

## Aprendiendo a leer en las estratificaciones cruzadas

### *Learning to read cross-bedding*

YOLANDA SÁNCHEZ-MOYA<sup>1</sup> Y ALFONSO SOPEÑA<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense, 28040 Madrid. E-mail: yol@ucm.es

<sup>2</sup> Departamento de Geología Sedimentaria y Cambio Medioambiental. Instituto de Geociencias. CSIC-UCM. José Antonio y Nováis, 2. 28040 Madrid. E-mail: sopena@ucm.es

**Resumen** El estudio detallado de las estratificaciones cruzadas, de sus geometrías, sucesiones, cambios horizontales y propiedades vectoriales proporciona en muchas ocasiones información inmediata sobre las condiciones en que tuvo lugar la sedimentación. Estas estructuras sedimentarias reflejan condiciones hidrodinámicas específicas y dan información acerca del agente de transporte, la velocidad de sedimentación, de la dirección y sentido de las paleocorrientes, o del medio sedimentario en que se generaron. Desde el punto de vista didáctico son un excelente recurso para que los alumnos aprendan a relacionar los procesos naturales que intervienen en la formación de algunas rocas sedimentarias.

**Palabras clave:** Areniscas, barras fluviales, dunas, paleocorrientes, ripples.

**Abstract** *The careful study of cross-bedding, its geometries, vertical and lateral changes, sequences and vector properties, often provides immediate information on the circumstances in which sedimentation took place. Some of these structures reflect specific hydrodynamic conditions and give information about the transport agent, sedimentation rate, or the direction of the palaeocurrents. From an educational point of view, cross-bedding structures are an excellent resource for students to acquaint themselves with natural processes intervening in the formation of certain sedimentary rocks.*

**Keywords:** *Fluvial bars, palaeocurrents, ripple-marks, sandstones, trough cross-bedding.*

Fig. 1. Estratificaciones cruzadas en areniscas de la facies Buntsandstein, del Triásico de la Sierra de Caldereros (Provincia de Guadalajara).



### INTRODUCCIÓN

Una de las formas de organización de los sedimentos que más llama la atención a los alumnos que se acercan por primera vez al estudio de la Geología Sedimentaria es el de las estratifica-

ciones cruzadas en sus diversas modalidades. Es cierto que este tipo de estructuras sedimentarias originan con frecuencia afloramientos espectaculares por su colorido y geometría (Fig. 1). Sin embargo, con independencia de la belleza que aportan al paisaje, su estudio detallado proporciona, en muchas ocasiones, información inmediata sobre las condiciones en que tuvo lugar la sedimentación. Reflejan condiciones hidrodinámicas o aerodinámicas específicas, dan información acerca de cuál fue el agente de transporte, de la velocidad de sedimentación probable, o de la dirección y sentido de las paleocorrientes. Además, sus asociaciones laterales y sucesiones verticales proporcionan datos muy valiosos para la interpretación del medio sedimentario en que se generaron, e incluso sobre el contexto y evolución paleogeográfica del área en que tuvo lugar su depósito.

Este trabajo intenta proporcionar a los docentes una guía de cómo trabajar en el campo las estructuras sedimentarias. Para ello, se ha utilizado a modo de ejemplo un afloramiento de las areniscas rojas del Triásico de la provincia de Guadalajara, que incluye las principales estructuras sedimentarias presentes en este tipo de afloramientos.

## LAS ESTRATIFICACIONES CRUZADAS COMO RESPUESTA A LAS CONDICIONES HIDRODINÁMICAS DEL FLUIDO

Una gran cantidad de estructuras en sedimentos arenosos, tanto siliciclásticos como carbonáticos, son resultado de la migración, por el fondo, de formas cuya geometría y organización responden a las condiciones hidrodinámicas que impone el flujo de agua que los transporta. En un punto dado de la interfase fluido-sedimento y con respecto a la cantidad de materia que llega en un instante dado, pueden producirse tres tipos de situaciones ideales:

1. Que la cantidad que llega sea sustituida por otra igual en el instante siguiente. En este caso, se produce una migración de formas por el lecho arenoso que da lugar a un transporte de fondo, pero el registro sedimentario es nulo. Los granos se organizan en distintos tipos morfológicos, de acuerdo con las condiciones hidrodinámicas del fluido y son transportados corriente abajo.
2. Si la cantidad que llega es menor, el balance será negativo y el resultado es algún tipo de erosión. Dependiendo fundamentalmente de la energía de la corriente y de la cohesividad del lecho, se producirán diversos tipos de estructuras sedimentarias erosivas (Dabrio y Hernando, 2003).
3. Por último, la sedimentación tendrá lugar cuando el balance sea positivo. Según el tipo de formas morfológicas en que esté organizada la interfase fluido-sedimento, así será la geometría interna del depósito (Leeder, 1999).

Trataremos aquí solamente del último caso, porque es el que genera una gran cantidad de tipos de estratificaciones cruzadas a diversas escalas.

### Estructuras de depósito por flujos unidireccionales

Normalmente la sedimentación de tamaño arena tiene lugar porque cesa un episodio de transporte de fondo, por acumulación a partir de una corriente con exceso de carga, o por deceleración y pérdida de parte de la carga en suspensión. En este último caso, el material puede continuar moviéndose como carga de fondo antes de sedimentarse. De todas formas, sea cual sea la causa, el depósito tendrá una organización interna cuya geometría será consecuencia directa de las condiciones hidrodinámicas del flujo que ha actuado sobre el material en el momento de producirse la sedimentación.

### ¿Cómo y por qué se organizan los sedimentos en diferentes formas?

Los estudios realizados en canales de experimentación similares al que aparece fotografiado en la figura 2, en los que es posible reproducir algunas de las condiciones de los flujos naturales, han demostrado que existen una serie de campos de estabilidad para cada una de las formas que migran por la interfase fluido-sedimento, siempre de acuerdo con las condiciones en que se produce el transporte. Sin embargo, dado el gran número de variables que actúan y la dificultad de visualizar las líneas de flujo, los procesos que tienen lugar durante la migración de las distintas formas por el fondo no se conocen con exactitud. A pesar de ello, existe una gran cantidad de información que puede ser aplicada con bastante objetividad.



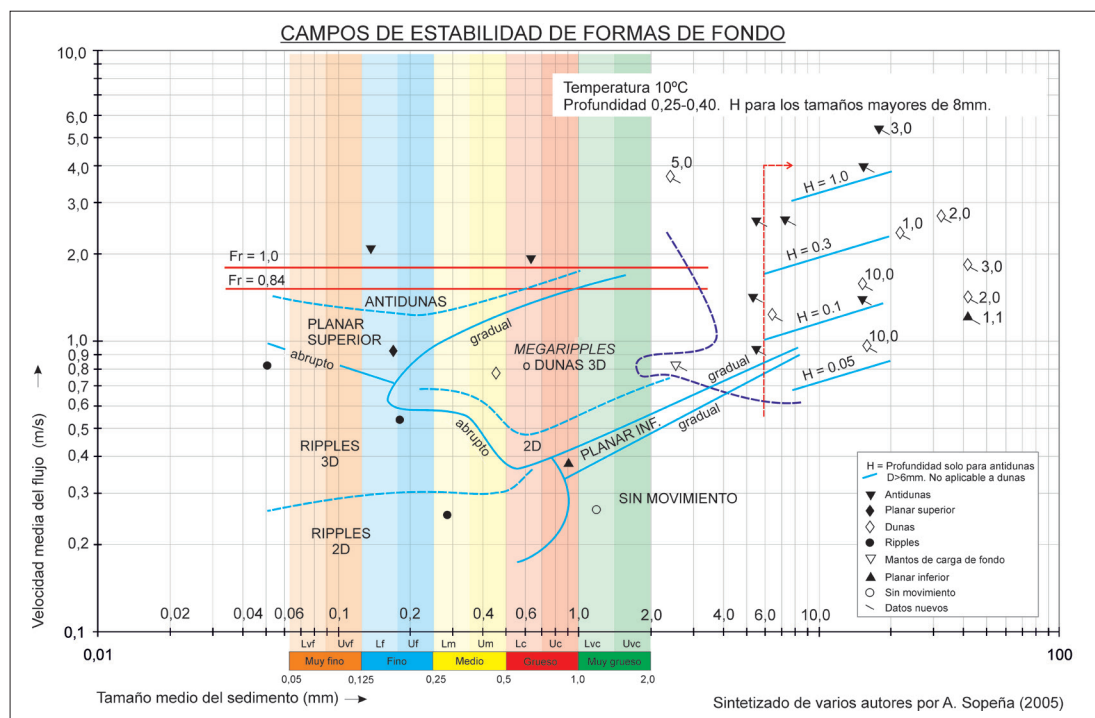
Fig. 2. Canal de experimentación de la Universidad de Cambridge, Reino Unido, 1982.

Muchos canales de experimentación permiten variar las condiciones en las que se mueve el fluido. La pendiente del canal, la velocidad de la corriente, la viscosidad, o el tamaño de grano y la mezcla de los sedimentos que se mueven por el fondo son variables que influyen en el resultado final y que pueden fijarse a voluntad para cada experimento. Los campos de estabilidad representados en la figura 3 se han obtenido de forma experimental, mediante multitud de ensayos con diferentes tamaños de grano, con distintas velocidades de corriente y utilizando un flujo unidireccional que actúa sobre un lecho de sedimentos arenosos. A pesar de las limitaciones que tienen este tipo de experiencias derivadas, sobre todo, de que los tamaños de la mayoría de los canales de experimentación y la profundidad de la lámina de agua no reproducen todas las situaciones, los campos de estabilidad obtenidos incluyen muchas de las formas que se encuentran en los medios naturales y permiten adquirir una idea razonable de las condiciones en las que se han podido formar los diferentes tipos de estratificaciones que se observan en la naturaleza. Como puede verse en el diagrama (Fig. 3) existen varios tipos principales de formas: *ripples*<sup>(1)</sup>, dunas o *megaripples*, lechos planos, antidunas y ondas estacionarias. Cada una de ellas es el resultado de la organización de los sedimentos que migran por el fondo del canal en respuesta a las distintas velocidades aplicadas al fluido y a los tamaños de grano disponibles para el transporte. Los campos de estabilidad de cada una de estas formas se distribuyen, además, en dos campos mayores que corresponden a dos tipos de regímenes de flujo que se han llamado alto o rápido y bajo o tranquilo. Cuando se experimenta en un canal como el de la figura 2, la distinción más gráfica que puede establecerse entre estos dos regímenes es que, en el alto, la superficie libre del fluido que separa el

<sup>1</sup> El término en inglés *ripple marks*, no se ha traducido porque ya es habitual en el lenguaje sedimentológico. Se utiliza por muchos profesionales en los textos científicos y docentes. Su traducción libre más aproximada es *ondulación*, en referencia directa a las formadas por las olas en las playas. También se utiliza en castellano *rizadura*.



Fig. 3. Campos de estabilidad de las diferentes formas que migran en la interfase agua-sedimento, en función del tamaño de grano y de la velocidad de la corriente. (Modificado de Leeder, 1982). Las denominaciones 2D y 3D se refieren a formas de cresta recta y sinuosa respectivamente.



agua del aire está en fase con las formas producidas sobre el fondo arenoso. Por el contrario, en el régimen bajo, la geometría de ambas superficies es independiente. No deben confundirse estos dos estados de flujo con el régimen laminar y turbulento, los cuales nada tienen que ver con este tipo de separación convencional que se utiliza, sobre todo, para los experimentos en canales. Todas las estratificaciones cruzadas que se tratan aquí se producen en régimen turbulento, es decir un régimen de flujo en el que existe dispersión lateral y mezcla de las partículas del fluido. Otro aspecto interesante es la existencia de una velocidad crítica, por debajo de la cual no existe movimiento de partículas ya que la corriente no es capaz de vencer las fuerzas que actúan sobre ellas, como el peso y la fricción con las partículas adyacentes. En resumen, si sobre un fondo arenoso actúa una corriente de agua de profundidad dada y cuya velocidad supera un valor crítico se produce un movimiento de granos llamado transporte tractivo que modifica la morfología

del fondo. Aumentando la velocidad y manteniendo el flujo estacionario durante el tiempo suficiente para alcanzar el equilibrio, se obtienen formas que migran por el fondo y generan distintos tipos de estratificaciones. Se analizan a continuación, brevemente, las estructuras internas a que dan lugar y su significado hidrodinámico.

### Ripples de corriente

Son ondulaciones regularmente espaciadas producidas sobre un fondo arenoso (Fig. 4). Las características empíricas de estas pequeñas estructuras sedimentarias pueden observarse con suficiente detalle en los canales de experimentación. Aunque no tienen gran importancia para la interpretación de la mayoría de los medios sedimentarios porque son comunes a muchos de ellos, sí tienen gran interés para comprender los procesos que dan lugar a los distintos tipos de estratificaciones cruzadas de pequeña y media escala. Los elementos morfológicos y la estructura interna que caracterizan un *ripple* completo (Collinson et al., 2006), son los representados en la figura 5.

Su longitud de onda (Fig. 5A) es, en general, de unos pocos centímetros y su altura no suele sobrepasar los 3 cm. Existe una gran variedad de formas que corresponden a condiciones hidrodinámicas específicas. La textura de las arenas parece ser el principal factor que controla el tamaño de los *ripples*, de forma que a partir de un valor de tamaño de grano próximo a los 0,7 mm, no existen (Fig. 3). La formación de *ripples*, a partir de vórtices de corriente que crean algunas irregularidades en la superficie del sedimento y su migración corriente abajo, responde en líneas generales a un modelo como el que se expresa en la sección vertical de la figura 5B. En un proceso ideal, el aporte de granos hacia las zonas de cresta, que dará lugar a una nueva lámina al deslizarse por la superficie frontal, se produce por tres mecanismos: a) ascenso por la parte trasera o zona

Fig. 4. Vista en planta de una superficie con ripples de oscilación. Triásico de Torre de Arcas (Provincia de Teruel).



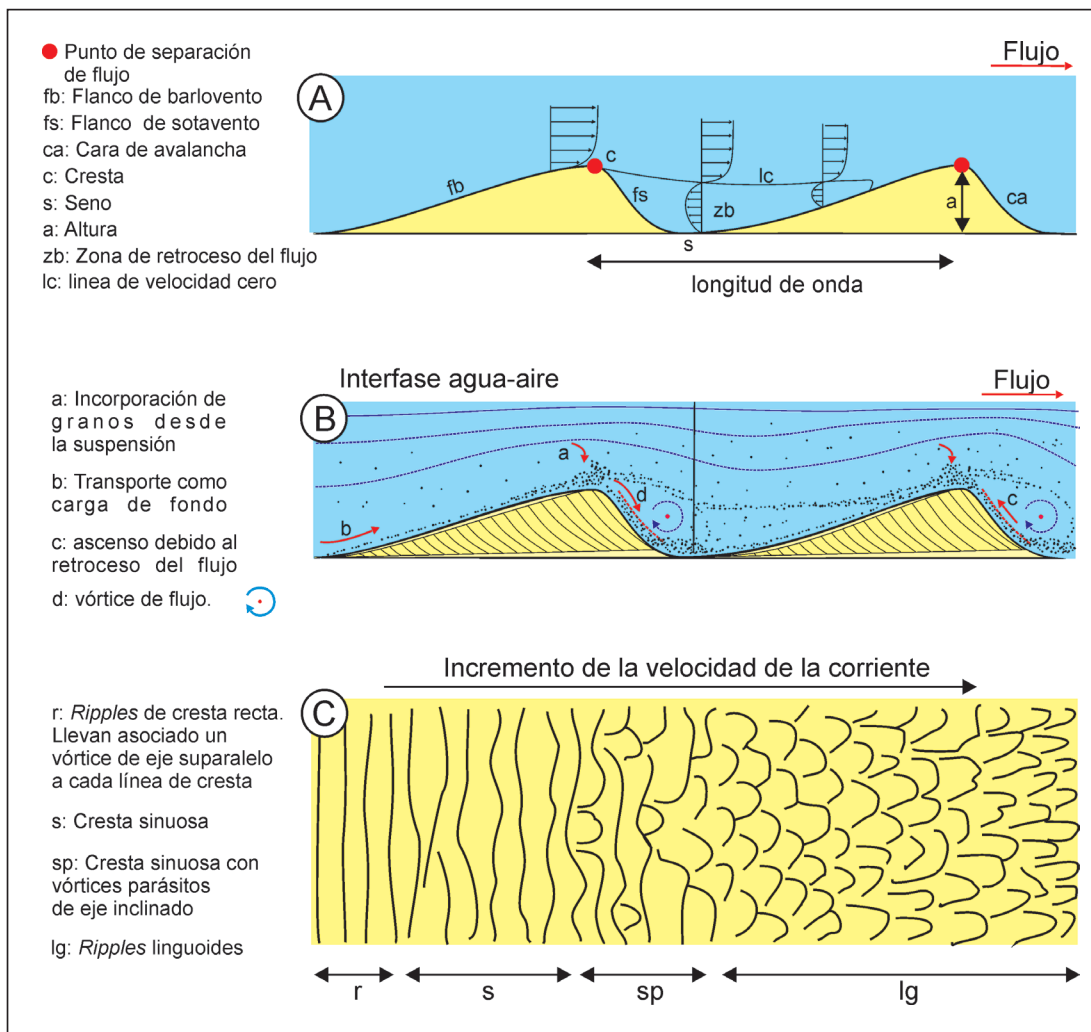


Fig. 5. A: Sección vertical con los principales parámetros que definen los ripples. B: Sección vertical en la que se observan la organización interna en láminas de los ripples y el proceso de formación de nuevas láminas al frente de cada forma. C: Vista en planta de la configuración de las crestas de los diversos trenes de ripples en función del incremento de velocidad de la corriente. (Modificado de Allen, 1968).

de barlovento del *ripple*, b) incorporación desde el fluido por pérdida de energía al chocar los granos en la dispersión turbulenta y, por último, c) ascenso sobre la cara frontal debido a la corriente de retroceso inducida en el seno del *ripple* por separación del flujo. Esta mezcla de sedimento tiende a formar una pequeña nube que se deposita en la parte más alta de la forma. Superado el ángulo de reposo se produce una avalancha de granos que genera una nueva lámina inclinada aguas abajo. El resultado final es la migración de “trenes de *ripples*” que dan lugar a estratificaciones cruzadas de pequeña escala. En condiciones naturales, es frecuente encontrar combinaciones de dos o más tipos como resultado de variaciones locales en la turbulencia, por ejemplo, *ripples* de cresta sinuosa con *ripples* linguoides subordinados. En líneas generales, la sinuosidad de las líneas de cresta aumenta con la velocidad del fluido (Fig. 5C), pasando, de recta para las velocidades más bajas, a linguoide para las más altas (Fig. 6). Las transformaciones que se producen al aumentar la velocidad de corriente dan origen a distintos tipos de *ripples* y se pueden explicar por las diversas formas de turbulencia en relación con la superficie del sedimento. En el caso de los *ripples* de cresta recta, la separación de flujo produce un vórtice al frente de cada cara de avalancha con el eje de rotación paralelo y solidario con su cresta (Fig. 5B). Al incrementar la velocidad de la corriente, las líneas

de cresta se vuelven sinuosas y aparecen vórtices parásitos con una componente axial subparalela a las líneas de flujo. Según aumenta la velocidad, este tipo de vórtices adquiere mayor importancia, dando origen a un modelo diferente que genera *ripples* de tipo linguoide (Figs. 5C y 6).

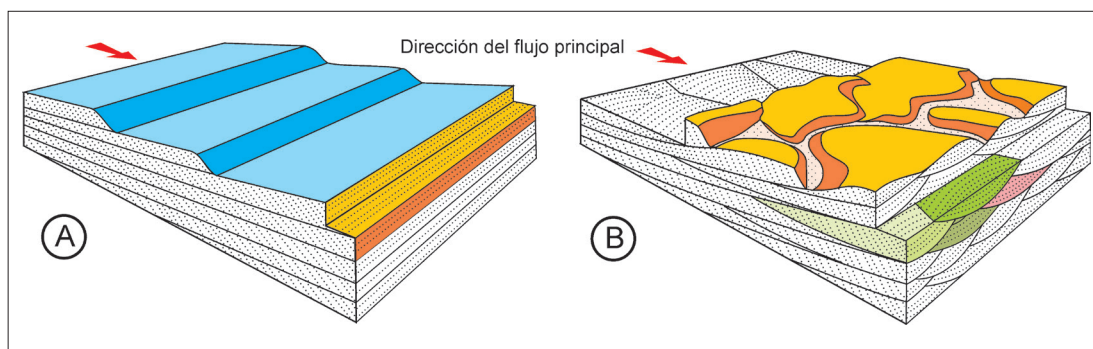
La geometría interna de los depósitos producidos por la migración de *ripples* de corriente responde de forma esquemática a dos tipos principales: tabular y de surco, como puede apreciarse en

Fig. 6. *Ripples* linguoides. Triásico de Riba de Santiuste (Provincia de Guadalajara).





Fig. 7. Bloques diagrama que muestran las diferencias en organización interna de la estratificación cruzada de tipo 2D y 3D, producida por ripples de cresta recta (A) y de cresta sinuosa (B). (Modificado de Reineck y Singh, 1973).



la figura. 7. Sin embargo, en los medios naturales y en relación con las variaciones de la velocidad del flujo, el tamaño de grano transportado, etc., se observan todo tipo de transiciones entre estos dos modelos de organización tridimensional. La complejidad de las combinaciones en la disposición de las láminas de los sedimentos puede ser notable.

Un caso particular de estratificación cruzada a pequeña escala es el debido a migración de *ripples* ascendentes, o *climbing ripples* en la literatura inglesa (Fig. 8). Se producen por la combinación de migración y agradación. Son el producto de flujos con una gran cantidad de carga en suspensión que, cuando alcanzan su límite de competencia, pierden capacidad de transporte y provocan una sedimentación con predominio neto de la agradación. Son frecuentes, por tanto, en secuencias turbidíticas, en tempestitas y, en general, en todos aquellos procesos en los que se produce una pérdida rápida de competencia en corrientes muy cargadas de sedimentos arenosos. Según exista o no migración, y según exista o no erosión de cada tren de *ripples* con respecto al anterior, se producirán distintos tipos de laminaciones (Collinson et al., 2006).

Fig. 8. Estratificación cruzada producida por ripples ascendentes. Secuencia de una inundación fluvial holocena. Rambla de la Viuda (Provincia de Castellón).

#### Algunas estructuras de depósito generadas por movimientos de oscilación

También los flujos de agua sometidos a movimientos de oscilación producen estratificaciones cruzadas de pequeña escala (fig. 9). Conviene matizar que no solo en los ambientes marinos se

generan este tipo de estructuras, también son frecuentes en lagos. Incluso aparecen en sedimentos de origen fluvial cuando las condiciones permiten la generación de olas inducidas por el viento. Es el caso de remansos o de zonas de aguas estancadas en los momentos de bajo caudal. La forma, composición y geometría de las láminas en los *ripples* de oscilación puede ser muy compleja. Con la acción de los “trenes” de ondas que los generan (Fig. 9B) pueden combinarse distintos tipos de movimientos como, por ejemplo, una corriente coetánea con el movimiento de oscilación, variaciones en la profundidad de la lámina de agua, acción de las mareas, etc.

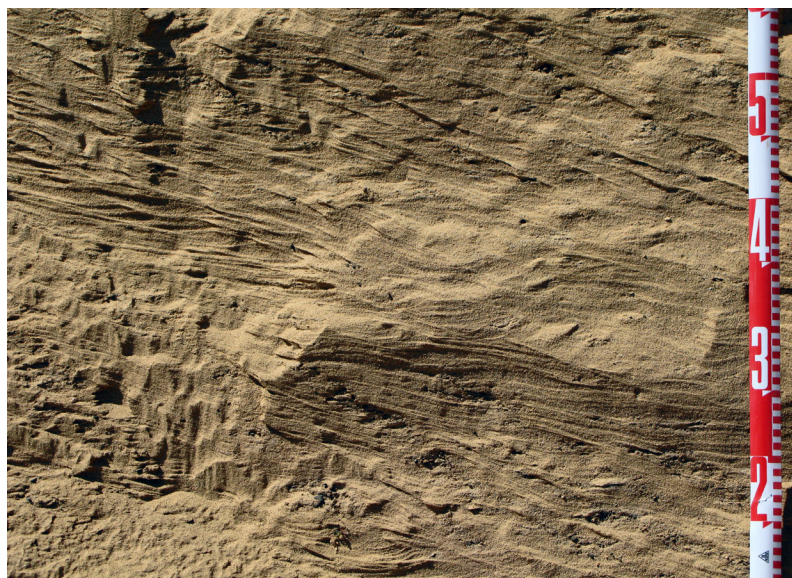
Algunos tipos comunes de *ripples* de oscilación son los siguientes:

1. De cresta recta y simétricos (Fig. 4). Son los *ripples* de oscilación puros y de estructura interna más simple. Con frecuencia, las láminas adoptan una disposición en forma de espiga (Fig. 9C).
2. De cresta sinuosa, generalmente asimétricos, con estructura en espiga o más compleja (Fig. 9D).
3. De interferencia, con gran variedad de formas y tipos (Fig. 10). Indican dos direcciones de oscilación. Por ejemplo, la llegada y el rebote de la ola sobre una playa si la incidencia de la ola sobre ella no es paralela, o la combinación de oscilación y corriente.

Como se deduce fácilmente, los tipos de estratificación cruzada de pequeña escala que producen los diferentes *ripples* de oscilación son muy variados y difíciles, si no imposibles, de distinguir, en algunas ocasiones, de los debidos a flujos unidireccionales. Caracteres definitivos en su identificación pueden ser: la laminación en espiga, la existencia de láminas opuestas dentro de un mismo *ripple*, o la presencia de láminas onduladas (Fig. 9). Sin embargo, conviene advertir que, en un afloramiento, para decidir el tipo de *ripples* hay que procurar, si es posible, observar las formas en tres dimensiones. Los errores que pueden cometerse en la interpretación si solo se dispone de un plano de observación, pueden ser notables.

#### Estratificaciones cruzadas de media escala

Siguiendo la pauta que marcan los diagramas de fase de la figura 3, a mayor velocidad de la corriente o con mayor tamaño de grano, para condiciones análogas en las que se generaban *ripples*, aparecen nuevas formas de respuesta sobre la superficie del sedimento. Su morfología es similar, pero sus dimensiones son mayores. La migración de estas





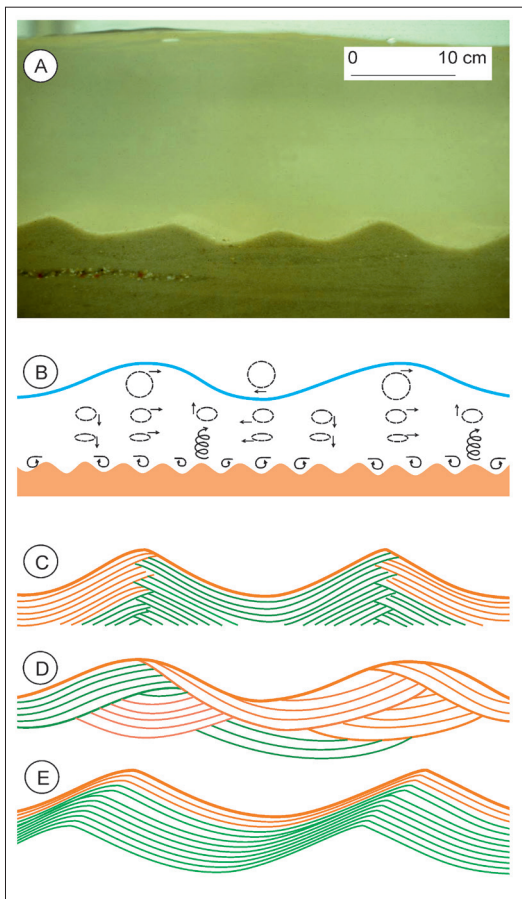


Fig. 9. Algunos tipos de estratificación cruzada de pequeña escala producida por ripples de oscilación. A: ripples de oscilación generados en un canal de experimentación. B: Esquema del movimiento de las partículas durante la generación de ripples de oscilación (modificado de Reineck y Singh, 1973). C: laminación en forma de espiga. D: laminación ondulada. E: laminación producida por un movimiento de oscilación con una dirección preferente de transporte.

formas por el fondo, origina depósitos con distintas organizaciones internas y, por tanto, diferentes tipos de estratificaciones cruzadas. Todas ellas, sin embargo, pueden resumirse de una forma práctica en dos tipos principales: estratificación planar debida a migración de *megaripples* o dunas de cresta recta (Fig. 11A) y estratificación de surco o festonada debida a migración de *megaripples* o dunas de cresta sinuosa o lunada (Fig. 11B). Esta simplificación, aunque no es muy ortodoxa, resulta sencilla y útil en el trabajo de campo. Las transiciones entre unas formas y otras producen geometrías diversas, a veces complicadas, que es necesario observar con detalle para comprender su génesis. Es estos casos es esencial disponer de afloramientos que permitan la observación en planos de direcciones perpendiculares o transversales a la dirección de la corriente, o próximos a ellas.

Desde el punto de vista hidrodinámico, los procesos de formación de las estratificaciones de mediana escala son muy similares a los descritos anteriormente para las formas de pequeña escala. Como se observa en el gráfico de campos de estabilidad de la figura 3, cuando por la interfa-



Fig. 10. Ripples de interferencia. Llanura mareal de Carregal (Galicia).

se agua-sedimento migran *megaripples* de cresta recta (Fig. 3, formas 2D) se produce estratificación cruzada planar, mientras que cuando lo hacen *megaripples* con un surco frontal se generan estratificaciones cruzadas de tipo surco (Fig. 3, formas 3D). La aparición de unas u otras depende esencialmente de la velocidad de la corriente y del tamaño de grano del sedimento que está siendo transportado.

Fig. 11. A: Estratificación cruzada planar producida por migración de formas de tipo 2D, Triásico de Alcaraz, (Provincia de Albacete). B: Formas de tipo 3D con ripples sobreimpuestos. Lagoa de Carregal (Galicia).





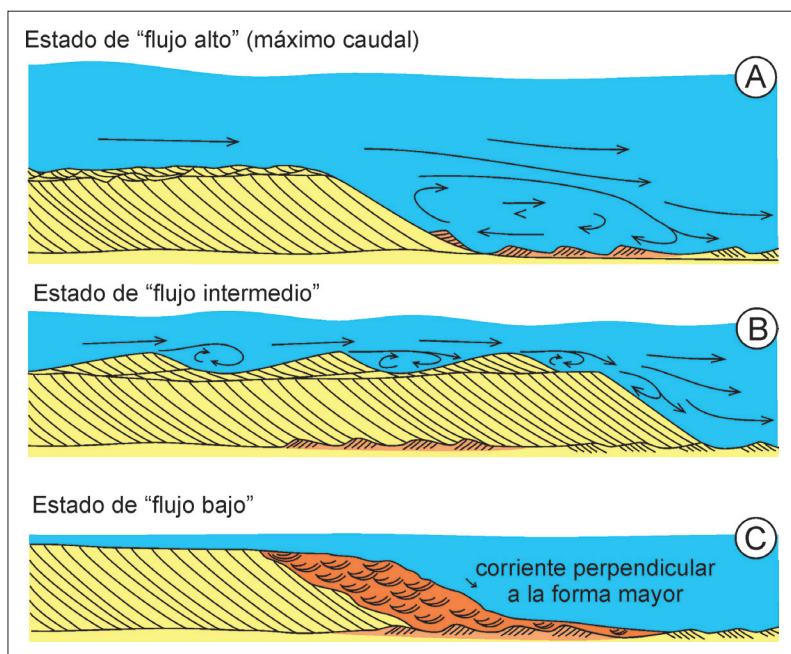


Fig. 12. Modelos de circulación de flujo al frente y en la superficie de una barra (Modificado de Collinson, 1970). A: En los momentos de máximo caudal se observan vórtices de corriente al frente de las caras de avalancha, que incluso puede generar ripples en sentido contrario a la dirección preferente de transporte del sedimento. B: En el estado de flujo intermedio por encima de las formas mayores pueden migrar otras de menor tamaño. C: En los momentos de menor caudal las formas mayores se detienen y el agua puede circular entre ellas dejando estratificación cruzada de pequeña escala producida por ripples

Fig. 13. Barra emergida en la Ría de Corme e Laxe (Provincia de A Coruña). Su migración produce estratificación cruzada planar a escala de afloramiento. En estado de flujo bajo, las superficies de las barras sufren diversas modificaciones producidas por la migración de ripples de distintos tipos.



#### Modificaciones

Conviene hacer algunas precisiones sobre las modificaciones de la organización interna en las estratificaciones cruzadas. Con frecuencia es posible observar en el interior de los *megaripples*, o sobre ellos, *ripples* en distintas posiciones, superficies erosivas, cambios en la forma y ángulo de las láminas, etc., que pueden tener gran importancia en la identificación del proceso y por tanto, del medio sedimentario. En líneas generales, se producen por dos tipos de fenómenos:

1. Por cambios en la intensidad del régimen de flujo, o por efecto de la separación de éste y

formación de vórtices al frente de la cara de avalancha de la forma que migra (fig. 12). Por ejemplo, un aumento importante en la velocidad de la corriente por variaciones en el caudal de un río puede producir modificaciones notables sobre las formas que eran estables en las condiciones anteriores. Estas modificaciones varían desde sobreimposición de capas con laminación paralela de alta energía, hasta erosión de parte de la forma. Otro efecto posible es la formación de *ripples* que, como consecuencia de la separación de flujo, ascienden por la cara de avalancha en sentido contrario al de la dirección general de la corriente (fig. 12A).

2. Por detención de la corriente y emersión, o por inversión periódica del sentido del flujo. Según las condiciones específicas de la morfología del fondo y de la variación de régimen del flujo, así será el resultado. Incluso, las corrientes pueden modificar también la superficie de las formas y dejar, por ejemplo, un tapiz de *ripples* sobreimpuestos de distintos tipos como los que se observan en las figuras 12C y 13. Si el proceso que dio origen a la migración de las formas mayores actúa de nuevo, queda una cicatriz que recibe el nombre de superficie de reactivación. Este tipo de estructuras son, por tanto, muy frecuentes en aquellos ambientes en que se producen variaciones periódicas en las condiciones del régimen de flujo como en las llanuras mareales o en los ríos debidas a cambios estacionales de caudal.

#### Fondos planos de régimen alto

Como se observa en los campos de estabilidad de la figura 3, para velocidades altas existen nuevas configuraciones del fondo muy diferentes de las anteriores. La interfase agua-sedimento es casi plana y sólo interrumpida por pequeños escalones de pocos granos de espesor que avanzan rápidamente, produciendo una alta tasa de agradación si hay material disponible. El resultado es una laminación paralela de finas capas de arena como la que se observa en la figura 14.

#### Ondas estacionarias y antidunas

En condiciones experimentales, para velocidades superiores a 1,2 m/s aproximadamente, aparecen nuevas formas de fondo que, aunque debido a las especiales condiciones en que se generan tiene un potencial de conservación pequeño, son de gran interés desde un punto de vista hidrodinámico porque indican las condiciones de mayor energía en las que se produce sedimentación. Son ondulaciones en fase con la superficie del fluido (Fig. 15). Cuando permanecen fijas y no migran por el fondo se llaman ondas estacionarias. Por el contrario, cuando migran, lo hacen a contra-corriente y producen un tipo de estratificación que raramente se conserva, con los planos inclinados suavemente en sentido opuesto a la dirección del flujo. En este último caso reciben el nombre de antidunas. Para velocidades mayores, los sedimentos arenosos son transportados corriente abajo y se produce algún tipo de erosión.





Fig. 14. Intervalos de laminación paralela en el Triásico de Valdecubo (Provincia de Guadalajara). La parte superior de la fotografía muestra ripples ascendentes.

#### Estratificaciones cruzadas de gran escala: Barras

Todo el conjunto de estratificaciones cruzadas a distintas escalas descritas en los apartados anteriores se asocian en los medios sedimentarios naturales, formando estructuras mayores de extensión variable llamadas barras o macroformas. Este tipo de unidades sedimentarias puede tener una organización interna simple o muy compleja, como resultado esta última de la superposición y/o amalgama de varios tipos de estratificaciones. Aunque no son exclusivas de los ambientes sedimentarios fluviales, los ríos constituyen uno de los ejemplos más didácticos que pueden utilizarse para comprender su génesis y evolución. Las vistas aéreas parciales, tomadas de *Google Earth*, de los ríos Saskatchewan (Canadá) y Brahmaputra (Bangladesh) proporcionan una idea clara del grado de dificultad que puede presentar la interpretación correcta de las barras fluviales en medios sedimentarios antiguos (Figs. 16 y 17) como resultado de varios eventos de erosión y sedimentación. En sección transversal al flujo, sus dimensiones

Fig. 16. Cinturón de canales del río Saskatchewan (Canadá) dentro del que se distinguen los diversos los distintos tipos de barras y canales que configuran la fisiografía fluvial. (Tomado de *Google Earth*, 2014).

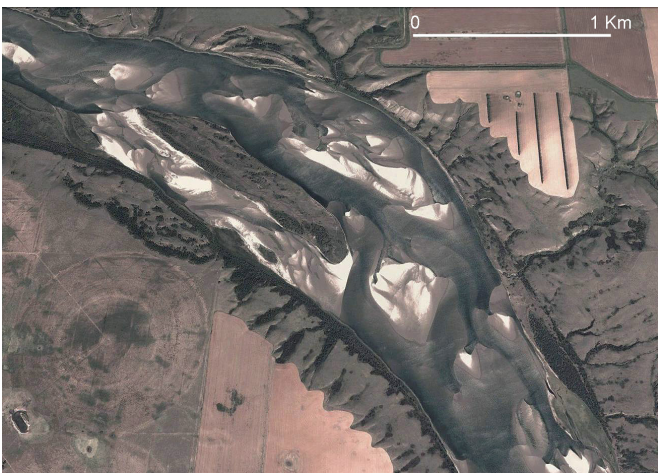


Fig. 15. En los estados de flujo de régimen alto, la superficie que separa el agua del sedimento y la superficie libre del fluido están en fase, como puede apreciarse en esta imagen obtenida en un canal de experimentación de la Universidad de Cambridge, Reino Unido. W-A: interfase agua-aire. W-S: interfase agua-sedimento.

varían desde algunos metros a decenas o cientos de metros. En sección longitudinal pueden alcanzar desde varias decenas de metros hasta algunos kilómetros. El espesor de los depósitos de una barra fluvial viene determinado por la profundidad máxima del canal adyacente y puede alcanzar varios metros.

#### LAS FACIES BUNTSANDSTEIN DEL TRIÁSICO DE LA SIERRA DE CALDEREROS (GUADALAJARA): UN EJEMPLO DE UTILIZACIÓN DE LAS ESTRATIFICACIONES CRUZADAS PARA LA INTERPRETACIÓN DEL MEDIO SEDIMENTARIO

El paisaje ruiniforme que conforman las facies Buntsandstein en la Sierra de Caldereros y, concretamente, en los alrededores del castillo de Zafrá (Fig. 18) ofrece un conjunto de excelentes afloramientos para observar y analizar algunos tipos de estratificaciones cruzadas y para deducir las condiciones en que se formaron. La integración de los datos permite también obtener interesantes conclusiones sobre el tipo de medio fluvial instalado en esta región durante el comienzo del Triásico (ca. 252 Ma). Destacan en la culminación de esta Sierra y en su ladera suroeste, una serie de resaltes subparalelos constituidos por la Formación Areniscas de la Hoz del Gallo (Ramos, 1979), los cuales permiten observar con detalle y en tres dimensiones a estas areniscas. Esta exposición convierte los afloramientos del área en un buen ejemplo para utilizar con fines didácticos.

Fig. 17. Cinturón de canales del Brahmaputra (Bangladesh). Obsérvese la gran dimensión de las barras y la complejidad de los canales, algunos de los cuales desarrollan hábitos meandriiformes y muestran una notable dispersión en las direcciones de corriente. (Tomado de *Google Earth*, 2014).





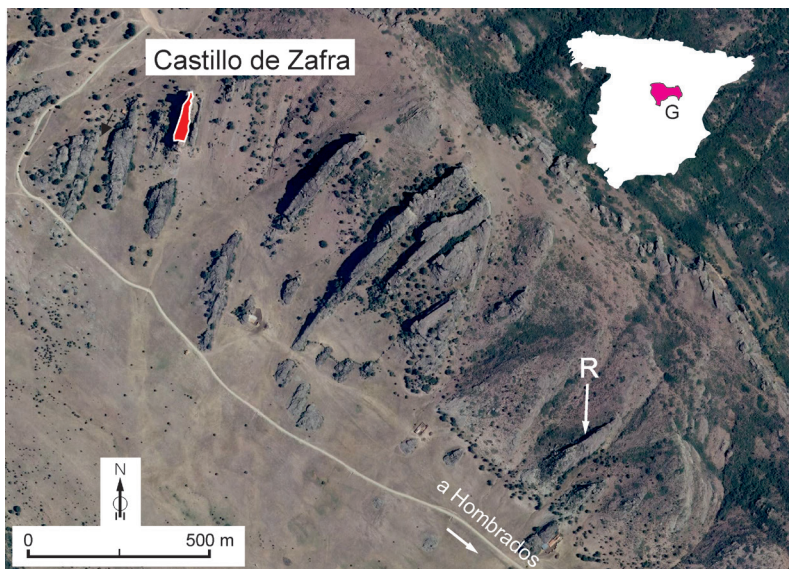


Fig. 18. Situación de los afloramientos ruñiformes del Triásico de la Sierra de Caldereros (Provincia de Guadalajara). R: afloramiento del panel fotográfico de la figura 19.

La fotografía de la figura 19A corresponde al resalte R, de la figura 18, visto desde el noroeste (coordenadas centrales UTM X: 609845; Y: 4520602). Se

utiliza aquí para mostrar la metodología que debe emplearse en este tipo de análisis. En la interpretación del afloramiento (Fig. 19B) pueden observarse tres superficies mayores (S1, S2, y S3) que definen los límites de las secuencias de canales dentro de una amplia llanura fluvial.

La superficie S1 representa un cambio de estilo observable también en otros afloramientos del área. Es muy continua y de carácter erosivo. Viene marcada además, por la presencia de cantos de cuarcita y de lutita. Por debajo, se observan ca. 3,25 m de areniscas con estratificación cruzada de surco (Fig. 20, facies T) que se interpretan como formas producidas por la migración de *megaripples* de cresta sinuosa dentro de canales. En algunos niveles se puede apreciar que el tamaño de los surcos disminuye en la vertical y/o, en algunos casos, alternan láminas de diferente tamaño de grano (Fig. 20. facies t). En este conjunto inferior se observan también algunas estratificaciones cruzadas planares producidas por la migración de *megaripples* de cresta recta. Ocasionalmente aparecen facies de areniscas con laminación paralela o de muy bajo ángulo.

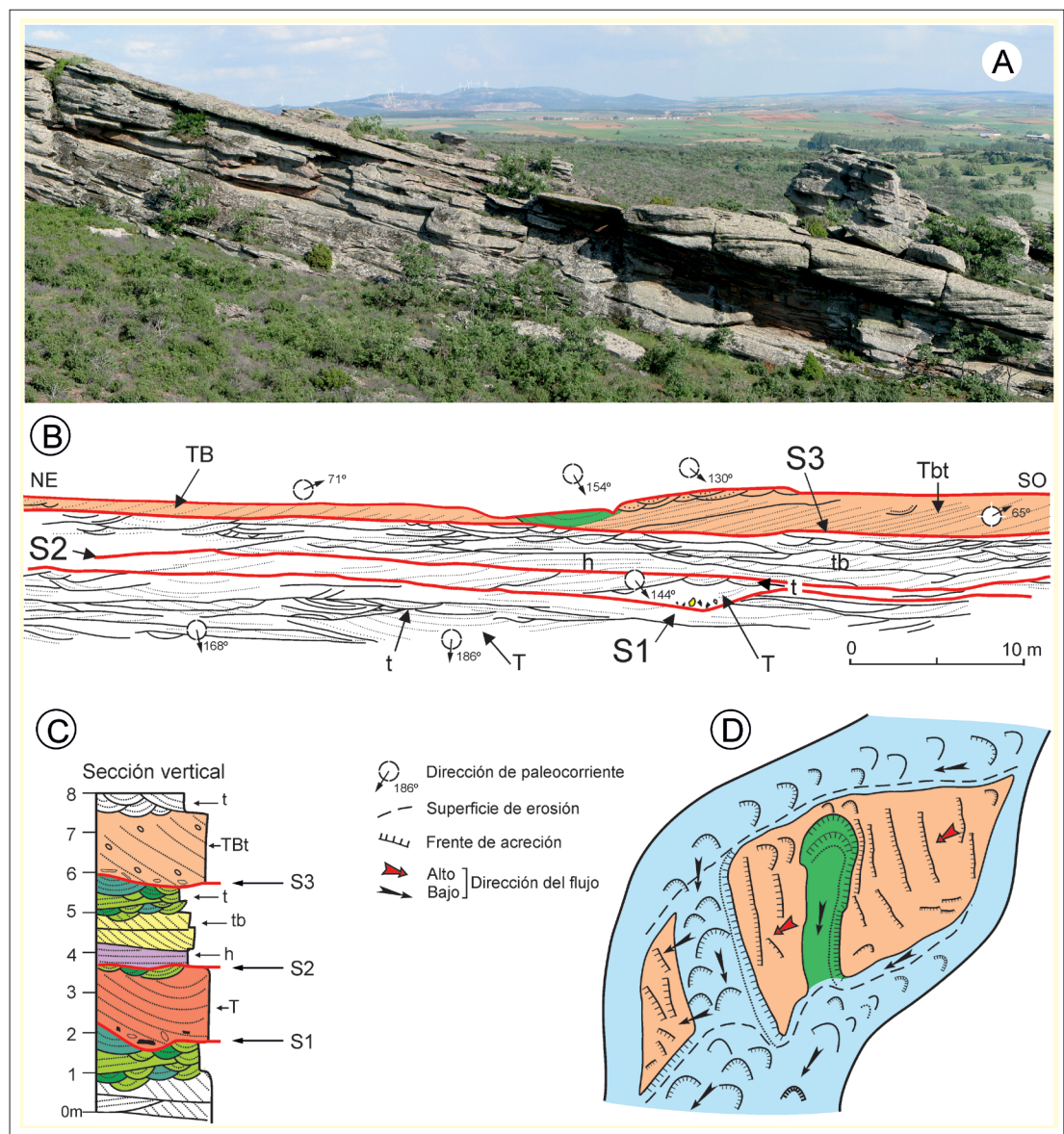


Fig. 19. Esquema de la arquitectura fluvial de la parte superior de la Formación Areniscas de la Hoz del Gallo, en un afloramiento estudiado en los alrededores del Castillo de Zafrá (Sierra de Caldereros, Guadalajara).

Por encima de la superficie S<sub>1</sub>, que marca la base de un canal principal, se observa un predominio de las facies de areniscas de grano medio y grueso, ocasionalmente con cantos de cuarcita dispersos y estratificación cruzada de surco (Fig. 20, facies T). En el techo se intercalan estratificaciones cruzadas de surco de media escala producidas por la migración de *megaripples* sobre formas de mayor escala (Fig. 20, facies t). El tamaño de las estratificaciones cruzadas de surco está en relación con la profundidad del flujo y disminuye con la altura de la lámina de agua sobre el techo de las barras.

Entre los límites S<sub>2</sub> y S<sub>3</sub> se registran principalmente facies de areniscas con estratificación cruzada de surco de diversos tamaños (Fig. 20, facies t). Las facies de areniscas con estratificación cruzada planar y laminación paralela son minoritarias (Fig. 20, facies tb y h). El límite S<sub>3</sub> es una superficie de gran continuidad lateral que puede seguirse en los afloramientos contiguos de la zona. Representa, muy probablemente, la base del cinturón de canales del sistema fluvial. Sobre ella se observa una macroforma constituida por areniscas de grano medio y grueso con estratificación cruzada planar que puede alcanzar 4 m de altura en otros afloramientos de esta unidad (Fig. 20, facies TB). Por su configuración, se interpreta como una gran barra de tipo linguoide seccionada por un canal transversal relleno por estratificación cruzada de surco de gran escala (Fig. 20, facies TBt). Lateralmente se asocia con formas de estratificación cruzada de surco que pueden alcanzar 2 m de altura y que representan canales laterales a la barra. En resumen, todo este conjunto de asociación de macroformas, con distintos tipos de estratificaciones cruzadas a escalas diferentes, corresponde a barras fluviales que migran dentro de un gran cinturón de canales.

### Comparación con algunos modelos de ríos actuales

La mayoría de los modelos de sistemas fluviales fósiles se establecen por comparación con ríos actuales. Para la definición del arquetipo fluvial es básico disponer de las medidas de todas las características del sistema: anchura y profundidad de los canales, principales macroformas, régimen de variación del caudal, topografía del canal, índice de entrelazamiento, vegetación de las orillas, etc. Si la obtención de todos los parámetros encierra cierta dificultad en los sistemas actuales, se comprenderá que es prácticamente imposible de lograr para los sistemas fósiles. Por ello, la correspondencia entre sistemas se basa en la similitud de morfologías y de tamaños, y en la semejanza entre las facies observables directamente en sección o procedentes de la información de Georadar (Sánchez-Moya y Sopena, 2010). El paralelismo puede establecerse con sistemas de pequeñas dimensiones como el Platte (Crowley 1983, Horn et al. 2012), el Calamus (Bridge et al. 1998) o el Niobrara (Skelly et al. 2003); con sistemas de escala media como el South Saskatchewan (Cant y Walker, 1978; Sambreok-Smith et al. 2005); o con grandes sistemas como el Brahmaputra (Coleman, 1969; Bristow, 1987) o el Jamuna (Best et al. 2003). Todos ellos,

| Tipos de estratificaciones cruzadas                             | Tamaño de grano                   | Tamaño (m) |        | Geometría   |
|---|-----------------------------------|------------|--------|---|
|   |                                   | H          | L      |   |
| Estratificación cruzada planar (TB)<br>                         | Arenas de grano grueso con cantos | 4          | <100   | Tabular<br>Base erosiva plana                           |
| Estratificación cruzada planar con surcos aguas abajo (TBt)<br> | Arenas de grano medio             | 1,5-3      | 30-70  | Lenticular<br>Base erosiva plana                        |
| Estratificación cruzada de surco a gran escala (T)<br>          | Arenas de grano medio a grueso    | 2-4        | 30     | Lenticular<br>Base erosiva cóncava<br>Techo plano       |
| Estratificación cruzada de surco a media escala (t)<br>         |                                   | 0,2-0,5    | 0,4-8  | Lenticular<br>Bases erosiva cóncavas                    |
| Estratificación cruzada planar a media escala (tb)<br>          | Arenas de grano medio             | 0,2-1,5    | 7,5-21 | Lenticular<br>Bases planas. Techo ligeramente irregular |
| Laminación paralela (h)<br>                                     | Arenas de grano medio             | 0,1-0,4    |        | Plana   |

sea cual sea su escala, presentan abundantes estratificaciones cruzadas de diversos tipos y geometrías tridimensionales.

Como señala Miall (1996), la arquitectura fluvial de una cuenca de sedimentación se construye siempre con una serie de elementos básicos que se combinan entre sí dando distintos tipos de modelos. Las principales características de las facies y asociaciones de las areniscas de esta región (fig. 20) indican que el modelo arquitectural debe corresponder a un sistema fluvial de canales entrelazados y carga de fondo arenosa con barras y macroformas de distintos tipos. Por ejemplo, estratificación cruzada planar producida por agradación vertical y frontal de barras cortadas por canales secundarios, como la que se esquematiza en la figura 19D.

En la tabla I se han sintetizado los datos disponibles sobre las principales dimensiones de las barras y canales de algunos sistemas fluviales entrelazados actuales que transportan de forma preferente arenas y cuyas características principales son comparables con los datos obtenidos en los afloramientos de la Sierra de Caldereros. Estos modelos que se han considerado análogos, corresponden a tres tipos de ríos: a) sistemas arenosos perennes poco profundos, como el del río Platte en Nebraska (Crowley 1983 y Horn et al. 2012); b) sistemas profundos y perennes como el río South Saskatchewan de Canadá (Cant y Walker, 1978); o incluso, c) sistemas de grandes dimensiones como el Brahmaputra o el Jamuna en Bangladesh. En todos los sistemas entrelazados, sea cual sea la escala del río, se observan dentro del cinturón activo de canales, dos grandes tipos de elementos morfológicos: barras y formas de fondo de canal. En sección vertical ambos elementos presentan amalgamas de distintos tipos de estratificaciones cruzadas. El tamaño de las mismas está en relación con la profundidad y la anchura de los canales, con el sentido preferente de migración (que puede ser aguas abajo, transversal o late-

Fig. 20. Principales asociaciones de las facies fluviales del afloramiento estudiado en la figura 19. (Modificado de Ramos et al., 1986)



Tabla I. Dimensiones medias de los elementos morfológicos más representativos en algunos sistemas entrelazados actuales.

| SISTEMA FLUVIAL  | BARRAS           | FORMAS DE FONDO DE CANAL                 | ANCHURA DE CANALES | CAUDALES MEDIOS          |
|--|------------------|--|--------------------|--------------------------|
| Platte River, Nebraska, USA.<br>Crowley (1983); Horn et al. (2012)                           | Longitud 10-30 m | Altura de las formas<br>1 m              | 6-300 m            | 199 m <sup>3</sup> /s    |
|  | Anchura 10 m     |  |                    |                          |
|  | Espesor 2 m      |  |                    |                          |
| South Saskatchewan, Canada.<br>Cant y Walker (1978);<br>Sambrook Smith et al. (2005)         | Longitud 175 m   | Altura de las formas<br>Máximo ca. 1,5 m | ca. 500 m          | 249 m <sup>3</sup> /s    |
|  | Anchura 140 m    |  |                    |                          |
|  | Espesor ca. 2 m  |  |                    |                          |
| Brahmaputra-Jamuna, Bangla-<br>desh<br>Coleman (1969); Bristow (1987);<br>Best et al. (2003) | Longitud 1500 m  | Altura de las formas<br>Máximo ca. 6 m   | ca. 2.000 m        | 19.300 m <sup>3</sup> /s |
|  | Anchura 500 m    |  |                    |                          |
|  | Espesor ca. 12 m |  |                    |                          |

ral) y con otros criterios relativos al caudal, régimen pluviométrico, etc.

En el caso del río Platte se ha comprobado que este tipo de secuencias se produce por la migración sobre el fondo de campos de formas tridimensionales linguoides activas durante los momentos de aguas altas. Por las zonas más profundas de los canales que rodean a las barras, migran formas que dan origen a estratificación cruzada de surco. Este tipo de ríos solo presentan un modelo de múltiples canales entrelazados durante los estados de aguas bajas. Durante estos periodos, emerge la parte más alta de las grandes formas activas y el flujo se encauza en depresiones entre las barras o en canales menores que las cortan de forma oblicua. El índice de entrelazamiento del río Platte es entre alto y moderado, con predominio de las barras arenosas compuestas. Es decir, hay formas complejas con predominio del avance frontal, pero también con crecimientos laterales importantes. La principal acreción vertical de este sistema se produce en los periodos de mayor caudal, cuando se mueven las barras que conforman la estratificación cruzada planar. La complicación que puede presentar la organización interna de las barras, de los rellenos de los canales que las circundan y de los canales de corte que pueden surcar sus techos es notable y producen secuencias verticales constituidas por gran variedad de facies.

En el río South Saskatchewan se observan zonas arenosas poco profundas que lateralmente se asocian con facies de canal. Estas llanuras arenosas corresponden a la parte superior de las barras emergidas (Cant y Walker, 1978) que están formadas por estratificación cruzada planar con dirección preferente paralela al flujo principal. En momentos de aguas bajas estas barras son cortadas por canales menores. El desarrollo de grandes estratificaciones cruzadas planares asociadas y/o cortadas por canales menores es típico de los ríos en los que se producen variaciones importantes en los caudales, pero con periodos relativamente largos en los que estas macroformas están próximas a la superficie del agua (Sambrook Smith et al., 2005). Los canales del río South Saskatchewan se caracterizan por tener una profundidad máxima de entre 3 y 5 m, y una anchura media entre 70 y 200 m. En la Formación Areniscas de la Hoz del Gallo, los espesores de las formas ca-

nalizadas varían de entre 1 y 3 m, las longitudes son algo mayores de 150 m y las anchuras también mayores de 30 m. Esto indica más profundidad de las formas canalizadas en comparación con las del río South Saskatchewan.

Los ríos Brahmaputra y Jamuna, presentan también algunas similitudes con la Formación Areniscas de la Hoz del Gallo. En los sedimentos del Brahmaputra (Coleman, 1969; Bristow, 1987 y 1993) o en los del Jamuna (Best et al., 2003), se describen grandes barras arenosas, tanto centrales como laterales, con acreción aguas abajo. La estratificación cruzada de surco a gran escala, que resulta de la migración de formas de cresta sinuosa, alcanza con frecuencia los 3 m de espesor. Incluso se han descrito formas con más de 6 m de altura que aparecen asociadas a superficies erosivas. La estratificación cruzada de surco y la laminación paralela son también facies frecuentes. El tamaño de las formas canalizadas del Brahmaputra es semejante, aunque algo mayor al observado en la Formación Areniscas de la Hoz del Gallo.

De la comparación entre los tres modelos actuales y el ejemplo fósil de la Formación Areniscas de la Hoz de Gallo, se puede concluir que, en los sistemas fluviales entrelazados arenosos, las facies dominantes son las estratificaciones cruzadas de gran y media escala. Como la altura de las formas, y por tanto el espesor de la estratificación, está en relación con la profundidad del flujo, los sistemas de grandes dimensiones presentan formas planares y de surco de gran tamaño. Cuando se depositaron las areniscas que afloran en la Sierra de Caldereros, los caudales debieron ser similares a los del South Saskatchewan (Tabla I), aunque dado el espesor de algunas estratificaciones cruzadas, no pueden descartarse caudales mayores en algunas épocas.

## RECURSOS DIDÁCTICOS EN INTERNET

Aunque empiezan a ser numerosos los portales y las páginas Web dedicadas a la Enseñanza de la Geología, la Sedimentología y los Medios Sedimentarios, no son las disciplinas más abordadas. Un verdadero portal dedicado a la docencia que abarca muchos aspectos de las Ciencias de la Tierra es el titulado *On the Cutting Edge. Strong Undergradua-*

te *Geoscience Teaching*, mantenido por la *National Association of Geoscience Teachers (USA)* y cuya URL es: <http://serc.carleton.edu/NAGTWorkshops/index.html>. Entre las distintas opciones y cursos que contiene, se recomienda para el propósito de este trabajo la página titulada *Teaching Sedimentary Geology in the 21st Century*. Su URL es: <http://serc.carleton.edu/NAGTWorkshops/sedimentary/index.html>. De los banners localizados a la izquierda de página son especialmente interesantes los denominados *Using physical models* y *Visualizations*, aunque, sin duda, el resto de los recursos que contiene la página permiten a los docentes diseñar su propio curso de sedimentología.

## AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a J.M. Soria de la Universidad de Alicante la revisión y los comentarios que han mejorado el trabajo. Nuestra gratitud también por la invitación para participar en este volumen de los editores B. Muñoz y J. Martín Chivelet de la Universidad Complutense de Madrid.

## BIBLIOGRAFÍA

- Allen, J.R.L. (1968). *Current ripples: their relations to pattern of water and sediment motion*. Ed. North Holland Publishing Company, Amsterdam, 433 p.
- Best, J.L., Ashworth, P.J., Bristow, Ch.S., y Roden, J. (2003). Three-Dimensional Sedimentary Architecture of a Large, Mid-Channel Sand Braid Bar, Jamuna River, Bangladesh. *Journal of Sedimentary Research*, 73, 516-530.
- Bridge, J.S., Collier, R.L., y Alexander, J. (1998). Large-scale structure of Calamus River deposits (Nebraska, USA) revealed using ground-penetrating radar. *Sedimentology*, 45, 977-986.
- Bristow, C.S. (1987). *Brahmaputra River: channel migration and deposition*. En: Recent developments in Fluvial Sedimentology. (Eds: Ethridge, F.G., Flores, R.M., Harvey, M.D.). Ed. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Sp. Publ. 39, 63-74.
- Bristow, Ch.S. (1993). *Sedimentary structures exposed in bar tops in the Brahmaputra River, Bangladesh*. En: Braided Rivers. (Eds: Best, J.L., Bristow, C.S.). Ed. Geological Society of London, Sp. Publ. 75, 277-289.
- Cant, D.J., y Walker, R.G. (1978). Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*, 25, 625-648.
- Dabrio, C.J. y Hernando, S. (2003). *Estratigrafía*. Ed. Universidad Complutense de Madrid. 382 p.
- Coleman, J.M. (1969). Brahmaputra River: channel processes and sedimentation. *Sedimentary Geology*, 3, 129-239.
- Collinson, J.D. (1970). Bedforms of the Tana River, Norway. *Geografiska Annaler*, 52A, 31-56.
- Collinson, J.D., Mountney, N. y Thompson, D. (2006). *Sedimentary Structures*. Ed. Terra Publishing, UK, 292 p.
- Crowley, K.D. (1983). Large-scale bed configurations (macroforms), Platte River Basin, Colorado and Nebraska: Primary structures and formative processes. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 117-133.
- Horn, J.D., Fielding, C.R. y Joeckel, R.M. (2012). Revision of Platte River Alluvial Facies Model Through Observations of Extant Channels and Barforms, and Subsurface Alluvial Valley Fills. *Journal of Sedimentary Research*, 82, 72-91.
- Leeder, M.R. (1982). *Sedimentology: Processes and Product*. Ed. Allen, G. and Uunwin Hyman, London. 344 p.
- Leeder, M.R. F. (1999). *Sedimentology and Sedimentary Basins*. Ed. Blackwell Science. Oxford, UK. 592 p.
- Miall, A.D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Ed. Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong. 582 pp.
- Ramos, A. (1979). *Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico al oeste de Molina de Aragón (prov. de Guadalajara)*. *Seminarios de Estratigrafía*. Serie monografías, 6, 313 p.
- Ramos, A., Sopeña, A., y Pérez-Arlucea, M. (1986). Evolution of Buntsandstein Fluvial Sedimentation in the Northwest Iberian Ranges (Central Spain). *Journal of Sedimentary Petrology*. 862-875.
- Reineck, H. E., y Singh, I.B. (1973). *Depositional Sedimentary Environments*. Ed. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. 439 p.
- Sambrook Smith, G.H., Ashworth, P.J., Best, J.L., Woodward, J. y Simpson, C.J. (2005). The morphology and facies of sandy braided rivers: some considerations of scale variance. *Spec. Publs. International Association of Sedimentologist*, 35, 145-158.
- Sánchez-Moya, Y. y Sopeña, A. (2010). *Sistemas aluviales de baja sinuosidad*. En: Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria. (Ed.: A. Arche). Ed. CSIC, Madrid. Cap. VII, 225-259.
- Skelly, R.L., Ethidge, F.G. y Bristow, C.S. (2003). Architecture of channel-belt deposits in aggrading shallow sandbed braided river: The lower Niobrara River, northeast Nebraska. *Sedimentary Geology*, 158, 249-270. ■

*Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 20 de septiembre de 2014 y aceptado definitivamente para su publicación el 29 de enero de 2015.*