

## ESTUDIO SEDIMENTOLOGICO DE LAS FACIES BUNTSANDSTEIN EN EL EXTREMO NW. DE LA RAMA CASTELLANA DE LA CORDILLERA IBERICA (PROV. DE SORIA)

J. Matesanz Yagüe (\*)

### RESUMEN

En este trabajo se realiza un estudio sedimentológico en tres unidades litoestratigráficas de la sucesión del Buntsandstein. Los afloramientos considerados se encuentran en la zona comprendida entre Cuevas de Ayllón y Retortillo de Soria (Prov. de Soria). Cada una de estas unidades ha sido caracterizada por un conjunto de asociaciones de facies.

La unidad T-1.2 se interpreta como un sistema fluvial de baja sinuosidad asociado, al menos en lo que respecta a los tramos basales e intermedios de la misma, con un sistema de abanicos aluviales, relacionados con la Falla de Somolinos.

La unidad T-1.3 corresponde a un sistema fluvial de baja sinuosidad, con carga de fondo constituida principalmente por gravas. Hacia el E., esta unidad pasa lateralmente a areniscas.

La unidad T-1.4 ha sido dividida en tres etapas, que corresponden, de base a techo, a medios fluviales de baja, alta y baja sinuosidad respectivamente.

**Palabras clave:** *Sedimentología, Buntsandstein, fluvial.*

### ABSTRACT

A sedimentological study is made in three lithostratigraphic units of the Buntsandstein facies succession. The outcrops are located in the area between Cuevas de Ayllón and Retortillo de Soria (Soria Province). Each of these units has been characterized by a variety of facies associations.

The T-1.2 unit is considered as a low sinuosity fluvial system. At least the lower and intermediate part of this unit are associated with an alluvial fan system related with the Somolinos Fault.

The T-1.3 unit is interpreted as a gravelly low sinuosity braided system. To the East, this unit changes laterally into sandstones.

The T-1.4 unit has been divided into three episodes corresponding, from base to top, to low, high and low sinuosity fluvial system respectively.

**Key Words:** *Sedimentology, Buntsandstein, fluvial.*

### Introducción

El principal objetivo de este trabajo es analizar desde un punto de vista sedimentológico, los materiales del Buntsandstein en el extremo noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, concretamente en la zona de enlace entre los sistemas orográficos Central e Ibérico (fig. 1). Los afloramientos estudiados se localizan al SW de la provincia de Soria, entre las localidades de Cuevas de Ayllón y Retortillo de Soria, en donde

la distribución de los materiales está condicionada por la existencia de importantes fracturas de directriz ibérica entre las que destaca la llamada *Falla de Somolinos*, situada al SW de la zona objeto de este estudio (fig. 1).

Según Virgili, *et al.*, 1977, el Triásico de este área pertenece al litotipo denominado *Trias Ibérico*, si bien, los materiales equivalentes a la unidad intermedia de este litotipo (Muschelkalk),

(\*) Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

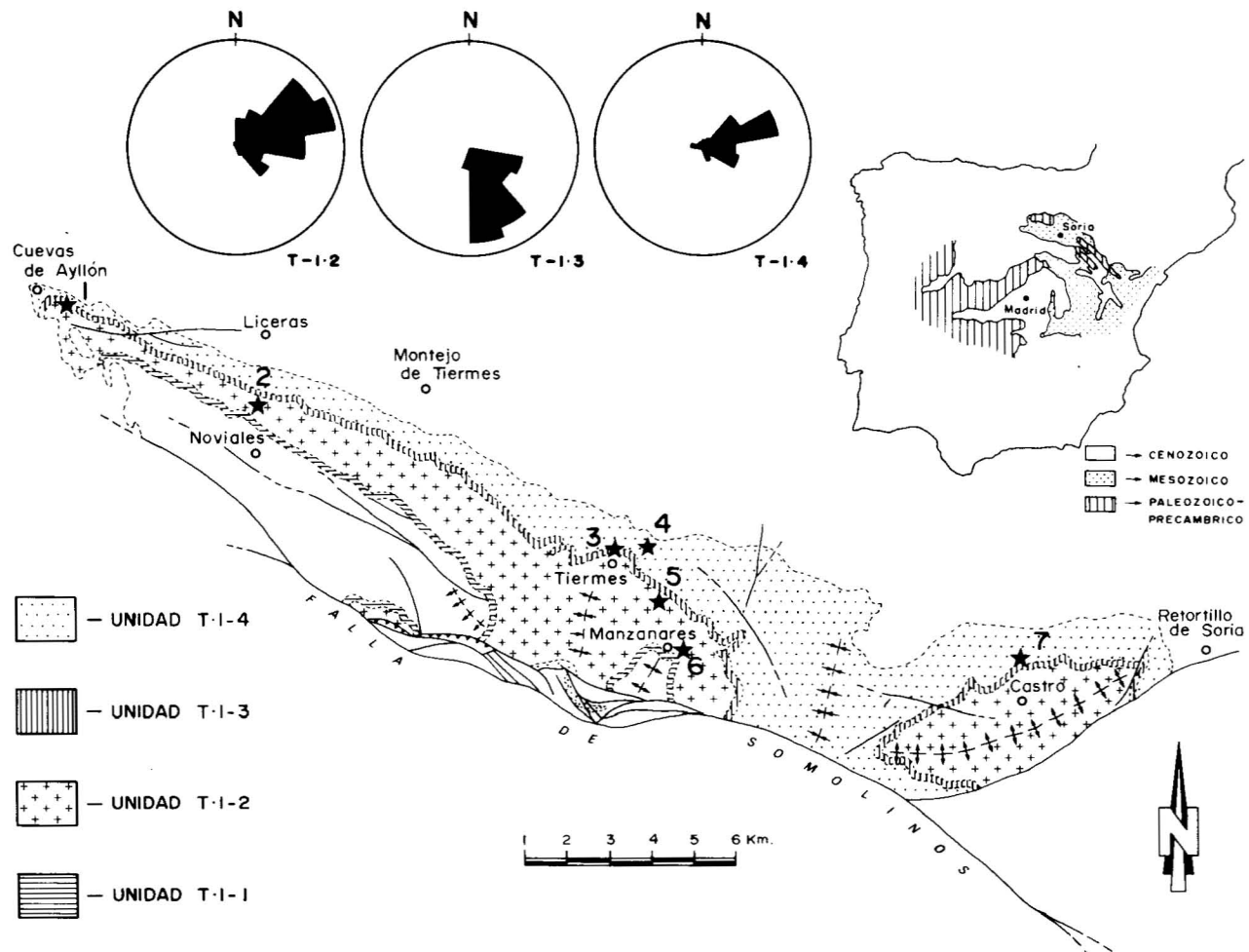


Fig. 1.—Situación geográfica de la zona estudiada. La cartografía de detalle es de Hernando, 1980. Los números corresponden a la localización de las diferentes columnas estratigráficas levantadas.

presentan aquí un carácter más detrítico, estando constituidos por lutitas verdes y negras, con delgadas intercalaciones carbonatadas en las que aparece fauna y, ocasionalmente, con una intercalación de areniscas ocre ferruginosas (unidad T-3 según Hernando, 1977, 80). En un trabajo reciente, Sopena *et al.*, (in lit.) proponen el término *Trias Hespérico* para designar a estos materiales y diferenciarlos del *Trias Ibérico* clásico.

### Antecedentes

La historia de los trabajos realizados en la región, así como en áreas próximas, se remonta a la segunda mitad del siglo XIX, con las primeras alusiones a la geología de estos lugares: Verneuil *et al.*, 1854; Calderón, 1874; Aránzazu, 1877; Palacios, 1879, 90; etc... Ya en nuestro siglo, Lotze, 1929 y Schröder, 1930 establecen las primeras

bases estratigráficas y paleogeográficas del Triásico de la región estudiada, sirviendo de punto de partida a muchos trabajos posteriores. En estos años se realizan también los primeros mapas geológicos a escala 1:50.000 en zonas próximas (Kindelan *et al.*, 1931; etc...).

Pese a la aparente antigüedad en el conocimiento del Triásico de la Cordillera Ibérica y especialmente en su intersección con el Sistema Central, es a finales de los años 60 cuando se empieza a abordar con seriedad la problemática de este sistema. En este último período se publican numerosos trabajos regionales que se refieren de forma directa a los afloramientos estudiados por nosotros: Sánchez de la Torre, 1970; Doubinger *et al.*, 1978; I.G.M.E., 1982; etc... También se realizan algunos trabajos específicos sobre el Triásico de esta región: Corchón, 1971; Virgili *et al.*, 1974; Hernando, 1974, 77, 80 y Hernando *et al.*, 1976 a, b. y 1977 a, b.

Los antecedentes bibliográficos en los que se hacen análisis sedimentológicos detallados de materiales triásicos, son en esta zona muy escasos. Se reducen a los trabajos de Sopena, 1979, realizado al S de nuestro área de estudio, Capote *et al.*, 1982 y Matesanz, 1986.

### Aspectos litoestratigráficos

La base estratigráfica sobre la que hemos realizado este trabajo fue establecida por Hernando, 1977. Dicho autor definió para el Buntsandstein de la región de Ayllón-Atienza, cuatro unidades litoestratigráficas informales (T-1.1, T-1.2, T-1.3 y T-1.4) (fig. 2). Posteriormente, el mismo autor (Hernando, 1980), propuso las siguientes denominaciones para cada una de estas unidades:

- Unidad T-1.1: Conglomerados del río Pedro.
- Unidad T-1.2: Areniscas del río Pedro.
- Unidad T-1.3: Conglomerados de Termancia.
- Unidad T-1.4: Areniscas y lutitas de Termancia.

De ellas, la inferior (T-1.1) ha sido excluida de nuestros objetivos debido a la escasez y mala exposición de sus afloramientos.

#### Unidad T-1.2: Areniscas del Río Pedro

- *Descripción:* Esta unidad se compone de areniscas como litología dominante y lutitas y con-

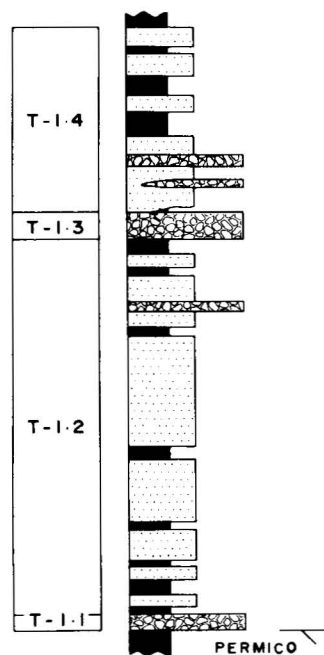


Fig. 2.—Columna esquemática del Buntsandstein en este área. Las unidades litoestratigráficas son según Hernando, 1977, 80.

glomerados como litologías subordinadas. Las areniscas son de color rojo, de tamaño de grano variable (desde fino a microconglomerático) y contienen abundantes cantos dispersos de mayor tamaño (entre 2 y 25 cm.), cuya composición es principalmente cuarcítica y a veces lutítica (cantos blandos); estos cantos pueden aparecer simplemente dispersos, agrupados sobre cicatrices internas y sobre la base de los tramos, u orientados según la estratificación. Las lutitas son de color rojo y a veces verde; aparecen intercaladas entre los niveles de areniscas y en ocasiones, alcanzan una continuidad lateral considerable; presentan un mayor desarrollo hacia la base y hacia el techo de la unidad. Los conglomerados son, en general, simples acumulaciones de cantos dentro de los niveles de areniscas, aunque existen algunos niveles conglomeráticos bien definidos y de escasa continuidad lateral; pueden ser masivos o presentar estratificaciones cruzadas planar y de surco.

- *Espesor:* Varía entre 220 m. en la zona de Licerias-Noviales, y 280 m. en los alrededores de las ruinas de Tiermes.

- *Relación con las unidades adyacentes:* El contacto entre las unidades T-1.1 y T-1.2 es concordante y prácticamente neto. De una a otra unidad existe un cambio muy brusco en la naturaleza de los materiales, ya que se pasa de un tramo constituido por conglomerados, a otro en el que el material dominante es de tamaño lutita. Entre las unidades T-1.2 y T-1.3 existe también una relación de concordancia; el límite entre ambas es igualmente neto.

- *Extensión y variaciones:* Esta unidad es constante a lo largo de toda la zona estudiada, si bien, su base sólo aflora en la mitad occidental de la misma. Según Hernando, 1977, 80, la unidad T-1.2 aflora solamente al N de la *Falla de Somolinos*.

- *Contenido paleontológico y edad:* Hasta el momento esta unidad se ha mostrado azoica, no siendo posible determinar su edad con exactitud.

#### Unidad T-1.3: Conglomerados de Termancia

- *Descripción:* Se trata de un único tramo de conglomerados con algunas intercalaciones lenticulares de areniscas. Está constituido principalmente por cantos de cuarcita y en menor proporción de lutitas y cuarzo; dichos cantos son de subredondeados a redondeados, presentan tamaños de hasta 25 cm. y tienen la característica de poseer abundantes huellas de disolución por presión. La matriz está formada por areniscas microconglomeráticas de composición arcósica, y rellena completamente los intersticios dejados por el esquele-

to, no habiéndose observado, en ninguno de los casos, fábricas abiertas (*open framework*). Sí existen, en cambio, importantes variaciones verticales en la cantidad de matriz dentro de los cuerpos de gravas, así como cambios en el tamaño de los cantos. En las intercalaciones lenticulares, las areniscas son de grano medio-fino, con estratificación cruzada planar, de surco y laminación horizontal como estructuras sedimentarias más frecuentes.

– *Espesor*: La potencia es variable, alcanzando su máximo valor en el extremo NW de la zona (25 m. en Cuevas de Ayllón). En los alrededores de Tiermes el espesor es de 14 m. En general, se observa una progresiva pérdida en la entidad y en la potencia de la unidad hacia el SE.

– *Relación con las unidades adyacentes*: El contacto entre las unidades T-1.2 y T-1.3 es concordante y neto, al menos en la mitad occidental de nuestro área de estudio, donde la unidad T-1.3 está claramente definida. El contacto con la unidad T-1.4 es también concordante y puede ser establecido con bastante precisión.

– *Extensión y variaciones*: Según Hernando, 1977, 80, exceptuando las variaciones de espesor, esta unidad es bastante uniforme a lo largo de toda la zona estudiada por él (Ayllón-Atienza), y sus afloramientos son continuos. Nosotros en cambio, a la vista de los resultados obtenidos en el análisis de facies y en la comparación entre las diferentes columnas levantadas, pensamos que la unidad T-1.3 presenta, al menos dentro de nuestra zona, un tránsito lateral hacia el E desde conglomerados a areniscas. Según esto, el nivel de conglomerados que en la zona de Retortillo de Soria es considerado por Hernando, 1977, 80 como T-1.3 (fig. 1), equivaldría en realidad a los niveles de conglomerados que caracterizan a la mitad inferior de la unidad T-1.4.

– *Contenido paleontológico y edad*: Al igual que en unidades inferiores, carecemos hasta el momento de datos paleontológicos que nos permitan conocer su edad. Según Hernando, 1980, por su posición dentro de la serie del Buntsandstein, puede casi asegurarse que pertenece ya al Triásico.

#### *Unidad T-1.4: Areniscas y lutitas de Termancia*

– *Descripción*: Está compuesta por areniscas de grano medio-grueso, lutitas con algunas intercalaciones de areniscas, y conglomerados. Las areniscas son de color rojo; su composición es fundamentalmente arcósica y presentan también algunos cantos dispersos de cuarcita y lutitas, que son menos abundantes y de tamaño más pequeño

que en la unidad T-1.2. Las lutitas son predominantemente de color rojo; con frecuencia presentan indicios de procesos edáficos (huellas de raíces, nódulos carbonatados y a veces, costras carbonatadas) y en algunos puntos, están intensamente bioturbadas; estos materiales finos tienen un mayor desarrollo en los tramos intermedios de la unidad. Las acumulaciones de cantos y los niveles de conglomerados son en general menos abundantes que en la unidad T-1.2 y se concentran aquí en el tercio inferior.

– *Espesor*: La potencia de la unidad T-1.4 oscila, dentro de nuestra zona, entre 110 y 130 m.

– *Relación con las unidades adyacentes*: Con respecto a la unidad T-1.3, el contacto es concordante y bastante neto; no obstante, conviene señalar que al sur de la *Falla de Somolinos* esta unidad se apoya directamente y en discordancia sobre materiales del Paleozoico inferior (Hernando, 1980). El límite entre la unidad T-1.4 y los tramos equivalentes al tránsito entre el Buntsandstein y el Muschelkalk (unidad T-2 según Hernando, 1977, 80), es prácticamente neto; este límite puede ser establecido en el punto en que los tramos de lutitas empiezan a ser dominantes frente a los de areniscas, y donde la coloración pasa de ser predominantemente rojiza a adquirir tonos abigarrados.

– *Extensión y variaciones*: Esta unidad aflora de forma continua en toda la zona estudiada; se observa una ligera disminución en el espesor y un aumento en la cantidad de lutitas con respecto a las areniscas en las zonas más orientales. Según Hernando, 1977, 80, la unidad T-1.4 es extensiva sobre todas las anteriores, ya que al sur de las sierras de Cabras y Pela se apoya directamente sobre materiales del Paleozoico inferior.

– *Contenido paleontológico y edad*: La unidad T-1.4 es hasta el momento azoica. Su edad tampoco ha podido ser establecida con precisión, ya que los únicos datos cronoestratigráficos existentes, corresponden a unas asociaciones palinológicas de edad Karniense encontradas en la unidad T-3.2 según Hernando, 1977, 80 (Hernando *et al.*, 1977 a; Doubinger *et al.*, 1978; Hernando, 1980). Esta unidad (T-3.2) corresponde a los materiales equivalentes al litotipo Muschelkalk del resto de la Cordillera Ibérica (Hernando, 1980).

#### **Aspectos sedimentológicos**

##### ***Unidad T-1.2***

##### *Descripción e interpretación de facies*

En orden de mayor a menor frecuencia, las fa-

cies más representativas dentro de esta unidad son:

– *Facies St*: Areniscas de grano medio con estratificación cruzada de surco (*trough*). Frecuentemente contienen cantos de mayor tamaño (2-25 cm.) orientados según la estratificación, o acumulados en la base de los cosets. La potencia de los sets oscila entre 0,30-2 m., y en general, su escala disminuye de base a techo de los cosets y de base a techo de las secuencias mayores. Este tipo de facies se presenta rellenando, de forma total o parcial, cuerpos con morfología fundamentalmente canalizada de dimensiones variables: entre 0,50 y 3,20 m. de potencia máxima y entre 7 y más de 15 m. de anchura; en ocasiones, existen formas de este tipo de escala inferior y formas de gran extensión lateral. En una proporción menor, aparecen también en cuerpos tabulares de continuidad lateral variable y de 0,20-3,80 m. de potencia.

La facies *St* se interpreta como el resultado de la migración de dunas y/o megaripples de cresta ondulada, bajo corrientes unidireccionales (Coleman, 1969; Smith, 1970; Miall, 1977, 78; Harms *et al.*, 1982; etc...). En nuestro caso, los sets de mayor potencia corresponden más bien a verdaderas barras de cresta sinuosa.

– *Facies Sp*: Areniscas de grano medio-grueso con estratificación cruzada planar y con cantos mayores orientados a favor de las láminas. El tamaño de los sets es variable, oscilando entre 0,10 y 3,80 m. de potencia, si bien, los espesores más frecuentes se encuentran entre 0,30 y 1,50 m. Dentro de esta facies hemos diferenciado dos tipos:

– **a.** Con ángulo de inclinación de las láminas con respecto a la base del set elevado; en ocasiones, estas láminas son asintóticas hacia la base de los sets.

– **b.** Con ángulo de inclinación muy bajo; este segundo tipo es muy abundante y a veces, resulta difícil diferenciarlo de la facies *Sh*, descrita a continuación.

En general, la facies *Sp* se encuentra en cuerpos tabulares, a veces de techo convexo. En una proporción muy inferior, puede formar parte en asociación con facies *St*, de cuerpos con morfología canalizada. La estratificación cruzada planar se produce como consecuencia de la migración de megaripples y/o dunas de cresta recta bajo condiciones de flujo unidireccionales (Coleman, 1969; Miall, 1977, 78; etc...). Los sets excepcionalmente potentes, pueden representar procesos de acreción, corriente abajo, de barras oblicuas o longi-

tudinales (Smith, 1970; Harms *et al.*, 1982; etc...), o la migración de barras transversas (Smith, 1970; Miall, 1977, 78; Cant, 1978; Cant *et al.*, 1978; etc...). McGowen *et al.*, 1970, citan facies de este tipo en *Chute bars* de canales meandriformes.

– *Facies Sh*: Areniscas de grano fino a medio-grueso, con laminación horizontal. Dentro de esta facies podemos diferenciar dos tipos:

– **a.** Facies *Sh* generada bajo regímenes de flujo altos (Allen, 1965 a; McKee *et al.*, 1967; Rust, 1984). En este caso, dicha facies suele presentarse en asociación con facies *St* y/o *Sp* de muy bajo ángulo, aunque en ocasiones, puede aparecer aislada en niveles de 1,60 m. de potencia.

– **b.** Facies *Sh* generada bajo condiciones de flujo bajas. En este segundo caso, la facies *Sh* suele aparecer asociada con facies *St* y/o *Sp* de pequeña escala, *Sr* y *F*.

– *Facies Se*: Cicatrices o superficies de erosión de morfología y extensión lateral variables. Se distinguen dos categorías de facies *Se*:

– **a.** Superficies de gran extensión (centenares de metros) y morfología generalmente recta. Estas cicatrices de orden superior sirven de límite a las secuencias mayores que se observan en esta unidad litoestratigráfica.

– **b.** Superficies de menor categoría y de morfología variable. Estas superficies limitan a los diferentes cuerpos o unidades de sedimentación dentro de las secuencias mayores, y pueden presentar también una extensión lateral considerable.

– *Facies Gm*: Conglomerados masivos (sin estructura interna visible), o con estratificación horizontal muy mal definida. Esta facies puede aparecer: 1) sobre facies *Se*, como depósitos de poco espesor asociados a las mismas (*lag*); en esta situación pueden constituir también el relleno de pequeños surcos erosivos; 2) en niveles discontinuos de hasta 0,40 m. de potencia y morfología variable.

– *Facies Gp*: Conglomerados con estratificación cruzada planar. En ocasiones constituyen niveles discontinuos de hasta 2 m. de potencia y base marcadamente erosiva.

– *Facies Gt*: Conglomerados con estratificación cruzada de surco. A veces, esta facies forma el relleno de pequeños cuerpos canalizados cuya potencia máxima no excede de 0,50 m.

Según Happ *et al.*, 1940 y Fisk, 1968, (en Allen, 1968), la facies *Gm* (*lag*) se genera a partir de la acumulación de cantos inicialmente dispersos en el sedimento por lavado del material más fino (tamaño arena); en otras ocasiones, puede existir una removilización de estos cantos mayores en forma de pequeñas barras longitudinales

(facies *Gm*) (Miall, 1977, 78; Eynon *et al.*, 1979; Rust, 1984), o en forma de barras transversas y/o linguoides (facies *Gp* y *Gt*) (Miall, 1977, 78; Hein *et al.*, 1977).

– *Facies Sr*: Areniscas de grano medio-fino con laminación debida a la migración de trenes de ripples. Ocasionalmente, estos ripples son ascendentes (*climbing-ripples*).

– *Facies F*: Este grupo de facies presenta una distribución muy irregular dentro de la unidad, siendo en general más abundantes hacia la base y hacia el techo de la misma. Se interpretan como depósitos de llanura de inundación generados a partir del desbordamiento del canal o canales por encima de los *levees* (Reineck *et al.*, 1975; Miall, 1977, 78). Dentro de este grupo y por orden de mayor a menor abundancia, hemos diferenciado los siguientes tipos:

– *Facies Fm*: Lutitas de aspecto masivo.

– *Facies Fl*: Lutitas con laminación horizontal de baja energía debida a procesos de decantación.

– *Facies Fr*: Lutitas con ripples milimétricos.

– *Facies Fed*: Lutitas con evidencias de procesos edáficos.

– *Facies Fc*: Lutitas con grietas de desecación (*mud-cracks*).

– *Facies Fb*: Lutitas con bioturbación.

– *Facies Fp* y *Ft*: Lutitas con laminación cruzada planar y de surco respectivamente. Los sets son centimétricos.

– *Facies Sb*: Areniscas de grano fino con bioturbación.

### *Asociaciones de facies y secuencias*

Las facies descritas en el apartado anterior, se agrupan en secuencias mal definidas limitadas por superficies erosivas de orden superior (*Se*). Estas secuencias son de potencia muy variable y muchas de ellas presentan un carácter *multiépisódico*, pudiendo subdividirse en varias secuencias de rango inferior que probablemente reflejan la evolución de unidades de sedimentación menores (canales, barras, etc...). En general, las secuencias observadas presentan una tendencia vertical *fining-upwards* y a veces *thinning-upwards*. Existen también secuencias *coarsening-fining* tanto de desarrollo simétrico como asimétrico.

Los tipos de asociaciones de facies más frecuentes en esa unidad son las siguientes (fig. 3).

– Clase *A*: Las asociaciones pertenecientes a esta clase están constituidas básicamente por facies *St* o *St* + *Sp*.

– Clase *B*: En este caso, la facies más representativa es *Sp*.

– Clase *C*: Presenta un carácter mixto entre las dos clases anteriores.

– Clase *D*: En ella hemos incluido aquellas asociaciones que tienen un desarrollo vertical *coarsening-fining upwards*.

– Clase *E*: Las asociaciones de facies incluidas aquí, presentan la característica de estar constituidas básicamente por facies *Sh*.

– Clase *F*: Presenta un carácter mixto entre las clases *B* y *E*.

### *Interpretación sedimentológica*

Las facies y asociaciones de facies identificadas, indican que los materiales estudiados se generaron a partir de corrientes fluviales de baja sinuosidad (*braided*), en las que la conservación de las facies finas era elevada aunque no constante. La sinuosidad puede ser mayor en algunos tramos de la unidad, sobre todo hacia la base y techo de la misma, si bien, no hemos encontrado indicios que confirmen esta posibilidad. La interpretación se ha basado además en las siguientes consideraciones:

– No hallazgo de facies que reflejen procesos de acreción lateral.

– Abundancia de cuerpos de base cóncava y extensión lateral variable.

– Escasez de depósitos de relleno de canal abandonado.

– Abundancia de cicatrices internas dentro de las secuencias, lo que indica una elevada movilidad de los canales.

– Enorme variabilidad en la forma y tamaño de los diferentes cuerpos.

– La relación anchura-espesor (profundidad) de los cuerpos con geometría canalizada, es en general elevada.

– Baja dispersión de las direcciones de aporte.

– Existen semejanzas entre las secuencias y asociaciones de facies establecidas por nosotros, y las definidas para algunos sistemas *braided* actuales (ríos Donjeck y South Saskatchewan) (Miall, 1977, 78; Cant, 1978; Cant *et al.*, 1978), y antiguos (Campbell, 1976).

La distribución de las diferentes asociaciones de facies a lo largo de la unidad, nos ha permitido diferenciar varias etapas en la evolución vertical del medio de sedimentación interpretado. Estas etapas son concretamente cuatro (fig. 4).

– 1. Inmediatamente por encima de la unidad T-1.1, existe un predominio generalizado de los depósitos correspondientes a la llanura de inun-

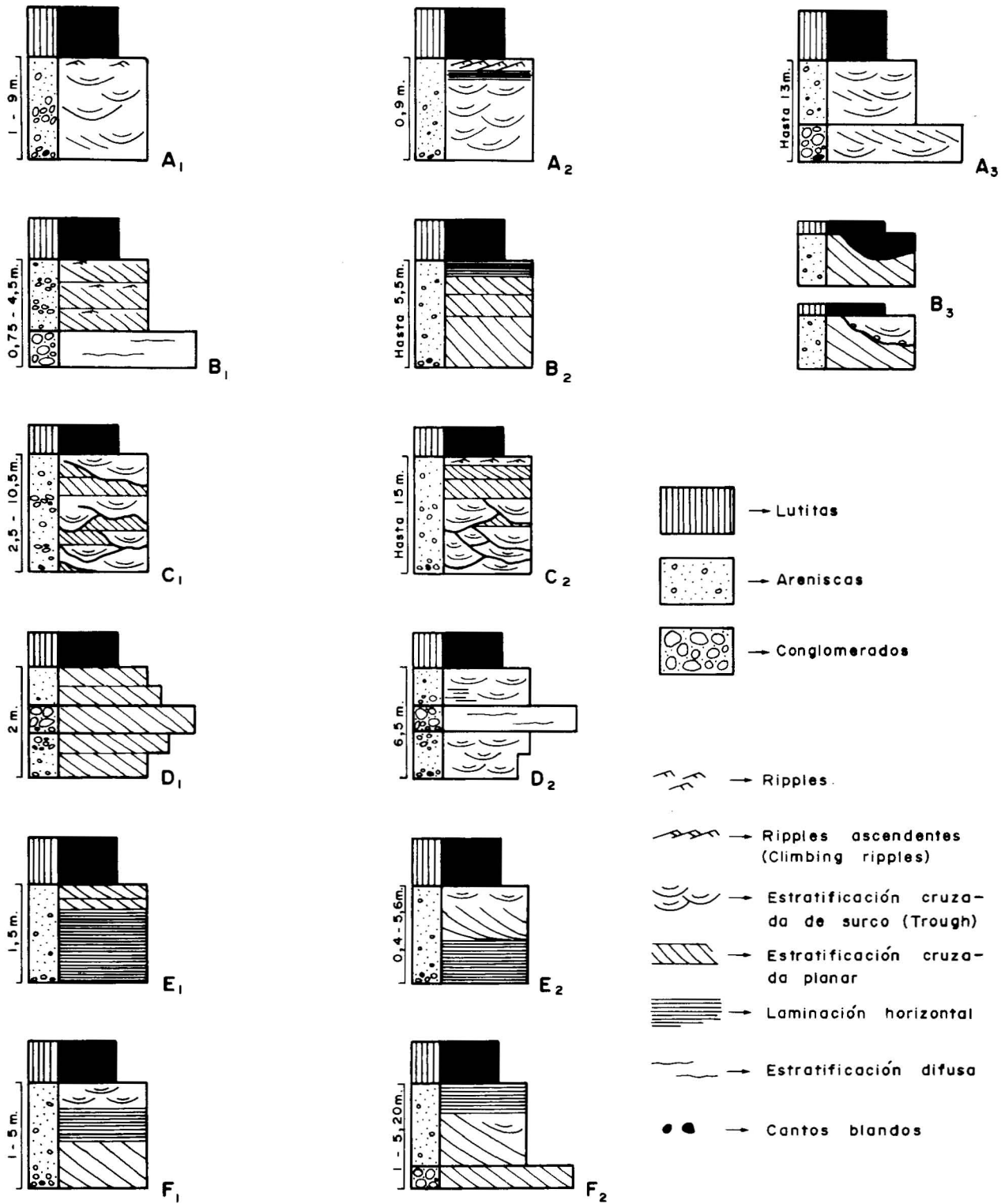


Fig. 3.—Asociaciones de facies más frecuentes en la unidad T-1.2.

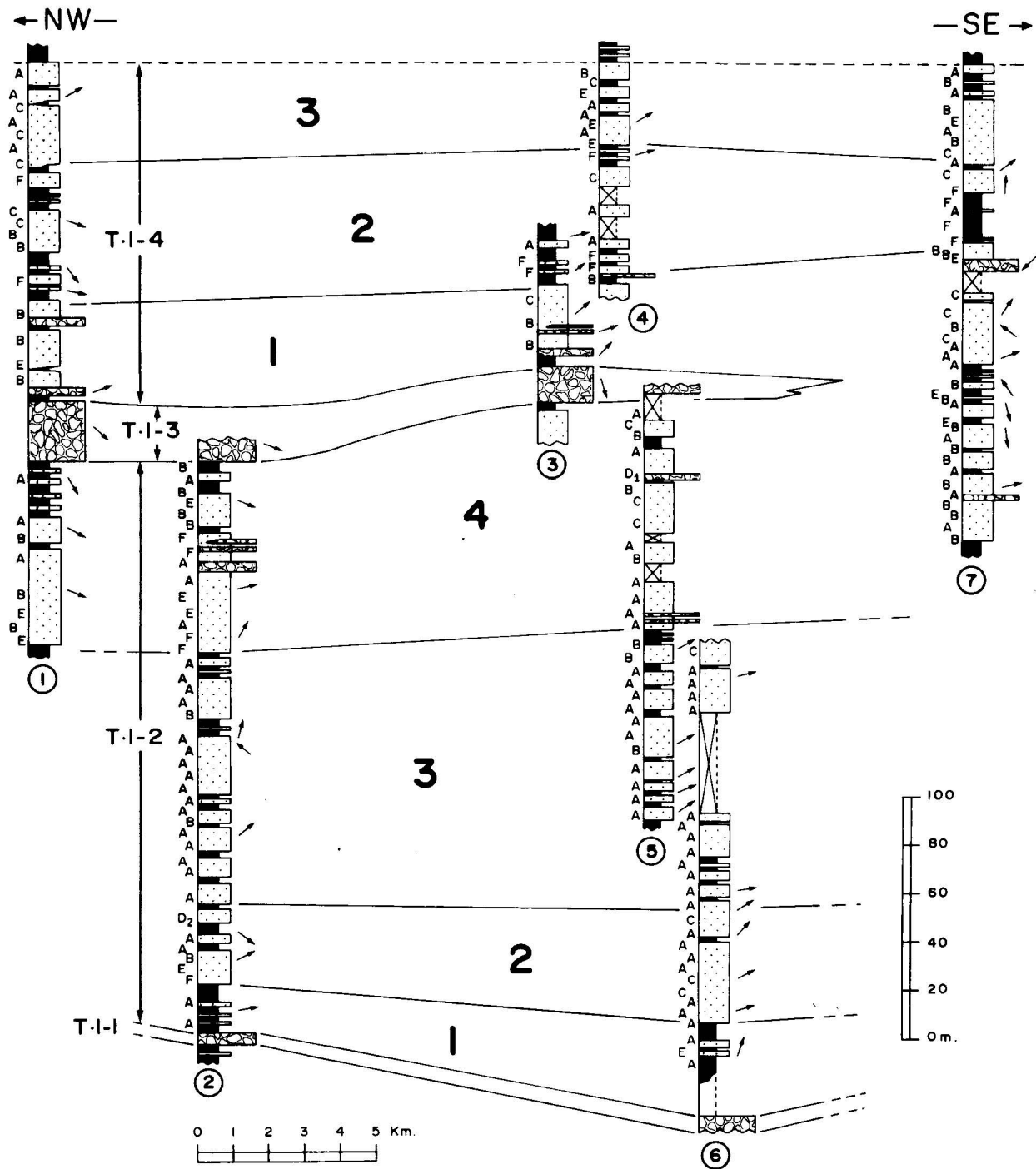


Fig. 4.—Esquema de la evolución general del Buntsandstein en esta zona. La numeración de las columnas coincide con la de la fig. 1. Las letras situadas a la izquierda de las columnas corresponden a las diferentes clases de asociaciones de facies encontradas (fig. 3 y 6). Los números mayores representan las distintas etapas establecidas en la evolución vertical de los materiales estudiados.



dación (facies *F*). Dichas facies forman parte de asociaciones de tipo *A* en las que el término inferior (facies *S*), presenta un espesor reducido, una continuidad lateral escasa, y una geometría frecuentemente canalizada.

– 2. Los tramos correspondientes a esta segunda etapa presentan una gran variabilidad en sus asociaciones de facies, especialmente en los alrededores de la localidad de Liceras (fig. 1 y 4); en la zona de Manzanares, en cambio, la mayoría de las asociaciones encontradas pertenecen a la clase *A*. De estos datos podemos obtener algunas conclusiones previas:

– Con respecto a la etapa anterior, ésta presenta un carácter algo más proximal, observable en la menor abundancia de lutitas y en la existencia de cuerpos sedimentarios más complejos y de mayores dimensiones.

– En la horizontal observamos también una mayor proximalidad hacia el sector central de la zona (Manzanares).

– 3. Esta tercera etapa constituye la parte central de la unidad, y se caracteriza por presentar un predominio generalizado en toda la zona de asociaciones pertenecientes a la clase *A*. Las variaciones laterales observadas en la etapa anterior, prácticamente no existen aquí. Con respecto a la etapa 2, ésta presenta también un carácter más proximal, observable en la columna 2 (fig. 4), donde se pasa verticalmente de una etapa en la que aparecen asociaciones de las clases *E*, *F*, *B*, *D* y *A* (etapa 2), a otra en la que prácticamente todas las asociaciones representadas pertenecen a la clase *A* (etapa 3).

– 4. Esta etapa vuelve a caracterizarse por una mayor variabilidad en las asociaciones de facies. Aunque dicha variabilidad es más generalizada que en la etapa 1, sigue observándose la misma tendencia lateral, no sólo hacia el *W*, sino también hacia el sector oriental; esta tendencia se manifiesta en la mayor abundancia de asociaciones de las clases *B*, *F* y *E* en las columnas 1 y 2, y de la clase *B* en la columna 7 (fig. 4). En relación con la etapa anterior, encontramos un ligero cambio en la tendencia general que veníamos observando desde la base de la unidad. Este cambio, que refleja unas condiciones algo más distales que en la etapa 3, es de nuevo más evidente en los extremos de la zona, en donde las asociaciones de las clases *B*, *F*, *C* y *E* vuelven a ser abundantes.

Las cuatro etapas anteriores constituyen en conjunto un megaciclo asimétrico de tendencia inicial progradante (etapas 1, 2 y 3) y tendencia final retrogradante (etapa 4). Este hecho, junto con la existencia de ciclos menores de tendencia

similar, y la distribución de las direcciones de aporte (figs. 1 y 4), nos hace pensar que este sistema fluvial de baja sinuosidad formó parte, al menos en lo que respecta a los tramos intermedios y basales de la unidad, de un sistema de abanicos aluviales procedentes del otro lado de la *Falla de Somolinos*. Evoluciones verticales similares a la descrita, son comunes en sistemas aluviales de tipo abanico, cuyo desarrollo está ligado a una cierta inestabilidad tectónica en el área madre (Heward, 1978 a, b; Steel *et al.*, 1978; Steel *et al.*, 1980, en Sopeña, 1984).

### Unidad T-1.3

#### *Descripción e interpretación de facies*

Las principales facies identificadas en esta unidad son:

– *Facies Gm*: Conglomerados masivos o con estratificación horizontal muy difusa; en ocasiones presentan imbricaciones de cantos. Constituyen fundamentalmente cuerpos tabulares limitados por niveles de areniscas (facies *S*), o por un cambio secuencial brusco. Dichos cuerpos son, en general, de gran extensión lateral (decenas de m.) y de potencia reducida (0,10-1,50 m.). Internamente presentan tendencias tanto *fining upwards* como *coarsening upwards*, no existiendo un predominio neto de un tipo con respecto al otro. También son frecuentes los cuerpos sin ninguna gradación (desorganizados). En menor proporción, la facies *Gm* aparece rellenando total o parcialmente, cuerpos de base cóncava (canales) de escasa potencia.

Esta facies ha sido descrita numerosas veces tanto en medios actuales como fósiles. En general se le asocia a barras longitudinales y/o diagonales originadas en medios fluviales cuya carga de fondo está constituida fundamentalmente por elementos de tamaño grava (Eynon *et al.*, 1974; Hein *et al.*, 1976; Collinson, 1978). Según Rust, 1984, la facies *Gm* puede también depositarse en canales poco profundos entrelazados entre las barras. En ambos casos, la presencia de estos depósitos refleja condiciones de escasa profundidad y elevada energía de flujo.

– *Facies Gp*: Conglomerados con estratificación cruzada planar. Con respecto a la facies *Gm*, ésta es mucho menos abundante, los cantos son de menor tamaño, y presenta un contenido en elementos de tamaño arena sensiblemente mayor. La estratificación cruzada planar es frecuentemente visible debido a la existencia de niveles lenticulares de areniscas intercalados entre las láminas de foreset. Otras veces existe una cierta *ci-clicidad* en los foresets, caracterizada por la repe-

tición de varias secuencias *fining-upwards* que culminan en una zona con mayor abundancia de matriz arenosa. Esta facies aparece fundamentalmente en cuerpos de base plana y techo también plano o ligeramente convexo, limitados, al igual que en el caso anterior, por niveles de areniscas o por cambios texturales bruscos; su potencia oscila entre 0,30 y 1,35 m.

La facies *Gp* puede ser interpretada como resultado de la migración de barras de gravas transversas o linguoides (Rust, 1972, 78; Hein *et al.*, 1977; Miall, 1977, 78). Para algunos de estos autores, (Miall, 1978; Collinson, 1978; Rust, 1978, 84), dicha facies puede generarse también a partir de la modificación de barras longitudinales y diagonales durante la etapa de descenso de la energía de la corriente.

– *Facies Ga*: Conglomerados con evidencias de crecimiento lateral. Esta facies es poco frecuente dentro de la unidad, y suele corresponder a la modificación de cuerpos tabulares con *Gm* durante los períodos de menor energía de flujo; es comparable a las “unidades de conglomerados con acreción lateral” descritas por Ramos *et al.*, 1983.

– *Facies Sp*: Areniscas de grano medio-fino con estratificación cruzada planar de bajo a muy bajo ángulo y láminas frecuentemente asintóticas hacia la base de los sets. Esta facies puede presentarse de diferentes formas:

– **a.** Como niveles de poca extensión lateral (10-15 m.) y escasa potencia (0,10-0,35 m.), a techo de cuerpos rellenos por facies *Gp*, *Gm* o *Ga*. En este caso, la potencia de los niveles coincide con el espesor de los sets.

– **b.** En forma de niveles discontinuos intercalados entre los foresets de la facies *Gp*, o marcando las superficies de crecimiento lateral en la facies *Ga*.

– **c.** Rellenando junto con facies *St*, grandes cuerpos canalizados de pequeña potencia.

– **d.** Como cuerpos de base plana y techo también plano o convexo, con una potencia que oscila entre 0 y 0,50 m., y una extensión lateral de 15-20 m. El tamaño de los sets coincide con esta potencia, y dentro de ellos, se observan *superficies de reactivación* que reflejan cambios bruscos en el desplazamiento de la megaforma que originó dicha estratificación.

– *Facies Sh*: Areniscas de grano medio-fino con laminación horizontal. Esta facies puede presentarse también de diferentes formas:

– **a.** Como niveles lenticulares semejantes a los descritos para la facies *Sp* (casos **a** y **b**).

– **b.** En forma de niveles más desarrollados constituidos casi exclusivamente por facies *Sh*.

Estos niveles pueden alcanzar una extensión lateral superior a 70 m. y un espesor de hasta 2 m.

– *Facies St*: Areniscas de grano medio-fino con estratificación cruzada de surco de bajo ángulo y en general, de gran escala. Constituyen el relleno de cuerpos canalizados de dimensiones y naturaleza variables. Este relleno es normalmente asimétrico, llegando a existir en algunos casos, un tránsito lateral de facies *St* a *Sp*. Según sus características pueden diferenciarse dos tipos de canales:

– **a.** Canales “simples” cuyo relleno puede estar constituido por facies *St*, por facies *St* y *Sp* relacionadas lateralmente, o por facies *S* y *G* relacionadas lateral y verticalmente (relleno mixto); su anchura varía desde 6 a más de 15 m., y su espesor oscila entre 0,30 y 1 m.

– **b.** Canales “multiepisódicos” (*multi-storey*) de relleno mixto más complejo; tienen unas dimensiones sensiblemente superiores a las del tipo anterior.

En algunas ocasiones, la facies *St* es de pequeña escala y se asocia a los niveles lenticulares de areniscas que aparecen intercalados entre los foresets de la facies *Gp*, y en la facies *Ga*.

– *Facies F*: Lutitas masivas o con laminación horizontal. Aparece de forma muy esporádica dentro de la unidad y corresponde generalmente al relleno parcial de pequeños canales abandonados.

En medios fluviales en los que la carga de fondo es principalmente de gravas, el modo de transporte de las diferentes fracciones granulométricas va a estar condicionado por la energía de la corriente y por la profundidad de la lámina de agua. Así, las barras de gravas sólo van a ser activas en los momentos de flujo alto cuando la fracción arena es transportada fundamentalmente en suspensión (Eynon *et al.*, 1974; Hein *et al.*, 1977). Al descender la energía por debajo del límite necesario para transportar los cantos mayores, las barras de gravas dejan de ser activas y el material transportado como carga de fondo es de granulometría menor (arenas) (Collinson, 1978); de esta forma se originan los diferentes niveles de areniscas que encontramos entre las gravas (McGowen *et al.*, 1971; Eynon *et al.*, 1974; Smith, 1974; Boothroyd *et al.*, 1975; Boothroyd *et al.*, 1978).

#### *Asociaciones de facies y secuencias*

En las figuras 5 y 6, están representadas las principales asociaciones de facies que encontramos en esta unidad, y que reflejan la historia sedimentaria de las diferentes unidades de sedimen-

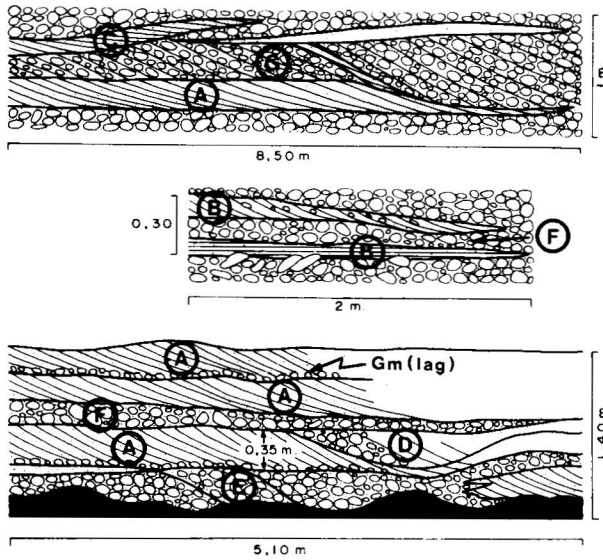


Fig. 5.—Ejemplos de algunas asociaciones de facies en la unidad T-1.3. A- barras de areniscas (facies Sp); B- niveles lenticulares de areniscas (facies Sp y Sh); C- canal simple de relleno arenoso (facies Sp); D- canal simple de relleno mixto (facies Gm - Sp); E- canal simple relleno por conglomerados (facies Gm) y con evidencias de crecimiento lateral (facies Ga); F- barra de conglomerados (facies Gm) (barra longitudinal); G- barra de conglomerados (facies Gp) (barra transversa y/o diagonal).

tación que existen en este sistema deposicional, es decir, de los diferentes tipos de canales y barras.

*Interpretación sedimentológica*

Esta unidad se depositó a partir de un sistema fluvial de baja sinuosidad cuya carga de fondo,

en los períodos de flujo alto, estaba compuesta por gravas. La arquitectura fluvial de este sistema, la constituían canales y barras de tipo longitudinal y/o diagonal principalmente. En este contexto, existían también algunas barras transversas desarrolladas posiblemente en zonas donde la energía de flujo sufría un declive (zonas protegidas, zonas de expansión de flujo, etc...).

Las características de la unidad T-1.3 son comparables con algunos modelos de sistemas *braided* proximales (Miall, 1977, 78; Rust, 1978; McGowen *et al.*, 1971; Boothroyd *et al.*, 1975, etc...). Discernir entre ríos, llanuras y abanicos con canales *braided* es en nuestro caso difícil dada la escasez de datos; sin embargo, teniendo en cuenta el contexto en que nos encontramos, así como la orientación general de las paleocorrientes (fig. 1), y el acuñaamiento de la unidad hacia el SE, podemos suponer con bastante probabilidad, que se trata de facies proximales de abanicos aluviales con red sobrepuesta de tipo *braided*.

**Unidad T-1.4**

*Descripción e interpretación de facies*

En orden de importancia relativa, las facies más características dentro de esta unidad son:

- *Facies Sp*: Areniscas de grano predominantemente medio con estratificación cruzada planar y con cantos dispersos orientados según las láminas de foreset. De igual modo que en la unidad T-1.2, el ángulo de inclinación de las láminas puede variar desde elevado a muy pequeño. La potencia de los sets varía desde 0,10 a 1,75 m., si bien, la

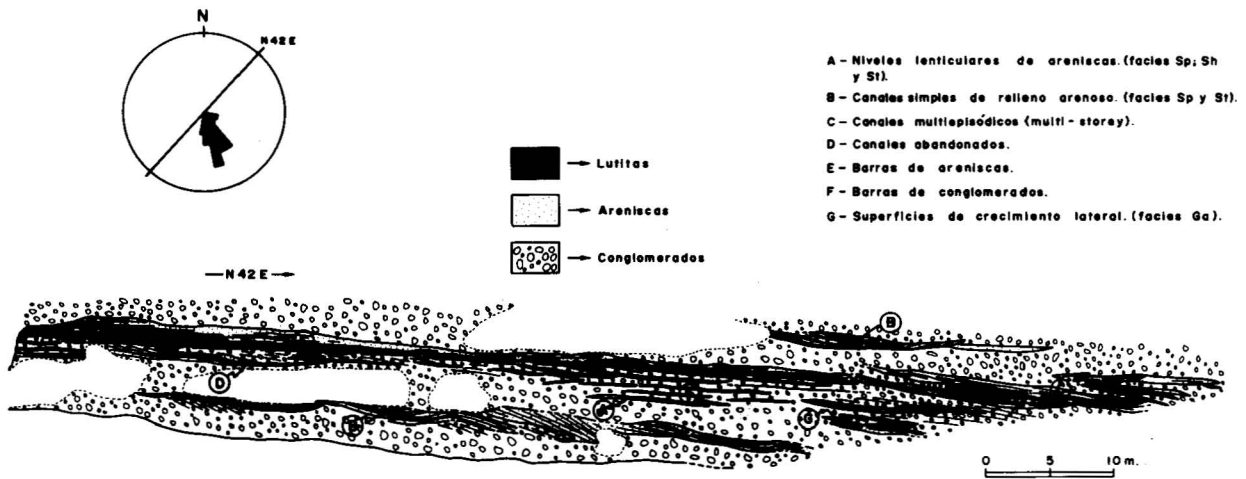


Fig. 6.—Sección de la unidad T-1.3 en los alrededores de Termancia.

mayor parte de los ejemplos oscilan entre 0,30 y 1 m. Esta facies ha sido encontrada en:

– **a.** Niveles de geometría tabular intercalados dentro de algunos de los tramos de conglomerados que aparecen en el tercio inferior de la unidad.

– **b.** Pequeños cuerpos de geometría canalizada y espesor máximo inferior a 0,75 m. El relleno de estos cuerpos a veces está constituido por facies *St* y *Sp* asociadas lateralmente.

– **c.** Cuerpos tabulares constituidos por un único set de *Sp* o por varios sets superpuestos.

– **d.** Niveles lenticulares intercalados dentro de tramos lutíticos; algunos de ellos tienen una base marcadamente erosiva con cantos blandos.

– **e.** Constituyendo junto con otras facies el relleno complejo de grandes canales.

– *Facies St:* Areniscas de tamaño de grano variable, con estratificación cruzada de surco y con cantos dispersos orientados de hasta 15 cm. de diámetro. Los cantos mayores son más abundantes hacia la base de las secuencias. Los sets son en general de media-gran escala (potencia superior a 0,35 m.), aunque también se observan sets menores dentro y a techo de algunos cuerpos sedimentarios. La facies *St* puede presentarse en diferentes situaciones:

– **a.** Asociada a cuerpos de base cóncava y dimensiones variables. Este es el caso más frecuente.

– **b.** En niveles lenticulares de base erosiva intercalados dentro de algunos tramos constituidos por lutitas. El espesor más frecuente varía entre 0,30 y 0,50 m.

– **c.** Asociada a niveles tabulares que presentan superficies de crecimiento lateral (facies *Sa*), ya sea dentro de los cuerpos de acreción o a techo de los mismos. En este caso, los sets son de pequeña-media escala.

– **d.** Dentro de cuerpos tabulares de hasta 2,5 m. de espesor.

– **e.** Rellenando ligeros surcos erosivos asociados a algunas cicatrices (facies *Se*) de tendencia plana.

– *Facies Sn:* Areniscas de grano medio-fino con laminación horizontal. Esta facies puede ser encontrada en diferentes situaciones:

– **a.** En niveles muy poco potentes (menos de 0,20 m.) y de escasa continuidad lateral, intercalados dentro de los tramos de conglomerados que aparecen hacia la base de la unidad.

– **b.** Dentro de niveles intercalados en las facies de llanura de inundación (facies *F*).

– **c.** Formando parte del relleno de canales de diferentes tipos:

– Canales simples de dimensiones varia-

bles. En este caso, la facies *Sh* se localiza bien a techo de los mismos, o bien en su base, inmediatamente por encima de la facies *Se*.

– Canales multiepisódicos (*multi-storey*) de relleno complejo.

– Grandes canales de base prácticamente plana y potencia inferior a 1,5 m. Su relleno está constituido únicamente por facies *Sh*, salvo algunos ligeros surcos erosivos en la base que están rellenos por facies *St* de gran escala (fig. 7,E). Estos cuerpos han sido interpretados como canales efímeros (McKee *et al.*, 1977; Miall, 1978; Stear, 1985).

– En niveles de base plana y techo plano o irregular asociados a canales. Estos niveles tienen una potencia variable (hasta 1,50 m) y pueden ser de gran extensión lateral o acuñarse en pocos metros.

– *Facies Se:* Superficies o cicatrices de erosión de morfologías rectas y cóncavas. Al igual que en la unidad inferior, se pueden diferenciar dos categorías de facies *Se*.

– *Facies Sa:* Cicatrices o superficies de crecimiento o acreción lateral. Estas superficies presentan una inclinación inferior a 15° y delimitan cuerpos adosados constituidos por areniscas de grano medio-grueso. La facies *Sa* puede aparecer en:

– **a.** Niveles de areniscas poco potentes (0,30-0,80 m.) y de escasa continuidad lateral intercalados dentro de tramos predominantemente lutíticos (fig. 7, F<sub>1</sub> y F<sub>2</sub>). La estructura de ordenamiento interno más frecuente dentro de los diferentes cuerpos de acreción es laminación paralela a las superficies que definen a la facies *Sa*. Lateralmente esta laminación puede estar asociada a facies *St*. En ocasiones se observa facies *St* de pequeña escala a techo de algunos de estos cuerpos de acreción.

– **b.** Niveles más potentes, incluidos dentro de tramos de areniscas en los que además existen otros tipos de cuerpos sedimentarios. Las estructuras internas son similares a las del caso anterior, aunque aquí la facies *St* es algo más frecuente.

Según numerosos autores (Allen, 1965 b; Moody-Stuart, 1966; Allen *et al.*, 1968; Cotter, 1971; etc...), esta facies es un carácter distintivo de las corrientes de elevada sinuosidad y refleja los sucesivos episodios de acreción lateral de barras de tipo *point-bar*.

– *Facies F:* Este grupo de facies es más abundante en el tercio medio de la unidad, y dentro de él los tipos más frecuentes son: *Fm*, *Fl*, *Fr*, *Fb* y *Fed*.

– *Facies Gm:* Conglomerados masivos o con

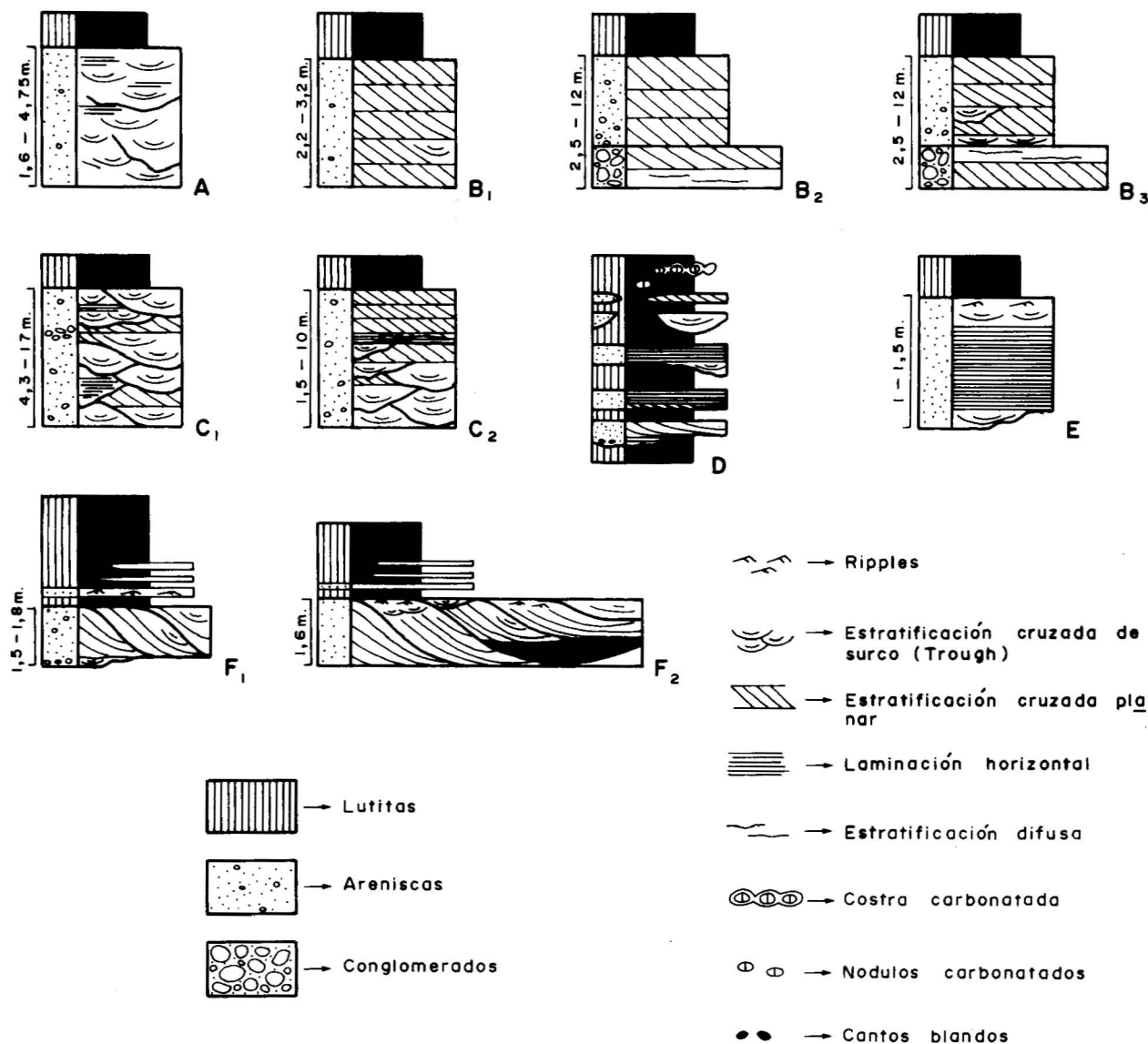


Fig. 7.—Asociaciones de facies más frecuentes en la unidad T-1.4.

estratificación horizontal muy difusa. Constituyen el relleno de cuerpos de geometría tabular o canalizada de entre 0,10 y 0,60 m. de potencia. Esta facies ha sido ya interpretada en las unidades anteriores.

– *Facies Gp*: Conglomerados con estratificación cruzada planar. Se presentan en cuerpos de morfología generalmente tabular y de 0,40 a 1,20 m. de potencia. A veces contienen pequeños niveles lenticulares de areniscas paralelos a los foresets. Esta facies también ha sido ya interpretada anteriormente.

– *Facies Gt*: Conglomerados con estratificación cruzada de surco de gran escala y bajo ángulo.

Esta facies se interpreta como resultado del relleno de canales menores activos por los que migran dunas de cresta sinuosa constituídas fundamentalmente por cantos (Miall, 1978; Rust, 1978; Ramos *et al.*, 1983). En los casos de mayor potencia de set, la facies *Gt* puede ser el resultado de la migración de grandes formas tridimensionales (barras) con cara de avalancha ondulada (Rust, 1978).

– *Facies Sr*: Areniscas de grano fino con laminación de ripples asimétricos.

– *Facies Sb*: Areniscas de grano fino con bioturbación.

### Asociaciones de facies y secuencias

Al igual que en la unidad T-1.2, hemos agrupado las asociaciones de facies identificadas en varias clases diferentes (fig. 7). De estas clases, las denominadas *A*, *B*, *C* y *E*, son comparables a las también así asignadas en la unidad T-1.2 (fig. 3). El resto de las clases diferenciadas son las siguientes:

– Clase *D*: Engloba a las facies y asociaciones de facies que constituyen los depósitos de llanura de inundación, es decir, a las facies *F* y a los niveles de areniscas que aparecen intercalados dentro de ellas, que probablemente corresponden a desbordamientos del canal principal.

– Clase *F*: Las asociaciones incluídas aquí presentan, en general, un término inferior constituido por areniscas como litología dominante y superficies de crecimiento lateral (facies *Sa*), y un término superior de facies *F* en el que pueden existir intercalaciones lenticulares de areniscas. En ocasiones, el único término representado es el inferior.

### Interpretación sedimentológica

La distribución de las distintas asociaciones de facies y secuencias en esta unidad, muestra la existencia de tres etapas evolutivas con características sedimentológicas y litológicas diferentes. De base a techo estas etapas son (fig. 4):

1) Correspondiente al tercio inferior de la unidad; está compuesta por asociaciones de tipo *B*, *C* y *A* principalmente. Dichas asociaciones están organizadas en grandes secuencias de tendencia vertical *thinning-fining upwards* en las que los términos lutíticos está muy poco desarrollados. Esta etapa se interpreta como un sistema fluvial de baja sinuosidad (*braided*) en el que la conservación de las facies finas es muy pequeña. Los niveles de conglomerados que aparecen en algunos puntos pueden indicar períodos de mayor energía de flujo o, en algunos casos (tramos de conglomerados más potentes), pequeños abanicos aluviales que se indentan en el sistema.

2) Esta segunda etapa se caracteriza por el mayor desarrollo de los tramos lutíticos y por la existencia de asociaciones de tipo *F*. Las otras asociaciones representadas corresponden a las clases *A*, *B* y *C*, si bien, éstas se concentran en los tramos centrales coincidiendo con una mayor abundancia de areniscas frente a lutitas. Los datos obtenidos indican que esta etapa corresponde a un sistema fluvial de elevada sinuosidad aunque dentro de ella existe un período de carácter más

proximal (baja sinuosidad) que es más evidente hacia el NW de la zona estudiada y pierde importancia hacia el SE.

3) Las principales asociaciones de facies identificadas en esta última etapa pertenecen a las clases *A*, *B*, *C* y *E*, de las cuales la clase *A* es más frecuente hacia el NW y la clase *B* es más abundante hacia el SE. Las características sedimentológicas de esta etapa nos permiten interpretarla como un sistema fluvial de baja sinuosidad. La presencia de asociaciones pertenecientes a la clase *E*, que forman a veces el relleno de cuerpos con morfología claramente canalizada (canales efímeros), indica la posible existencia de cambios bruscos dentro de unas condiciones climáticas bajo las que normalmente se desarrollaba un sistema fluvial de carácter más perenne.

### Conclusiones

Los materiales que en esta zona marcan el comienzo de la sedimentación del Buntsandstein corresponden a la unidad T-1.1, la cual se apoya de forma discordante sobre materiales atribuídos al Pérmico por Hernando, 1977, 80.

Por encima y mediante un tránsito prácticamente neto se encuentra la unidad T-1.2, que ha sido interpretada como un sistema fluvial de baja sinuosidad en el que la conservación de las facies finas es elevada aunque no constante. El análisis de la distribución vertical y horizontal de las diferentes asociaciones de facies, nos ha permitido diferenciar cuatro etapas evolutivas que en conjunto definen un gran ciclo sedimentario asimétrico de tendencia inicial progradante (etapas 1, 2 y 3), y de carácter final retrogradante (etapa 4). Además de este ciclo general, se distinguen en algunas columnas, ciclos menores también asimétricos y de tendencia similar. Las direcciones de aporte medidas en esta unidad tienen una orientación general hacia el NE, que es bastante constante en las etapas 1, 2 y 3; en la parte superior de la etapa 4, las direcciones de paleocorriente adoptan en cambio, una orientación paralela a la *Falla de Somolinos*.

Las similitudes entre las características de la unidad T-1.2 y algunos de los modelos de abanicos aluviales *braided* descritos en la literatura sedimentológica, nos inducen a pensar en la posibilidad de que gran parte de la unidad se depositara a partir de abanicos aluviales procedentes del otro lado de la *Falla de Somolinos*, y relacionados probablemente con la actividad de dicha fractura. De este modo, las diferentes etapas descritas se pueden interpretar en términos de progra-

dación y retrogradación entre zonas más proximales y zonas más distales.

La unidad T-1.3, se sitúa de forma concordante sobre la unidad anterior y representa el comienzo de un segundo ciclo sedimentario que abarca a la parte superior del Buntsandstein. Desde el punto de vista sedimentológico, esta unidad ha sido interpretada como un sistema fluvial de baja sinuosidad constituido por canales cuya carga de fondo estaba compuesta principalmente por gravas. Las direcciones de paleocorriente muestran una orientación hacia el SE o E-SE en el extremo noroccidental de la zona estudiada, y una tendencia S o S-SE en el resto. Por último, pensamos que esta unidad presenta hacia el SE, un cambio lateral de facies desde conglomerados a areniscas.

La unidad T-1.4, está situada por encima de la unidad anterior y en continuidad sedimentaria con ella. A partir del análisis de facies hemos diferenciado tres etapas en la evolución vertical de esta unidad, con características sedimentológicas y litológicas diferentes:

1) Corresponde a un sistema fluvial de baja sinuosidad en el que la conservación de los depósitos de llanura de inundación era muy pequeña. Dentro de esta etapa es destacable la presencia de niveles de conglomerados que pueden ser interpretados bien como reflejo de una mayor energía de flujo en el medio, o bien, como pequeños abanicos aluviales locales procedentes de relieves próximos.

2) Esta segunda etapa presenta un carácter distal con respecto a la anterior y ha sido interpretada como un sistema fluvial de elevada sinuosidad, con un período de carácter más proximal en su parte media.

3) Corresponde de nuevo a un sistema fluvial de baja sinuosidad dentro del cual se intercalan canales de tipo efímero, que reflejan unas condiciones de flujo altamente variables, motivadas posiblemente por factores climáticos.

#### AGRADECIMIENTOS

A la Dra. Amparo Ramos la lectura de este manuscrito y los consejos aportados. Este trabajo se ha realizado dentro del proyecto n.º 452 de la C.A.I.C.Y.T.

#### Referencias

- Allen, J.R.L. (1965a). A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5, 89-191.
- Allen, J.R.L. (1965b). The sedimentation and palaeogeography of the Old Red Sandstone of Anglesey; North Wales. *Yorks. Geol. Soc. Proc.*, 35, 139-185.
- Allen, J.R.L. (1968). *Current ripples. Their relation to patterns of water and sediment motion*. North Holland Publ. Co. Amsterdam, 433 págs.
- Allen, J.R.L. y Friend, P.F. (1968). Deposition of the Catskill facies; Appalachian region: with notes on some other Old Red Sandstone basins. In: *Late Paleozoic and Mesozoic continental sedimentation, northeastern North America* (G. de V. Klein, edit.). Spec. Paper. Geol. Soc. Am., 106, 21-74.
- Aránzazu, J.M. (1877). Apuntes para la descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara. *Bol. Com. Map. Geol. de España*, 4, 1-47.
- Boothroyd, J.C. y Ashley, G.M. (1975). Processes, bar morphology and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern Gulf of Alaska. In: *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation* (Jopling, A.V. and Donald, B.C., edit.). Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., 23, 193-222.
- Boothroyd, J.C. y Nummedal, D. (1978). Proglacial braided outwash: A model for humid alluvial-fan deposits. In: *Fluvial sedimentology* (Miall, A.D., edit.). Can. Soc. of Petrol. Geol. Calgary, Alberta, Canada, 5, 641-668.
- Calderón, S. (1874). Reseña geológica de la provincia de Guadalajara. *Rev. de la Universidad de Madrid*.
- Campbell, C.V. (1976). Reservoir geometry of fluvial sheet sandstone. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 60, 1,009-1,020.
- Cant, D.J. (1978). Development of a facies model for sandy braided river sedimentation: comparison of the South Saskatchewan river and the Battery Point formation. In: *Fluvial sedimentology* (Miall, A.D., edit.). Can. Soc. of Petrol. Geol. Calgary, Alberta, Canada, 5, 627-639.
- Cant, D.J. y Walker, R.G. (1978). Fluvial processes and facies sequences in the study braided South Saskatchewan river, Canada. *Sedimentology*, 25, 625-648.
- Capote, R.; Díaz, M.; Gabaldón, V.; Gómez, J.J.; Sánchez de la Torre, L.; Ruiz, P.; Rosell, J.; Sopena, A. y Yébenes, A. (1982). Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *I.G.M.E.*, 1-290.
- Coleman, J.M. (1969). Brahmaputra river: channel processes and sedimentation. *Sed. Geol.*, 3, 129-239.
- Collinson, J.D. (1978). Alluvial sediments. In: *Sedimentary environments and facies* (Reading, H.G., edit.). Blackwell Scientific Publications, 3, 15-19.
- Corchon, F. (1971). Estudio geológico de los alrededores de Valderromán (Soria). *Seminarios de Estratigrafía*, 7, 3-30.
- Cotter, E. (1971). Sedimentary structures and the interpretation of paleoflow characteristics of the Ferron Sandstone (Upper Cretaceous), Utah. *J. Sed. Petrol.*, 41, 129-138.
- Doubinger, J.; Adloff, M.C.; Ramos, A.; Sopena, A. y Hernando, S. (1978). Primeros estudios palinológicos en el Pérmico y Triásico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central. *Palinología*, 1 (núm. extr.), 27-33.
- Eynon, G. y Walker, R.G. (1974). Facies relationships in Pleistocene outwash gravels, southern Ontario: a model for bar growth in braided rivers. *Sedimentology*, 21, 43-70.
- Harms, J.C.; Southard, J.B. y Walker, R.G. (1982). Structures and sequences in clastic rocks. *S.E.M.P.*, Short course, 9, Calgary.
- Hein, F.J. y Walker, R.G. (1977). Bar evolution and development of stratification in the gravelly braided Kicking Horse river, British Columbia. *Can. J. of Earth Sci.*, 14, 562-579.
- Hernando, S. (1974). Un depósito tipo raña en la base del Triásico del borde noroccidental de la Cordillera Ibérica (nota previa). *Tecniterrae*, 2, 8-13.
- Hernando, S. (1977). Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza (Provincias de Segovia, Soria y Guadalajara). Tesis doctoral. *Seminarios de Estratigrafía*; Serie Monografías, 2, 407 págs.
- Hernando, S. (1980). Mapa geológico del Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza. *Cuad. Geol. Ib.*, 6, 21-54.
- Hernando, S. y Hernando, J. (1976 a). Los minerales pesados del Buntsandstein (¿Triásico inferior y medio?) de la región Ayllón-Atienza (Provincias de Segovia, Soria y Guadalajara). *Estudios Geol.*, 32, 143-154.

- Hernando, S. y Hernando, J. (1976 b). Los minerales pesados como criterio de diferenciación entre Pérmico y Triásico. *Estudios Geol.*, 32, 265-273.
- Hernando, S.; Doubinger, J. y Adloff, M.C. (1977 a). Datos cronoestratigráficos del Triásico superior de la región Ayllón-Atienza (Provincias de Segovia, Soria y Guadalajara). *Cuad. Geol. Ib.*, 4, 399-410.
- Hernando, S. y Hernando, J. (1977 b). La alteración pretriásica según el estudio de las fracciones pesadas de materiales detríticos. *Cuad. Geol. Ib.*, 4, 99-110.
- Heward, A.P. (1978 a). Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Ciñera-Matalana and Sabero) coalfields, Northern Spain. *Sedimentology*, 25, 451-488.
- Heward, A.P. (1978 b). Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D - Stephanian B coalfields, Northern Spain. In: *Fluvial sedimentology* (Miall, A.D., edit.). Can. Soc. of Petrol. Geol. Calgary, Alberta, Canada, 5, 699-702.
- I.G.M.E. (1982). Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Serie Magna. Hoja n.º 433 (Atienza). IGME.
- Kindelan, V.; O'shea, G. y Fernández, P. (1931). Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja n.º 433 (Atienza). I.G.M.E.
- Lotze, F. (1929). Stratigraphie und tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Beitr. Z. Geol. West. Mediterraengebiet*, 3, 320 págs. Trad. al español en: *Publ. extr. sobre Geol. de España*, VIII, 5-300.
- Matesanz, J. (1986). *Estratigrafía y sedimentación del Buntsandstein en la región de Cuevas de Ayllón - Retorcillo de Soria (Provincia de Soria)*. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid. 285 págs. Inédita.
- McGowen, J.H. y Garner, L.E. (1970). Physiographic features and stratification types of coarse-grained point-bars: modern and ancient examples. *Sedimentology*, 14, 77-111.
- MacGowen, J.H. y Groat, C.G. (1971). Van Horn Sandstone, West Texas: an alluvial fan model for mineral exploration. *Rep. Invest. Bur. Econ. Geol. Univ. Texas*, 72, 1-57.
- McKee, E.D.; Crosby, E.J. y Berryhill, H.L. (1967). Flood deposits. Bijou Creek, Colorado, June 1965. *J. Sed. Petrol.*, 37, 829-851.
- Miall, A.D. (1977). A review of the braided-river depositional environment. *Earth Science Reviews*, 13, 1-62.
- Miall, A.D. (1978). Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: *Fluvial sedimentology* (Miall, A.D., edit.). Can. Soc. of Petrol. Geol. Calgary, Alberta, Canada, 5, 579-604.
- Moody-Stuart, M. (1966). High and low sinuosity stream deposits, with examples from the Devonian of Spitzbergen. *J. Sed. Petrol.*, 36, 1.102-1.117.
- Palacios, P. (1879). Reseña física y geológica de la parte NO de la provincia de Guadalajara. *Bol. Com. Map. Geol. de España*, 6, 321-352.
- Palacios, P. (1890). Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Soria. *Mem. Com. Map. Geol. de España*, XVI.
- Ramos, A. y Sopena, A. (1983). Gravel bars in low sinuosity streams. *Spec. Publ. Int. Ass. Sed.*, 6, 301-312.
- Reineck, H.E. y Singh, I.B. (1975). *Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlag. Berlin Göttingen Heidelberg New York, 437 págs.
- Rust, B.R. (1978). Depositional models for braided alluvium. In: *Fluvial sedimentology* (Miall, A.D., edit.). Can. Soc. of Petrol. Geol. Calgary, Alberta, Canada, 5, 605-626.
- Rust, B.R. (1984). Proximal braidplain in the Middle Devonian Malbaie formation of Eastern Gaspé, Quebec, Canada. *Sedimentology*, 31, 675-695.
- Sánchez de la Torre, L. y Aqueda, J.A. (1970). Paleogeografía del Triásico en el sector occidental de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geol.*, 26, 423-430.
- Schröder, E. (1930). Die grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten (Zentral Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Göttingen Math. Phys. Kl. NF.*, 16. Trad. al español en: *Publ. Ext. sobre Geol. de España*, IV, 235-291.
- Smith, N.D. (1970). The braided stream depositional environment: comparison of the Platte river with some Silurian clastic rocks, North-central Appalachians. *Bull. Geol. Soc. of Am.*, 81, 2.993-3.014.
- Smith, N.D. (1974). Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse river: a braided outwash stream. *Journal of Geology*, 82 (2), 205-224.
- Sopena, A. (1979). Estratigrafía del Pérmico y Triásico del noroeste de la provincia de Guadalajara. Tesis doctoral. *Seminarios de Estratigrafía*; Serie Monografías, 5, 329 págs.
- Sopena, A. (1984). Abanicos aluviales. In: *Curso de sedimentología para post-graduados* (Inst. Geol. Econ. del C.S.I.C. y F. CC. Geol. de Madrid, edit.), Madrid, I (III), III-15 - III-30.
- Sopena, A.; Virgili, C.; Arche, A.; Hernando, S. y Ramos, A. El Triásico. En: *Libro homenaje a D. José M.º Ríos* (I.G.M.E.), II, In lit.
- Stear, W.M. (1985). Comparison of the bedform distribution and dynamics of modern and ancient sandy ephemeral flood deposits in the Southwestern Karoo region; South Africa. *Sed. Geol.*, 45, 209-230.
- Steel, R. y Aasheim, S.M. (1978). Alluvial sand deposition in a rapidly subsiding basin (Devonian, Norway). In: *Fluvial sedimentology* (Miall, A.D., edit.). Can. Soc. of Petrol. Geol. Calgary, Alberta, Canada, 5, 385-412.
- Verneuil, E. y Lorie, M.M. (1854). Tableau des altitudes observées en Espagne. *Bull. Soc. Geol. France.*, 11 (2ª S), 1-55.
- Virgili, C. y Hernando, S. (1974). Datación del Trias medio en la región comprendida entre los Condemios y Miedes de Atienza (NW de la prov. de Guadalajara). *Seminarios de Estratigrafía*, 9, 1-9.
- Virgili, C.; Sopena, A.; Ramos, A. y Hernando, S. (1977). Problemas de la cronoestratigrafía del Trias en España. *Cuad. Geol. Ib.*, 4, 57-88.

Recibido el 30 de Enero de 1987

Aceptado el 27 de Abril de 1987