

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO
REVISTA DEL MUSEO DE LA PLATA

(NUEVA SERIE)

TOMO X

1987

Geología, Nº 82

CARACTERISTICAS Y SIGNIFICADO
SEDIMENTOLOGICO DE LAS FORMAS, CUERPOS
Y ESTRUCTURAS ORIGINADAS POR AGENTES
FLUIDOS EN SUSTRATOS INCOHERENTES

LUIS A. SPALLETTI¹

RESUMEN

Se efectúa una revisión de las principales estructuras sedimentarias (ón-dulas, megaón-dulas y estratos entrecruzados) producidas por procesos tractivos. Además, se desarrollan los conceptos de cuerpo sedimentario y forma sedimentaria. Los cuerpos están constituidos por grupos de estratos reunidos en conjuntos delimitados por importantes superficies de erosión; se dan a conocer las características de los cuerpos de medios fluviales, marinos y eólicos. Las formas son los rasgos morfológicos de acumulación sedimentaria que se aprecian en los ambientes actuales; también se describen las principales formas desarrolladas en zonas fluviales, marinas y de deposición eólica. La mayoría de los cuerpos sedimentarios representan a formas sedimentarias y por lo tanto pueden ser de gran valor en la interpretación paleoambiental. Por otra parte, se hace un análisis de las discontinuidades de la sedimentación y se reconocen, para diversos tipos de depósitos, superficies de primero, segundo y tercer orden. Las de primer orden delimitan a cuerpos sedimentarios, las de segundo orden aparecen entre estratos sucesivos y las de tercer orden o superficies de reactivación se ubican dentro de la unidad de sedimentación.

Sedimentología, agentes fluidos, sustratos incoherentes.

ABSTRACT

CHARACTERISTICS AND SEDIMENTOLOGICAL SIGNIFICANCE OF THE FORMS, BODIES AND STRUCTURES ORIGINATED BY FLUID AGENTS. — A review of tractive sedimentary structures, such as ripples, megaripples and cross-bedding, and the definition of sedimentary bodies and sedimentary forms are considered in this paper. Sedimentary bodies are groups of strata which can be differentiated from adjacent beds because of the presence of first order bounding surfaces. Sedimentary forms are features

¹ Centro de Investigaciones Geológicas, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.

(such as bars, ribbons, crests, ridges, channels, dunes, etc.) originated by the agents of clastic deposition. Sedimentary forms are difficult to recognize in ancient sequences, but they may be inferred by analyzing both the type and distribution of sedimentary structures and sedimentary bodies. Sedimentary bodies are generally the features of sedimentary forms preserved in the geological record. The scale and significance of first, second and third order bounding surfaces developed in fluvial, marine and eolian sedimentary sequences are also treated in this contribution.

INTRODUCCION

El presente trabajo tiene por finalidad introducir los conceptos de forma y cuerpo sedimentarios y discutir sus significados, particularmente paleoambiental. Por otra parte, se revisan los caracteres salientes de las principales estructuras direccionales producidas por procesos de deposición y erosión-deposición en sustratos incoherentes. Estas estructuras —utilizadas habitualmente en las reconstrucciones paleoambientales y paleocinématicas, así como en la identificación de sistemas de paleocorrientes— se hallan en muy estrecha asociación con las formas y cuerpos sedimentarios. En particular, han merecido un tratamiento especial las óndulas y megaóndulas (y su estructura interna) por constituir rasgos sedimentarios de muy asidua presencia en sucesiones antiguas.

Son numerosos los autores que se han ocupado del tema de las estructuras mencionadas, sentando las bases de su caracterización y significado ambiental. Entre los trabajos de síntesis más destacados, merecen citarse los de Allen (1968, 1970 a), Reineck y Singh (1975), Harms (1969), Harms et al. (1975) y Collinson y Thompson (1982). Estos investigadores han intentado reunir la información existente, sumar los resultados de sus experiencias e ideas, y llevar adelante intentos de sistematización, métodos de definición, estudio y distinción de variedades, así como evaluar su significado dinámico. En buena parte, entonces, nuestra tarea ha sido la de amalgamar dichas referencias, a las que hemos añadido algunas observaciones y opiniones propias.

FORMAS, ESTRUCTURAS Y CUERPOS SEDIMENTARIOS

Las *formas sedimentarias* pueden ser definidas como rasgos generalmente de gran escala que se aprecian o detectan en los ambientes actuales de deposición, pero que resultan de difícil identificación en las sucesiones antiguas.

Formas y estructuras sedimentarias (mecánicas) no son conceptos complementarios ni excluyentes. Así, algunas estructuras tractivas, tales como óndulas y megaóndulas son, naturalmente, formas de los medios deposicionales. No obstante, las estructuras sedimentarias mecánicas tienen una mayor extensión conceptual; comprenden a sedimentos y sedimentitas, incluyen desde rasgos de muy pequeña escala hasta de gran escala, externos e internos de los estratos, y son el resultado de muy variados procesos dinámicos (desde deposicionales hasta erosivos).

Las estructuras, además, son fácilmente definidas en las sedimentitas por caracteres tales como morfología, dimensiones, orientación, atributos litológicos, etc. En cambio, la deducción de la existencia de formas se alcanza en la mayoría de los casos mediante el procesamiento y evaluación de información sedimentológica. Uno de los métodos es mediante la confección de mapas isopáquicos e isolíticos de las unidades de roca. En otros casos se requiere del estudio minucioso de las sucesiones sedimentarias y más específicamente de conjuntos de estratos asociados entre sí de un modo estrecho.

En este último sentido, resulta conveniente definir *cuerpos sedimentarios*, que se caracterizan por incluir a grupos de estratos reunidos en una morfología externa y global peculiar que permite diferenciarlos de los demás cuerpos (adyacentes). Si bien no todas las formas pueden quedar manifestadas por cuerpos, la mayoría de los cuerpos sedimentarios representan a formas; por lo común las formas comprenden a conjuntos o grupos de estratos, aunque puede haberlas constituidas por una sola unidad de sedimentación.

Vale agregar que últimamente en el campo de la estratigrafía y sedimentología se ha utilizado con frecuencia el concepto de facies sedimentaria, el que podría —en parte— ser confundido o superponerse al de cuerpo sedimentario. No obstante, este último sólo implica un concepto morfológico hasta estructural, mientras que la facies sedimentaria incluye también la constitución litológica, diversos caracteres de estratos y conjuntos de estratos y, a veces, hasta nociones del ambiente deposicional. La definición de un cuerpo apunta a la reconstrucción de una forma, mientras que la de una facies sedimentaria lleva a la inferencia de un ambiente deposicional.

Los cuerpos sedimentarios involucran a varios estratos superpuestos. Estos, a su vez, pueden tener diversos tipos de estructuras internas, pero sin dudas una de las más comunes e importantes es la estratificación entrecruzada (oblicua o diagonal). Esta estructura en capas frontales puede aparecer en capas solitarias o en sucesiones superpuestas o agrupadas (Allen, 1963). Según McKee y Weir (1953) cada capa entrecruzada es denominada "*set*" y el conjunto de entrecruzadas agrupadas "*coset*". Muchas veces, por lo tanto, los cuerpos sedimentarios están formados por un *coset*, otras por *sets* entrecruzados que alternan con capas no entrecruzadas y otras —las menos— por *cosets* entre los que se interponen uno o varios estratos no entrecruzados.

ORDENAMIENTO DE LAS FORMAS DE SUSTRATOS INCOHERENTES

En el presente trabajo, estos rasgos han sido ordenados de acuerdo a tres criterios principales: morfología, relación con las corrientes principales (orientación del flujo) y periodicidad.

Por la *morfología* se reconocen dos grandes variedades: por una parte las formas positivas, caracterizadas por una expresión tabular a abultada, y por otra las negativas o depresiones que son figuras desarro-

CUADRO I. — ORDENAMIENTO DE LAS FORMAS SEDIMENTARIAS PRODUCIDAS EN SUSTRATOS INCOHERENTES POR MECANISMOS TRACCIONALES Y SALTACIONALES

Morfología	Relación con la orientación del flujo	Periodicidad	Tipo de rasgo deposicional que originan		Ambiente deposicional
			Ondulas	Megaondulas	
Transversales	Periódicos	_____	Ondulas de corriente	Barras transversales (bi y tridimensión.)	1, 2, 3, 4, 5, 6
			Ondulas de olas	Barras linguoides Megaondulas lunadas Ondas de arena y dunas diversas Anfidunas	3, 4, 5 1, 2 3 2, 3
Formas con morfología positiva. Tabular a abultada	Aperiódicos	_____	_____	Médanos crecientes	1, 2, 3
			_____	Barras de rompiente Crestas de playa Bermas Crestas (ridges)	6 3, 4 3, 4 3
Longitudinales	Periódicos	_____	_____	Barras de tormenta	3
			_____	Bancos estuáricos	5
Alternantes	Periódicos	_____	Fajas de arena	Bancos alineados	1, 2, 3, 6
				_____	Barras o crestas de corrientes de marea
Longitudinales	Aperiódicos	_____	_____	Bancos medios	3 (5)
			_____	Barras alternantes	1 (2)
No orientados a multiorientados	Aperiódicos	_____	_____	Barras laterales	1
			_____	Barras en espón Barras de canal de descarga	1, 2 1
Transversales	Aperiódicos	_____	_____	Barras en espiral	1 (2)
			_____	Barras diagonales	1 (2)
Depresiones. Morfología negativa, lenticular	Longitudinales	_____	_____	Médanos longitudinales	6
			_____	Crestas longitudinales	1, 2
Depresiones. Morfología negativa, lenticular	Longitudinales	_____	_____	Médanos en estrella	6
			_____	Médanos piramidales Domas	6 6
Depresiones. Morfología negativa, lenticular	Longitudinales	_____	_____	Depresiones litorales (runnels)	3
			_____	Canales en general Canales de desagüe (litorales) Canales de corrientes de retorno	1, 2 3 3

Referencias: 1: fluvial; 2: marino (litoral a sublitoral); 3: lacustre; 4: lacustre; 5: estuárico y planicies de marea; 6: eólico.
Nota: se excluyen rasgos de macro escala como playas, drags y barreras.

lladas sobre superficies de corte y que tienen una geometría marcadamente lenticular.

En lo que hace a la *relación con las corrientes* se encuentran variedades transversales (cuya elongación o rumbo deposicional es —por lo común— perpendicular al flujo), longitudinales (paralelas al flujo) y no orientadas o multiorientadas (que generalmente constituyen rasgos más o menos irregulares en los que resulta difícil encontrar relaciones con sistemas de corrientes o en los que directamente dicha vinculación no existe, aunque el sedimento *ha sido* formado por agentes direccionales). Vale agregar que algunas lineaciones pueden también formarse con orientación oblicua respecto al flujo, aunque en los medios naturales constituyen las variedades menos frecuentes.

Por último, el criterio de *periodicidad* permite reconocer formas (y estructuras) periódicas cuando un único agente de transporte genera a su paso trenes o sucesiones de rasgos regularmente espaciados en sentido areal. Las aperiódicas, en oposición, son formas habitualmente aisladas en las que el agente sólo ha podido originar un rasgo por vez. En ocasiones, formas y estructuras aperiódicas pueden aparecer arealmente dando la sensación de constituir conjuntos o trenes, pero en dicho caso cada uno de los rasgos ha sido originado por un estado de flujo particular y en un momento distinto en relación con el estado de flujo y tiempo en el que se formó cada uno de los restantes rasgos.

Aparte de las formas y estructuras periódicas y aperiódicas pueden aparecer otras en las que las condiciones de formación son intermedias y que aquí se denominan alternantes. En ellas los rasgos se producen en su totalidad por la existencia de un único flujo unidireccional y en forma más o menos simultánea; sin embargo, las formas no muestran un muy marcado patrón de periodicidad, sino más bien cierta independencia en sus relaciones areales. Con todo, en algunas circunstancias puede resultar difícil discriminar entre rasgos periódicos y alternantes, así como entre alternantes y aperiódicos.

En el cuadro 1 se muestra el ordenamiento de las principales formas, y la diferenciación entre estructuras y cuerpos pertenecientes a diversos medios de depositación por agentes tractivos de fluidez moderada a alta que afectan a sustratos incoherentes.

FORMAS DEPOSICIONALES: TIPOS PRINCIPALES Y CARACTERES GENERALES

Las formas deposicionales más conspicuas de los ambientes de sedimentación en los que actúan agentes tractivos sobre sustratos sueltos, se mencionan en el cuadro 1.

Tal como se aprecia en dicho cuadro, las formas pueden tener expresión positiva o negativa. Las principales formas sedimentarias positivas se presentan en el cuadro 2. Se trata en su gran mayoría de rasgos con expresión en planta lineal, que se encuentran en diversos ambientes

CUADRO 2. — PRINCIPALES FORMAS DE ACUMULACION CLASTICA CON EXPRESION POSITIVA, FORMADAS POR REGIMEN TRACTIVO EN SUSTRATOS INCOHERENTES

Denominación	Ubicación	Morfología en planta	Estructuras	Otros caracteres	Tipo de sedimento	Condiciones de formación
Barras lino-guoides	Fondo de canales	Discontinua, tridimensional	Ondulas transversales continuas y discontinuas en la rampa. Entrecruzada lenticular tangencial y cóncava	Cresta curvada a sotavento. Una sola cara de avalancha. Agrupadas	Principalmente Psamítica	Avance por cara de deslizamiento a sotavento. Fase de duna
Barras transversales	Canales de baja sinuosidad y potenciales rectas de canales fluviales y de marca	Recta y sinuosa (bidimensional) hasta arqueada y lanada (tridimensional)	Entrecruzada. Tabular planar en las bidimensionales y artesas en las tridimensionales	Generalmente agrupadas, asimétricas, con caras de avalancha	Psamítica	Avance por caras de deslizamiento amplias a sotavento. Fase de arena hasta duna (Cf. Smith, 1970; Bluck, 1974)
Barras en espiral (scroll bars)	Plataforma alta de grandes barras en espón. Canales alta sinuosidad	Curvada de amplio radio de curvatura	Uno a varios estratos entrecruzados tabulares planares	Agrupadas con diversa orientación (disposición espiralada a concéntrica en planta)	Psamítica esencialmente	Deposición en periodos de aguas altas. Fase de onda de arena (Collinson, 1978 a)
Barras medias o longitudinales	Ríos de tipo entrelazado y anastomosado	Lenticular, romboidal. Alargada paralelamente al flujo	Cuando gravosas poseen ríos de antiduna, clastos con eje mayor transversal al flujo, cuerpos psamíticos con estratificación plana. En grano menor a grava mediana; hay estratificación entrecruzada	Rasgos sumergidos a emergidos. En la emergencia se cubren con capas psamíticas y se asocian lateralmente con arenas lenticulares	Cuerpos psamíticos lenticulares. Interrelaciones y coromas de capas psamíticas	Formadas a partir de una grava laminar. Avance por superficies de deslizamiento y desarrollo por acreción vertical. Régimen desde muy alto a bajo (dunas)
Barras diagonales o curvadas	Canales entrelazados o en sectores curvados	Alargada, paralela al flujo local, generalmente lenticular en planta	Maciza hasta con estratificación plana. Clastos psamíticos imbricados. Sector cuspidal de grava fina hasta arena con entrecruzada en artesas	Oblicuas a la posición local del cauce	Principalmente psamítica. Algunas psamíticas	Fase de canaleta y depresión de muy alto régimen de flujo. Hacia el techo decrece el régimen a lecho plano y duna (Collinson, 1978 b)
Barras laterales	Canales anastomosados hasta rectos. Adosados a la ribera	Triangular; elongada paralelamente al flujo	Variados tipos de estratos entrecruzados	Emergentes en periodos de aguas bajas. Sin caras de deslizamiento (Collinson, 1970)	Principalmente psamítico	Migración de dunas y ondas de arena sobre un sustrato suavemente inclinado desde la ribera hacia el canal

CUADRO 2. — (Continuación)

Denominación	Ubicación	Morfología en planta	Estructuras	Otros caracteres	Tipo de sedimento	Condiciones de formación
Barras alternautes	Corrientes de alta sinuosidad y anastomosadas	Triangular, algo elongada paralelamente al flujo	Entrecruzada con capas planares	Crestas curvadas hacia sotavento (mega-linguoides, Harms y Fahnestock, 1965)	Psamítica	Régimen de onda de arena. Frecuente en canales rectilíneos de alrededor de 1 m de profundidad
Barras en espolón	Corrientes de alta sinuosidad; borde cóncavo de canal	Lenticular, alargada, fuerte curvatura paralela al canal	Zonación vertical de estructuras tractivas. De acreción lateral, entrecruzadas, plana de alto régimen y óndulas de corrientes aéneas	Generalmente de grandes dimensiones en comparación con otros tipos de barras de canales	Variable desde psamítica a psamito-psefitica. La mayoría son psamíticas	Flujos helicoidales en estado de alta descarga (Bridge, 1975) y con cambios marcados de régimen. Flujo controlado por curvaturas del canal. Predominantemente de bajo régimen (duna hasta óndula)
Barras de canal de descarga	Sistemas de alta sinuosidad	Diseño semejante al de barras laterales y alternantes	Similar zonación de estructuras de barras en espolón (acrección vertical y lateral)	Asentadas sobre barras en espolón de mayor dimensión	Principalmente psamítica	Formadas por corte durante crecientes, en especial sobre la plataforma de barras en espolón. Régimen principalmente de duna hasta óndula
Crestas longitudinales (sand bars, sand shoals)	Adosadas a canales (Coleman, 1969)	Elongada, paralela a la corriente	Estratos entrecruzados escala mediana planares hasta ondulíticos	Gran escala, a veces agrupadas (alineadas), otras aisladas	Psamítica hasta limosa	Principalmente subcúeas. Bajo régimen de flujo (onda de arena) hasta flujo helicoidal. Más comunes en ambientes mareales (Collinson, 1978 ó)
Barras de rompiente	Paralelas (hastá oblicuas) a la línea de costa	Elongada, continua, a veces sinuosa	Estructura interna plana de alto régimen	Pueden ser solitarias o agrupadas de a dos o tres	Psefitico-psamítica	Alta energía. Principalmente régimen supercrítico
Crestas de playa o bermas	Ambiente litoral, marino o lacustre. Paralelas a la línea de costa	Elongada, a veces curvada	Cuando arenosas: estratificación plana en la base, entrecruzada planar hacia arriba y entrecruzada de bajo ángulo en el techo	Generalmente solitarias. Hay agrupadas de a dos o tres crestas	Psamítica hasta psefitica	Alta energía. Principalmente régimen supercrítico hasta duna
Crestas (ridges)	Marinas paralelas a la línea de costa	Elongadas, continuas; a veces sinuosas	Capas de bajo ángulo en dirección al mar; estructuras de bioturbación y de erosión (óndulas romboidales, marcas de escurrimiento)	Arealmente asociadas con depresiones (runnels)	Esencialmente psamítica hasta psefitica	Barras de rompiente expuestas en bajamar. Modificadas superficialmente por decrecimiento de profundidad y aumento de régimen

CUADRO 2. — (Continuación)

Denominación	Ubicación	Morfología en planta	Estructuras	Otros caracteres	Tipo de sedimento	Condiciones de formación
Barras de tormenta	Marino circalitoral	Elongada, continua	Capas planas hasta estratificación curvada (hummocky)	Sección lenticular. Asociadas con sedimentos finos depositados por debajo del tren de olas	Psamítica. Raramente psamítico-psamítica	Ambiente de submarea. Régimen de flujo alto
Bancos estuáricos	Estuarios: sub a intermarea	Alargados, paralelos a la ribera y a los canales de marea	Estructura interna diversa. Coronados por trenes de óndulas asimétricas. Los emergentes con estructuras erosivas (óndulas romboidales, current crescents, etc)	25 a 20 m de ancho. Muchos de ellos periríodicos	Psamítica	Flujo helicoidal. Parcialmente faeses de duna hasta óndula. En forma local (emergencia) alto régimen (lecho plano)
Fajas de arena (sand ribbons)	Marino poco profundo, eólico y fluvial (corrientes efímeras)	Alargados, angostos	Onduladas superficiales y algunas lineaciones erosivas	Periódicos (espaciado 40 a 60 cm), 1 a 3 m de ancho y relieve de pocos cm	Psamítica	Flujo helicoidal. Alto tenor de carga sedimentaria y muy inestables en sentido lateral (Allen, 1968). Régimen suberfítico hasta supererfítico
Bancos alineados (linear shoals)	Marino poco profundo. Asociados con entranques de mar y cabos	Alargada. Pocos decenas de km y hasta 1 km de ancho	Estructura interna compleja (plana hasta entrecruzada variada)	Altura menor a 10 m. Agrupados y separados por depresiones de 2 a 3 km de ancho. Zona acción de olas	Psamíticos principalmente	Lavado de material fino desde las crestas a las depresiones paralelas de tormenta y transporte paralelo al banco. También movilización de abajo a arriba por flujo helicoidal (Duane <i>et al.</i> , 1972)
Barras o crestas de corrientes de marea	Mares amplios y poco profundos. Fuertes corrientes de marea	Alargada. Paralela a la corriente. Varios km de largo (hasta 200 km, Stanford y Hamilton, 1962). Dos morfologías: recta y sinuosa	Compleja estructura interna. Cuerpos de gran escala. Presencia de entrecruzadas de gran escala	Agrupadas. Espaciado 2 a 10 km, altura 30 m. Siempre asociadas lateralmente a un canal	Esencialmente psamítica	La variedad rectilínea se debe a transporte lateral por flujo helicoidal. La sinuosa por corrientes encauzadas en estuarios. Modelo superficial por flujos de bajo régimen (duna, onda de arena y óndula)

CUADRO 2. — (Continuación)

Denominación	Ubicación	Morfología en planta	Estructuras	Otros caracteres	Tipo de sedimento	Condiciones de formación
Draas (Wilson, 1972)	Desiertos	Variada. Desde elongada a irregular. Longitud 300 a 5500 m. (Brookfield, 1977; Collins, 1978b)	Estructura interna compleja. Cosets entrecruzados de gran escala	Altura de 20 a 450 m	Psamítica	Sucesiva migración de dunas eólicas con fuerte acreción vertical (exceso de arena)
Médanos (McKee, 1979)	Desértico a semidesértico; litoral marino y lacustre	Morfología variable. Longitud 3 a 500 m	Diversos tipos de capas entrecruzadas. También capas de bajo ángulo	Altura variable entre 0,1 y 100 m. Agrupados y periódicos	Psamítica	Migración de dunas eólicas hasta óndulas. También depósitos de régimen alto y estructuras erosionales.
a) Crecientes		Elongada, transversal al viento dominante; barjanes, crestas barjanoides y m. transversales	Entrecruzada. Ondulas en capas frontales. Estructura interna simple en barjanes hasta compleja en cosets para las otras variedades	Caras de deslizamiento a sotavento		Serie continua por disponibilidad de arena desde barjanes hasta médanos transversales
b) Aventamientos y parabólicas		Irregular (sub-circular) a curva en U o V con porción central hacia sotavento	Artesas y capas entrecruzadas fuertemente convexas	Una o varias caras de deslizamiento		Figuras de deflación, alto régimen. Desarrollo imperfecto por fijación vegetal o por humectación. Peridéserticas a costaneras
c) Lineales		Cresta más o menos recta, muy elongada paralela al viento promedio	Entrecruzadas en poblaciones bien orientadas. Hacia la base entrecruzada de bajo ángulo	Caras de deslizamiento oblicuas al eje mayor		Vientos paralelos y diagonales a las crestas
d) En estrella		Variabes características. En planta en estrella con tres o más brazos	Entrecruzada compleja	Caras de deslizamiento múltiples		Crecimiento por fuerte acreción vertical, escaso lateral, vientos en diversas direcciones
e) Domos		Geometría sub-circular a elíptica	Estratificación interna de bajo ángulo a sotavento (casi horizontal)	Subtipo de médano creciente sin caras de deslizamiento		Médano creciente modificado por fuertes vientos que lo degradan. Escaso avance

fluviales, mareales, costeros, de plataforma (marina o lacustre) poco profunda y subaéreos de acumulación eólica.

Las formas con expresión negativa son por lo común de fácil reconocimiento, tienen sección lenticular o base cóncava y en su gran mayoría son elongadas paralelamente al flujo. Una excepción la constituyen las depresiones litorales (*runnels*) que se desarrollan con su eje mayor transversal al flujo; se asocian con crestas litorales (*ridges*) y son el resultado de la exposición de la zona de desplazamiento (*surf*) durante la bajamar. Su lecho está conformado por típicas dunas y ondas de arena junto a trenes de óndulas transversales a su elongación, rasgos que se originan por encauzamiento de la resaca durante la merma de mareas.

Entre las formas negativas longitudinales se destacan los paleocanales, en su gran mayoría debidos a procesos fluviales o de corrientes de marea. Entre estas figuras se encuentran también los canales de corrientes de retorno y los canales de desagüe. Los canales de corrientes de retorno se deben a flujos ácueos, veloces y gravitativos generados en la zona de convergencia de corrientes longitudinales con influencia de protuberancias o cabos costaneros; estos canales pueden tener estructuras planas o megaóndulas con caras de avalancha orientadas hacia el mar. Por su parte, los canales de desagüe son muy similares a los anteriores, pero se desarrollan en la zona intertidal (playa) por lo que se asocian con niveles con estratificación por acreción de bajo ángulo y exhiben estructuras erosivas de alto régimen (*current crescents*, marcas de escurrimiento, etc.).

SUPERFICIES DE DELIMITACION

Son varios los autores que han llamado la atención sobre la existencia de superficies que limitan en sentido vertical y también lateral el desarrollo de niveles estratificados (muchos de ellos entrecruzados). Las designaciones más comúnmente empleadas son las de *superficies de reactivación* (Collinson, 1970; Klein, 1970 a y b) y también la de *planos pausa* (Boersma y Terwindt, 1981). Es necesario aclarar que los conceptos sobre estos vocablos son algo confusos, sobre todo por las distintas escalas o grados de desarrollo que presentan los planos de delimitación, por lo que —a priori— es conveniente discriminar entre superficies de primero, segundo y tercer orden, tal como lo hiciera Brookfield (1977) con las que aparecen en antiguos depósitos eólicos (Figura 1).

Las *superficies de primer orden* son, según Brookfield, horizontes planos o convexos hacia arriba, extensos y espaciados que truncan a *sets* y *cosets* entrecruzados y a superficies de orden menor. De acuerdo a la nomenclatura adoptada en este trabajo, las de primer orden son superficies que limitan a los llamados cuerpos sedimentarios, y en nuestro concepto pueden adoptar cualquier tipo de configuración (plana,

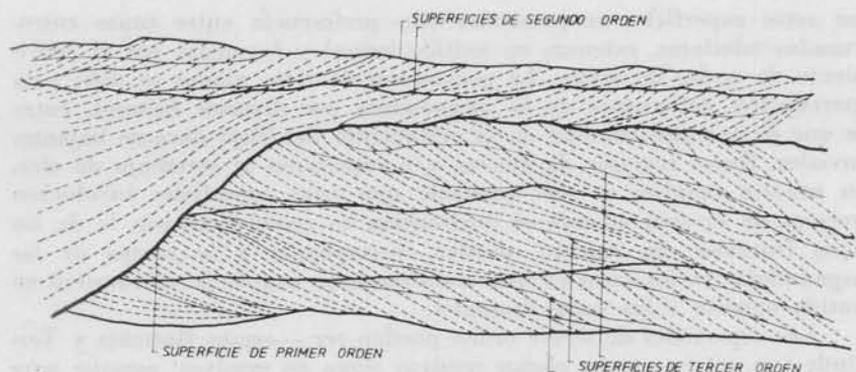


FIG. 1. — Superficies de delimitación. Aspecto de las superficies de primero, segundo y tercer orden en una sucesión de estratos entrecruzados.

convexa y cóncava con pasajes laterales entre cualquiera de estas variedades).

Las *superficies de segundo orden* son planos que inclinan normalmente con ángulos moderados a bajos, en general (aunque no siempre) en la dirección de la corriente y que delimitan a cada uno de los *sets* de un *coset* de capas entrecruzadas (Figura 1). Corresponden a las que Harms et al. (1975) caracterizaran con el nombre de superficies de reactivación en sucesiones formadas por corrientes fluviales.

Las *superficies de tercer orden* equivalen a las que se han dado en llamar superficies de reactivación por Collinson (1970, 1978 a) en medios fluviales, Klein (1970 b, 1975), Barnes y Klein (1975) en depósitos mareales y Stokes (1968) y Brookfield (1977) en eolianitas. Comprenden a planos desarrollados dentro de un *set* con estratificación entrecruzada que delimitan paquetes de capas frontales dentro de un mismo estrato y buzan en el mismo sentido en el que lo hacen las estructuras entrecruzadas (Figura 1, lámina 1 a). En ambiente de intermarea, Boersma y Terwindt (op. cit.) han llamado planos pausa a estas superficies de tercer orden.

En cuanto al origen, las superficies de delimitación de primer orden son discontinuidades provocadas por la estabilización de una forma de escala grande y el desarrollo ulterior y superpuesto de otra forma migratoria también de gran escala. A nivel de medios ácuos representan la disposición agrupada de sucesivas barras, crestas, bancos o canales, mientras que en los eólicos son planos subhorizontales que constituyen los límites entre draas o formas eólicas de gran escala (de primer orden en el sentido de Wilson, 1972) y se formarían por procesos erosivos en áreas de interdunas y que según Stokes (1968) estarían controladas por el nivel de humectación de los médanos.

Las de segundo orden se han explicado en acumulaciones eólicas por sucesivas migraciones de dunas sobre un draa (cf. Brookfield, op. cit.). Para ambientes ácuos, Harms et al. (op. cit.) han indicado

que estas superficies se presentan con preferencia entre capas entrecruzadas tabulares, extensas en sentido lateral y formadas por el movimiento de ondas de arena. La generación de estos planos se debe a la interrupción del avance de la megaóndula por diversos factores, entre los que se destacan cambios en la orientación del flujo durante bajantes fluviales, flujos reversos de mareas y/o exposición al retrabajo de olas. En nuestra opinión es más probable que estas superficies involucren procesos de erosión cuando su inclinación es coincidente con la de las capas frontales; en cambio, pueden corresponder a la rampa de las megaóndulas en los casos en que muestran bajo ángulo de inclinación en sentido opuesto a las capas frontales.

Las superficies de tercer orden pueden ser —según Boersma y Terwindt (op. cit.)— tanto planos erosivos como no erosivos, aunque para Collinson (1978 a) son el producto de fenómenos erosivos. En las ondas de arena fluviales formadas durante períodos de aguas altas, las superficies se atribuyen al retrabajamiento de caras de deslizamiento o avalancha y crestas de las irregularidades del sustrato durante el estiaje y cuando el decaimiento en el nivel de las aguas es rápido (Collinson, 1970, 1978 a). En el caso de los ambientes mareales Klein (1970 b) y Boersma y Terwindt (op. cit.) dan una explicación más o menos similar, ya que indican que estos planos erosivos resultan del retrabajamiento por corrientes de marea subordinadas (evento destructivo) que conducen al parcial remodelado de un tren de megaóndulas entrecruzadas que se originan por eventos constructivos actuantes durante el período de marea dominante. Por ende, los casos más conspicuos parecen corresponder a regiones de intermarea caracterizadas por fuerte asimetría en la velocidad de las dos variedades de corrientes de marea. En lo que hace a las arenas eólicas, Brookfield (op. cit.) y Collinson (1978 b) han opinado que las superficies de tercer orden, que rara vez se conservan fósiles, se deben a cambios en el diseño de circulación del aire, que no fue suficiente como para provocar variaciones mayores en la forma del sustrato.

Las superficies de segundo orden representan entonces la formación de una megaóndula por encima de otra megaóndula ya estabilizada (proceso de acreción vertical). Las de tercer orden, en cambio, marcan periódicas detenciones en el mecanismo de avance de un tren de megaóndulas.

CUERPOS SEDIMENTARIOS

De acuerdo a lo mencionado en otros puntos de este trabajo, los cuerpos sedimentarios están constituidos por agrupamientos de estratos que aparecen separados de otros cuerpos adyacentes por superficies de delimitación de primer orden que son el reflejo de una marcada discontinuidad en la sedimentación. Las láminas 1 y 2 muestran ejemplos de cuerpos sedimentarios en sedimentitas fluviales, mareales y eólicas.

Contrariamente a lo que sucede con las estructuras que describié-

ramos más arriba, en lo referido a los cuerpos sedimentarios existe un evidente desconocimiento tanto de sus caracteres esenciales como de su significado deposicional. En la literatura resultan muy saltuarias las descripciones de figuras que puedan asimilarse al concepto de cuerpo sedimentario, salvo en algunos ambientes mareales (Cf. Boersma y Terwindt, op. cit.) y en sedimentos eólicos actuales (McKee 1957, 1966, 1979; Bigarella et al., 1969; Ahlbrandt, 1975).

La identificación de los cuerpos sedimentarios no siempre es fácil, pues en algunos casos su escala puede ser más grande que las exposiciones disponibles de unidades clásticas, mientras que en otros las superficies de primer orden resultan de difícil identificación. Vale agregar que en las sucesiones sedimentarias no siempre están presentes los cuerpos, ya que en muchos casos no hay desarrollo de superficies de delimitación y en otros sólo se presentan las de segundo o tercer orden, que no implican la conformación de estos atributos deposicionales. Debe asimismo prestarse atención a la existencia de cuerpos sedimentarios cuando en una columna estratigráfica aparecen niveles con estratificación entrecruzada, en particular como conjuntos agrupados (*co-sets*).

Los cuerpos pueden aparecer en sucesiones donde ha prevalecido la generación de sedimentos bajo la influencia de corrientes, siendo los casos más conspicuos los medios fluviales, de mareas y olas, y los eólicos.

CUERPOS DE AMBIENTE FLUVIAL

En estos ambientes, los cuerpos sedimentarios se producen como resultado de la depositación clástica en barras y en canales. Entre los sedimentos de barras se reconocen dos variedades esenciales: los que se deben principalmente a fenómenos de acreción frontal más agradación vertical y los que se forman en mayor medida por procesos de acreción lateral.

Los cuerpos sedimentarios que corresponden a las barras del primer tipo están constituidos por sedimentos relativamente gruesos (gravosos y arenosos), muestran importantes variaciones granulométricas entre estratos sucesivos, aunque no dentro de un mismo estrato (véase lámina 1 b y c); además, predominan en su conformación interna capas de artesas y tabulares planares debidas a la migración de dunas y ondas de arena (lámina 1 a, b y c, figura 2). La geometría de los cuerpos es muchas veces abultada, con base relativamente plana y techos algo curvados, mientras que las superficies internas de segundo orden suelen ser convexas (figura 2).

El cuerpo fluvial formado por procesos de acreción lateral resulta con frecuencia de difícil identificación dada la marcada continuidad de la estratificación. Responde al modelo de capas entrecruzadas épsilon o longitudinales de gran escala (q.q.v.) de modo que la geometría externa es esencialmente tabular con base (erosiva) y techo planos y sub-horizontales. Muchos de estos cuerpos desarrollan, en el interior de las

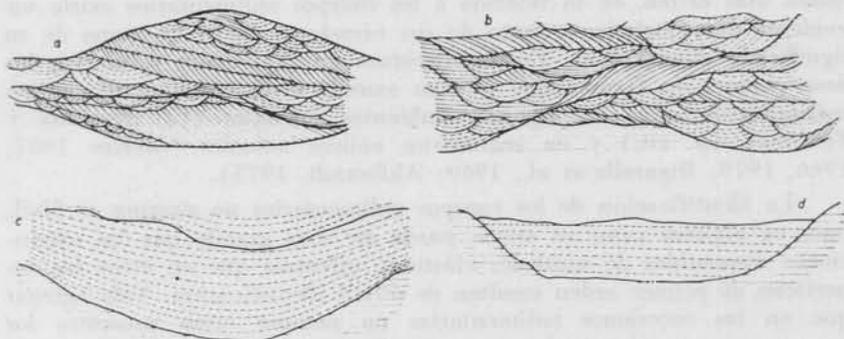


FIG. 2. — Cuerpos sedimentarios de origen fluvial: a, barra con fuerte acreción frontal y vertical; b, barra canales fluviales migratorios con importante acreción vertical; c, canal estable con lento ritmo de acreción vertical; d, cuerpo deprimido fluvio-lagunar con depósitos suspensivos y mixtos de pequeña escala.

capas de acreción lateral de gran espesor, una sucesión de estructuras entrecruzadas de menor escala (figura 8) que denotan la variación de régimen de las corrientes desde la base al techo del cuerpo, típica de las barras en espolón (véase cuadro 2) y que está —a su vez— acompañada por una sucesión deposicional granodecreciente progresiva o pulsatoria cuando las corrientes son de carga mixta (McGowen y Garner, 1970).

Los cuerpos fluviales acanalados están caracterizados por su superficie inferior pronunciadamente cóncava hacia arriba, mientras que su techo puede ser plano, convexo y también cóncavo cuando sobre un canal se ha desarrollado con posterioridad otro canal. Estos cuerpos son bien evidentes en las exposiciones que representan secciones más o menos transversales al flujo.

Los canales pueden desarrollarse mediante diversos procesos. Algunos son bastante inestables, mientras que otros mantienen una posición relativamente fija. Por otra parte, el ritmo de acreción vertical muestra fuertes variaciones, ya que el relleno puede variar desde súbito a muy lento.

En los canales de posición variable con fuerte ritmo de acreción vertical (abundancia de carga tractiva y suspensiva) se aprecia una sucesión de estructuras internas agrupadas en artesa a las que se subordinan niveles con capas planas y otros de acreción lateral (figura 2 b); los *cosets* de estos cuerpos representan la sucesiva migración de megaóndulas en las que ha predominado el fenómeno de acreción frontal sobre el lateral. En los cursos sinuosos estos paquetes entrecruzados se asocian también con capas de acreción lateral formadas por la migración de barras en espolón y barras de canal de descarga.

En los casos en los que hubo divagación lateral progresiva, los cuerpos acanalados no se mantienen fósiles y la morfología del conjunto es francamente tabular. Entre tanto, se pueden apreciar formas acana-

ladas cuando el abandono de los cauces se efectuó por avulsión, estrangulamiento o relleno vertical.

Los canales con colmatación súbita, que generalmente suceden de inmediato al fenómeno de corte, aparecen rellenos por depósitos macizos de grano grueso (pséfítico-psamítico) con moderada a pobre selección y desprovistos de ordenamiento granulométrico interno o bien con grosera gradación textural normal de gran escala. Caracterizan a áreas proximales de la sedimentación fluvial y a zonas deltaicas.

Por otro lado, los canales estables, con lento ritmo de acreción sedimentaria, muestran constitución interna bastante diferente. Consisten en capas que se adaptan o cubren uniformemente la topografía de fondo, a veces con relleno simétrico y en otras asimétrico. Estas capas internas, denominadas estratos entrecruzados de canales (Reineck y Singh, op. cit.), son por lo común más gruesas en el centro, razón por la que desde la base al techo del cuerpo van atenuando su ángulo de inclinación hacia el centro del canal, hasta que en la parte superior se disponen en forma subhorizontal o muy poco inclinada (Figura 2 c). A diferencia de las verdaderas estratificaciones entrecruzadas, las capas de relleno uniforme de canal se ven, en las secciones paralelas al flujo o plano ac, como superposiciones de estratos subhorizontales.

En los ambientes ácuos frecuentemente asociados con cursos fluviales, existen otros cuerpos de base cóncava y techo relativamente plano en los que el sedimento interno no es el resultado de la acción de corrientes. Se trata de depósitos estratificados o laminados horizontalmente en los que la relación entre el fondo del cuerpo y la estructura interna es disconforme (Figura 2 d). Estas configuraciones se desarrollan en cárcavas, depresiones o canales fluviales abandonados en los que el relleno proviene esencialmente de la decantación de suspensiones y —en parte— de muy débiles corrientes de fondo o inducidas por olas muy pequeñas. Además de su estructura interna, estos cuerpos se reconocen por la granulometría fina de los materiales (arena muy fina, limo y arcilla, laminados, macizos o bioturbados).

CUERPOS FORMADOS POR CORRIENTES DE MAREA

Los cuerpos sedimentarios formados por corrientes de marea se presentan en dos situaciones principales. Por una parte se encuentran cuerpos bastante similares a los que se acaban de describir para medios fluviales y que son característicos de ambientes albuféricos, estuáricos y de bahías, aunque en estos casos poseen toda una serie de peculiaridades, tales como: bipolaridad en la orientación de estructuras tractivas por acción de las corrientes de marea, limitación de los estratos con estructuras internas tractivas con superficies erosivas debidas a períodos de estancamiento o a eventos destructivos, y frecuentes evidencias de exposición subárea de algunas formas del sustrato originadas en áreas de intermarea (Cf. Ginsburg, 1975). Otros atributos que tienden a diferenciar estos cuerpos de los fluviales son su marcada ten-

dencia al ordenamiento granodecreciente, la mayor bioturbación y la interstratificación con depósitos mixtos de grano fino característicos de los ambientes de inter y supramarea (Spalletti, 1980, entre otros).

Vale además destacar que si las corrientes de marea tienen similar intensidad (diferencia de velocidad prácticamente nula), se encauzan por los mismos sectores y disponen de abundante carga sedimentaria, se tendrá como resultado la formación de cuerpos con capas internas bipolares hasta con estructura en hueso de arenque. En cambio, si hay marcado predominio de corrientes en una dirección (de creciente o merma indistintamente) se pueden generar en barras y canales estratos formados por migración de dunas, unimodales en la orientación de capas frontales y con abundantes superficies de reactivación de tercer orden. Por último, en casos en que la proporción de carga sedimentaria es escasa, será menos común la generación de cuerpos, y por la migración lenta de formas estables de gran escala (ondas de arena) se depositarán estratos tabulares planares con abundantes trenes de óndulas multiorientadas y *subsets* también planares, gradados o mixtos en sus capas frontales.

Por otra parte, cuando las áreas de sedimentación tractiva no están confinadas, tal como ocurre en plataformas de mares epíricos o poco profundos, las regiones de submarea y de intermarea están caracterizadas por la participación subordinada de sedimentos pelíticos (formados tanto mar afuera como en condiciones de inter a supramarea), la falta de ordenamiento interno u homogeneidad granulométrica de muchos de los estratos y la abundancia de rasgos generados por retrabajamiento de olas en los períodos de baja marea o en condiciones de tormenta. La gran mayoría de los cuerpos en estas sucesiones poseen marcada continuidad lateral, pero con variaciones sistemáticas en la morfología de las superficies de delimitación. Esto no implica que en las secuencias sedimentarias no se identifiquen también cuerpos acanalados.

Las geometrías más comunes de los cuerpos presentes en tidalitas mantiformes de mares no restringidos son las abultadas de tipo cóncavo-convexas y plano-convexas (figura 3, lámina 2 a), aunque resultan algo más frecuentes las primeras. Los abultamientos cóncavo-convexos poseen menor pendiente que los paleocanales, muestran asimismo relieve más atenuado a medida que aumenta su continuidad lateral y suelen presentarse agrupados de modo que en los sitios donde se ubica la porción más abultada de un determinado cuerpo se emplaza el sector deprimido del suprayacente (figura 3, lámina 2 a). Los abultamientos plano-convexos suelen aparecer entre cuerpos con otras morfologías o intercalados en sucesiones estratificadas; en comparación con los mencionados antes, tienen relieve más marcado (Figura 3).

Los diversos tipos de estructuras internas que se presentan en los cuerpos abultados de mareas pueden apreciarse en la figura 3. La primera variedad (a) está compuesta por cuerpos sedimentarios cóncavo-convexos con megaentrecruzada planar o tangencial que posee capas fron-

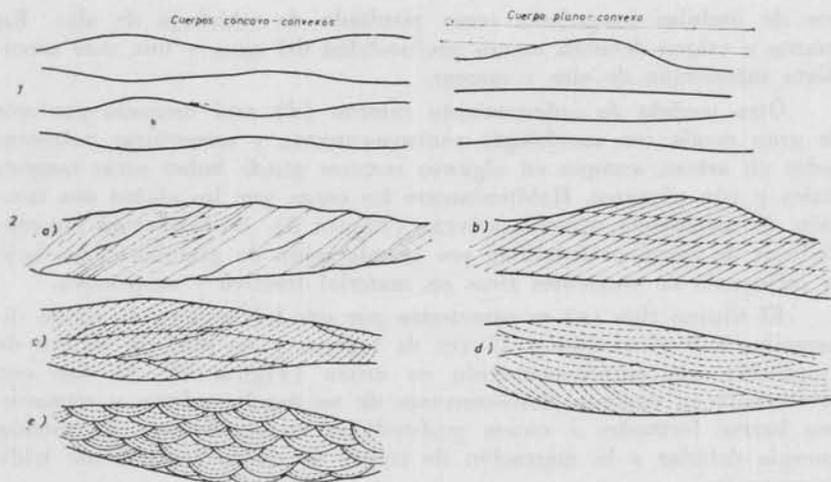


FIG. 3. — 1: tipos de cuerpos sedimentarios de tidalitas no restringidas; 2, variedades principales de estructuras internas en cuerpos tidalíticos.

tales de gran escala (6 a 20 cm de espesor) y estructura interna maciza hasta con *subsets* planares, gradados o con trenes de óndulas de rumbo variable. Presentan con asiduidad importantes superficies de reactivación internas (de tercer orden), mientras que el techo de los cuerpos está marcado por grandes ondulaciones y también por cubiertas de conglomerados cuspidales, todos debidos al retrabajo de olas. Se forman por acreción frontal y lenta migración de grandes megaóndulas, con persistencia marcada en las condiciones de flujo, algunas modificaciones de energía (corrientes de marea subordinadas) que generan superficies erosivas internas y escaso ritmo de acumulación sedimentaria. La lámina 2 b ilustra un ejemplo de este tipo de cuerpos.

La segunda variedad (b) está constituida también por capas entrecruzadas planares a tangenciales continuas, de menor escala que las anteriores (20 a 40 cm de espesor de cada estrato) y agrupadas en *sets* que mantienen una misma orientación de las capas frontales (Figura 3). La separación entre *sets* está marcada por superficies de segundo orden, a veces planas y otras onduladas. La generación de estos cuerpos está igualmente provocada por migración de ondas de arena, pero más pequeñas que las de la variedad a, ubicada en regiones menos profundas y con mayor ritmo de acreción vertical por mayor disponibilidad de material clástico.

Una tercera variedad (c, Figura 3) corresponde a cuerpos similares a los anteriores, pero con *sets* menos potentes (menores a 15 cm) que muestran mayor variabilidad en el valor de los ángulos de inclinación de las capas frontales; presentan además frecuentes superficies de reactivación de tercer orden dentro de los *sets* y niveles también inter-

nos de óndulas irregulares como resultado de retrabajo de olas. En cuanto a origen denotan menor profundidad del agua y una más manifiesta interacción de olas y mareas.

Otro modelo de ordenamiento interno (d) está formado por *sets* de gran escala con morfología cóncavo-convexa y estructuras entrecruzadas en artesa, aunque en algunos sectores puede haber otras tangenciales y aún planares. Habitualmente las capas que los alojan son también de morfología cóncavo-convexa (Figura 3). Se formarían en condiciones de cierta profundidad por la migración de grandes dunas bajo la influencia de corrientes ricas en material tractivo y suspensivo.

El último tipo (e) se caracteriza por *sets* lenticulares de escasa dimensión individual (10 a 15 cm de espesor y no más de 40 cm de amplitud) con entrecruzamiento en artesa (Figura 3). Se dan con preferencia en cuerpos plano-convexos de no mucho relieve y representan barras formadas a escasa profundidad en condiciones de intensa energía debidas a la migración de trenes de dunas fuertemente tridimensionales.

En asociación con todos estos cuerpos aparecen, bajo la influencia de mareas en condiciones abiertas, sucesiones de estratos continuos que no están delimitados por superficies de primer orden. En estas secuencias pueden darse diversos tipos de estructuras internas, tales como capas en hueso de arenque, horizontes con estratificación curvada (a veces de megascale), estratos con capas planas de alto régimen, niveles con óndulas escalonadas (véase más adelante), intercalaciones pelíticas o psamíticas muy finas con laminación horizontal e interestratificaciones mixtas de pequeña y gran escala.

CUERPOS FORMADOS POR ACCIÓN EÓLICA

Si bien todavía es mucho lo que falta investigar en materia de cuerpos eólicos, no es menos cierto que las dunas son probablemente los rasgos mejor conocidos en cuanto al carácter de sus estructuras internas y su relación con la morfología externa de las principales formas de acumulación por viento. En general, los cuerpos tienen geometría plano-convexa a tabular y están constituidos esencialmente por *sets* entrecruzados formados por flujo granular en las caras de avalancha de las dunas, a las que se asocian capas ondulíticas escalonadas y otras subhorizontales de caída de grano (Kocurek y Dott, 1981), y niveles deformados por efectos de deslizamientos gravitativos en capas frontales o por acción de la lluvia (Bigarella, 1972; McKee et al. 1971). Cada *set* entrecruzado suele estar separado por una superficie de segundo orden debida a retrabajo por vientos reversos o transversales, a la migración de formas de menor dimensión o a variación en la posición de la cresta del médano (Collinson, 1978 b). En algunos casos estas superficies pueden también representar a capas formadas en la rampa de la duna, caso en el que invariablemente tienen bajo ángulo e inclinación opuesta a la de las capas frontales; no obstante las láminas de

barlovento parecen ser poco frecuentes en dunas fósiles (Collinson, *op. cit.*).

Recientes investigaciones han permitido conocer los rasgos generales de los cuerpos eólicos formados por migración de distintos tipos de dunas. Estas observaciones, basadas en las características de acumulaciones actuales, pueden ser trasladadas a la problemática de identificación de eolianitas, aunque también debe destacarse que los atributos de la estructura interna pueden mostrar importantes modificaciones por compactación o por la conservación sólo parcial de los rasgos de las dunas (Cf. Walker y Harms, 1972; Glennie, 1970; Spalletti, 1980).

El cuerpo más sencillo está constituido por un único *set* arenoso (Cf. McKee, 1957) en el que aparece una serie de capas frontales inclinadas con alto ángulo (31° en caras de deslizamiento de dunas actuales). A ellas se asocian depósitos de rampa representados por estratos subhorizontales (5° a 9°). Estos cuerpos se interpretan como *barjanes* (fig. 4 a), y en sentido transversal al paleoviento se caracterizan por un único estrato (de gran escala) con estructura interna plana.

Uno de los cuerpos más comunes en las sucesiones eolianíticas (lám. 2 c) es el constituido por superposición de *sets* entrecruzados de 1 a 1,2 m de espesor individual y capas frontales inclinadas con alto ángulo (26° a 34°), separados por superficies de segundo orden inclinadas entre 0 y 15 en la dirección de las capas frontales (fig. 4 b). Hacia lo que pudo corresponder con la parte más frontal de la duna estas superficies pueden superar los 20° de inclinación, mientras que hacia el techo de la paleoduna sólo lo hacen entre 2° y 5° . Por sus atributos, estos cuerpos se interpretan como *dunas* o *crestas barjanoideas* (McKee, 1966, 1979). Vale agregar que en algunos casos estos cuerpos muestran *sets*

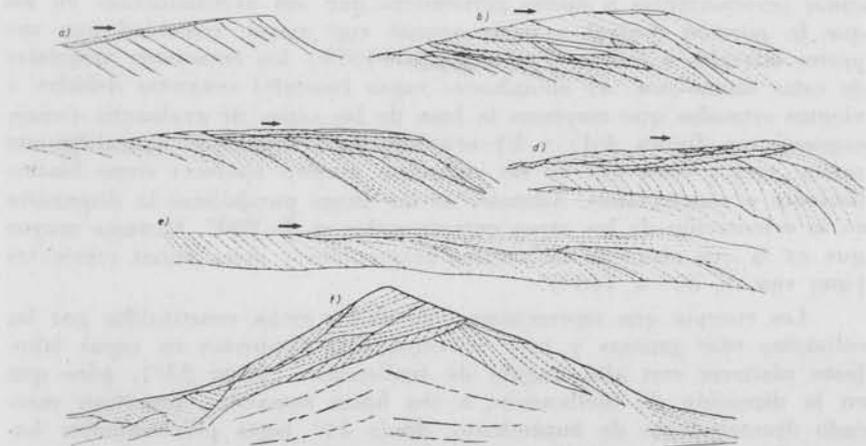


FIG. 4. — Cuerpos de origen eólico. a) barján; b) cresta barjanoidea; c) duna transversal; d) duna parabólica (sector central o nariz); e) domo; f) duna longitudinal (sección transversal a la cresta).

acuñados con inclinaciones divergentes, que representan secciones transversales al paleoviento. Asimismo, suelen identificarse niveles con artesas que pueden atribuirse a aventamientos.

Los cuerpos correspondientes a *dunas transversales* son muy similares a los anteriores. Por representar acumulaciones más proximales suelen tener mayor dimensión, que se atribuye a la disponibilidad de arena. Se caracterizan porque sus capas frontales inferiores son las de mayor escala, se hacen tangenciales hacia la base y aumentan su longitud a medida que se va hacia el sector de sotavento de la duna. Los *sets* superiores se componen de capas planares menos potentes (no más de 1 m) y con superficies de delimitación casi horizontales (fig. 4 c). En secciones paralelas a la cresta estos cuerpos poseen típica estructura interna horizontal en la que se intercalan algunos *sets* de corte y relleno eólico.

En algunas sucesiones eolianíticas aparecen cuerpos constituidos por capas cóncavas o en artesa. Si bien no hay mayor seguridad en cuanto a su mecanismo de formación es probable que correspondan a *aventamientos* (*blow outs*). En este sentido, Brookfield (1977) ha mencionado que en las dunas *aklé* (con crestas sinuosas y continuas, o sea con sectores barjanoides y linguoides alternantes) se aprecian grandes depresiones de aventamiento al frente de las crestas, cuyo relleno sedimentario es esencialmente de grandes artesas agrupadas.

Hay también eolianitas conformadas por estratos entrecruzados con capas frontales de alto ángulo que pasan hacia arriba a estratos muy delgados de bajo ángulo. Los *sets* son de geometría tabular a cuneiforme y su escala promedio va de 1 a 2 metros. Las capas menos potentes se asocian con artesas de aproximadamente 1 m de espesor por 9 m de desarrollo lateral. Es probable que estos cuerpos puedan interpretarse como pertenecientes a *dunas parabólicas* que son aventamientos en los que la porción central o nariz avanza con mayor velocidad que sus partes laterales o brazos. Para McKee (1979) los caracteres esenciales de estas dunas son: a) abundantes capas frontales convexas debidas a vientos cruzados que empujan la base de las capas de avalancha (véase esquema en figura 4 d) y b) acumulaciones orgánicas, especialmente raíces, rasgos éstos que en las eolianitas pueden aparecer como bioturbaciones o concreciones. Además, en las dunas parabólicas la dispersión en la orientación de las capas entrecruzadas es de 200° , bastante mayor que en la que alcanzan las crestas barjanoides y otras dunas crecientes (que van de 60° a 140°).

Los cuerpos que representan a los *domos* están constituidos por las eolianitas más gruesas y peor seleccionadas, dispuestas en capas tabulares planares con alto ángulo de inclinación (hasta 33°), pero que en la dirección de inclinación, o sea hacia sotavento, muestran marcado decrecimiento de buzamiento, desde 14° hasta prácticamente horizontales (Figura 4 e). Estas estructuras son características de los procesos de caída de granos a partir de suspensión y son evidencia de la degradación de las caras de deslizamiento de la duna original. En los

domos también abundan niveles con óndulas escalonadas, estructuras de corte y relleno y deformacionales.

Entre los tipos más comunes pero menos comprendidos de formas eólicas están las *dunas lineales* o *longitudinales*, formadas por vientos oblicuos que se desvían y se hacen paralelos a las crestas (Tsoar, 1982). Desde los tiempos de Bagnold (1941) se sostiene que estas dunas se integran por capas depositadas en dos distintas caras de deslizamiento a ambos lados de la cresta. De tal forma, en los cuerpos de este tipo (Cf. McKee y Tibbits, 1964) se ven *sets* entrecruzados con fuerte buzamiento (26° a 34°) que hacia la parte baja de los flancos de la duna decrecen hasta 4° (figura 4 f). Las superficies internas de delimitación entre *sets* son también de alto valor de inclinación. La vista en corte transversal a la cresta (figura 4 f) permite apreciar la presencia de las dos poblaciones entrecruzadas que divergen unos 120° en su rumbo. Secciones longitudinales de los cuerpos de dunas lineales exhiben capas buzantes que semejan la estructura hueso de arenque, aunque de escala muy grande, que inclinan 20° a 25° y cuya concavidad apunta a sotavento; estas capas aparecen coronadas por un *set* de muy bajo potencial de preservación que buza más de 30° hacia los costados de la duna (Tsoar, op. cit.). Las dunas longitudinales poseen además, según Tsoar, estratos de acreción formados por óndulas escalonadas y caída de granos.

Cuerpos de constitución interna similar a los de dunas longitudinales son los debidos a *dunas reversas*. No obstante en ellos las capas entrecruzadas poseen orientación contrapuesta. Observaciones de McKee (1979) y Sharp (1966) han revelado que no es frecuente la conservación de los sectores con fuerte inclinación, pero sí lo hacen los inferiores de los estratos entrecruzados, donde las capas frontales son más tangenciales y con buzamiento entre 10° y 15° . A estas estructuras se asocian niveles que pueden asignarse a la rampa de las dunas, que muestran escasa inclinación y se asocian con figuras de deformación sindeposicional.

Cuerpos conformados por *sets* entrecruzados de gran escala que inclinan en el ángulo de reposo en diversas direcciones y aparecen asociados con estratos en artesa hacia arriba, pueden interpretarse como el testimonio de *dunas en matas* (coppice dunes). Son muy representativos de zonas costeras o de regiones semiáridas y representan la acreción de arena alrededor de arbustos. Por lo tanto, uno de sus rasgos más característicos es la abundante presencia de restos de troncos y raíces.

Por último, los cuerpos correspondientes a *dunas en estrella* (Cf. McKee, 1966) son los de estructura interna más compleja, pues consisten en series de estratos entrecruzados que buzan en varias direcciones, como respuesta a la acción de vientos múltiples. Estos rasgos, de considerable espesor, debido a la gran altura de la duna, representan a procesos de acumulación con alta velocidad de acreción vertical en áreas con gran disponibilidad de arena.

Un resumen de las características generales de los cuerpos de dis-

tintos médanos, así como su significado regional y los tipos de vientos formadores, puede apreciarse en el cuadro 3.

CUADRO 3. — ATRIBUTOS ESENCIALES DE LOS DISTINTOS CUERPOS EOLICOS, REGIONES QUE CARACTERIZAN Y VIENTOS FORMADORES

	<i>Barjanas</i>	<i>Crestas barjanoides</i>	<i>Transversales</i>	<i>Domas</i>	<i>Aventamientos</i>
Tipo de viento	Uniforme	Uniforme	Uniforme	Uniforme	Uniforme a variable
Disponibilidad de arena	Escasa	Moderada	Abundante	Moderada a abundante	Escasa
Ubicación	Desértica	Desértica media	Desértica media	Desértica proximal (litoral)	Semidesértica a litoral
Estructuras internas	Simple, moderada desviación	Compleja, moderada desviación y unimodales. Abundantes sup. de delimitación	Complejas, moderada desviación unimodales	Compleja, abundantes capas horiz. y de corte y relleno	Estructura de corte y relleno
	<i>Dunas parabólicas</i>	<i>Dunas en matas</i>	<i>Dunas reversas</i>	<i>Dunas en estrella</i>	<i>Dunas lineales</i>
Tipo de viento	Uniforme	Uniforme a variable	Bipolar	Variable	Uniformes a bidireccionales oblicuos
Disponibilidad de arena	Escasa	Escasa a moderada	—	Muy alta	Relativamente escasa a moderada
Ubicación	Semidesértica a litoral	Semidesértica a litoral	Variables (desért. costeras de alta latitud)	Desérticas medias	Desérticas proximales a medias
Estructuras internas	Compleja. Entrecruzadas convexas más estruct. de corte y relleno	Cuñas entrecruzadas, orientac. múltiple	Bipolares, bajo ángulo frecuentes superficies de reactivación	Variables, multiorientadas	Bimodales, dos caras de deslizamiento principales, más capas de bajo ángulo del pie de la duna

ESTRUCTURAS DE SUSTRATOS INCOHERENTES

Como complemento de los conceptos antes desarrollados y en virtud de su estrecha vinculación genética con las formas y cuerpos sedimentarios, se ha creído conveniente efectuar un tratamiento de las principales estructuras deposicionales formadas en sustratos incoherentes por agentes tractivos y saltacionales. Se considerarán aquí las megaóndulas (y su estructura interna, la estratificación entrecruzada) y las óndulas.

MEGAÓNDULAS (CONFIGURACIÓN EXTERNA)

El término megaóndula es aquí considerado sinónimo de óndula asimétrica de gran escala (Allen, 1968). Este autor caracteriza con esta

designación a las ondulaciones periódicas migratorias corriente abajo de más de 4 cm de altura, formadas por la acción de flujos o corrientes subcríticas. Las megaóndulas pueden tener variadas dimensiones, tanto en longitud de onda como en altura, pero siempre son formas transversales al flujo que se presentan en sustratos no cohesivos (arenosos) y que poseen una rampa tendida hacia barlovento y una cara de avalancha a sotavento. En comparación con las óndulas, resultan rasgos de escaso relieve relativo, el que se reduce aún más a medida que aumenta el tamaño de la megaóndula.

Vistas en planta, o sea en el plano de estratificación, estas megaóndulas y las óndulas son de dos tipos: *bidimensionales* cuando poseen crestas rectas transversales al flujo y mantienen altura uniforme, y *tridimensionales* en los casos en que varían en altura a lo largo de la cresta, encontrándose ésta en ocasiones desviada respecto a la orientación del agente (Cf. Allen, op. cit.). Hay megaóndulas (y óndulas) tridimensionales que pueden tener sus crestas continuas, las que a diferencia de las bidimensionales resultan de recorrido *sinuoso* y/o *catenario*; otras megaóndulas tridimensionales muestran crestas discontinuas entre las que se distinguen variedades *linguoides*, *cuspadas* y *lunadas*, estas últimas rara vez se encuentran como óndulas.

En lo que hace al origen de las megaóndulas debe destacarse que la mayoría de los estudios dinámicos se han efectuado en tanques ácueos o en medios naturales también ácueos (Cf. Simons y Richardson, 1966; Simons et al., 1965; Southard, 1971; Pratt y Smith, 1972; Pratt, 1983), en tanto que a nivel eólico son verdaderamente escasos los datos sobre sus condiciones de generación (Tyler, 1979).

Por lo general, para las megaóndulas ácueas se acepta su formación por régimen subcrítico en fases de onda de arena y de duna, es decir irregularidades del sustrato de escala grande que están fuera de fase con las irregularidades de la superficie del fluido, y que —como se aprecia en la figura 5— se dan con energía cinética superior a las óndulas en sustratos finos, o bien a similar valor de velocidad que las óndulas cuando se trata de lechos de arena con granulometría superior a los 600 micrones. El mecanismo de transporte de granos es tractivo a suspensivo y los diseños de flujo en las irregularidades son, como lo mencionara Jopling (1965), complejos y turbulentos, y se caracterizan por el fenómeno de separación de flujo con desarrollo de zonas de no difusión, de mezcla y de flujo reverso (Figura 6).

Por otra parte, en lo referente a las dimensiones, algunos autores han preferido separar las megaóndulas de las que han dado en llamar, por ejemplo, óndulas gigantes (Cf. Reineck y Singh, 1975), que son rasgos cuya longitud es superior a los 30 m y la altura mayor a 1,5 m (índice de onda mayor a 30) y normalmente bidimensionales o de crestas continuas. Sin el ánimo de entrar en discusión sobre los límites dimensionales establecidos, a nuestro criterio la verdadera discriminación debería fijarse genéticamente. De este modo, las megaóndulas quedarían restringidas a formas en las que como resultado del fenómeno

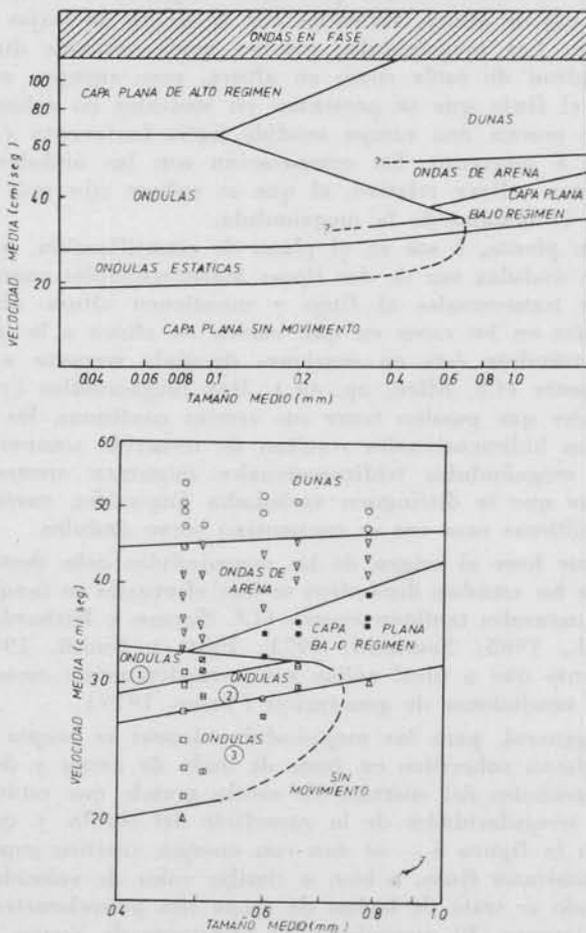


FIG. 5. — Rangos de estabilidad para formas del lecho de corrientes ácuicas, Harms *et al.* (1975) para profundidad del agua de 20 cm.

de separación del flujo o bien de deslizamiento de los granos en la rampa y ulterior caída por las caras de avalancha se genera un *set* con estratificación entrecruzada, mientras que en las óndulas gigantes las morfologías externas no guardan una estricta relación con las estructuras internas, las que en muchos casos son complejas y se han formado por la migración de sucesivas megaóndulas (*cosets* entrecruzados y/o *sets* entrecruzados que alternan con capas con otras estructuras). Las óndulas gigantes son citadas para medios ácuicos en los que la profundidad es de varios metros, tanto en mares poco profun-



FIG. 6. — Distribución de zonas de flujo y tipos de estructuras en una corriente ácuea y alrededor de una megaóndula o minidelta (modificado de Jopling, 1963 y Boersma *et al.*, 1968).

dos (plataformas arrecifales, por ejemplo) como en grandes ríos su- tos a fenómenos de desagote súbito.

En los medios eólicos es más frecuente hallar rasgos equiparables a las óndulas gigantes. Las dunas eólicas o médanos (cuadro 2), cuya generación depende esencialmente de la orientación y energía de los vientos así como de la disponibilidad de arena, tienen —en comparación con las megaóndulas ácuas— estructuras internas más complejas, mayor relieve y desarrollo regional amplio, no confinado. Si bien sus mecanismos de formación son en régimen, separación del flujo y naturaleza del sustrato bastante similares a las megaóndulas ácuas (Cf. Goldsmith, 1978; Tyler, *op. cit.*), difieren en algunos aspectos esenciales, como por ejemplo la ausencia de flujos reversos en los senos y la falta de la restricción de profundidad de los agentes eólicos.

Aunque la mayoría de las formas medanosas deben considerarse óndulas gigantes, algunas variedades, como barjanes y dunas transversales relativamente pequeñas podrían ser equiparadas con las megaóndulas. Así también corresponden a las megaóndulas rasgos eólicos de mesoescala, como ondulaciones asimétricas con longitud de onda del orden de los 10 m e índice de onda de alrededor de 180 (muy apla- nadas) que se originan en las regiones marinas litorales (Isla, *com. pers.*); según Peterfreund (1982) las megaóndulas eólicas se forman por deflación selectiva a medida que se incrementa el poder de transporte del viento.

Consideraciones hidrodinámicas sobre las megaóndulas ácuas

Desde los trabajos de Allen (1968) ha quedado establecido que las megaóndulas de crestas más o menos rectas y continuas se dan a menores velocidades y mayores profundidades de flujo, mientras que a medida que se incrementa la energía o se reduce la altura de la columna de agua se pasa a tipos ondulatorios (sinuosos y catenarios) hasta terminar con las características megaóndulas lunadas o arqueadas que son típicamente tridimensionales.

Harms *et al.* (1975) han diferenciado dos tipos morfológicos e

hidrodinámicos de megaóndulas: las ondas de arena (*sand waves*) y las dunas.

Las *ondas de arena* son rasgos bidimensionales caracterizados por crestas rectas y bajas; poseen caras de avalancha bien definidas mientras que su sector de barlovento o rampa es muy suave y tendido. Cabe destacar que en los senos hay ausencia total de fenómenos de corte. Las ondas de arena se forman a velocidad moderada (Figura 5) y el transporte de los granos se efectúa casi por completo en forma tractiva. Son los rasgos característicos de bajo régimen de flujo en sustratos arenosos medianos a gruesos. Harms et al. (op. cit.) afirman que a medida que se incrementa la profundidad aumentan su dimensión y mejoran su desarrollo. Cuando el flujo se torna más veloz, las ondas de arena pasan en forma gradual a dunas (Cf. Figura 5).

En la zona de la rampa y aún en sus caras de deslizamiento las ondas de arena pueden mostrar trenes de óndulas de corrientes que denotan, según algunos autores, condiciones de formación a baja velocidad en comparación con las megaóndulas desprovistas de ellas (Reineck y Singh, op. cit.). No obstante, la presencia de coronas de óndulas parece ser más seguramente el testimonio de modificaciones temporarias del flujo, que pasaría a condiciones de menor velocidad y aún distinta dirección (Harms et al., op. cit.; Spalletti, 1980); de allí entonces que muchos trenes ondulíticos no posean la misma orientación que los rasgos de mayor escala (Spalletti, loc. cit.). Habitualmente, las megaóndulas coronadas por óndulas son denominadas *metaóndulas* (*metaripples*, Imbrie y Buchanan, 1965).

En cuanto a las óndulas asociadas a las megaóndulas, conviene destacar que por el ya comentado fenómeno de separación del flujo ácuo y por el desarrollo de zonas con flujo reverso, puede encontrarse en la base de los estratos formados por megaóndulas un nivel con óndulas de corrientes orientadas en sentido opuesto (véase Figura 6) (Boersma et al., 1968).

Las *dunas* son megaóndulas discontinuas, tridimensionales, con crestas sinuosas, linguoides (más raras) y arqueadas (barjanoïdes), en cuyos senos suelen desarrollarse profundas depresiones de corte. Su longitud, aunque variable, va desde uno a pocos metros y su altura está en el orden de los 40 cm. El desarrollo de las dunas se hace algo mayor a medida que aumenta la profundidad, aunque los cambios de tamaño no son muy marcados.

Estas formas de lecho aparecen en sedimentos psamíticos finos (100 micrones) hasta gravas, a mayores velocidades que las óndulas y ondas de arena (Figura 5), y bajo condiciones de apreciable transporte tanto tractivo como suspensivo. Las dunas de menores regímenes muestran desarrollo de trenes de óndulas en los senos. A medida que decrece la profundidad y aumenta la velocidad, las dunas se tornan más aplanadas y la cresta más redondeada, en tanto que su diseño en planta toma arreglo romboidal; según Simons et al. (1961) a este estado

se lo denomina de dunas lavadas y obedece a una fase de transición desde la de duna a la de lecho plano de alto régimen de flujo (Fig. 3); el caso de dunas con trenes de óndulas sobreimpuestas, el aumento de régimen conduce a la formación de óndulas aplanadas (Boothroyd, 1969).

Ondas de arena y dunas aparecen en ambientes marinos por acción de las mareas y también de las olas, así como en medios fluviales. En las regiones de intermarea se aprecia que las ondas de arena son poco variables en su posición, se desarrollan cuando hay fuerte asimetría en la velocidad de las corrientes de marea y cuando migran lo hacen muy uniformemente. Mientras tanto, las dunas son rasgos más dinámicos y transitorios, pueden formarse y eliminarse en un solo ciclo de mareas y aparecen en condiciones de alta energía cuando la intensidad de las dos corrientes de mareas es más o menos similar (Harms et al., op. cit.; Klein, 1970 b; Boothroyd y Hubbard, 1975; Spalletti, 1980; Terwindt y Brouwer, 1982). Cabe destacar que las dunas y ondas de arena de intermarea muestran óndulas superficiales, tanto de corrientes (formadas por flujos de marea en decaimiento) como de olas (generadas en el período de emergencia).

En fondos marinos algo más profundos, el tamaño de las ondas de arena puede incrementarse hasta alcanzar la escala de óndulas gigantes, con varios centenares de metros de espaciado y decenas de metros de altura. Estas formas sedimentarias de grandes dimensiones no muestran claro desarrollo de caras de avalancha, son internamente complejas y sobre ellas suelen sobreimponerse dunas con orientaciones coincidentes, oblicuas y hasta opuestas; por ello se deduce que estos grandes rasgos constituyen formas bastante estables e independientes de la asimetría de velocidades de las corrientes de marea.

Los ambientes marinos dominados por el oleaje (y por extensión quizás también los lacustres) poseen formas del lecho del tipo de las dunas. Si bien la mayoría de los autores han destacado que estas estructuras se forman a profundidades menores que las óndulas, Flemming (1982) ha demostrado la existencia de dunas en plataformas marinas abiertas en las que actúan corrientes con velocidad de 170 cm/seg a más de 70 metros de profundidad. En la zona cercana a la costa (*nearshore*) las variedades de mayor profundidad son las megaóndulas lunadas (Clifton et al., 1971) que aparecen mar adentro respecto a la rompiente. En dirección a la costa, la zona de despazamiento (*surf*) es la que muestra el mejor desenvolvimiento de las dunas y ondas de arena originadas por corrientes derivadas del oleaje (Cf. Spalletti, 1980).

En los medios fluviales, por su parte, el tamaño de las ondas de arena y de las dunas parece ser más independiente de la profundidad del agua, aunque las primeras alcanzan máximo desarrollo en períodos de crecientes, pero reducen su dimensión y hasta se degradan en las bajantes. En muchos casos resulta bastante difícil discriminar entre megaóndulas y las formas fluviales del tipo de las barras (en espiral, medias, diagonales, etc.; cuadros 1 y 2), algunas de las cuales —cuando de grandes dimensiones— exhiben en sus superficies cuerpos migratorios duniformes.

CUADRO 4. — PRINCIPALES CRITERIOS PARA LA DIFERENCIACION DE DUNAS Y ONDAS DE ARENA SUBACUEAS

	<i>Dunas</i>	<i>Ondas de arena</i>
Geometría	Sinuosa a marcadamente tridimensional. Depresiones erosivas en los senos	Recta a sinuosa; bidimensional
Espaciado o longitud	1 a 5 metros	5 a 100 metros
Relación longitud/altura	Menor valor (15 a 30)	Mayor valor (mayor de 30)
Relación altura/profundidad	1 : 6	1 : 2
Velocidad del agente	Mayor a 70 cm/seg y menor a 150 cm/seg	Mayor a 30 cm/seg y menor a 80 cm/seg

Los criterios generales de diferenciación entre ondas de arena y dunas han sido discutidos —en especial para las megaóndulas de mareas— por Harms et al. (1975) y Klein (1970 b), entre otros. Para medios fluviales se destacan, por su parte, las contribuciones de Collinson (1978 a) y Collinson y Thompson (1982). En el cuadro 4 se detallan los principales elementos discriminatorios.

ESTRATIFICACIÓN ENTRECruzADA

A diferencia de las óndulas, las megaóndulas tienen escaso potencial de conservación en las sucesiones sedimentarias, pero por fortuna suelen quedar bien documentados los caracteres de su estructura interna. La mayor parte de los estratos entrecruzados son, justamente, el resultado del desplazamiento de megaóndulas y óndulas gigantes, y por ende el testimonio de la existencia de estas formas del lecho en los antiguos ambientes de depositación.

En 1963, Allen dividió a los estratos entrecruzados por su espesor y reconoció variedades de pequeña y gran escala, tomando como límite el valor de 5 cm. En este trabajo se propone considerar capas entrecruzadas únicamente a las de gran escala, ya que las de menores dimensiones (laminaciones entrecruzadas) no son el resultado de la migración de megaóndulas, sino de óndulas de corrientes o de olas en condiciones de importante retrabajo y poco sedimento disponible (q.q.v.).

Han sido varios los intentos de sistematización de las estructuras entrecruzadas (Shrock, 1948; McKee y Weir, 1953; Teruggi, 1964; Allen, 1963, entre otros) principalmente sobre la base de criterios morfológicos, tales como geometría de la estructura externa, ángulos de inclinación de las capas frontales, forma de dichas capas y relaciones con los estratos adyacentes. Las diversas variedades de estructuras internas en secciones verticales paralelas y perpendiculares a las corrientes formadoras se aprecian en la figura 7. En los últimos años, la comunidad sedimentológica y estratigráfica ha dejado parcialmente de lado

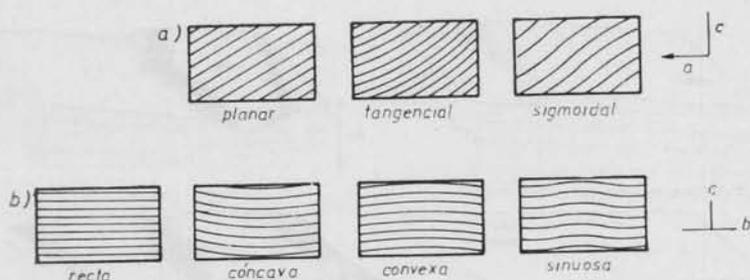


FIG. 7. — Tipos de estructuras entrecruzadas internas (Allen, 1968). a) en el plano a-c; b) en el plano b-c.

los aspectos sistemáticos y ha aceptado una división muy simple de los estratos entrecruzados, reconociéndose la estratificación entrecruzada tabular y la estratificación entrecruzada en artesa. No obstante, se debe señalar que el reconocimiento de estos tipos se efectúa por lo común en sucesiones que se suponen formadas en medios ácuos. Como se verá más adelante, aparecen también variedades que no se corresponden con ninguno de los subtipos mencionados.

Estratos entrecruzados tabulares y en artesa

La estratificación entrecruzada llamada *tabular*, aunque a veces su geometría externa puede tomar aspecto suavemente cuneiforme, está formada por capas continuas en sentido lateral en las que el valor entre desarrollo areal y espesor es muy alto. Su escala vertical es variable, aunque en los *sets* aislados puede ser mayor a 1 m y aún superior a 10 m. Las láminas internas son generalmente planares, pero las hay tangenciales, y su ángulo medio de inclinación es de alrededor de 30° . En el plano vertical transversal a la corriente (bc) se aprecian capas internas horizontales, rectas, sinuosas, conformes con las superficies de estratificación (Figura 8).

La estratificación en *artesa* consiste en cuerpos de corte alargados en forma paralela a la corriente local, con forma elíptica en planta y rellenos con láminas curvas o cóncavas (Figura 8). Las capas frontales buzan entre 25° y 30° coincidentemente con la dirección de transporte. Vistas en el plano lateral (ac) son de forma tangencial o curvada, mientras que en la cara frontal adoptan disposición de arcos truncados cóncavos hacia arriba (simétricos o asimétricos) y groseramente paralelos a la superficie inferior del estrato (Figura 8). Por lo general las artesas no superan los 60 cm de espesor, mientras que su ancho es variable, aunque rara vez llega a los 4 m y excepcionalmente excede 15 m. A diferencia de la estratificación tabular, la relación desarrollo lateral/espesor es baja. En las artesas los contactos de la estratificación son siempre erosionales, en tanto que en las variedades tabulares pueden darse pasajes erosionales o no erosionales.

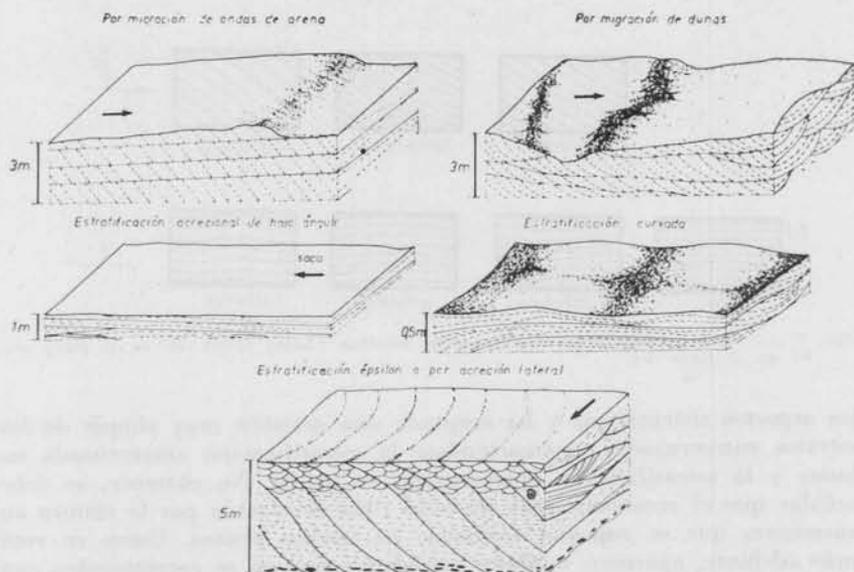


FIG. 8. — Principales variedades de estratos entrecruzados.

Las diversas características de una y otra estructura entrecruzada están motivadas por un distinto proceso de formación. Al respecto, se ha probado (Jopling, 1965; Spalletti, 1980; Collinson y Thompson, 1982) que la generación de capas frontales planares, tangenciales y cóncavas obedece a incrementos progresivos de la carga en suspensión, al aumento de velocidad y fuerza tractiva de las corrientes y al decrecimiento de la profundidad del agua (Figura 9). Collinson y Thompson (op. cit.) han destacado que las capas planares se dan por avalancha en la cara de sotavento a baja velocidad y escasa cantidad de material suspendido, mientras que las tangenciales se forman por marcada separación del flujo, con procesos de caída de granos al pie de las caras de deslizamiento y en medios más veloces (Figura 9 b).

De acuerdo a recientes investigaciones (Harms et al., op. cit.; Corea y Southard, 1982) se ha determinado que las estructuras entrecruzadas tabulares se forman por la migración de ondas de arena en condiciones de muy bajo régimen de flujo (Figura 5). Las variedades con capas frontales tangenciales tienden a asociarse con trenes de óndulas reversas hacia la base, debido a su formación por flujos con fuerte separación y en corrientes con mayor proporción de material suspendido.

Vale agregar que no siempre los estratos tabulares se forman por la migración de ondas de arena, ya que otra posibilidad es que se deban al desarrollo de pequeños deltas de tipo Gilbert, en medios donde una corriente muy cargada llega a un sector con agua parcialmente estancada (Cf. Jopling, 1962, 1965); esta estratificación de microdelta suele



FIG. 9. — Dinámica de corrientes ácuas y tipos de estructuras entrecruzadas internas. a) diagrama de condiciones hidrodinámicas, tipo de carga y estructuras entrecruzadas; b) variaciones en el carácter de las capas frontales con el aumento de velocidad (Jopling, 1965).

aparecer aislada o solitaria y las capas frontales de asocian con capas dorsales horizontales (Figura 6).

En lo que hace a las estructuras en artesa se acepta su origen por la migración de dunas, las que por su carácter tridimensional no sólo forman estratos más discontinuos lateralmente, sino que por lo común constituyen *cosets* de artesas en los que cada *set* muestra una orientación más o menos similar (lámina 1 c).

Otras variedades de estratos entrecruzados

En los ambientes ácuos pueden formarse estratos entrecruzados que no responden exactamente a los tipos ni orígenes antes mencionados. Entre ellos se destacan la estratificación épsilon (Allen, 1963) o longitudinal (Reineck y Singh, 1975), la estructura en hueso de arenque, las antidunas y costillas transversales (*transverse ribs*, Koster, 1978), la estratificación acrecional de bajo ángulo y la estratificación curvada (*hummocky*). Estas estructuras se ilustran en la figura 8 y un resumen de sus características más salientes se presenta en el cuadro 5.

Vale destacar que muchos estratos de gran escala muestran combinaciones de estructuras internas (al menos una de ellas entrecruzada) que difieren entre sí en escala y orientación; son variedades que Harms et al. (op. cit.) han denominado *estratificación entrecruzada compuesta*. Uno de sus tipos es el formado por grandes estratos tabulares que pasan en transición lateral a capas pelíticas y que en sus capas frontales muestran desarrollo de estructuras entrecruzadas de menor escala, tanto tabulares como en artesa. Se las supone originadas en ambiente deltaico y la estructura de mayor escala corresponde a un *set*, en tanto que la de menor dimensión es llamada *subset*.

Otro ejemplo de estratificación entrecruzada compuesta es el de la ya mencionada épsilon, o sea cuerpos tabulares planares (hasta sigmoidales) de gran escala (ondas de arena) en los que cada capa frontal

CUADRO 5. — CARACTERÍSTICAS DE ESTRATOS ENTRECruzADOS DE ORIGEN ACUEO,
CON EXCLUSIÓN DE LAS VARIEDADES BÁSICAS TABULAR Y EN ARTESA

Tipo de estratificación	Escala	Características de la estructura interna	Orientación de la laminación interna	Litología	Tibicación y ambiente deposicional	Condiciones de formación
Epsilon o longitudinal	Grande. Mayor a 1 m con frecuencia mayor a 5 m.	Capas de bajo ángulo (5° a 15°), a mayor escala menor ángulo. Capas planares a sigmoidales.	Puzamiento hacia el centro del canal.	Psamítica, pséfítico-psamítica y también pséfítica.	Barras en espalón de canales. También en barras medias y laterales de canales con variada sinuosidad.	Progradación lateral sobre depósitos residuales de fondo de canal, combinada con transporte de bajo régimen (duna-ondula).
Hueso de arenque	Mediana. Generalmente dos sets contiguos de menos de 1 m.	Comunmente capas planares (a tangenciales).	Sets contiguos bipolares contrapuestos.	Psamítica (sabulítica).	Principalmente marreal. Canales y planiformas poco profundas. Según Alam <i>et al.</i> (1982) se da en fluvial.	Migración de pequeñas ondas de arena con alta disponibilidad de sedimento (importante acreción vertical).
Antidunas	En general mediana a chica, menor a 50 cm.	Capas poco prominentes de bajo ángulo (menor a 10°), cubiertas por carpeta anti-forme.	Capas inclinadas a barlovento. Las de sotavento resultan de fácil degradación.	Pséfítica fina a psamítica.	Fluvial poco profundo y con alto gradiente. Playa frontal marina o lacustre.	Flujos supercríticos.
Costillas transversales (transverse ribs)	Grande. En general mayor a 80 cm.	Imbricación normal de ejes B de clastos y ejes mayores transversales al flujo.		Pséfítica mediana a gruesa.	Fondo de canales fluviales proximales (cursos entrelazados).	Flujos de alto régimen (Cf. Kostner, 1978; Spalletti, 1984).
Estratificación accional de bajo ángulo	Mediana.	Sets tabulares o euneiformes; láminas delgadas (1 a 15 cm) de bajo ángulo. Separación entre sets por superficies erosivas de bajo ángulo. Presencia de capas internas gradadas granoderecientes.	Inclinan hacia el mar paraalmamente a la pendiente de playa (4° a 6°).	Psamitas finas hasta sabulitas.	Litoral. Playa frontal.	Corrientes de alto régimen, no uniformes y no fijas con marcados cambios de velocidad, profundidad y orientación. Inducidas por la corriente de resaca.
Estratificación curvada (hummocky stratification)	Mediana (10 a 50 cm). Hay de escala grande.	Capas internas paralelas a irregularidades suaves del fondo (menos de 10°). Hacia los lados hay aumento de espesor.	Carácter antiforme o abultado. Inclinación variable.	Psamita-limolita se asocia con sedimentito pelítico bioturbado.	Sub a circalitoral. Curbierta deposicional uniforme sobre irregularidades erosivas.	Agentes de alta energía y variada orientación. Olas de tormenta (Cf. Boyles 1982; Walker, 1982).

puede incluir otras estructuras, como la entrecruzada de menor escala, la gradada, la interestratificación psamita-limolita, la estructura lentiforme y laminación ondulítica escalonada (Figura 8).

En lo que se refiere a la estratificación entrecruzada de las arenas eólicas hay una serie de rasgos típicos que han sido mencionados por Bigarella et al. (1969), Goldsmith (1978), McKee (1979, 1982), entre otros.

El típico entrecruzamiento eólico (lámina 2 c) es más bien un rasgo de gran escala, cuneiforme o tabular, con capas internas preferentemente rectas, extensas y de cierto espesor (2 a 5 cm). Según algunos autores (McKee, 1957; Poole, 1962) inclinan en ángulos altos (24° a 34°) y en dunas costeras pueden superar los 42° (Goldsmith, op. cit.), aunque en otros casos se ha demostrado que las estructuras frontales pueden ser de baja pendiente (Cf. Sharp, 1966). Por otra parte, si bien muchas capas internas pueden mostrar bastante empinamiento, se ha encontrado que a medida que se incrementa la disponibilidad de arena se tornan más tendidas y tangenciales hacia la base.

Vale destacar que muchos autores han descartado la formación eólica de artesas. No obstante, se ha probado que en áreas de interdunas y —específicamente— en los aventamientos (cuadro 3) se generan depresiones de deflación rellenas con estratos entrecruzados cóncavos (Cf. Brookfield, 1977; Collinson, 1978 b).

Más recientemente (Kocurek y Dott, 1981; Tsoar, 1982) se ha comprobado que en los depósitos eólicos los estratos de alto ángulo se originan en capas de avalancha por flujos granulares. Asimismo, en las dunas también aparecen otras capas formadas por acreción, unas por caída de granos (subhorizontales) y otras por óndulas traslativas (Cf. Hunter, 1977 a y b; Kocurek y Dott, loc. cit.).

Los médanos de cierta escala suelen formar *sets* agrupados que se separan por planos de erosión muy rectos que representan a la rampa de las dunas (Cf. Figura 4). En la mayoría de los casos estos planos son subhorizontales y definen estratos tabulares a suavemente cuneiformes; empero, hay ejemplos en los que las superficies de separación aumentan su inclinación y llegan a superar los 20° (Figura 4).

ÓNDULAS

Son ondulaciones periódicas que aparecen en la mayoría de los casos en sustratos no cohesivos (arenosos hasta limosos) y que se caracterizan por su escala relativamente pequeña, con un espaciado entre crestas menor a los 50 o 60 cm y altura que rara vez supera los 4 cm. Uno de los rasgos más conspicuos de las óndulas, en comparación con otras estructuras de lecho, es que conservan su morfología externa en el registro geológico, por lo que proveen buenos elementos de juicio para la interpretación paleocinemática de las rocas que las contienen.

Existen dos tipos principales de óndulas: las de corrientes y las

CUADRO 6. — TIPOS DE ONDULAS

		<i>Ambientes ácuos</i>	<i>Ambientes eólicos</i>
	Bidimensionales	Crestas rectas	De impacto
	Transicionales	Crestas sinuosas	
Ondulas de corriente		Crestas continuas: catenarias	Aerodinámicas De adhesión De gránulos
	Tridimensionales	Crestas discontinuas	lingnoides cuspadas (lunadas)
Ondulas de olas	Bidimensionales	Simétricas o de oscilación Asimétricas o combinadas de flujo	

de olas (cuadro 6). Las óndulas de corrientes se forman por flujos unidireccionales, son asimétricas en sección transversal a su cresta y se disponen —por lo común— con sus crestas espaciadas regularmente en dirección transversal a la orientación del agente. Las óndulas de olas son estructuras que en sección vertical y transversal a la cresta se ven como ondas simétricas hasta levemente asimétricas.

En el cuadro 6 se presenta un ordenamiento de las principales óndulas de corrientes (ácuas y eólicas) y de olas.

Óndulas de corrientes

Aparecen en trenes o sucesiones areales que se caracterizan por su muy escasa a ninguna variabilidad en el diseño de las sucesivas crestas y en los que el espaciado entre ellas muy pocas veces es superior a los 30 cm.

Observadas en sección vertical y transversal al flujo, se pueden distinguir en las óndulas de corrientes una serie de elementos que resultan muy útiles en su caracterización. En la figura 10 se presenta un esquema con los principales aspectos diagnósticos.

Al igual que las megaóndulas, estas estructuras pueden ser bi o tridimensionales (cuadro 6, figura 11). Las óndulas tridimensionales han recibido comparativamente poca atención de los investigadores, aunque resultan de gran importancia geológica. Entre las tridimensionales de crestas discontinuas se destacan las óndulas linguoides y las cuspadas, mientras que las lunadas muy rara vez se han identificado en los límites dimensionales de las óndulas.

Las óndulas linguoides poseen crestas más o menos ecuanes (en largo y ancho), se muestran fuertemente curvadas hacia sotavento y aparecen fuera de fase, es decir que se extienden como una sucesión de lenguas o lóbulos ordenados en sentido diagonal a la corriente (Figura 11). Las óndulas cuspadas son muy similares a las linguoides,

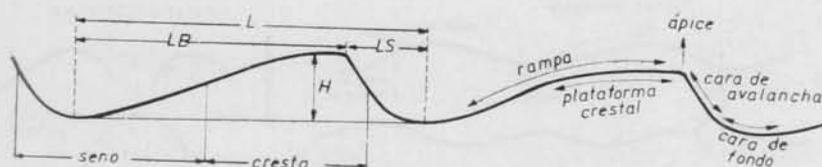


FIG. 10. — Ondulas en perfil. Nomenclatura de Allen (1968) modificada. L , longitud de ondula; H , altura de ondula; LB , semicuerda de barlovento; LS , semicuerda de sotavento.

pero en ellas los lóbulos están en fase, o sea ordenados en sentido estrictamente paralelo al flujo (Figura 11).

En lo que hace a las ondulas tridimensionales de crestas continuas, vale señalar que las catenarias tienen un diseño intermedio entre lunadas y sinuosas. Sus crestas, vistas en planta, muestran amplias entrantes que apuntan hacia barlovento y saliencias abruptas en ángulo agudo (figura 11). Si bien se las menciona escasamente entre las ondulas y se las considera más como rasgos de mayor escala (megaondulas), quien escribe ha tenido la oportunidad de identificarlas en el litoral del río de La Plata.

En general, cada tren de ondulas está caracterizado por una única variedad morfológica (Figura 11 b), aunque en algunos ambientes actuales se ha podido apreciar la existencia de transiciones o cambios progresivos entre trenes contiguos (pasajes de rectas a sinuosas o de sinuosas a catenarias) y aún a lo largo del rumbo de las crestas.

Los trenes de ondula pueden tener crestas en fase o fuera de fase (Figura 11 b). Los primeros son —con excepción de las ondulas de cresta recta— menos comunes que los trenes fuera de fase.

Por lo común, los trenes de crestas se disponen en sentido transversal a la corriente, pero también pueden darse trenes desviados que guardan posición oblicua (*swept*) (figura 11 b). La disposición transversal de las ondulas es bastante segura cuando se forman cuerpos de roca eminentemente ondulíticos o cuando la estructura se desarrolla en un sustrato plano. No obstante, se torna incierta cuando las ondulas aparecen asociadas a cuerpos mayores (megaondulas o niveles entrecruzados), ya que su disposición puede reflejar la existencia de flujos desviados respecto a la corriente principal o bien la influencia sobre los trenes de ondulas de la geometría particular de las irregularidades mayores del sustrato.

Las ondulas de corrientes se forman en dos medios esenciales: el ácuco y el eólico.

Las *ondulas de corrientes ácucoas* pueden mostrar todas las variedades morfológicas descritas más arriba, tienen relieve relativamente alto (valores del índice de ondula —Bucher (1919)— mayores a 15 o 20; cuadro 7), así como tendencia a la depositación de los materiales

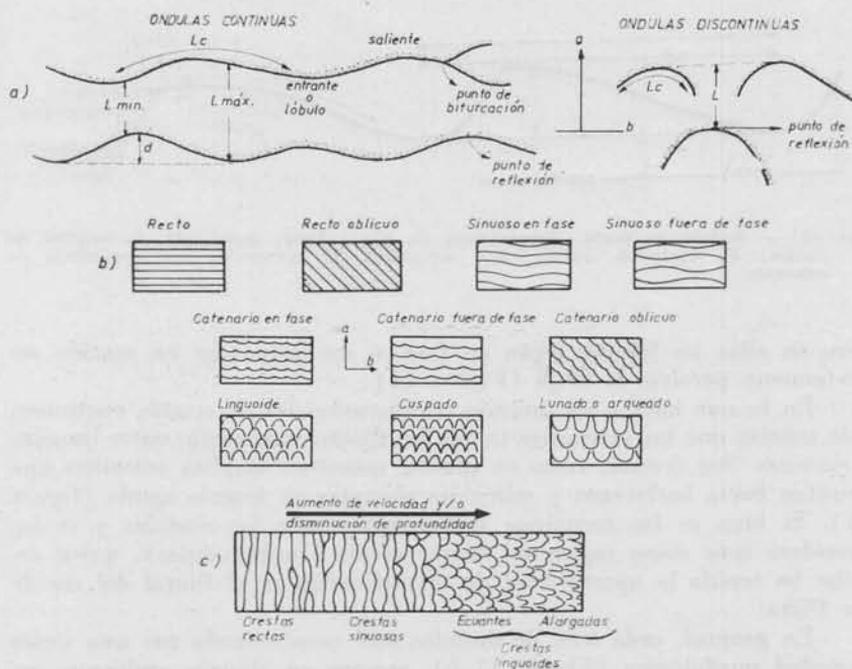


FIG. 11. — Ondulas en planta. *a*) rasgos principales de las óndulas en planta; *b*) diseños de trenes de óndulas (Allen, 1968); *c*) variaciones en los tipos de óndulas con los cambios de velocidad y la profundidad (Allen, 1968). L_{min} , longitud de óndula mínima; L_{max} , longitud de óndula máxima; L , longitud de óndula; L_c , longitud de cresta (medida a lo largo de la curvatura y si es recta entre dos bifurcaciones); d , desviación de la cresta.

más gruesos en la porción deprimida de la óndula. Diversos autores sostienen que el pasaje desde óndulas de crestas rectas (bidimensionales) a sinuosas, catenarias y linguoides se da por incremento en la velocidad del agente o bien por decrecimiento en la profundidad del agua (Figura 11 c). Asimismo, las óndulas formadas a muy escasa profundidad pueden sufrir importantes cambios en la forma de sus crestas a causa de la interacción de las olas superficiales sobre el lecho (como por ejemplo crestas truncadas).

Las óndulas de corrientes suelen formarse en arenas de grano menor a 600 micrones, ya que por encima de dicho tamaño se generan capas planas cuando el agente posee la velocidad admitida para la formación de óndulas (Figura 5). No obstante, las variedades de mayores dimensiones se encuentran con preferencia en los materiales más gruesos (arenas medianas).

El campo de estabilidad hidrodinámica de estas óndulas puede apreciarse en los diagramas de la figura 5. El régimen de flujo corresponde a la fase de óndula (Simons y Richardson, 1965; Harms et al., op. cit.; Southard, 1971), aunque los rangos de velocidad crítica y fuerza

CUADRO 7. — PRINCIPALES INDICES DE TANNER Y SUS VALORES DISCRIMINANTES PARA ONDULAS DE OLAS ASIMÉTRICAS Y ONDULAS DE CORRIENTES. LA POSICIÓN DE LOS PARÁMETROS EMPLEADOS PUEDE OBSERVARSE EN LAS FIGURAS 10 Y 11

Índice	Parámetros empleados	Cifras discriminantes	
		Ondulas de olas asimétricas	Ondulas de corrientes
De óndula	$\frac{\text{Longitud (L)}}{\text{Altura (H)}}$	Menor de 7	Mayor de 15
De simetría	$\frac{\text{Semicuerda de barlovento (LB)}}{\text{Semicuerda de sotavento (LS)}}$	Menor de 2.5	Mayor de 3
De paralelismo	$\frac{\text{Longitud de cresta (Lc)} \times \text{longit. mín.}}{\text{Longitud media (L)} \times \text{longit. máxima}}$	Mayor de 2	Menor de 1
De paralelismo	$\frac{\text{Longitud máxima} - \text{longitud mínima}}{\text{Longitud media (L)}}$	Menor de 2	Mayor de 4
De rectitud	$\frac{\text{Longitud de cresta (Lc)}}{\text{Desviación de cresta (d)}}$	Mayor de 8	Menor de 4
De continuidad	$\frac{\text{Longitud de cresta (Lc)}}{\text{Longitud media (L)}}$	Mayor de 10	Menor de 6

tractiva son bastante amplios, en especial cuando la granulometría del sedimento es fina (limo a arena fina). A medida que el esfuerzo aplicado y la velocidad se incrementan se advierte que la longitud de onda también se hace mayor. Con todo, los atributos de las óndulas también pueden estar controlados por variaciones de viscosidad y densidad del flujo.

Desde el punto de vista del origen abundan consideraciones en los trabajos de Allen (1968) y Jopling (1965), Blatt et al. (1972) y Spalletti (1984). Sólo vale aquí indicar que la cara de fondo se forma por el aporte de materiales en saltación y/o suspensión, mientras que los de la cara frontal lo hacen por avalancha y los de la rampa son esencialmente tractivos.

Las *óndulas eólicas* son variedades asimétricas de alto índice de óndula que se presentan en depósitos psamíticos medianos a finos, bien seleccionados, y suelen mostrar bifurcaciones bien desarrolladas a lo largo de las crestas. Entre las óndulas eólicas se encuentran tres variedades principales: de impacto, aerodinámicas y de adhesión (cuadro 6).

Las óndulas de impacto poseen relieve bajo (índice superior a 20), crestas rectas continuas y transversales a la corriente, y resultan levemente asimétricas en perfil. Se dan en arenas transportadas por saltación, aunque es posible que los granos más gruesos lo hagan por reptación, motivo por el que se concentran hacia la cresta.

Las óndulas aerodinámicas son también de bajo relieve, pero de

tipo tridimensional. Se forman, al igual que las anteriores, en asociación con médanos, pero con vientos más fuertes y pulsatorios.

Tanto las óndulas de impacto como las aerodinámicas aparecen hacia la rampa de los médanos y pueden coincidir o no con la orientación de las capas entrecruzadas. También pueden encontrarse en las caras de avalancha de los médanos, situación en la que el rumbo de las crestas tienen franca tendencia a coincidir con la pendiente de la mencionada superficie.

Por su parte, las óndulas de adhesión se dan en forma excepcional cuando hay transporte de arena seca sobre un sustrato húmedo. Tienen asimetría inversa y aparecen en áreas de interdunas o en regiones litorales. Su potencial de preservación es francamente escaso.

Las óndulas eólicas tienen por lo general índices de óndula elevados (mayores a 17) e índices de simetría entre 2 y 4 (véase fórmula en cuadro 7). No obstante, el índice de óndula varía inversamente con el tamaño de grano y directamente con la velocidad del viento. Así óndulas en arenas medianas a gruesas pueden tener valores del orden de 8 (Goldsmith, 1978). Por otra parte, Walker y Southard (1982) también han demostrado que el espaciado entre crestas se hace mayor con el incremento de velocidad y decrecimiento de la selección.

En los medios eólicos pueden identificarse estructuras denominadas óndulas de gránulos que son rasgos controlados por el tamaño de grano y resultan de la concentración de individuos de 1 a 3 mm que no pueden —normalmente— ser movidos por saltación y quedan como residuo de la deflación. Son típicamente tridimensionales (cuadro 6), barjanoides, y muestran notorias diferencias granulométricas entre la cresta (de grano grueso) y el seno (de textura más fina). Por sus dimensiones, estas estructuras escapan al campo establecido para las óndulas, ya que van desde los 25 cm a más de 20 m de longitud (promedio 2 m) y su altura es superior a los 15 cm (Goldsmith, op. cit.).

Vale destacar, además, que en los últimos tiempos se han hecho esfuerzos para develar las particularidades de la estructura interna de las distintas óndulas de corrientes ácuas y eólicas. En este sentido, son destacables los aportes de Harms et al. (1975) y Reineck y Singh (1975). Con todo, debe indicarse que estos caracteres son de muy difícil conservación en sedimentitas, en comparación con los atributos externos de las óndulas.

Óndulas de olas

Constituyen generalmente trenes de óndulas con crestas rectas, muchas veces con bifurcaciones que rara vez se desarrollan en las óndulas de corrientes ácuas. Se dan en sustratos arenosos gruesos hasta finos, siendo en el caso de los primeros de mayor relieve (índice de óndula menor). Los clastos más gruesos y menos densos se ubican con preferencia en las crestas, en tanto que los finos y más densos lo hacen en los senos.

Reineck y Singh (op. cit.) han reconocido dos variedades principales de óndulas de olas: las simétricas y las asimétricas (cuadro 6).

Las *óndulas de olas simétricas* son más conspicuas. Poseen crestas continuas hasta bifurcadas que en sección tienen formas agudas, en tanto que los senos son amplios y poco acuminados. El relieve es marcado, ya que el índice de óndula oscila entre 4 y 13, pero habitualmente no pasa de 7. En algunos casos estas óndulas simétricas muestran su cresta parcialmente redondeada por retrabajo del agua durante la emergencia singénica del sustrato. En ocasiones dentro de los senos puede desarrollarse un tren de *crestas (óndulas) secundarias*.

Las *óndulas de olas asimétricas* guardan bastante similitud con las óndulas bidimensionales de corrientes, en virtud del diseño rectilíneo de sus crestas. No obstante, poseen un conjunto de rasgos que permiten efectuar una discriminación bastante precisa. En el cuadro 7 se muestra una serie de índices que se han considerado útiles en el reconocimiento de ambos tipos genéticos de óndulas (Cf. Tanner, 1967; Reineck y Singh, 1975; Collinson y Thompson, 1982).

Las óndulas de olas asimétricas poseen índice de óndula que rara vez supera la cifra de 8. Aunque la simetría puede variar considerablemente aún en un mismo tren de óndulas, el valor del índice correspondiente es bastante menor (por debajo de 2,5) que el de óndulas de corrientes (cuadro 7). Las crestas de las óndulas de olas muestran también bifurcaciones, pero resultan de desarrollo más regular que las variedades de corrientes.

Harms et al. (1975) han denominado a las óndulas de olas asimétricas *óndulas combinadas de flujo*, y las consideran el resultado de la interacción de olas y corrientes. Estos autores también mencionan que pueden darse todo tipo de transiciones entre óndulas simétricas, óndulas combinadas de flujo y óndulas de corrientes, tanto en la morfología externa como en el desarrollo de las estructuras internas.

Diversos autores (Harms et al., op. cit.; Reineck y Singh, op. cit.; Collinson y Thompson, op. cit.; de Raaf et al., 1977) se han ocupado de destacar la muy variable estructura interna de las óndulas simétricas y asimétricas de olas. Su tratamiento escapa a los alcances de la presente contribución.

Las óndulas de olas se forman en muy diversas condiciones y ambientes, desde los palustres, casi estáticos y poco profundos con pequeñas ondas superficiales, hasta los marinos abiertos. En estos últimos las óndulas aparecen donde las olas hacen sentir su influencia sobre el fondo, inclusive hasta los 200 m de profundidad; no obstante, lo más común es que se desarrollen a menos de 15 m (Harms, 1969).

Según Allen (1968) y Reineck y Singh (op. cit.), para que se originen estas estructuras la velocidad de propagación de las olas debe encontrarse entre 9 cm/seg y unos 90 cm/seg (Figura 12 a). Pero en realidad las características dimensionales y morfológicas de las óndulas dependen también de diversos factores, como profundidad, longitud de onda y período de la ola, así como de la granulometría del sedimento.

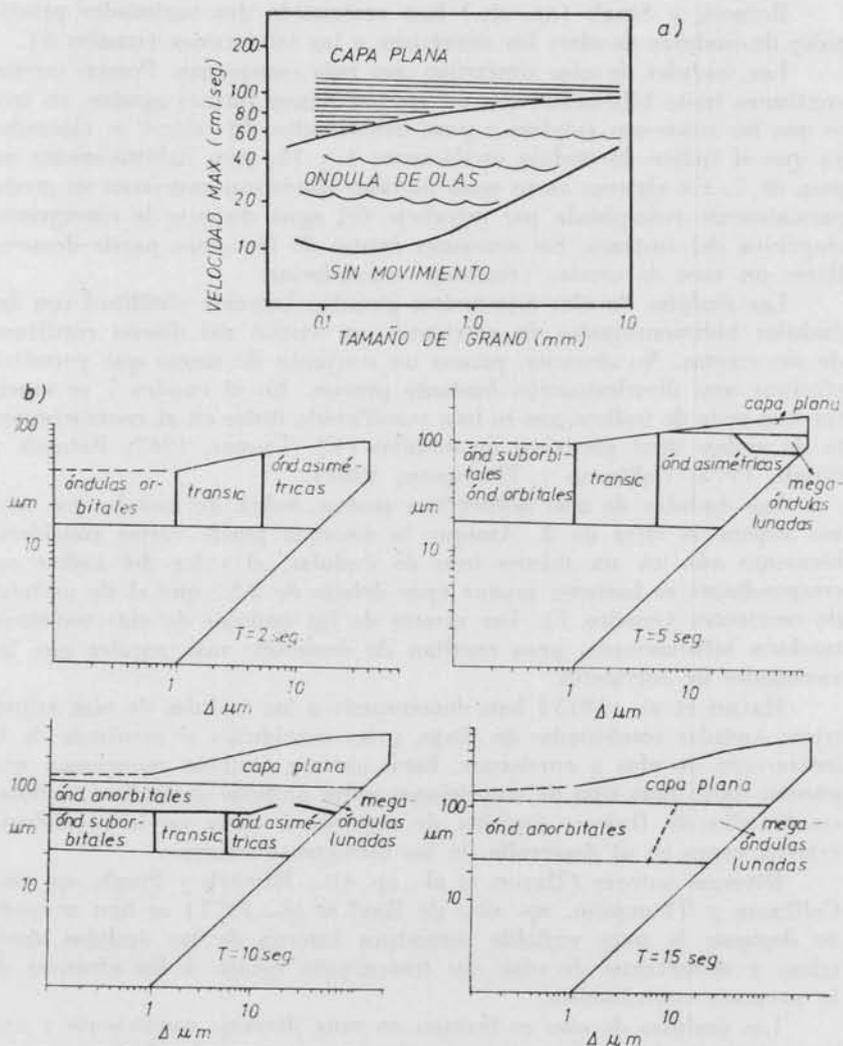


FIG. 12. — Caracteres dinámicos de las óndulas de olas. a) rangos de estabilidad, Allen (1968); b) modelos dinámicos de Clifton (1976) para óndulas formadas por olas de 2.5-10 y 15 segundos de período y para arenas de 354 μ de diámetro. Basados en la velocidad orbital máxima (μ m) y la diferencia de velocidades máximas hacia el continente y hacia el mar ($\Delta\mu$ m).

entre otros factores. Las óndulas de mayores dimensiones aparecen en los sedimentos psamíticos más gruesos, o cuando las olas tienen mayor longitud de onda. Komar (1974) ha demostrado que en lagos y bahías las óndulas de olas incrementan su longitud hacia la costa, en cambio en condiciones oceánicas y con olas de período más largo estas estructuras decrecen su longitud a medida que se reduce la profundidad.

En el diagrama de la figura 12 a se puede apreciar el rango de estabilidad de las óndulas de olas para diversas granulometrías y velocidades máximas de corrientes inducidas por olas (Allen, 1968, 1970 a).

Más recientemente, Clifton (1976) desarrolló un modelo de formación de estructuras de lecho, principalmente óndulas, en mar abierto con profundidades mayores a las de la rompiente. En estos sitios, gracias a la acción de olas oscilatorias hasta olas poco profundas (Cf. Spalletti, 1984) es donde las óndulas que nos ocupan alcanzan mayor desarrollo.

En su modelo, aparte de diversos factores del fluido, caracteres de los sedimentos y dinámica de las olas, Clifton pudo definir el comportamiento de las formas del sustrato en relación con la granulometría, periodo de olas, velocidad máxima y diferencia de velocidades máximas hacia la costa y hacia el mar. Particularmente, este último parámetro, que es mínimo en las zonas más profundas (menor a 1 cm/seg) y máximo en el área inmediata a la rompiente (mayor a 50 cm/seg), condiciona la variabilidad de las formas del lecho. Las mismas van respectivamente desde óndulas orbitales a suborbitales, anorbitales y finalmente asimétricas (figura 12 b); estas últimas formadas por las olas oscilatorias muy poco profundas.

Como puede apreciarse en la figura 12 b, para periodos de olas más largos y granulometrías mayores se amplían los campos de generación de capas planas a mayor velocidad que la fase de óndula. También se amplían las condiciones de generación de óndulas asimétricas y megaóndulas lunadas, especialmente cuando se alcanzan los máximos valores de diferencia de velocidad, es decir hacia la rompiente (Cf. Spalletti, 1980, 1984; Clifton et al., 1971). Cabe agregar que Clifton (1982) efectuó un análisis complementario sobre la importancia de la profundidad y la altura de olas en la formación y distribución de estructuras mecánicas.

Ondulas escalonadas

Ya se ha comentado que resulta extremadamente difícil en muchas de las óndulas individuales establecer los caracteres de su estructura interna. Sin embargo, en condiciones de gran aporte detrítico o exceso de carga de lecho el sedimento se acumula a un ritmo superior al de migración de las crestas de los trenes de óndulas. En esas circunstancias, puede tener lugar la formación de *óndulas escalonadas* (*Climbing ripples*), *de agradación* o laminación entrecruzada de transporte de óndulas. Estas son estructuras internas de las unidades de sedimentación que se originan por flujos estables o fijos (*steady flows*) y por la migración de óndulas rectas, sinuosas, catenarias o linguoides, tanto de corrientes como de olas. Han sido particularmente estudiadas por Allen (1970 b), Hunter (1977 a y b), Harms et al. (1975) y Reineck y Singh (1975).

Según su aspecto en sección vertical se las divide en *óndulas escalonadas en fase y fuera de fase* (o *en transporte*), aunque entre ambos extremos se dan todas las posiciones (figura 13 a). En las primeras crestas y senos tienen igual posición en sentido vertical, mientras que las fuera de fase muestran dos subtipos también transicionales: *completas*

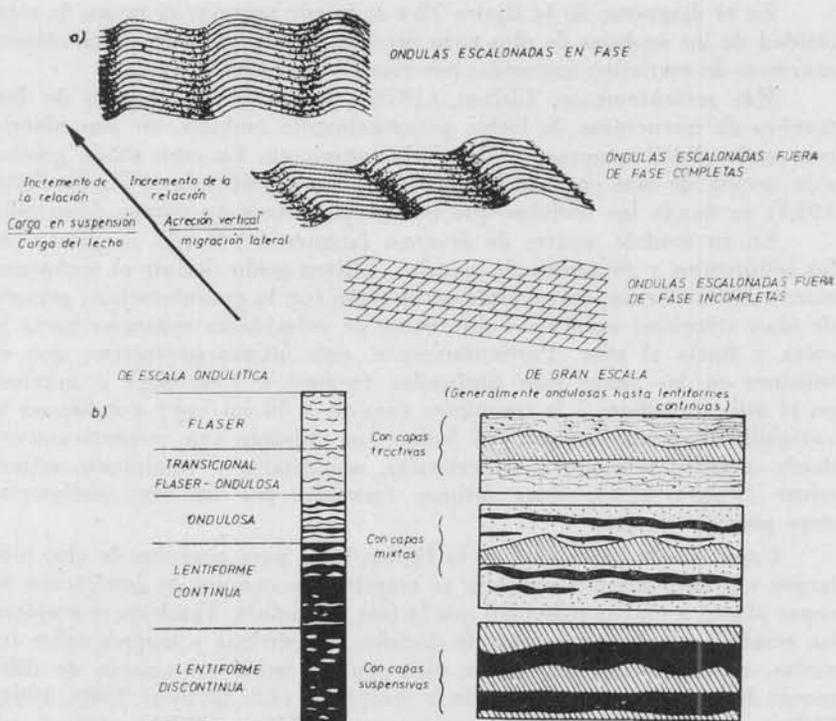


Fig. 13. — Ondulas escalonadas o de agradación y estructuras mixtas. a) tipos de óndulas escalonadas y b) estructuras mixtas.

(conservan los sectores de barlovento y sotavento) e *incompletas* (sin el sector de barlovento) (figura 13 a). La aparición de cualquiera de ellas depende de las condiciones dinámicas; así, las que están en fase corresponden a flujos estables de baja velocidad y más profundos, en tanto que las fuera de fase aparecen en agentes algo más inestables y veloces o poco profundos. Entre estas últimas, el subtipo incompleto corresponde a condiciones de mayor energía y menor cantidad de carga en suspensión, con enterramiento más lento de la óndula.

En los ambientes eólicos también se forman niveles con óndulas escalonadas (Hunter, 1977 a y b) o *estratos escalonados traslucientes* o de traslación. Estas son estructuras muy importantes para la diagnosis de las eolianitas (Kocurek y Dott, 1981) y se diferencian de las ácuas por sus capas delgadas, de espesor uniforme, con escasas capitas frontales y estructura interna gradada inversa (granocreciente).

Estructuras mixtas

Son estructuras visibles también en sección transversal a los planos de estratificación y que, a diferencia de las óndulas escalonadas, consisten

en alternancias de depósitos formados en condiciones tractivas (ondulíticos) y suspensivas (laminados o macizos). La escala de estas acumulaciones es normalmente equivalente a la de óndulas, pero en ocasiones se advierte que las unidades de sedimentación tractivas corresponden a megaóndulas que alternan con niveles suspensivos, tractivos de menor régimen o mixtos. En la figura 13 b se muestran las estructuras mixtas de diversa escala y sus variedades.

Cuando en la estructura mixta el sedimento suspensivo es escaso y sólo aparece en el seno de las óndulas, recibe la denominación de *estructura flaser*, las que poseen iguales tenores de ambas poblaciones son llamadas *estructuras ondulosas*, mientras que aquéllas en las que predomina el sedimento de suspensión se designan como *estratos lentiformes (lenticular bedding, linsen)*. En estos últimos, las óndulas aparecen aisladas en el sedimento suspensivo por deficiente aporte de material tractivo (areno-limoso); de allí que Reineck y Singh las llaman *óndulas aisladas*.

En los tipos mixtos las óndulas son tanto simétricas como asimétricas de olas o de corrientes ácuas. Cuando de gran escala, son más frecuentes las estructuras de tipo onduloso y lentiforme.

Las estructuras mixtas se deben a flujos ácuas típicamente no fijos (*unsteady flows*) en los que se originan dos poblaciones hidrodinámicamente diversas por importante variación en el poder de transporte. Si bien se las ha atribuido con asiduidad a ambientes de mareas, pueden formarse en otros medios sedimentarios (Cf. Spalletti, 1980).

BIBLIOGRAFIA

- AHLBRANT, T. S., 1975. Comparison of textures and structures to distinguish eolian environments, Killpecker dune field, Wyoming. *MTn. Geologist* 12, 2: 61-63.
- ALAN, M. M.; CROOK, K. A. y TAYLOR, 1982. Herring-bone cross-stratification in modern fluvial sediments, Coonamble. NSW Australia. *Int. Assoc. Sed.*, 11º Congr. Abstracts: 147.
- ALLEN, J. R. L., 1963. The classification of cross-stratified units with notes of their origin. *Sedimentology* 2: 93-114.
- 1968. Current ripples: their relation to patterns of water and sediment motion. North Holland Publ. Co., 433 pp. Amsterdam.
- 1970 a. Physical processes of sedimentation; an introduction. *Earth Sci. Ser. 1* G. Allen & Unwin, 248 pp. Londres.
- 1970 b. A quantitative model of climbing ripples and their cross-laminated deposits. *Sedimentology* 14: 5-26.
- BAGNOLD, R. A., 1941. The physics of blown sand and desert dunes. Methuen & Co., 265 pp. Londres.
- BARNES, J. J. y DE VRIES KLEIN, G., 1975. Tidal deposits of the Zabriskie Quartzite (Cambrian), eastern California and western Nevada. En Ginsburg, R. N. (Ed.) *Tidal deposits*. Springer Verlag: 153-161.
- BIGARELLA, J. J., 1972. Eolian environments - their characteristics, recognition, and importance. En Rigby, J. K. y Hamblin, W. K. (Eds.) *Recognition of ancient sedimentary environments. Soc. Econ. Pal. Mins. Spec. Publ.* 16: 12-62.
- 1979. Lagos dune field. En E.D. McKee (Ed.): *A study of global sand seas. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 1052: 114-124.

- BECKER, R. D. y DUARTE, G. M., 1969. Coastal dune structures from Paraná (Brazil). *Marine Geol.* 7: 5-55.
- BLATT, H., MIDDLETON y MURRAY, R., 1972. Origin of sedimentary rocks. Prentice Hall Inc. 634 pp. N. Jersey.
- BLUCK, B. J., 1974. Structure and directional properties of some valley sandur deposits in Southern Iceland. *Sedimentology* 21: 533-554.
- BOERSMA, J. R., VAN DE MEENE, E. A. y TJALSMA, 1968. Intricated cross-stratification due to interaction of a mega ripple with its leeside system of back-flow ripple (upper-point bar deposits, Lower Rhine). *Sedimentology* 11: 147-162.
- y TERWINDT, J. H. J., 1981. Neap-spring tide sequence of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology* 28: 151-170.
- BOOTHROYD, J. C., 1969. Hydraulic conditions controlling the formation of estuarine bedforms. En Hayes, M. O. (Ed.). Coastal environments of northeastern Massachusetts and New Hampshire. *Soc. Econ. Pal. Min. Guidebook Eastern Sect.*: 417-427.
- y HUBBARD, D. J., 1975. Genesis of bedforms in mesotidal estuaries. En L. E. Cronin. *Estuarine Research II*: 217-234. Londres.
- BOYLES, J. M., 1982. Hummocky cross-stratification and associated erosional features: description and depositional processes. Intern. Assoc. Sed., 11º Congr. Abstracts: 104.
- BRIDGE, J. S., 1975. Computer simulation of sedimentation in meandering streams. *Sedimentology* 22: 3-44.
- BROOKFIELD, M. E., 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology* 24: 303-332.
- BUCHER, W. H., 1919. On ripples and related sedimentary surface forms and their paleogeographic interpretations. *Am. Jour. Sci.* 4, 47: 139-210; 241-269.
- CLIFTON, H. E., 1976. Wave-formed sedimentary structures - a conceptual model. En R. A. Davis y R. L. Ethington, Beach and nearshore sedimentation. *Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ.* 24: 126-148.
- 1982. Wave-formed structures as interpretative tool. Intern. Assoc. Sed., 11º Congr. Abstracts: 102-103.
- HUNTER, R. E. y PHILLIPS, R. L., 1971. Depositional structures and processes in the non-barred high-energy nearshore. *Jour. Sed. Petrol.* 41: 651-670.
- COLEMAN, J. M., 1969. Brahmaputra River: channel processes and sedimentation. *Sediment. Geol.* 3: 139-239.
- COLLINSON, J. D., 1970. Bedforms of the Tana River, Norway. *Geog. Annaler* 52A: 31-56.
- 1978 a. Alluvial sediments. En H. G. Reading (Ed.) *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Sci. Publ.: 15-60. Oxford.
- 1978 b. Deserts. En H. G. Reading. (Ed.) *Ibid.*: 80-96.
- y THOMPSON, D. B., 1982. *Sedimentary structures*. G. Allen & Unwin Ltd.: 194 pp. Londres.
- COREA, W. C. y SOUTHARD, J. B., 1982. Theme studies of large-scale cross-stratification produced by migrating bed forms. Int. Assoc. Sed., 11º Congr. Abstract: 73.
- DE RAAF, J. F. M.; BOERSMA, J. R. y VAN GELDE, A. R., 1977. Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology* 24: 451-483.
- DUANE, D. B.; FIELD, M. E.; MEISBURGER, E. P.; SWIFT, D. J. P. y WILLIAMS, S. J., 1972. Linear shoals on the Atlantic inner continental shelf, Flo-

- rida to Long Island. En D. J. P. Swift et al. (Eds.) Shelf sediment transport. Dowden, Hutchinson & Ross Inc. Pa.
- FLEMMING, B. W., 1982. Dynamic of large transverse bedforms on the southeast African continental shelf. *Inter. Assoc. Sed.*, 11^o Congr. Abstracts: 73.
- GINSBURG, R. N. (Ed.), 1975. Tidal deposits. Springer Verlag, 428 pp., Berlín.
- GLENNIE, K. W., 1970. Desert sedimentary environments. *Devel. in Sedimentology* 14, Elsevier: 222 pp. Amsterdam.
- GOLDSMITH, V., 1978. Coastal dunes. En R. A. Davis jr. (Ed.). *Coastal sedimentary environments*: 171-236. Springer Verlag, Nueva York.
- HARMS, J. C., 1969. Hydraulic significance of some sand ripples. *Geol. Soc. Am. Bull.* 80: 363-396.
- y FAHNESTOCK, R. K., 1965. Stratification, bedforms and flow phenomena (with an example from the Río Grande). En J. V. Middleton (Ed.) *Primary Sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*: 84-115. *Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ.* 12.
- SOUTHWARD, J.; SPEARING, D. R. y WALKER, R. G., 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Lecture notes, Soc. Econ. Paleont. Min., Short Course 2*: 161 pp.
- HUNTER, R. E., 1977 a. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology* 24: 361-387.
- 1977 b. Terminology of cross-stratified sedimentary layers and climbing ripple structures. *Jour. Sed. Petrol.* 47: 697-706.
- IMBRIE, J. y BUCHANAN, H., 1965. Sedimentary structures in modern carbonate sands of the Bahamas. En J. V. Middleton (Ed.) *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*. *Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ.* 12: 149-172.
- JOPLING, A. V., 1963. Hydraulic studies on the origin of bedding. *Sedimentology* 2: 115-121.
- 1965. Hydraulic factors and the shape of laminae. *Jour. Sed. Petrol.* 35: 777-791.
- KLEIN, J. DE VRIES, 1970 a. Tidal origin of a Precambrian Quartzite—the Lower Fine-grained Quartzite (Middle Dalradian) of Islay, Scotland. *Jour. Sed. Petrol.* 40: 973-985.
- 1970 b. Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars. *Jour. Sed. Petrol.* 40: 1095-1127.
- 1975. Tidalites in the Eureka Quartzite (Ordovician), Eastern California and Nevada. En Ginsburg, R. N. (Ed.) *Tidal deposits*: 145-151. Springer-Verlag, Berlín.
- KOCUREK, G. y DOTT JR., R. H., 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *Jour. Sed. Petrol.* 51: 579-595.
- KOMAR, P. D., 1974. Oscillatory ripple marks and the evaluation of ancient wave conditions and environments. *Jour. Sed. Petrol.* 44: 169-180.
- KOSTER, E. H., 1978. Transverse ribs: their characteristics, origin and paleohydraulic significance. En A. D. Miall (Ed.) *Fluvial sedimentology*: 161-186. *Can. Soc. Petr. Geol. Memoir* 5.
- MCGOWEN, J. H. y GARNER, L. E., 1970. Physiographic features and stratification types in coarse-grained point bars: modern and ancient. *Sedimentology* 14: 77-111.
- MCKEE, P. E., 1957. Primary structures in some recent sediments. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.* 41: 1704-1747.
- 1966. Structures of dunes at White Sands National Monument. New Mexico (and comparison with structures of dunes from other selected areas). *Sedimentology* 7: 1-69.

- 1979. Sedimentary structures in dunes. En P. E. McKee (Ed.). A study of global sand seas: 83-113. U. S. Geol. Survey. Prof. Paper 1052.
- 1982. Sedimentary structures in dunes of the Namib desert, South West Africa. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 188: 64 pp.
- y WEIR, G. W., 1953. Terminology for stratification and cross stratification in sedimentary rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* 64: 381-390.
- y TIBBITTS, Jr., G. C., 1964. Primary structures of a seif dune and associated deposits in Libya. *Jour. Sed. Petrol.* 34: 5-17.
- DOUGLASS, J. R. y RITTENHOUSE, S., 1971. Deformation of leeside laminae in eolian dunes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82: 357-378.
- PETERFREUND, A. R., 1982. Formation of aeolian megaripples, Mono Craters, California. *Int. Assoc. Sed., 11º Congr. Abstracts*: 65.
- POOLE, F. C., 1962. Wind directions in Late Paleozoic to Middle Mesozoic time on the Colorado Plateau. *U. S. Geol. Survey. Prof. Paper* 450-D: 147-151.
- PRATT, C. J., 1973. Bagnold approach and bed-form development. *Proc. Am. Soc. Civil Eng. J. Hydr. Div.* 99: 121-137.
- y SMITH, K. V. H., 1972. Ripple and dune phases in a narrowly graded sand. *Proc. Am. Soc. Civil Eng., J. Hydr. Div.* 98: 859-874.
- REINECK, H. E. y SINH, I. B., 1975. Depositional sedimentary environments. With reference to terrigenous clastic. Springer Verlag, 439 pp. Berlin.
- SHARP, R. P., 1966. Kelso dunes, Mojave desert, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 77: 1045-1074.
- SHROCK, R. R., 1948. Sequence in layered rocks. McGraw Hill Book Co., 507 pp. Nueva York.
- SIMONS, D. B. y RICHARDSON, E. V., 1963. Forms of bed roughness in alluvial channels. *Trans. Amer. Soc. Civil Eng.* 128, 1: 284-302.
- y — 1966. Resistance to flow in alluvial channels. *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper* 422-J, 61 pp.
- , — y ALBERTSON, M. L., 1961. Flume studies using medium sand (0,45 mm). *U. S. Geol. Survey, Water Supp. Paper* 1490-A: 1-76.
- , — y NORDIN Jr., C. F., 1965. Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. En G. V. Middleton (Ed.). Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation: 34-52. *Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ.* 12.
- SWITH, N. D., 1970. The braided stream depositional environment: comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks, North Central Appalachians. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81: 2993-3014.
- SOUTHARD, J. B., 1971. Representation of bed configurations in depth-velocity-size diagrams. *Jour. Sed. Petrol.* 41: 903-915.
- SPALLETTI, L. A., 1980. Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas. *Asoc. Geol. Arg. Ser. B. Did. y Compl.*, 8: 175 pp.
- 1984. Nociones sobre transporte y deposición de sedimentos clásticos. En preparación.
- STANFORD, P. N. y HAMILTON, D., 1982. Asymmetry of large tidal ridges, Celtic sea, South West Britain. *Int. Assoc. Sed. 11º Congr. Abstracts*: 94-95.
- STOKES, W. L., 1968. Multiple parallel-truncation bedding planes—features of wind deposited sandstone formation. *Jour. Sed. Petrol.* 38: 510-515.
- TANNER, W. F., 1967. Ripple mark indices and their uses. *Sedimentology* 9: 89-104.
- TERUGGI, M. E., 1964. Paleocorrientes y paleogeografía de las ortocuarcitas de la Serie de La Tinta (Provincia de Buenos Aires). *An. Com. Inv. Cient. Bs. As.* V: 1-27.

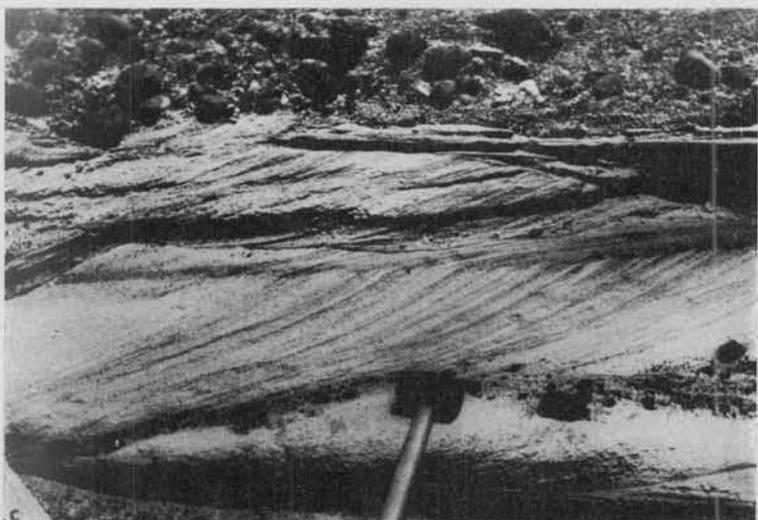
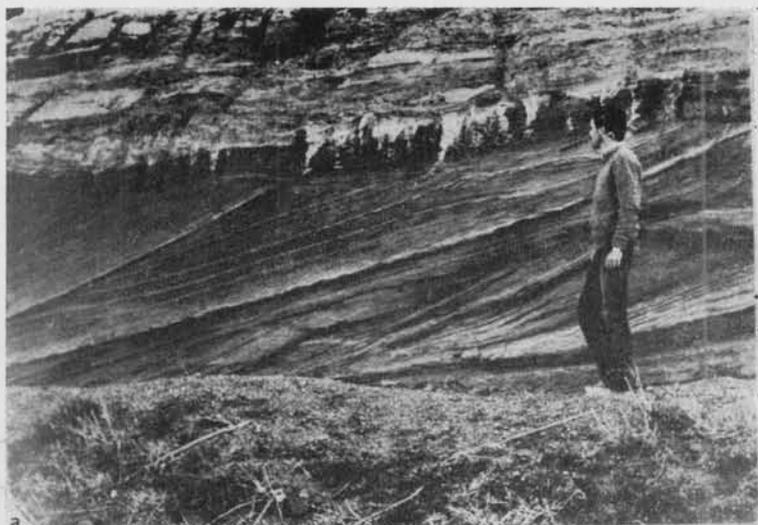
- TERWINDT, J. H. J. y BROUWER, M. J. N., 1982. The behaviour of major bedforms on an Intertidal Shoal. *Int. Assoc. Sed., 11º Congr. Abstracts*: 72.
- TSOAR, H., 1982. Internal structure and surface geometry of longitudinal (seif) dunes. *Jour. Sed. Petrol.* 52: 823-831.
- TYLER, T. F., 1979. Laboratory studies of sand patterns resulting from current movements. En P. E. McKee (Ed.). *A study of global sand seas*: 171-185. *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper* 1952.
- WALKER, J. D. y SOUTHARD, J. B., 1982. Experimental study of wind ripples. *Int. Assoc. Sed., 11º Congr., Abstracts*: 65.
- WALKER, R. G., 1982. Some limiting conditions on the formation of hummocky cross stratification. *Int. Assoc. Sed., 11º Congr., Abstracts*: 104.
- WALKER, T. R. y HARMS, J. C., 1972. Eolian origin of Flagstone beds, Lyon Sandstone (Permian), Type Area, Boulder County, Colorado. *Mount. Geol.* 9: 278-288.
- WILSON, L. G., 1972. Aeolian bedforms —their development and origins. *Sedimentology* 19: 173-210.

Manuscrito recibido el 24 de mayo de 1984.

Manuscrito revisado recibido el 25 de febrero de 1985.

L A M I N A 1

- Fig. a. — Superficies de reactivación de tercer orden en estrato entrecruzado fluvial. Formación Huarenchenque (Neuquén).
- Fig. b. — Cuerpos pséfíticos de la Formación Huarenchenque, formados por acreción de barras en un sistema fluvial entrelazado (braided).
- Fig. c. — Cuerpo psamítico constituido por superposición de estratos entrecruzados lenticulares tangenciales formados por migración de dunas. Formación Río Mayo (Chubut).



L A M I N A II

Fig. a. — Cuerpos cóncavos convexos tidalíticos de la Formación Balcarce (Provincia de Buenos Aires).

Fig. b. — Cuerpo megaentrecruzado compuesto de ambiente tidalítico no restringido, cuyo techo muestra grandes ondulaciones. Formación Balcarce.

Fig. c. — Cuerpo entrecruzado de origen eólico. Formación Patagonia (Chubut).

