

# ESTRUCTURAS DE DEFORMACION ASOCIADAS A TEMPESTITAS: EJEMPLOS EN SERIES SILICICLASTICAS Y CARBONATADAS SOMERAS DEL PALEOZOICO Y JURASICO DE ASTURIAS

J. C. GARCIA-RAMOS, M. VALENZUELA Y C. SUAREZ DE CENTI

TRABAJOS DE  
GEOLOGIA



García-Ramos, J. C., Valenzuela, M. y Suárez de Centi, C. (1989).- Estructuras de deformación asociadas a tempestitas: ejemplos en series siliciclásticas y carbonatadas someras del Paleozoico y Jurásico de Asturias. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 18, 65-74. ISSN 0474-9588.

Las sucesiones siliciclásticas del Paleozoico de la Cordillera Cantábrica (N de España) muestran a menudo cuerpos de hasta 2 m. de espesor con abundantes estructuras de deformación (convoluciones, marcas de carga, deslizamientos, etc.). El origen de los mismos está relacionado directamente con fenómenos súbitos de tempestad actuando esporádicamente sobre zonas someras de una plataforma dominada por el oleaje. De igual modo, parte de los sedimentos del Jurásico Inferior de Asturias, acumulados en áreas proximales de una rampa carbonatada, muestran algunos cuerpos similares a los del Paleozoico, tanto en estructura interna como en origen. Concretamente uno de ellos, perteneciente al Sinemuriense Superior, tiene una continuidad lateral, en dirección E-W, de más de 45 Km., por lo que representa un horizonte de referencia excelente para el establecimiento de correlaciones estratigráficas; su origen podría estar relacionado con pequeñas sacudidas sísmicas.

*Palabras clave:* Paleozoico, Cordillera Cantábrica, estructuras de deformación, tempestitas, plataforma somera, Asturias, Jurásico, rampa carbonatada, correlaciones.

Beds with syndimentary deformations up to 2 m. in thickness, including convolutions, load casts, slumps and ball and pillows, occur frequently in Palaeozoic siliciclastic sections of the Cantabrian Mountains area (N. Spain). They are genetically related to storm events on a shallow marine wave-dominated shelf. Beds similar in both structure and origin, are also present in Lower Jurassic sediments which accumulated in proximal areas of a carbonate ramp. One of these beds, Upper Sinemurian in age, can be traced for a distance of more than 45 Km. in a E-W trend, and represents a good marker horizon for stratigraphic correlation; its origin could be related to small seismic shocks.

*Key words:* Palaeozoic, Cantabrian Mountains, deformation structures, storm deposits, shallow shelf, Asturias, Jurassic, carbonate ramp, correlations.

*José Carlos García-Ramos, Marta Valenzuela y César Suárez de Centi, Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. España. Manuscrito recibido el 20 de Febrero de 1989; revisado el 12 de Julio de 1.989.*

En una publicación anterior sobre depósitos tempestíticos en la Fm. Naranco (Devónico Medio) de Asturias (García-Ramos *et al.*, 1984), hacíamos una primera mención sobre la presencia frecuente de estructuras de deformación asociadas a aquéllos.

La ulterior revisión de otras series de plataforma somera, tanto siliciclásticas como carbonatadas, que incluyen acumulaciones de tempestad, nos ha permitido precisar con más detalle el proceso de origen y características de dichas estructuras de deformación.

Entre las sucesiones siliciclásticas que hemos revisado con dicho motivo, dentro del ámbito de la Cordillera Cantábrica (Fig. 1), destacan dentro de la Zona Asturoccidental-Leonesa: la Serie de los Cabos (Färber y Jaritz, 1964; Jaritz y Walter, 1970; Baldwin, 1975 y 1977; Marcos y Pérez Estaún, 1981) de edad Cámbrico Medio-Superior (Figs. 2d, 3b, 3c, 4b) y la Fm. Agüeira (Jaritz y Walter, 1970; Marcos, 1970; Crimes *et al.*, 1974; Pérez Estaún y Marcos, 1981) perteneciente al Ordovícico Superior.

En la Serie de los Cabos se aprecian múltiples ejemplos concentrados en su mayor parte en los dos tercios superiores, y destacando especialmente por su calidad los de los afloramientos de la costa, como Cadavedo-Luarca o los de los alrededores de Cabo Vidio. En la Fm. Agüeira, este tipo de estructuras de deformación son relativamente más escasas, pero al menos han sido observadas por nosotros tanto en los términos más bajos como en los más superiores de la sección del río Cúa, además de la de la parte septentrional del embalse de Bárcena sobre el río Sil, al N de Congosto.

Dentro de la Zona Cantábrica se han investigado diversos tramos de las denominadas "Capas de Transición" (Van den Bosch, 1969) de edad Ordovícico Medio, que se sitúan inmediatamente por encima de la cuarcita armoricana o Fm. Barrios, así como de las Formaciones: Formigoso (Kegel, 1929; Truyols y Julivert, 1976) del Silúrico, Furada/San Pedro (Poll, 1970; Suárez de Centi, 1988) del Silúrico Superior-Devónico Inferior (Fig. 2c), y Naranco-Huergas (Radig, 1962; García-Ramos, 1977 y 1978) del Devónico Medio (Figs. 2a, 3a,e y 4a,c,d,e).

Un buen ejemplo de estructuras de deformación dentro de las "Capas de Transición" se observa en los acantilados al N de Ferrero, en el extremo W del Cabo Peñas. La Fm. Formigoso proporciona igualmente múltiples ejemplos al respecto; tal vez uno de los más accesibles y representativos es el que aparece cerca de la boca S del túnel del Tueiro.

En series carbonatadas, se ha contemplado un caso del Jurásico Inferior, muy bien representado en los afloramientos costeros del Mb.

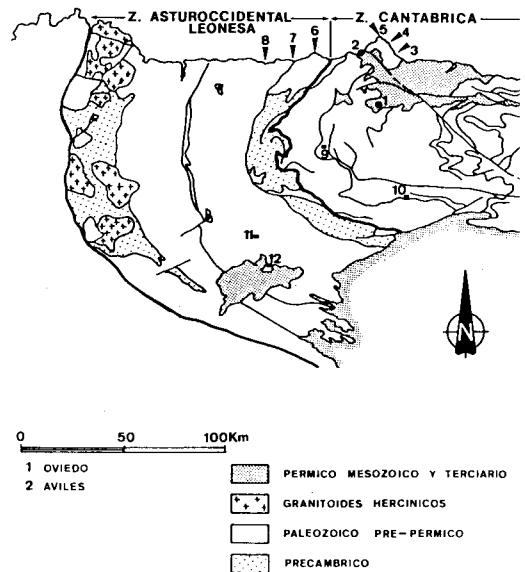


Fig. 1.- Situación de las principales secciones estudiadas en el Paleozoico. 3, El Tranquero; 4, Punta La Vacca; 5, Cabo Peñas; 6, Cabo Vidio; 7, Cadavedo; 8, Luarca; 9, Urria (Teverga); 10, El Tueiro; 11, Río Cúa; 12, N del embalse de Bárcena.

Buerres perteneciente a la Fm. Rodiles (Valenzuela *et al.*, 1985 y 1986a, b; Valenzuela, 1988). Ver Figs. 2b,e 3d, 5, 6 y 7).

Los principales tipos de estructuras de deformación observados se podrían incluir dentro de los siguientes términos: huellas de carga ("load-cast"), convoluciones ("convolute bedding"), deslizamientos ("slumps"), y pseudonódulos. (Ver Figs. 2, 3 y 4).

En lo que respecta al origen de dichas estructuras, parece existir en primer lugar una relación directa con acumulaciones rápidas de sedimentos debidas a tempestades, dentro de áreas marinas someras sometidas a sedimentación tanto siliciclástica como carbonatada. Algunos ejemplos que corroboran esta asociación han sido citados en el Ordovícico Superior de Noruega (Brenchley y Newall, 1977), en el Holoceno de Bretaña (Lindström, 1979), Oligoceno de Nueva Zelanda (Lewis, 1980), Cámbrico Inferior de

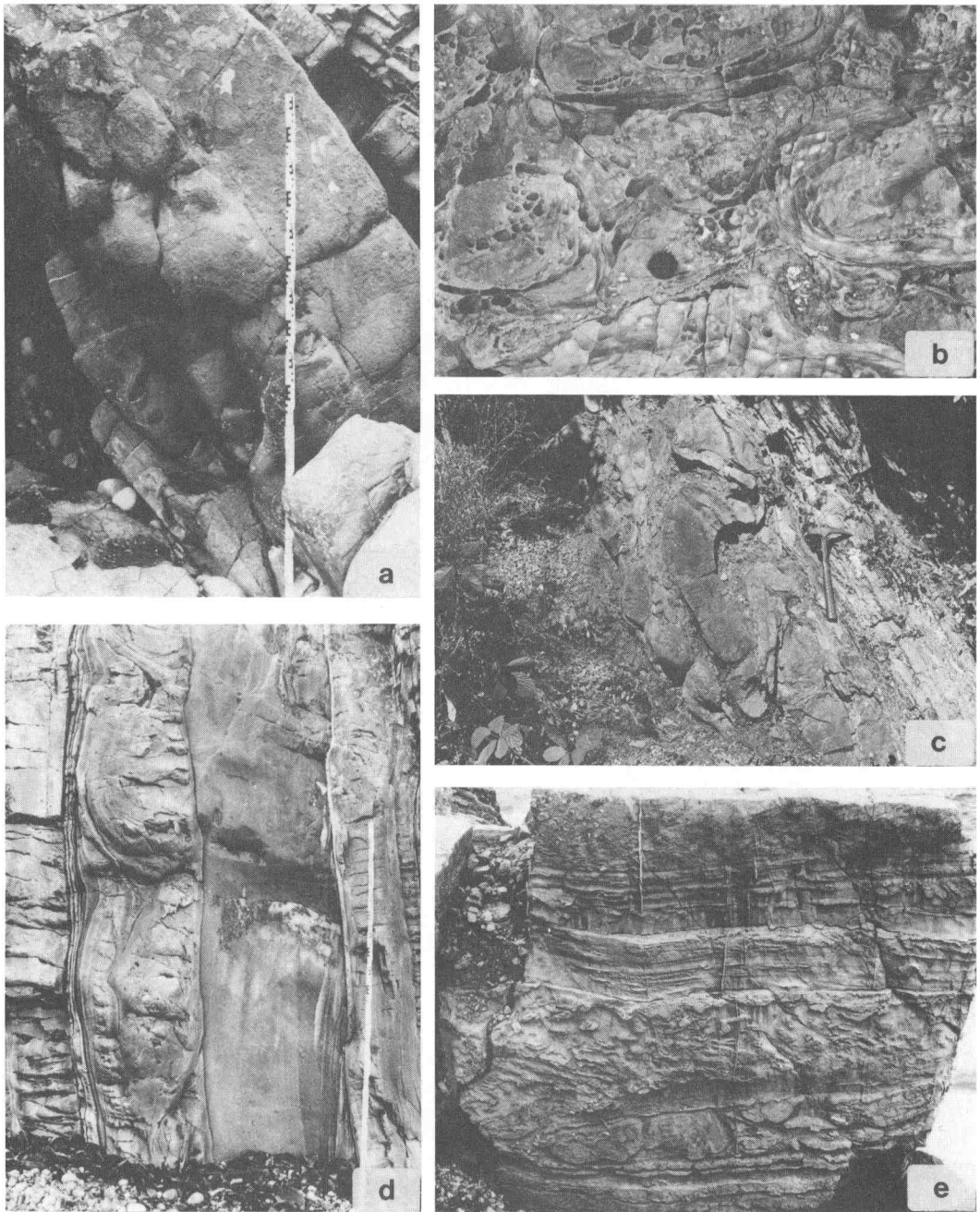


Fig. 2.- (a) Estructura incipiente de deformación por carga en la base de un cuerpo arenoso. Sección de El Tranqueru (Devónico Medio). Fm. Naranco. Techo hacia la derecha. (b) Ritmita margo-calcárea afectada por convoluciones y deslizamientos. Sección del Cabo San Lorenzo en Gijón (Jurásico Inferior). Fm. Rodiles (Mb. Buerres). Techo hacia arriba. (c) Capas de arenisca desplazadas dentro de un intervalo lutítico. Sección de Urria en Teverga (Silúrico Superior-Devónico Inferior). Fm. Furada. Techo hacia la derecha. (d) Capas arenosas deformadas por carga. Sección de Cadavedo-Luarca. Serie de los Cabos (Cambro-Ordovícico). Techo hacia la derecha. (e) Ritmita margo-calcárea mostrando diversas estructuras de deformación. Sección del Cabo San Lorenzo (Jurásico Inferior). Fm. Rodiles (Mb. Buerres). Techo hacia arriba.

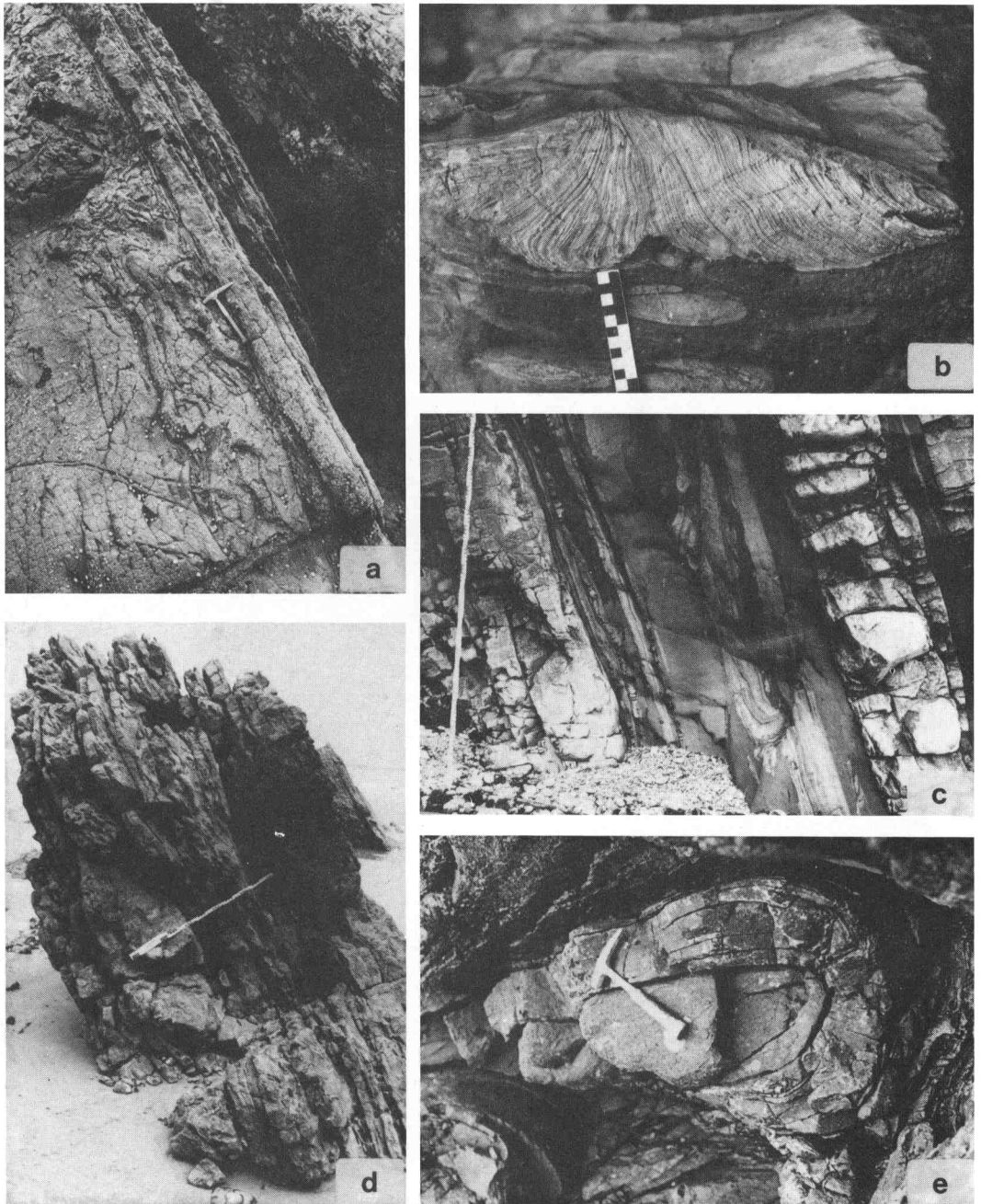


Fig. 3.- (a) Deslizamientos de cuerpos areniscosos dentro de un intervalo lutítico espeso. Sección de la playa de El Tranqueru al E de Candás. Fm. Naranco (Devónico Medio). Techo hacia la derecha. (b) Deformación progresiva por carga de un cuerpo areniscoso simultáneamente a la sedimentación. Morfología final en abanico, con desplazamiento de la masa arenosa de derecha a izquierda. Sección de Cadavedo-Luarca. Serie de los Cabos (Cambro-Ordovícico). Techo hacia arriba. (c) Seudonódulos y pequeños deslizamientos de arenisca dentro de un intervalo lutítico gradado. Misma sección que la fotografía anterior. Techo hacia la derecha. (d) Intervalo deformado con una continuidad lateral de más de 45 Km. Rítmica margo-calcárea de la Fm. Rodiles (Mb. Buerres). Sección de la playa de Vega, cerca de Ribadesella (Jurásico Inferior). Techo hacia la derecha. (e) Capas deslizadas de arenisca dentro de un intervalo lutítico. Sección de Moniello-Punta la Vaca, al W de Luanco. Fm. Naranco (Devónico Medio). Techo hacia abajo.

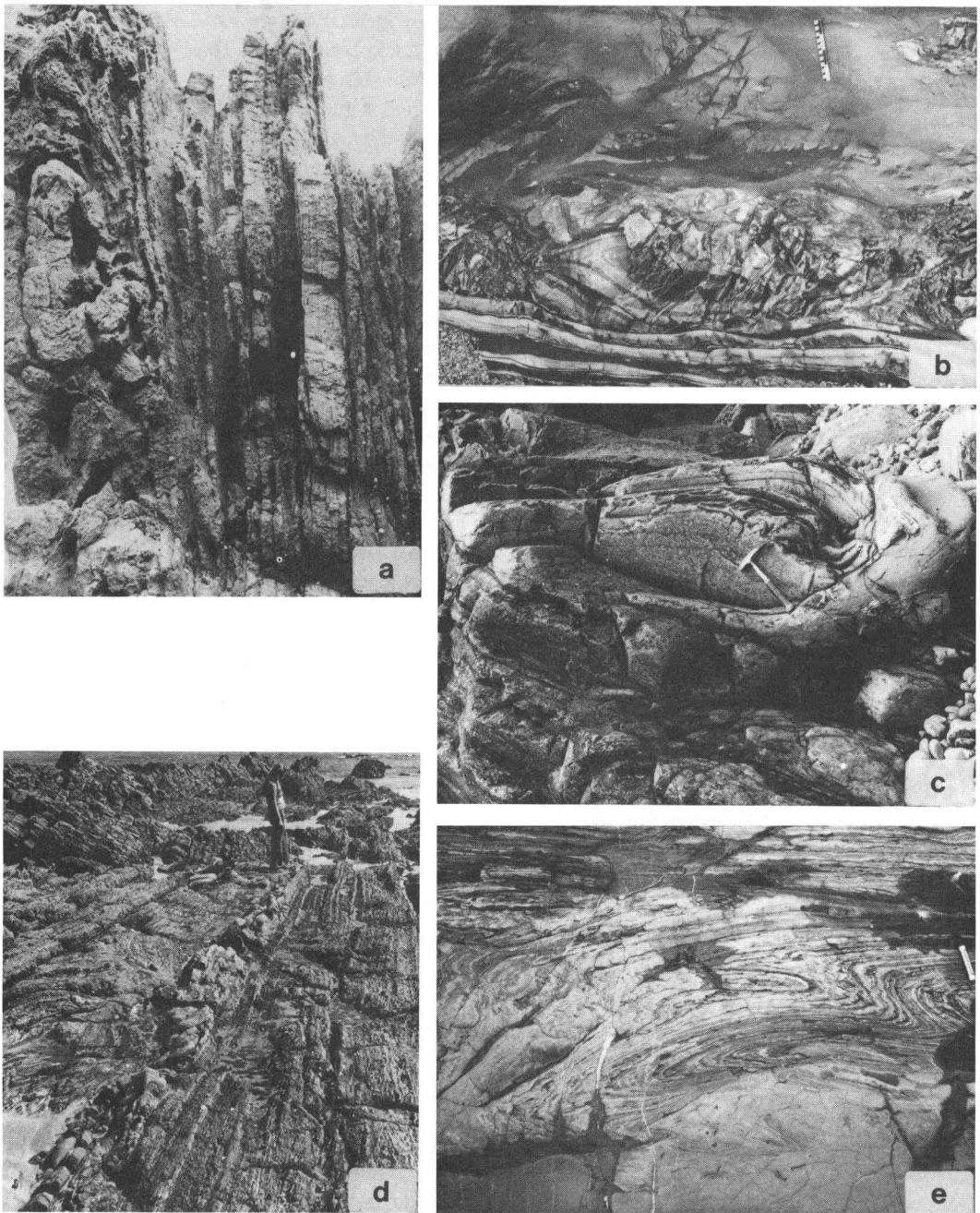


Fig. 4.- (a) Convoluciones y deslizamientos de capas de arenisca dentro de un intervalo lutítico. Sección de Moniello-Punta la Vaca. Fm. Naranco (Devónico Medio). Techo hacia la derecha. (b) Deslizamiento de arenisca en un tramo lutítico. Sección de Cadavedo-Luarca. Serie de los Cabos (Cambro-Ordovícico). Techo hacia arriba. (c) Cuerpo arenoso deslizado dentro de un intervalo lutítico. Sección de Moniello-Punta la Vaca. Techo hacia abajo. (d) Tramo intensamente deformado que consta de dos términos: uno inferior de areniscas gradadas, y otro superior afectado por convoluciones; este último incluye láminas limolíticas y lutíticas alternantes. Sección de El Tranque-ru. Fm. Naranco (Devónico Medio). Techo hacia la izquierda. (e) Detalle del término superior con estructuras de deformación de la fotografía anterior. Techo hacia arriba.



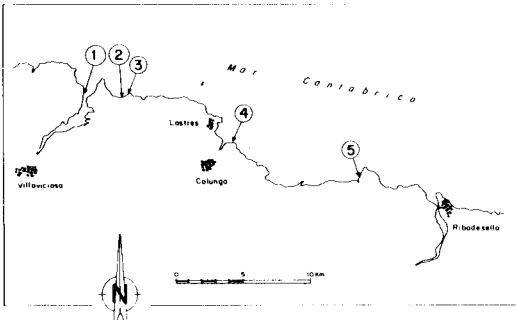


Fig. 5.- Situación de las secciones estudiadas del Mb. Buerres (Jurásico).

California (Mount, 1982), Cretácico Superior de Utah (Hudelson *et al.*, 1984), Devónico Superior del estado de Nueva York (Craft y Bridge, 1987), etc.

## EJEMPLOS DEL PALEOZOICO

En las sucesiones paleozoicas que hemos examinado se ponen de manifiesto varios procesos, a menudo relacionados entre sí, que parecen influir decisivamente en la génesis de estas estructuras: a) Deformación por carga de un sedimento de grano más grueso y de mayor densidad, sobre otro de grano más fino, b) Deslizamientos a pequeña escala en micropendientes locales, y c) Fluidización, licuefacción y deformación hidrolástica en el seno de la masa sedimentaria, durante su acumulación o después de que ésta ha tenido lugar.

En el primer caso, el mecanismo dominante parece ser el llamado "gradiente de densidad invertida", que actúa principalmente en sentido vertical (Brenchley y Newall, 1977; Visher y Cunningham, 1981; Mills, 1983). Se trata de deformaciones de carga de cuerpos arenosos densos de sedimentación rápida y espesor lateralmente irregular (relieve del techo con lomas y depresiones alternantes), acumulados sobre intervalos relativamente espesos de fangos tixotrópicos que no han tenido tiempo a consolidarse, y que proceden en su mayoría de la carga en suspensión de una tempestad anterior. Deben de haber intervenido además, en este caso, fenó-

menos de licuefacción parcial durante la expulsión hacia arriba de los fluidos procedentes del material subyacente.

En el segundo caso, el mecanismo dominante es un deslizamiento de masa por una pequeña pendiente de carácter local debida a irregularidades del fondo. Estas últimas parecen ser especialmente comunes en áreas someras de plataformas y rampas dominadas por tempestades, en donde se generan con frecuencia durante los episodios de mayor energía superficies erosivas canaliformes, a menudo rellenas posteriormente por material fino como consecuencia de procesos de erosión sin depósito inmediato ("bypassing"), así como cuerpos arenosos de base y/o techo muy irregulares separados por intervalos de fango.

Un caso particular de este tipo de deslizamientos es el que tiene lugar a veces a techo de intervalos arenosos con estratificación cruzada de tipo "hummocky", desde las lomas o umbrales arenosos hacia las depresiones adyacentes. Se trata aquí de un proceso simple de estabilización local de micropendientes deposicionales. Dada la disposición irregular de los montículos arenosos, las direcciones de deslizamiento son muy variables, lo que facilita la deducción de su origen impidiendo su confusión con aquéllos relacionados con pendientes unidireccionales generalizadas.

Una tercera variedad de estructuras de deformación bastante comunes en las secciones paleozoicas son aquéllas asociadas fundamentalmente a términos de limolitas y areniscas muy arcillosas, que van pasando de una manera gradual hacia arriba a lutitas grises oscuras. En su parte baja suelen presentar un aspecto homogéneo o granoselección positiva, y hacia la parte alta frecuentes procesos deformativos. Estos últimos pueden a su vez permitir la conservación de la laminación interna original (deformación hidrolástica), destruirla en su totalidad debido a licuefacción, o sólo parcialmente, generando estructuras de tipo pipa o pilar, y de plato (licuefacción parcial o fluidización); en los ejemplos estudiados sólo hemos hallado evidencias de las dos primeras posibilidades.

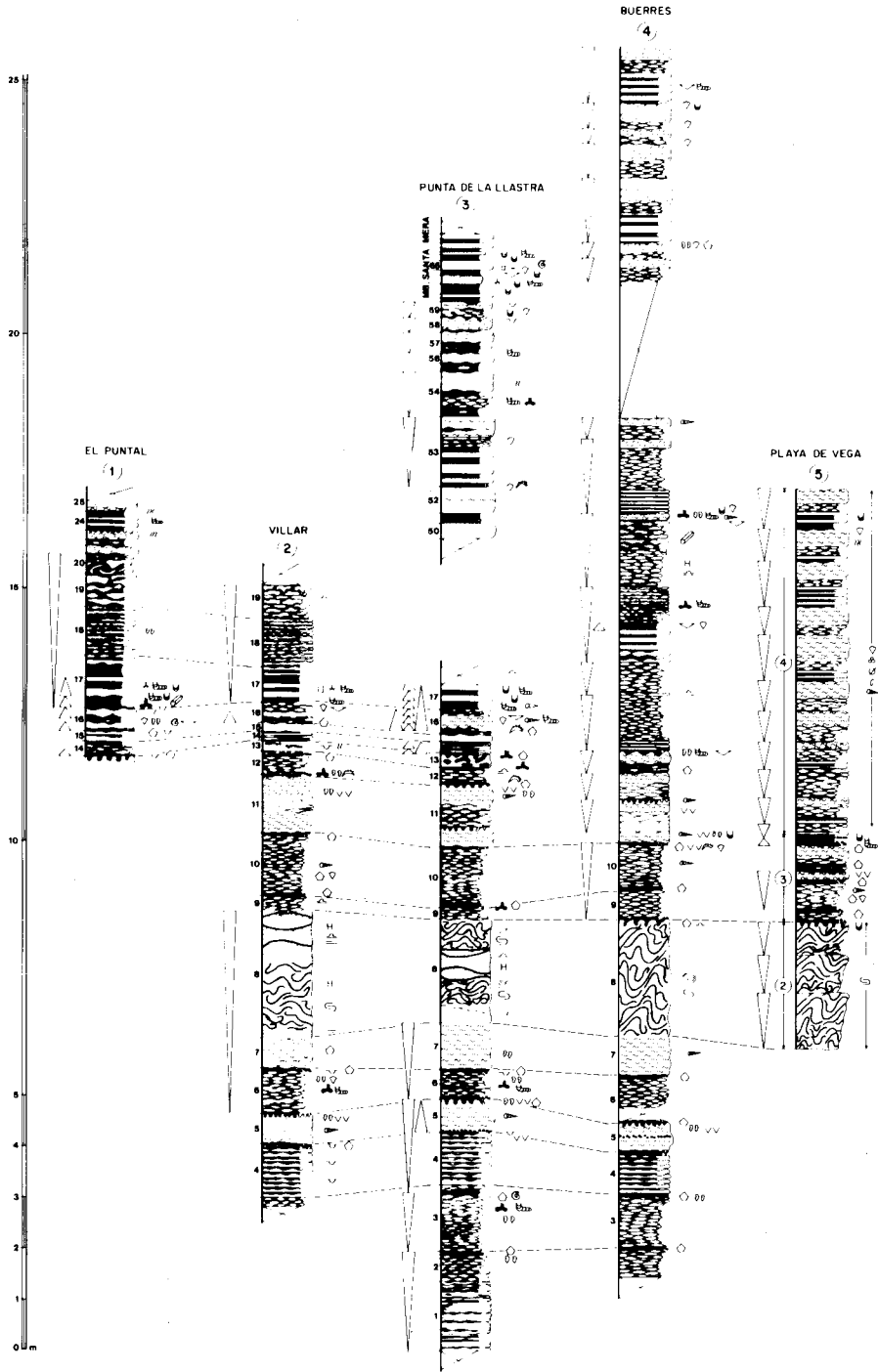


Fig. 6.- Correlaciones litológicas de diversas secciones del Mb. Buerres (Sinemuriense Superior). Ver leyenda en la Fig. 7. y situación geográfica en la Fig. 5.

Esta tercera variedad ha sido observada preferentemente en la Serie de los Cabos, así como en la Fm. Agüeira, y en algunos tramos de las Fms. Naranco y Furada/San Pedro, coincidiendo a menudo en estos casos, con flujos de turbidez de origen tempestítico desarrollados sobre áreas muy ricas en fangos; estos últimos son puestos rápidamente en suspensión durante el momento álgido de la perturbación, acumulándose luego sobre el material arenoso subyacente y creando con frecuencia un término lutítico gradado o masivo (García-Ramos *et al.*, 1984).

En algunas secciones (ej. Serie de los Cabos), hemos podido comprobar la asociación preferente de esta última variedad de estructuras de deformación con términos canalizados de una elevada relación anchura/profundidad; dentro de estos últimos existiría un cierto confinamiento del flujo, lo que daría lugar a un aumento de la velocidad del mismo durante dichas etapas de energía excepcional.

Existe por lo tanto una relación directa entre la frecuencia de estructuras de deformación, y la cantidad de fango que se acumula sobre una plataforma o línea de costa afectadas por tempestades. A su vez, las condiciones más favorables para que estos fangos queden atrapados en aquellas serían: una gran extensión de la misma (mares epicontinentales), pendientes muy bajas, escasa energía de los períodos entre eventos excepcionales, y presencia de umbrales externos o de pequeñas irregularidades en el fondo que permitan la creación de depresiones cerradas (depocentos aislados). Los ascensos relativos en el nivel del mar, y las etapas de interrupción de aportes arenosos de procedencia continental, contribuirían asimismo indirectamente a la conservación de este tipo de estructuras.

Por otro lado, Dalrymple (1979) observa en la bahía de Fundy (Canadá), la influencia local de la actividad del oleaje en procesos de deformación de sedimentos arenosos por licuefacción. Este mismo autor reconoce, no obstante, de acuerdo con las teorías de algunos de sus antecesores, que lo más habitual es que la acción continuada del oleaje normal provoque, o facilite al menos, una cierta compactación temprana del sedimento

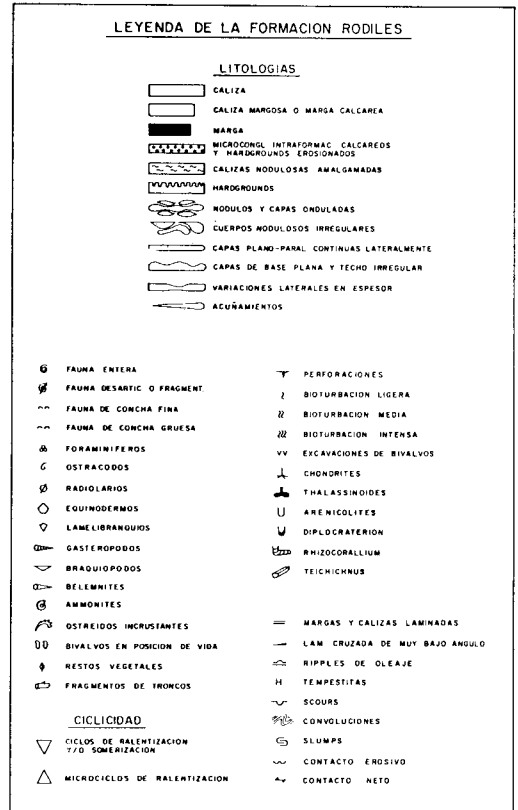


Fig. 7.- Leyenda de la Fig. 6.

arenoso, mejorando además el empaquetamiento de sus granos; por esta razón, no es frecuente encontrar estas estructuras de deformación en areniscas de paleoambientes marinos excesivamente someros. Este argumento refuerza la hipótesis que aquí mantenemos, de que su aparición en estas áreas de plataforma está relacionada, en la mayor parte de los casos, con etapas de energía excepcional dentro de la misma, como las que se generan durante tempestades, huracanes, o movimientos sísmicos (formación de *tsunamis*).

## EJEMPLO DEL JURASICO

Dentro de los términos margo-calcáreos de aspecto noduloso pertenecientes al Mb. Buerres de la Formación Rodiles (Valenzuela, 1988; Valenzuela *et al.* 1985 y 1986a, b), destaca espe-



cialmente un intervalo de unos 2 m. de espesor medio que muestra abundantes estructuras de deformación (Figs. 2b y e, 3d, 5,6 y 7). La edad del mismo podría corresponder con los comienzos del Sinemuriense Superior de acuerdo con la zonación bioestratigráfica de Suárez Vega (1974).

Su acusada continuidad lateral en dirección E-W, como mínimo de 45 Km. entre el Cabo de San Lorenzo en Gijón y la playa de Vega (tramo 2) al W de Ribadesella, induce a pensar en un fenómeno generalizado que afectó a una amplia área de la rampa carbonatada (Fig. 5).

Parece significativo el hecho de que por debajo de dicho horizonte de referencia, las correlaciones litológicas se verifiquen sin dificultad en largas distancias, mientras que por encima del mismo éstas no se puedan establecer prácticamente en secciones separadas entre sí tan sólo 9 Km. en la dirección E-W antes apuntada (Fig. 6).

Ello sugiere la aparición, a partir de este momento, de irregularidades en la superficie de la rampa. Los estudios sedimentológicos y paleogeográficos que hemos realizado al respecto sugieren que éstas deben de dar lugar a micropendientes locales asociadas a un relieve de lomas y depresiones, sin una orientación preferente generalizada.

La gran continuidad lateral del nivel con estructuras de deformación, y su asociación a depósitos tempestíticos (pelmicroesparitas con estratificación cruzada de los tipos *hummocky* y *swaley*, gradadas excesivamente, o con laminación paralela), hace pensar en una posible relación con movimientos sísmicos con el epicentro en alta mar, que son capaces de generar olas de grandes dimensiones; sus efectos sobre el sedimento de la rampa pueden ser hasta cierto punto similares a los producidos por el oleaje de tempestad durante grandes tempestades, huracanes, o ciclones tropicales.

Dichas sacudidas sísmicas podrían inducir a su vez, a partir de este momento, el comienzo de una ligera actividad de ascenso de los espesos depósitos salinos de la base del Jurásico y del

Pérmico, en forma de domos incipientes, asociados tal vez a pequeños rejuegos de fracturas del zócalo.

Visser (1986) ha descrito en el área de la Cordillera Ibérica, cerca de Sigüenza, un nivel con estructuras de deformación y brechas de deslizamiento, que está situado allí en la base de la F. Cuevas Labradas. Su edad es más o menos equivalente a la del de Asturias, por lo que podría tratarse del mismo evento tectosedimentario.

### COMPARACION ENTRE LOS EJEMPLOS PALEOZOICOS Y EL DEL JURASICO

Los contextos sedimentológico y tectónico debieron de tener en ambos casos bastantes aspectos en común: extensas rampas siliciclásticas o carbonatadas sometidas a procesos de distensión, asociación a depósitos tempestíticos en sentido amplio, etc.

No obstante, aunque no disponemos aún de datos precisos acerca de la continuidad lateral entre afloramientos de los niveles deformados paleozoicos, hemos podido observar dos variedades en los mismos: una más proximal, con mayor relación arena/fango, cambios laterales rápidos en la potencia de las capas gradadas (cuñas), y frecuentes amalgamaciones erosivas, y otra distal, más rica en fango, con capas de bases erosivas muy planas, espesores prácticamente constantes a lo largo del afloramiento, y un potencial de correlación aparentemente bastante alto.

Así pues, puede concluirse que el origen de los niveles con estructuras de deformación del Paleozoico está en relación igualmente con acontecimientos extraordinarios, de carácter no periódico y de energía excepcionalmente alta, sobre la plataforma siliciclástica; sin embargo, a diferencia del ejemplo del Jurásico, no existen por el momento evidencias concluyentes de que estén asociados necesariamente a pulsaciones tectónicas.

## BIBLIOGRAFIA

- Baldwin, C. T. (1975).- The stratigraphy of the Cabos Series in the section between Cadavedo and Luarca, province of Oviedo, NW Spain. *Brev. Geol. Astur.*, **19**, 4-9.
- Baldwin, C. T. (1977).- The stratigraphy and facies associations of trace fossils in some Cambrian and Ordovician rocks of north western Spain. En: Crimes, T. P. y Harper, J. C.(Eds.), *Trace Fossils 2, Geol.J., Spec. Issue 9*, Seel House Press, Liverpool, 9-40.
- Brenchley, P. J. y Newall, G. (1977).- The significance of contorted bedding in Upper Ordovician sediments of the Oslo region, Norway. *Jour. Sed. Petrology*, **47**, 819-833.
- Craft, J. H. y Bridge, J. S. (1987).- Shallow-marine sedimentary processes in the Late Devonian Catskill Sea, New York State. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **98**, 338-355.
- Crimes, T. P., Marcos, A. y Pérez Estaún, A. (1974).- Upper Ordovician turbidites in western Asturias: a facies analysis with particular reference to vertical and lateral variations. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol, Palaeoecol.*, **15** 169-184.
- Dalrymple, R. W. (1979).- Wave induced liquefaction: a modern example from the Bay of Fundy. *Sedimentology*, **26**, 835-844.
- Färber, A. y Jaritz, W. (1964).- Die Geologie des westasturischen Küstengebietes zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW Spanien). *Geol. Jb.*, **81**, 679-738.
- García-Ramos, J. C. (1977).- *Estratigrafía, Sedimentología y Paleogeografía de las series detríticas del Devónico Medio en la Cordillera Cantábrica (Asturias y León)*. Tesis Doctoral, Fac. de Geología, Univ. de Oviedo.
- García-Ramos, J. C. (1978).- Estudio e interpretación de las principales facies sedimentarias comprendidas en las Formaciones Naranco y Huergas (Devónico Medio) en la Cordillera Cantábrica. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, **10**, 195-247.
- García-Ramos, J. C., Aramburu, C., Valenzuela, M. y Suárez de Centi, C. (1984).- Depósitos de tempestad en series de plataforma del Devónico de Asturias. *Tomo homenaje a Luis Sánchez de la Torre, Publicaciones de Geología*, Univ. Autónoma de Barcelona, **20**, 121-130.
- Hudelson, P. M., Brenner, R. L. y Swift, D. J. P. (1984).- Upper Cretaceous tempestites in Mancos and Mesaverde Formations- a model for shallow-shelf sandstone reservoirs. *AAPG Bull.*, **68**, p. 489. (abstr.).
- Jaritz, W. y Walter, R. (1970).- Faziesuntersuchungen in Altpaläozoikum Nordwest-Spaniens (Asturien und Prov. Lugo). *Geol. Jb.*, **88**, 509-552.
- Kegel, W. (1929).- Das Gotlandium in den Kantabrischen Ketten, Nordspaniens. *Z. dt. geol. Ges.*, **81**, 35-62.
- Lewis, D. W. (1980).- Storm-generated graded beds and debris flow deposits with *Ophiomorpha* in a shallow offshore Oligocene sequence at Nelson, South Island, New Zealand. *N.Z.J. Geol. Geophys.*, **23**, 353-369.
- Lindström, M. (1979).- Storm surge turbation. *Sedimentology*, **26**, 115-124.
- Marcos, A. (1970).- Sobre la presencia de un *flysch* del Ordovícico Superior en el occidente de Asturias (NW de España). *Brev. Geol. Astur.*, **14**, 13-28.
- Marcos, A. y Pérez Estaún, A. (1981).- La estratigrafía de la Serie de los Cabos en la zona de Vegadeo (Zona Asturoccidental-leonesa, NW de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, **11**, 89-94.
- Mills, P. C. (1983).- Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures-A review. *Sediment. Geol.*, **35**, 83-104.
- Mount, J. F. (1982).- Storm-surge-ebb origin of hummocky cross-stratified units of the Andrews Mountain Member, Campito Formation (Lower Cambrian), White-Inyo Mountains, eastern California. *Jour. Sed. Petrology*, **52**, 941-958.
- Pérez Estaún, A. y Marcos, A. (1981).- La Formación Agüeira en el Sinclinorio de Vega de Espinareda: Aproximación al modelo de sedimentación durante el Ordovícico superior en la Zona Asturoccidental-leonesa (NW de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, **11**, 135-145.
- Poll, K. (1970).- Stratigraphie und Tektonik an der Wende Silurium/Devon im westlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). *Sitzungsber D. Physik-Medicin Soc. Erlangen*, **83/84**, 32-176.
- Radig, F. (1962).- Zur Stratigraphie des Devons in Asturien (Nord-Spanien). *Geol. Rdsch.*, **51**, 249-267.
- Suárez de Centi, C. (1988).- *Estratigrafía, Sedimentología y Paleogeografía de la Fm. Furadal/San Pedro. Zona Cantábrica (NW de España)*. Tesis Doctoral, Depto. de Geología, Univ. de Oviedo, 530 p.
- Suárez Vega, L. C. (1974).- Estratigrafía del Jurásico de Asturias. *Cuad. Geol. Ibérica*, **3**, 1-368.
- Truyols, J. y Julivert, M. (1976).- La sucesión paleozoica entre Cabo Peñas y Antromero (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, **8**, 5-30.
- Valenzuela, M. (1988).- *Estratigrafía, Sedimentología y Paleogeografía del Jurásico de Asturias*. Tesis Doctoral, Depto. de Geología, Univ. de Oviedo, 433 p.
- Valenzuela, M., García-Ramos, J. C. y Suárez de Centi, C. (1986a).- The Jurassic sedimentation in Asturias (N Spain). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, **16**, 121-132.
- Valenzuela, M., García-Ramos, J. C., González Lastra, J. A. y Suárez de Centi, C. (1985).- Sedimentación cíclica margo-calcárea de plataforma en el Lías de Asturias. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, **15**, 45-52.
- Valenzuela, M., García-Ramos, J. C., González Lastra, J.

- A. y Suárez de Centi, C. (1986b).- Los cuerpos calcáreos plano-paralelos y nodulosos del Lías y Dogger de Asturias. Clasificación y origen. *IX Congr. Español de Sedimentología*, Barcelona 1986, p. 173 (re-sumen).
- Van den Bosch, W. J. (1969).- Geology of the Luna-Sil region, Cantabrian Mountains (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, **44**, 137-225.
- Visher, G. S. y Cunningham, R.D. (1981).- Convolute laminations-a theoretical analysis: example of a Pennsylvanian sandstone. *Sediment. Geol.*, **28**, 175-188.
- Visser, H. (1986).- Lösungsbrekzien und Zyklen in der Carniolas-Formation (Wende Trias/Jura) der westlichen Ketten, Spanien. *Bochumer geol. u. geotechn. Arb.*, **22**, 141 p.

