallan representadas en la figura 5.

Son muy frecuentes las estructuras de deformación hidrop lástica, en las areniscas de grano muy fino que constituyen el sustrato del cuerpo lenticular, de pequeña a mediana escala y se desarrollan principalmente en los bordes de este tipo de canalizaciones.

En el punto donde el paleocanal presenta su máxima profundidad existen cantos blandos y la bioturbación rompe la fina laminación presente (Figura 6).

Las direcciones de paleocorrientes indican que los aportes procedían del SE. con sentido hacia el NW.

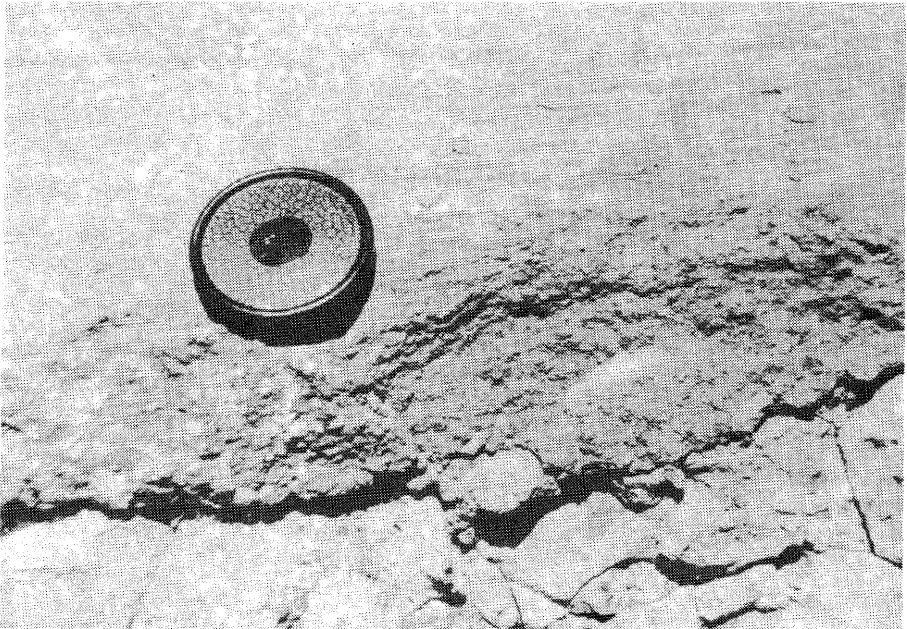


Figura 6.—Destrucción de las estructuras primarias formadas a causa de la bioturbación.

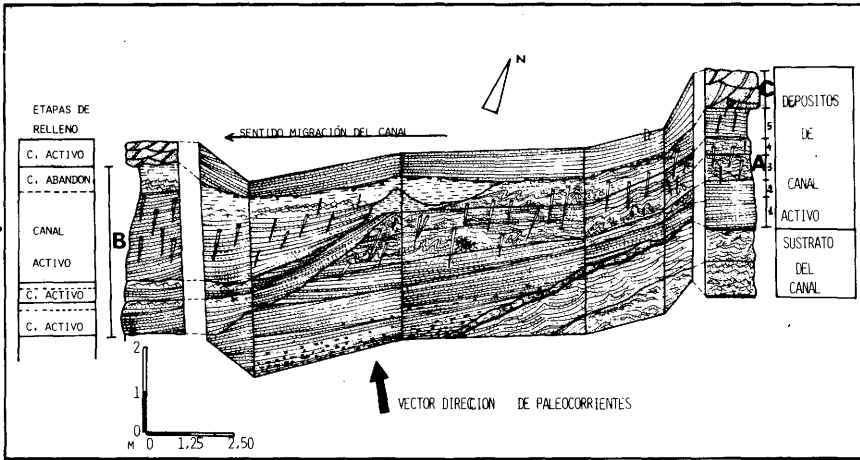


Figura 7.—Canales soldados formando un cuerpo lenticular del tipo III ubicado en la localidad de Babilafuente, proximidades del balneario del mismo nombre. Cada sección representa una etapa diferente en el relleno del canal.

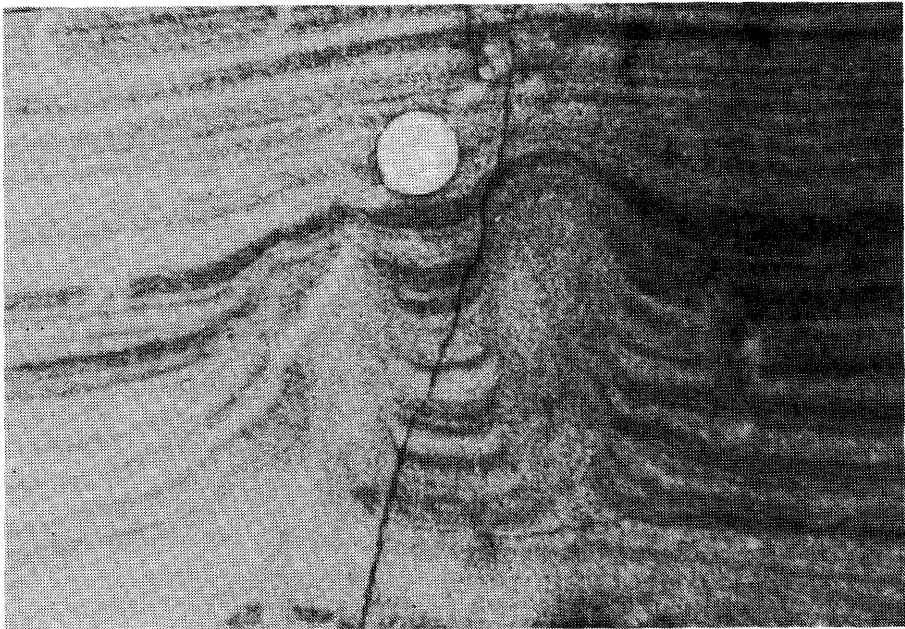


Figura 8.—Estructura de deformación por escape de fluidos. La forma que presenta y la manera de deformarse las láminas recuerdan a los diapiros.

Tipo III.—Son canales soldados (Figura 7). La litología dominante es la de arena de grano medio a fino, blanca-rojiza, y matriz limo-arcillosa en pequeño porcentaje. La sección A, es la parte del cuerpo lenticular que presenta la granulometría más gruesa, arenas de grano grueso cementadas por carbonato cálcico, bien calibradas y sin matriz (Figura 7, sección A). En ella aparecen estratificaciones cruzadas curvas, a media escala, que en el centro aparentan ser laminaciones paralelas. El primer set está constituido por arenas de grano grueso alternando con láminas de cantos blandos de formas aplanadas, siendo una de estas láminas de cantos la que marca el tránsito al set siguiente. A partir de ésta, las láminas presentan litología homogénea y el tamaño de grano es menor.

El tercer grupo de láminas, formadas por areniscas de grano fino, se hallan distorsionadas por escape de fluidos (Figura 8 y 9), de pequeña escala, llegan a romper la laminación. La bioturbación es muy abundante y no llega a dislocar el sedimento, simplemente lo traspasa (Figura 10) y manifiesta una tendencia a presentarse vertical. El cuarto set, muy similar al anterior, se diferencia de él por presentar una disminución del tamaño del grano y en el número de estructuras y el grado de bioturbación. Por último, el quinto set no presenta estructuras de escape de fluidos y la bioturbación llega al techo del estrato. La estratificación cruzada que existe es de media a gran escala de láminas casi rectas y un ángulo de buzamiento muy bajo.

La sección B refleja el relleno del canal superior. En ella se diferencian tres términos con la secuencia de estructuras completa y separados por superficies erosivas.

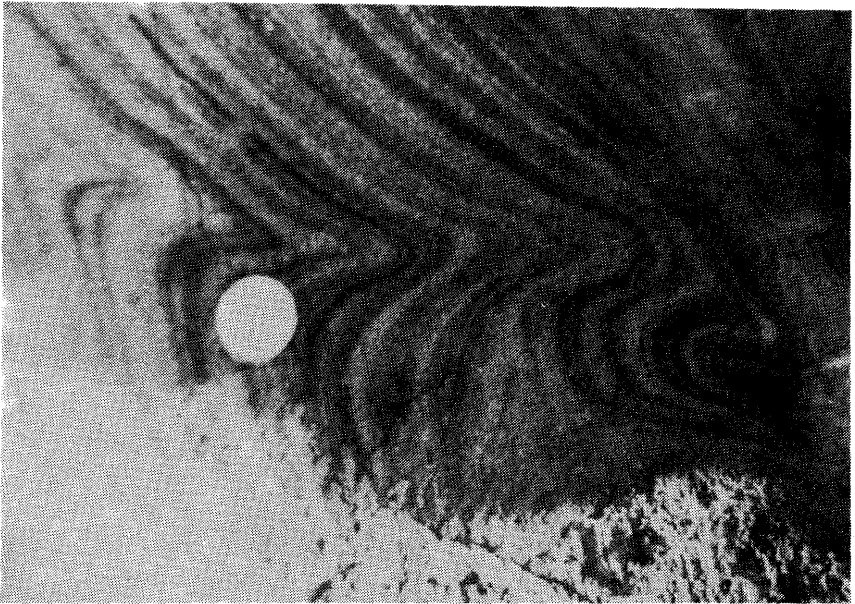


Figura 9.—Estructura de deformación originada por escape de fluidos. Las láminas no llegan a romperse y responden a la deformación formando un «pliegue simétrico».

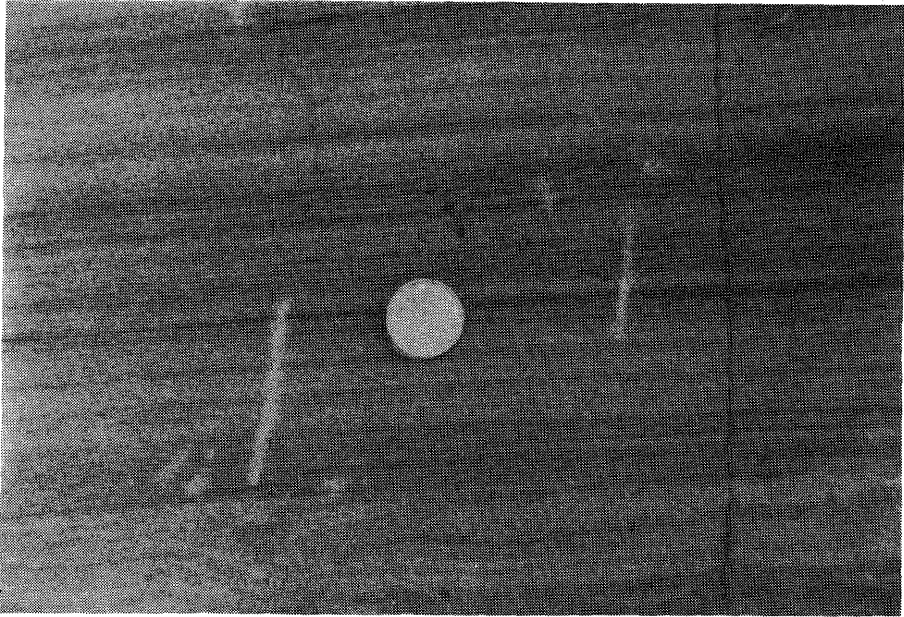


Figura 10.—Bioturbación vertical taladrando el sedimento sin distorsionarlo.

La sección C corresponde al relleno del canal situado encima de los dos anteriores. Presenta características muy similares a las de la sección A. Se halla separada de las secciones A y B por una superficie erosiva de relieve suave, estando jalonado el contacto por concentraciones de materia orgánica.

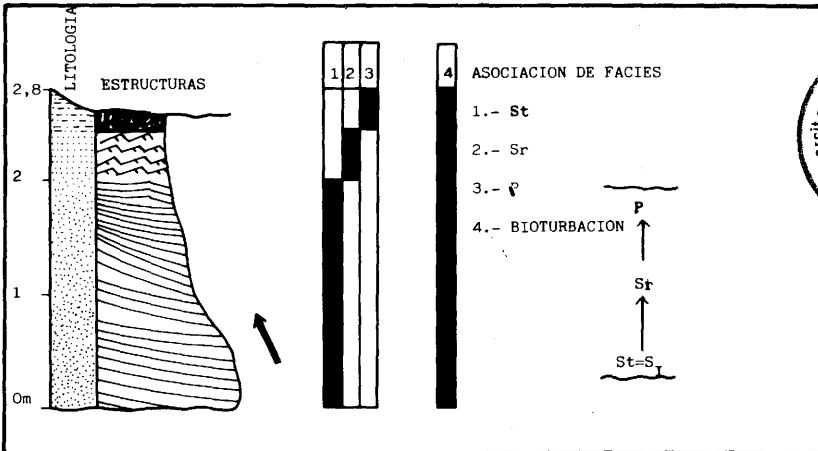


Figura 11.—Secuencia de estructuras y asociación de facies en las canalizaciones del Tipo III.

La secuencia de estructuras más completa aparece representada en la figura 11, existiendo en el techo una laminación de ripples, la cual indica una dirección de avance casi perpendicular a la del canal. Por último, la secuencia de estructuras puede no aparecer completa, faltando tanto los términos inferiores como los superiores.

La potencia máxima del cuerpo canalizado, desde la base del primer canal hasta el techo del último, es de unos 5 m. y la anchura alrededor de 30 m.

La dirección de paleocorrientes indica una procedencia de aportes del SE.

Tipo IV.—La superficie erosiva basal del cuerpo lenticular se desarrolla siempre sobre un paleosuelo bastante potente. La secuencia litológica comienza con areniscas de grano medio rojizas con abundante matriz arcillosa pero con muy escaso o nulo cemento carbonatado. La bioturbación es frecuente llegando a distorsionar la laminación existente en la base del canal.

Aparecen dos formas de relleno, una lateral y otra vertical (Figura 12). La acreción lateral se refleja por un conjunto de sets que partiendo de uno de los bordes del canal progradan hacia el otro. Mientras que las láminas de los primeros sets chocan directamente contra el fondo (Figura 13), las de los últimos son casi asintóticas a la superficie inferior. Dentro de cada set se observa que mientras la laminación se mantiene en la base, hacia arriba y lateralmente, se va distorsionando por escape de fluidos, lo que trae consigo que las superficies se separación de estos puntos, entre los sets, no lleguen a ser visibles. Sobre ellos aparece una estratificación cruzada curva originada por ripples.

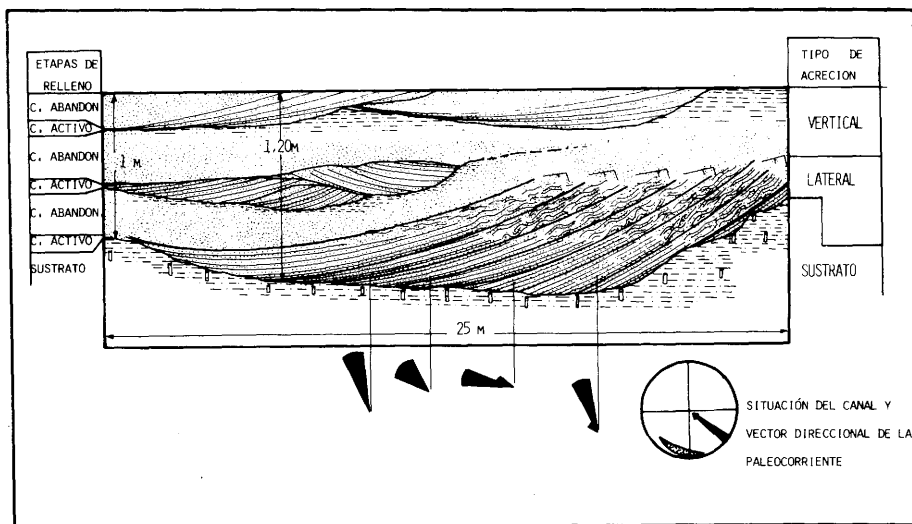


Figura 12.—Cuerpo canalizado del Tipo IV. En él se aprecian las dos formas de relleno: lateral y vertical que se describen en el texto.

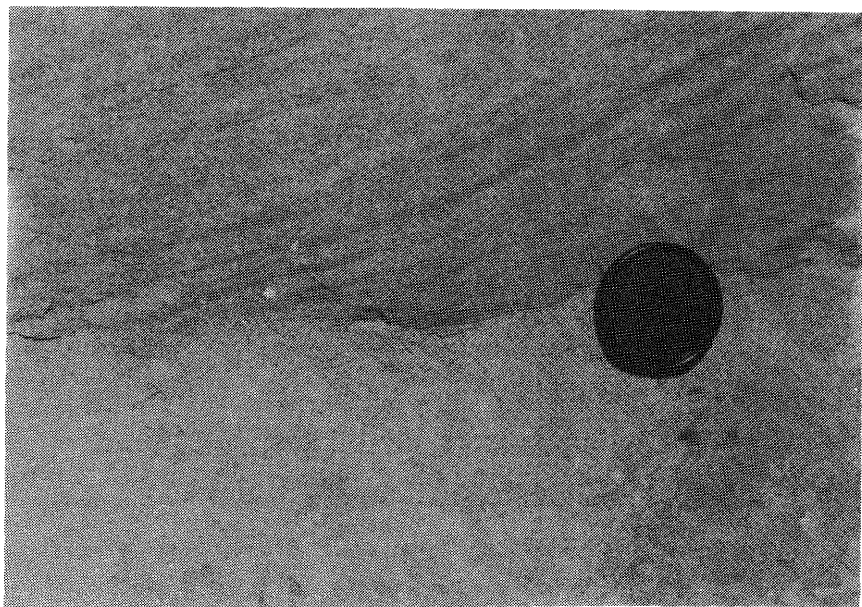


Figura 13.—Choque de las láminas de un set procedente del borde del canal contra el fondo.

La acreción vertical se pone de manifiesto por una superposición de megaripples en la parte más deprimida sobre el último set de la creción lateral, y encima de ellos se sitúa un conjunto de secuencias granodecrecientes separadas por superficies erosivas y presentando geometría lenticular.

La geometría del cuerpo canalizado es lenticular, presentando una potencia de 1'20 a 2'50 m. (profundidad) y una anchura, visible, de casi 25 m.

Los diagramas en rosa de las paleocorrientes están representados en la figura 12, son todos unidireccionales, marcando una dirección de apotes procedentes del SE. y ESE. La dirección del cuerpo lenticular medida en el punto más deprimido del paleocanal es N31OE.

La secuencia de estructuras y la asociación de facies puede verse en la figura 14.

Tipo V.—Es un gran cuerpo lenticular, muy amplio, que sobrepasa los 60 m. de anchura y un espesor de casi 4 m. Este se halla estratificado en bancos de potencia variable (0'5 m.), todos ellos inclinados suavemente hacia el centro de la depresión y separados por láminas de arcilla verdosa. Dentro de cada uno aparecen estratificaciones cruzadas de pequeña escala, remarcadas las láminas por una alternancia de colores, éstas últimas se hallan agrupadas en varios sets, los cuales se orientan en la misma dirección que los bancos. Son frecuentes los climbing ripples con dirección de avance contraria a la inclinación de los bancos. Asimismo están presentes las estructuras de deformación hidroplástica a gran escala y son las de mayores dimensiones observadas en la Formación de Aldearrubia. A techo de los bancos, existen estructuras flaser asociadas

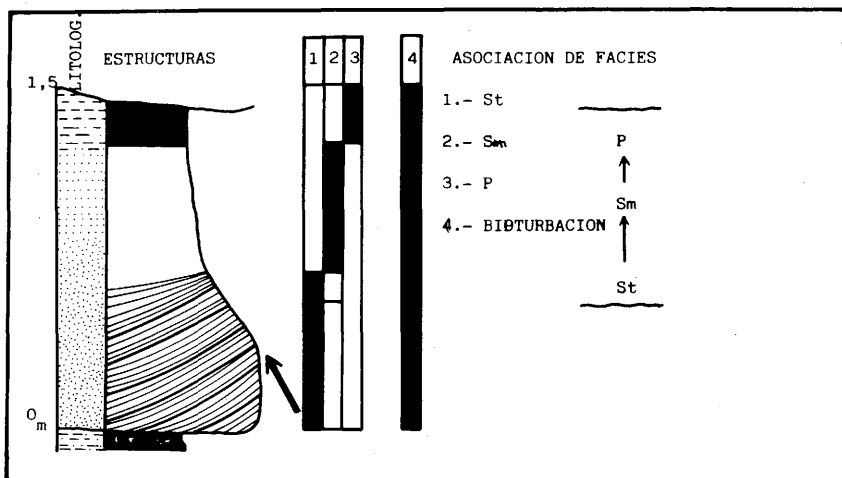


Figura 14.—Secuencia de estructuras y asociación de facies observada en uno de los cuerpos lenticulares del Tipo IV.

a las estructuras anteriormente citadas. La secuencia litológica presenta un carácter granodecreciente comenzando con areniscas de grano medio y termina con limos arenosos o arcillas verdosas. La asociación de facies y la secuencia de estructuras observadas en este tipo de canalizaciones están representadas en la figura 15.

En cuanto a las paleocorrientes se aprecia una gran dispersión tanto en la vertical como en la horizontal, existiendo una dirección predominante de aportes hacia el NE. cuando se calcula el vector direccional.

Tipo VI.—El cuerpo lenticular está formado por canales soldados rellenos de conglomerados y areniscas conglomeráticas y/o de grano grueso de color amarillento rojizo, mal calibradas y con escasa matriz y muy poco cemento carbonatado. Las arenas de grano medio es la fracción granulométrica más frecuente en el techo de la secuencia litológica. En la base del cuerpo canalizado existe un conglomerado de cantos blandos los cuales pueden ser de areniscas, limolitas y arcillitas empastados en una matriz arenosa. Aparecen estratificaciones cruzadas curvas de mediana escala cuyas láminas están separadas por cantos blandos. Tanto el tamaño de los clastos como el ángulo de buzamiento de las láminas disminuye hacia el techo de la estructura.

El cuerpo lenticular tiene una longitud de casi 100 m. (anchura) y la potencia supera los 3 m. (profundidad). Las arenas de grano fino que constituyen el sustrato de este tipo de canalizaciones, presentan un gran número de estructuras de deformación hidrop lástica de tamaño muy diferente.

Aunque presentes pero no frecuentes, aparecen pequeños canales cortando las secuencias de estructuras de los más grandes, con dirección casi perpendicular a la de éstos. Se encuentran rellenos de arenas de grano fino con ripples aislados y abundante bioturbación y en ellos existe concentraciones de carbonato cálcico.

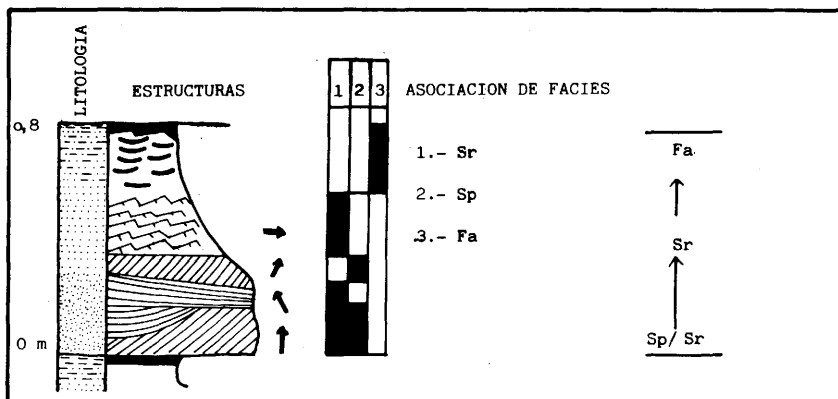


Figura 15.—Secuencia de estructuras y asociación de facies en uno de los bancos del cuerpo lenticulares del Tipo V.

En la base de las canalizaciones suele aparecer restos muy alterados de reptiles y quelonios, con formas aplanadas de aristas muy redondeadas.

Las direcciones de aportes que indican las estructuras que dan medida de paleocorrientes son las más suroccidentales de toda la Formación.

La sociación de facies y la secuencia de estructuras están representadas en la figura 16.

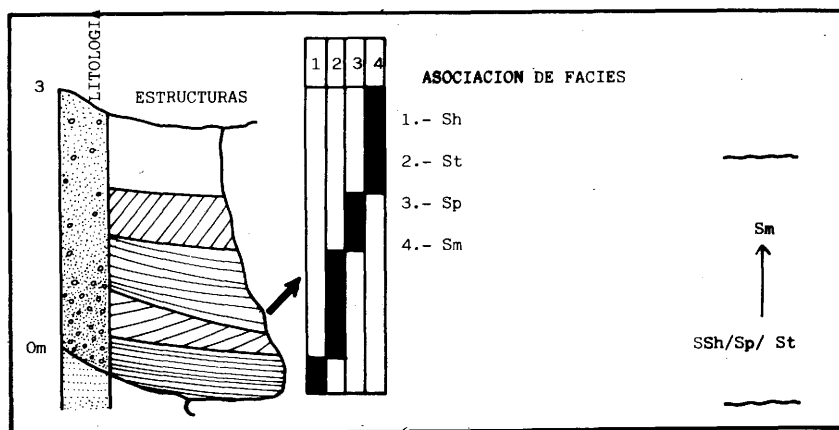


Figura 16.—Asociación de facies y secuencia de estructuras en uno de los términos del Tipo VI.

ANALISIS DE FACIES

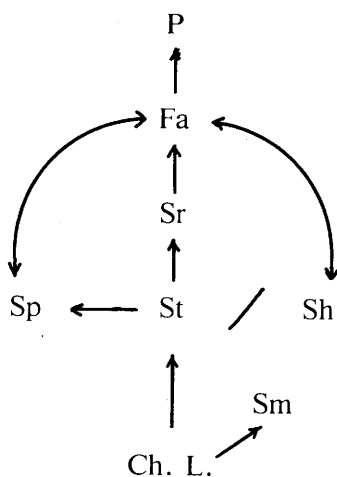
La acepción del término de facies que se da en el presente trabajo es el de su significado original, tal y como lo define Gressly en 1883 «conjunto de características litológicas y paleontológicas de una roca sedimentaria, las cuales a veces, no pueden ser separadas». Asimismo, se sigue la idea de Raaf *et. al.* (1965), de que las facies pueden ser diferenciadas por su litología, estructuras y aspectos orgánicos detectables en el campo. En el análisis de las facies se tuvieron en cuenta tanto el límite de la asociación de facies como la relación que existía entre facies adyacentes.

En la definición de los modelos se siguen las ideas propuestas por Walker (1975), y en la descripción la de Miall (1978) y Rust (1978).

Las facies dominantes en la Formación de Aldearrubia son: Depósitos de lag (Ch. L.); arenas con estratificación cruzada curva a gran escala (St); arenas con estratificación cruzada curva a pequeña escala (Sr); limos arenosos (Fa) y limos arenosos con procesos edáficos (P). Las facies menores, en cuanto a su escasa representatividad en los sedimentos son: Arenas masivas (Sm) y arenas con estratificación cruzada planar (Sp). Existe pues un dominio de las facies de arena sobre las demás.

Las asociaciones de facies están separadas entre sí por superficies erosivas que pueden tener continuidad lateral y escaso relieve o por el contrario pequeña continuidad lateral y fuerte relieve.

La asociación vertical generalizada de facies obtenida a partir de los métodos empleados por Walker (1975) y Cant & Walker (1978) es como sigue:



Cuando esta sociación se encuentra en canales aislados rellena totalmente la depresión, e indica ciclos de una sola avenida registrados en el canal como un solo episodio de colmatación; sin embargo cuando aparece en canales soldados, por lo general no está completa y existen evidencias de varias etapas de relleno (ciclo de agradación del canal); pudiendo coincidir o no con una etapa de reactivación del canal abandonado.

Si se incluyen los cantos blandos que forman los depósitos de lag como facies Gm, la asociación es muy semejante a la propuesta por McGowen & Groat (1970) para ríos meandriformes con un elevado porcentaje de sedimentos transportados como carga de fondo.

La sociación de facies que presenta la Formación de Aldearrubia podría compararse con la propuesta por Miall (1977-78) para ríos arenosos. Sin embargo, en la asociación de facies dada por este autor, no aparecen los depósitos de fondo de canal lo que no permite establecer una relación biunívoca con ella. No sucede lo mismo con las definidas por Cant & Walter (1978); Walker (1975) y Walter & Cant (1976), como facies Ss, la cual corresponde con la propuesta por Rust (1978) como Se y en este trabajo como Ch. L.

Debido a que el ángulo de buzamiento de las láminas de la facies St es, frecuentemente, inferior a 10° y su litología es de arena de grano medio a fino y pueden ser descritas como arenas con estratificación cruzada curva de bajo ángulo, es interpretada como el resultado de la deposición de los materiales por corrientes de alta velocidad fluyendo sobre depresiones de bajo relieve.

Esta asociación de facies es similar a la definida por Rust (1978) como S_{II} e interpretada como típica de ríos arenosos trenzados distales lo que unido al carácter granodecreciente del tamaño de grano en la vertical de la asociación de facies, indicaría el carácter transicional de depósitos de ríos trenzados a meandriformes.

Así pues, esta asociación facies refleja cambios en las variables dependientes del sistema tales como capacidad de transporte, rápida velocidad de sedimentación, variación en la velocidad de flujo e importante carga en suspensión. Los cambios operados dentro del sistema traen consigo una serie de desequilibrios, lo que ocasiona una descarga adicional de sedimentos dando como resultado final depósitos que no corresponden a este tipo de red. En consecuencia, la asociación de facies revela la existencia de un sistema fluvial de sinuosidad cambiante.

Esta metamorfosis que sufre el río puede traducirse en un aumento de la sinuosidad del canal, la cual puede estar motivada por cambios en alguna de las variables independientes del sistema como puede ser el caudal, migración lateral o por avulsión (Díaz Molina, 1979).

En el caso de la Formación Areniscas de Aldearrubia es más posible que estos cambios obedezcan a desequilibrios causados en alguna de las variables independientes del sistema tal como pulsaciones tectónicas en el área madre y pequeños cambios climáticos estacionales.

INTERPRETACION HIDRODINAMICA

En este apartado se pretende establecer las relaciones que existieron en el interior del canal entre el movimiento, peso y equilibrio del fluido con los condicionantes físicos tales como la microtopografía, mesoformas, etc., que existían dentro de él y que cuya presencia motivaron que el fluido, al verse obligado a variar su dinámica, respondiese construyendo nuevas mesoformas o destruyendo total o parcialmente las existentes, dando como resultado final el relleno de las depresiones.

A continuación del análisis dinámico se indica el modelo de red a que pertenece cada tipo descrito y su posición y frecuencia en la Formación.

Tipo I.—El hecho de que existan canales soldados separados por superficies erosivas bien marcadas indicaría que el relleno no se realizaría en una sola etapa. Así, el canal que constituye la base del cuerpo lenticular, es el que presentan las mayores dimensiones. Por él circularían grandes masas de sedimentos y agua, capaces de dar origen en el sustrato a las estructuras de deformación por escape de fluido y en consecuencia provocarían la compactación del sedimento. Con toda probabilidad dentro del canal se estarían formando barras linguoides que, quizás, llegaron a emerger parcialmente dando origen a islas dentro del canal. Estas no serían estables y fueron destruidas total o parcialmente por los flujos siguientes. La presencia de estas barras dentro del canal condicionarían los estadios posteriores de relleno como consecuencia de la diversificación del flujo. Este hecho se observa en el afloramiento, ya que a partir del momento en que aparecen las barras, el relleno se realiza de diferente manera en cada uno de los lados del cuerpo lenticular. Por ejemplo, si en la parte derecha sigue el mecanismo descrito anteriormente, en el lado de la izquierda los canales se rellenan en dirección contraria al desplazamiento a la vez que son de menor tamaño.

La alimentación para el relleno de estos canales procedería de otro lateral más activo, posiblemente coincidiendo con los momentos de desbordamiento de éste.

El estadio final de la colmatación está representado por los depósitos de inundación que cubren todos los canales del cuerpo lenticular.

Este tipo de canalizaciones es poco frecuente en las Areniscas de Aldearrubia y se localiza a partir de la mitad de la Formación hasta el techo (Figura 17).

El cuerpo lenticular es típico de una red fluvial trenzada arenosa con canales de baja sinuosidad, representando el estadio de mayor estiaje que debió de existir en el sistema fluvial que dio origen a la Formación de Aldearrubia.

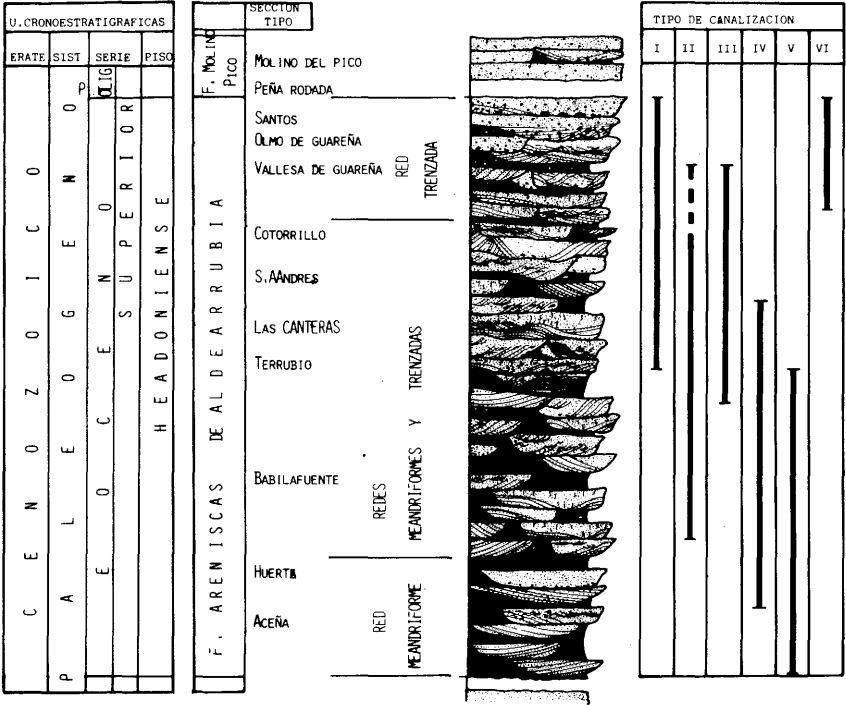


Figura 17.—Visualización gráfica de la evolución del sistema fluvial de Aldearrubia a lo largo del tiempo. Asimismo se representa la dispersión vertical de la frecuencia y abundancia de los diferentes tipos de canalizaciones en la columna estratigráfica general-virtual de la Formación Areniscas de Aldearrubia.

Tipo II.—La relación anchura profundidad indica que la red tenía alta sinuosidad permitiendo que el movimiento del fluido por el canal estuviese sometido a la acción de flujos helicoidales con la consiguiente formación de depósitos de acreción lateral sin que el equilibrio del sistema se llegase a romper. La masa de sedimentos transportados se depositaría en avalanchas progradantes hacia el centro del canal, y al no existir grandes descargas de sedimentos que llegasen a colmatarlo, permitían que éste emigrase lateralmente a medida que se rellenaba. En consecuencia, durante la primera etapa el relleno del canal se comportó como meandriforme.

En la segunda etapa de relleno, condicionada en gran parte por las mesoformas desarrolladas en la etapa anterior, se colmataría el canal, en parte abandonado, por el desbordamiento de un canal activo. Sin embargo, el carácter granodecreciente de la secuencia litológica y la ausencia de superficies erosivas internas parecen indicar que el relleno se realizó en un solo episodio y no por varios, lo que supondría una descarga masiva de sedimentos que cegó el canal.

Una vez colmatado, los depósitos quedaron expuestos a condiciones subaéreas el tiempo suficiente como para que en ellos se desarrollaran los procesos edáficos, los cuales se vieron favorecidos por la acción de una intensa bioturbación que removió el sedimento, ya que las estructuras primarias están prácticamente borradas y muchas de las trazas fósiles se hallan cementadas por carbonato cálcico.

Este tipo se encuentra con cierta frecuencia en los sedimentos de la Formación de Aldearrubia. Se localiza hacia la mitad de la Unidad (Figura 17). El modelo no coincide exactamente con uno en concreto de los descritos en la bibliografía; sería, pues, un canal con tendencia meandriforme en la parte basal y la superior estaría respondiendo a un rápido relleno del canal abandonado por avulsión o bien a un relleno de canal meandriforme por una descarga masiva de sedimentos.

Tipo III.—La interpretación hidrodinámica de este tipo de canales se desdobra en los apartados que aparecen en la figura 7, ya que cada etapa parece reflejar condiciones diferentes.

Etapas A., Estadios 1 y 2.—La presencia del lag basal con un centil de 30 cms., junto con las láminas de cantos blandos aplanados y la estratificación cruzada curva con ángulo de buzamiento inferior a 10°, indicaría que el agente de transporte fluía a gran velocidad sobre pe-

queñas depresiones con fuerte poder erosivo. Los megaripples formados en el interior uniformizarían en parte el fondo del canal por lo que éste sufriría un proceso de agradación

Estadios 3, 4 y 5.—Tanto la velocidad como el poder erosivo del agente de transporte han disminuido en relación con los estadios anteriores. La existencia de estratificaciones cruzadas de láminas casi rectas, a gran escala y muy tendidas, casi laminaciones paralelas y la suavidad de las superficies erosivas que separan los sets indicarían una rápida velocidad de sedimentación de los materiales de que viajan como carga de fondo la cual constituía la fracción más importante de los materiales que transportaba el agente de transporte. Las estructuras de deformación existentes en los sets 3 y 4 evidencian que la compactación debió de originarse con el depósito del set 5 ya que éste no se ve afectado por ellas. El hecho de que la bioturbación, a veces, traspase la estructura de deformación reflejaría la existencia de una actividad orgánica posterior a la deformación y a la sedimentación de las unidades superiores ya que ésta bioturbación llega a afectar a estos términos.

En resumen, la colmatación del canal se estaría realizando en los períodos de crecida coincidiendo con los momentos de máxima descarga de sedimentos lo que ocasionaría una agradación del canal.

Etapas B.—El carácter repetitivo de la secuencia erosivas de escaso relieve, indican que mientras duró la colmatación del canal la actuación del agente de transporte fue similar. La presencia de megaripples con las láminas del frente de avalancha cada vez más tendidas y su cortejo de ripples sobreimpuestos, atestiguan la existencia de barras dentro del canal cuya presencia creó zonas de remolinos, de tal suerte que el torbellino allí formado imprimiría mayor capacidad de erosión al fluido, quien destruiría en parte las barras, como lo demuestra la presencia de secuencias truncadas a la vez que se iniciarían la construcción de otras nuevas reflejadas en las secuencias incompletas.

La etapa B en relación con la anterior marcaría los estadios de reactivación y relleno del canal primitivo.

En cuanto a la bioturbación vertical que aparece, tanto en la etapa A como en la B, si hubiese sido originada por animales podría ser empleado como un criterio más para atestiguar la rápida velocidad de sedimentación, sin embargo no explicaría el hecho de que traspasase a las estructuras de deformación. Si, por el contrario, se supusiese que han sido creadas por raíces, implicaría una colonización del canal por los vegetales (presencia de materia orgánica a techo de las etapas A y

B). A lo largo de la «rizocreción» el sedimento muestra una ausencia de la coloración rojiza y no llega a observarse en ningún caso los efectos del microsistema que crea la raíz a su alrededor sobre el sedimento, es decir, una alteración del sustrato por los intercambios iónicos que se establecen entre la raíz y el sedimento.

Por la forma de la traza fósil (aparente disminución del diámetro hacia el muro del estrato), se asemeja más a una «rizocreción» pero por el tipo de alteración que presenta el sedimento parece más de origen animal. En conclusión, si la traza existente fuese el resultado de la huida de un organismo indicaría que el episodio de bioturbación fue sincrónico a la sedimentación y que ésta fue rápida mientras que si es de origen vegetal implicaría una etapa de crecimiento de vegetales en el canal que sería posterior a la sedimentación y éste se encontraría parcialmente abandonado.

En conjunto, estas canalizaciones marcan los sucesivos estadios de la etapa de agradación de un canal cuando dentro de él no se puede mantener el equilibrio entre las descargas de agua y la rápida velocidad de sedimentación con la consiguiente acumulación de sedimentos en su interior, solucionando el problema del espacio creado en su interior, excavando el fluido en su propio cauce en vez de desbordarse. Este hecho queda corroborado al observar una ausencia de diques ya que existe un tránsito brusco de arenas a limos; por una ausencia de episodios de acreción lateral y por un mal desarrollo de la llanura de inundación al no estar lo suficientemente representada como corresponde a los episodios de desbordamiento.

Este tipo de canalizaciones es característico de ríos trenzados arenos distales con grandes descargas de sedimentos en las estaciones de lluvia. Son frecuentes en la Formación de Aldearrubia y se localizan en la mitad inferior de la Unidad y la mitad superior (Figura 17).

Tipo IV.—La acreción lateral que muestran los sedimentos en la parte basal del paleocanal, así como su posición, forma y geometría permiten interpretarlos como típicos de poit bar. Ello implica que la red tenía sinuosidad relativamente alta y la masa de agua y sedimentos que circulaban por el canal estaban sometidos a la acción de flujos helicoidales, lo que permitió la construcción de depósitos laterales sin que el equilibrio del sistema se llegase a romper cuando la descarga de sedimentos fuese máxima en los momentos de crecidas.

La última etapa de actividad del canal, una vez que ha sido abandonado, se manifiesta por un relleno vertical de la depresión por pe-

queños canales que llegan a soldarse, los cuales presentan granoselección positiva que termina con arcillas.

Este tipo refleja los cambios estacionales del clima reinante. La etapa de acreción lateral representaría los momentos de crecida con máxima descarga de sedimentos y la acreción vertical indica los estadios de crecida cuando el canal ha sido abandonado y se está rellenando por los desbordamientos de los canales activos próximos.

Son frecuentes desde la mitad inferior de la Formación de Aldearrubia hasta la parte central, desapareciendo en los últimos tramos de la Unidad (Figura 17).

Tipo V.—En función de las características que presentan estos depósitos pueden ser considerados como de point bar asociados a una red de alta sinuosidad. Debido a que en los canales no existe constancia de las condiciones de equilibrio del sistema, el arco del meandro sufre ciertos cambios reflejados en las diferentes posiciones que adquiere y que vienen marcadas por superficies de reactivación indicadoras de las etapas de erosión y relleno del canal.

Asimismo, se aprecia un continuo retrabajamiento de las formas del lecho, lo que da indicio de la existencia de corrientes permanentes que están condicionadas por los períodos de crecida y estiaje aunque éstos no sean lo suficientemente importantes como para ocasionar cambios en el equilibrio general del sistema pero sí en el arco del meandro.

La existencia de una gran dispersión de las paleocorrientes, el carácter granodecreciente de la secuencia litológica, las variaciones de la intensidad del flujo, la asociación de facies y la secuencia de estructuras, etc., apoyan el carácter meandriforme de la red. Las deformaciones hidroplásticas que han sufrido estos depósitos corroboran aún más la interpretación como depósitos de point bar al presentar algunas de ellas las características de haber sufrido deslizamiento a lo largo del frente de avalancha, lo cual según ciertos autores es típico de estos depósitos.

Este tipo de canalizaciones es el más frecuente en la base de las Areniscas de Aldearrubia (Figura 17).

Tipo VI.—Este tipo al presentar una gran anchura, permite que se formen barras, posiblemente linguoides, al ser este tipo de mesoforma la que permite mayor movilidad del sedimento, a la vez que sufren continuas destrucciones y reconstrucciones como lo atestiguan las va-

riaciones del ángulo de buzamiento de las láminas de las estructuras tractivas y la presencia de superficies erosivas separando los sets.

Los sedimentos que constituyen el sustrato del canal, aún empapado en agua, ante el peso de los sedimentos acumulados encima sufren procesos de fluidificación, dando lugar a las estructuras de escape de fluidos que en él existen.

Las corrientes que circulaban por el canal debían tener una alta competencia lo que permitiría que los sedimentos finos permaneciesen en suspensión y en consecuencia el sedimento sufriría un continuo lavado. Con este alto valor del flujo, las mesoformas que se originarían dentro del canal serían barras longitudinales creciendo a costa de los materiales que constituyen la carga de fondo.

Este tipo es frecuente en la parte superior de la Formación de Aldarrubia y el tipo de red sería típicamente tranzada, reflejando condiciones más proximales que las canalizaciones descritas anteriormente (Figura 17).

DEPOSITOS DE INUNDACION

Son limos arenosos, en los que la fracción de arcilla está muy bien representada. En ellos aparecen laminación paralela formada por decantación, alternando con pequeños paquetes de areniscas de grano muy fino con ripples, concentraciones de carbonato cálcico, hierro, manganeso y materia orgánica. Se encuentran intensamente bioturbados. A veces, se observa grietas de desecación con los sistemas de rotura muy mal desarrollados. Las micas, moscovita y biotita, son de gran tamaño y se ordenan con el eje mayor paralelo al plano de estratificación, constituyendo, a veces, láminas formadas sólo por esa litología mineral.

La mayoría de las veces estos depósitos presentan características de haberse iniciado en algunos horizontes procesos de edafización pero que no han llegado a desarrollar un auténtico paleosuelo pero sí sus etapas iniciales al encontrarse carbonato cálcico como «caliches» incipientes.

Estos depósitos son frecuentes desde la mitad de la Formación hacia abajo (Figuras 1 y 17).

CONCLUSIONES

Observando las figuras 17 y 18, se aprecia que las canalizaciones

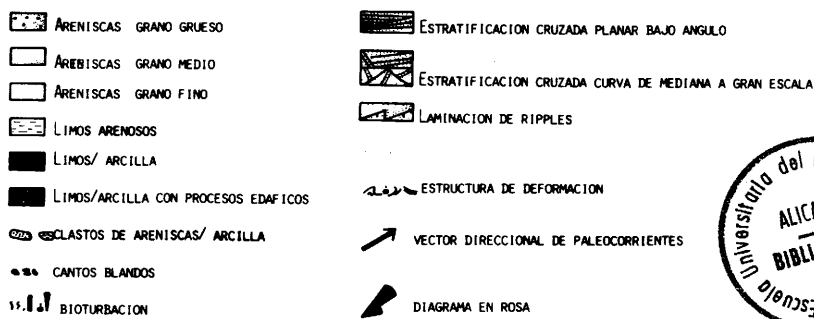


Figura 18.—Resumen de las características más importantes de cada tipo de canalización descrito en el texto.

que manifiestan carácter meandriforme se localizan, en general, en la mitad inferior de la Formación de Aldearrubia y hacia el techo son reemplazados por las de ríos de baja sinuosidad. Este hecho, unido al progresivo aumento del tamaño de grano hacia el techo de la Unidad llevan a suponer que el cambio de sinuosidad que se experimenta en el sistema fluvial se debe a un levantamiento lento pero continuado del área madre con el consiguiente acercamiento de la cabecera del sistema fluvial hacia el centro de la cuenca de sedimentación.

Asimismo, la constante dirección de aportes que se aprecia abogan por una fuente única de los materiales localizada al SE. - S.

La evolución que manifiesta esta sistema fluvial a través de los diferentes tipos de canalizaciones desarrolladas a lo largo de su historia, parece indicar modificaciones en las variables independientes del sistema ya que la causa principal del cambio se debe al rejuvenecimiento lento pero continuado del área madre a lo largo del Paleógeno Superior.

En cuanto al clima, dada la dinámica que existe en los canales y las características de los depósitos de la llanura de inundación parece que existe una cierta tendencia a la aridez, de tal forma que las estaciones secas del clima estacional se van haciendo cada vez más prolongadas.

BIBLIOGRAFIA

ALONSO-GAVILAN, G. (1981).—Estratigrafía y Sedimentología del Paleógeno en el borde suroccidental de la Cuenca del Duero, (provincia de Salamanca). *Tesis Doctotal*. Univ. de Salamanca, 435 p. (inérita).

- CANT, D.J. y WALKER, R.G. (1978).—Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided south Saskatchewan River, Canadá. *Sedimentology*, 25, 625-648.
- DE RAAF, J.M.; READING, H.G.; y WALKER, R.G. (1965).—Cyclic sedimentation in the Lower Westphalian of North Devon, England. *Sedimentology*, 4, 1-52.
- DIAZ-MOLINA, M. (1979).—Características sedimentológicas de los paleocanales de la unidad detrítica superior al N. de Huete (Cuenca). *Estd. Geol.*, 35, 241-251.
- GRESSLY, A. (1883).—Observations géologiques sur le Jura Soleurois. *Neue Denkschr. allg. schweiz. Ges. Ges. Naturw.*, 2, 1-112.
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION, (1976).—*International stratigraphic Guide: A Guide to stratigraphic, terminology and procedure*. D.H. Hedberg (edit.), 187 págs.
- JIMENEZ, E. (1973).—El Paleógeno del Borde SW. de la Cuenca del Duero II: La falla de Alba-Villoria y sus implicaciones estratigráficas y geomorfológicas. *Stvd. Geol.*, 5, 107-136.
- JIMENEZ, E. (1974).—Iniciación al estudio de la climatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península Ibérica. *Bol. Geol. y Min.*, 35, 518-524.
- MCGOWEN, J.H. y GROAT, C.G. (1970).—Van Horn Sandstone, West Texas: an alluvial fan model for mineral exploration. *Bull. Econ. Geol. Texas. Rept. Invest.*, 73, 57 págs.
- MIALL, A.D. (1977).—A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Revs.*, 13, 1-62.
- MIALL, A.D. (1978).—Lithofacies types and vertical profiles models in braided river deposits: A summary. In: *Fluvial Sedimentology* (A.D. Miall, edit.) *Can. Soc. Petrol. Geol.*, memoir 5, 597-604.
- RUST, B.R. (1978).—Depositional models for braided alluvium. In: *Fluvial Sedimentology*, A.D. Miall, edit.). *Can. Soc. Petrol. Geol.*, memoir 5, 604-625.
- WALKER, R.G. (1975).—From sedimentology structures to facies model: example from fluvial environments. In: *Depositional environment as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences*; (J.C. Harms et. al. edit.). S.E.P.M., short course n°. 2, 63-79.
- WALKER, R.G. y CANT, D.J. (1976).—Facies modl 3. Sandy fluvial systems. In: *Facies model*. (R.G. Walker, edit.). Geoscience Canada, 3, 101-109.