



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Catálogo de Estructuras
Sedimentarias Primarias: De
Carácter Interno y Sobre la
Superficie de Estratificación**

MATERIAL DIDÁCTICO

Que para obtener el título de

Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

Daniel Nuñez Trasobares

ASESOR DE MATERIAL DIDÁCTICO

M.C. Noé Santillán Piña



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2022

Índice

Resumen	4
1. Generalidades	5
Introducción	5
Objetivos.....	6
2. Estructuras sedimentarias primarias	7
3. Clasificación de estructuras sedimentarias primarias de carácter interno y sobre la superficie de estratificación	9
4. Descripción de las estructuras sedimentarias primarias.....	11
Estructuras de carácter interno	11
Ripples y su laminación	11
Estratificación gradada	24
Estratificación cruzada	31
Estratificación flaser.....	40
Estratificación lenticular	43
Imbricación	46
Estructuras de la superficie de estratificación	53
Grietas de desecación	53
Marcas de gotas de lluvia	58
Huellas de cristales.....	61
Flute casts	65

Crescent casts	70
Paleocanal	73
Groove casts.....	79
Prod y bounce casts	84
Conclusiones	90
Bibliografía.....	91

Resumen

El conocimiento de las estructuras sedimentarias primarias resulta fundamental cuando se intenta realizar la diferenciación entre los diferentes ambientes sedimentarios, ya que es a partir de éstas que podemos inferir las condiciones hidrodinámicas del depósito.

Con la finalidad de coadyuvar en el estudio de las estructuras sedimentarias primarias, en el presente trabajo se desarrollaron las principales estructuras de ordenamiento interno y aquellas presentes sobre la superficie de estratificación. En estas últimas encontraremos las estructuras de origen físico formadas por los factores climáticos como la exposición del sedimento a la acción solar (evaporación) y precipitación, así como aquellas formadas por los procesos erosivos.

Para cada estructura sedimentaria, se proporciona a) una descripción detallada, integrada por los trabajos de diferentes autores, b) un esquema e información que describe los mecanismos, condiciones, factores y procesos involucrados en la formación de la estructura, c) las inferencias o interpretaciones que se obtienen de su reconocimiento en campo, y d) los principales ambientes sedimentarios en que puede llevarse a cabo la formación de la estructura analizada.

Abstract

The knowledge of the primary sedimentary structures is essential when we trying to differentiate between the different sedimentary environments, since it is from these that we can infer the hydrodynamic conditions of the deposit.

In order to contribute to the study of the primary sedimentary structures, in the present work the main ordering internal structures and those present on the surface of the strata were developed. In the latter we will find the structures of physical origin formed by climatic factors such as the exposure of the sediment to solar action (evaporation) and precipitation, as well as those formed by erosive processes.

For each sedimentary structure, a) a detailed description is provided, integrated by the works of different authors, b) a scheme and information that describes the mechanisms, conditions, factors and processes involved in the formation of the structure, c) the inferences or interpretations obtained from its recognition in the field, and d) the main sedimentary environments in which the formation of the analyzed structure can take place.

1. Generalidades

Introducción

El estudio de las estructuras sedimentarias primarias juega un papel fundamental cuando se realiza un estudio sedimentológico-estratigráfico, ya que para realizar la diferenciación entre ambientes sedimentarios es necesario el correcto establecimiento de las condiciones hidrodinámicas del mismo, información que está presente en las estructuras sedimentarias primarias, las cuales nos proporcionan información sobre las condiciones de energía al momento del depósito (velocidad de flujo, profundidad, turbulencia), permitiendo establecer también diferentes criterios de campo (dirección y sentido de la paleocorriente, criterio de polaridad, criterio paleoclimático, criterio de paleobatimetría, principalmente).

Aunado a ello, junto con la interpretación textural de los sedimentos, que nos brindan información acerca del medio y modo de transporte del material, es que podemos realizar una interpretación paleoambiental confiable; de ahí la importancia de contar con material de consulta sintetizado, sobre las principales estructuras sedimentarias de carácter primario.

La aplicación de las estructuras sedimentarias primarias es de gran importancia tanto práctica como académicamente, y ahora es un elemento esencial en lo que se conoce como sedimentología histórica, con su enfoque en la secuencia vertical, patrones

espaciales y cambio temporal, y procesos a gran escala.

Conocer y estudiar las estructuras sedimentarias es un pilar fundamental en el conocimiento de la geología misma. El trabajo de un geólogo es poder descifrar los procesos naturales impresos en las rocas y los sedimentos; al contar con un catálogo de estructuras sedimentarias primarias de carácter interno y sobre la superficie de estratificación, cualquier persona que se encuentre estudiando el tema, va a poder consultar y analizar sobre el tipo de estructura relevante en su investigación, mediante información precisa y confiable.

Este trabajo es una recopilación de diversos autores relacionados con la sedimentología y estratigrafía, mostrando y comparando sus diversos enfoques para la descripción y análisis de las estructuras sedimentarias primarias.

Objetivos

Objetivo general:

- Crear un catálogo de estructuras sedimentarias, de carácter interno y sobre la superficie de estratificación, que sirva de apoyo en la diferenciación de los ambientes sedimentarios a la docencia en las asignaturas de Sedimentología, Petrología sedimentaria, Trabajo geológico de campo y que además sea una guía para diferenciar ambientes sedimentarios en campo.

Objetivos específicos:

- Describir de acuerdo con diversos autores, los principales procesos involucrados en la formación de las estructuras sedimentarias primarias, así como las inferencias de campo que estas nos pueden proporcionar.
- Describir y esquematizar el proceso de formación de las estructuras sedimentarias primarias, mencionando los principales ambientes sedimentarios en que pueden formarse.

2. Estructuras sedimentarias primarias

Las estructuras sedimentarias son uno de los principales atributos con los que cuentan las rocas sedimentarias, son muy diversas y pueden ocurrir en casi cualquier litología; estas consisten en formas y geometrías que se producen por procesos sedimentarios y se conservan en los sedimentos. De acuerdo con Tucker (2003), las estructuras sedimentarias se desarrollan a través de procesos físicos y/o químicos, procesos antes, durante y después de la deposición, y mediante procesos biogénicos. Se considera que la estratificación es el rasgo más importante dentro de las estructuras sedimentarias ya que es un criterio confiable para corroborar su origen.

Boggs (2009), nos dice que las estructuras sedimentarias se pueden clasificar de acuerdo con su morfología, características descriptivas o sobre su origen. Con base a su origen se encuentran las estructuras sedimentarias primarias y las estructuras sedimentarias secundarias (diagenéticas); siendo las primeras las empleadas en la reconstrucción paleoambiental.

En adición a esto, la mayoría de las estructuras sedimentarias primarias combinan una serie de procesos históricos durante su formación, por lo que es improbable que un solo evento creó la estructura.

En cuanto a las estructuras sedimentarias primarias, para Pettijohn (1964) por "primaria" queremos significar que son aquellas que se han originado al momento de la deposición, poco tiempo antes o después de la consolidación del sedimento.

Para que se pueda conservar en buen estado una estructura sedimentaria, se tuvieron que combinar una serie de eventos que propiciaran su preservación, ya que es muy fácil que los mismos procesos sedimentarios de formación contrarresten a otros, esto sumando la exposición a la intemperie y erosión. En la mayoría de los casos, un sedimento recién depositado está expuesto a una removilización, esto debido a diversas situaciones, sin embargo, cuando está enterrado bajo otros sedimentos, se pueden preservar las estructuras.

Cuando un sedimento es removilizado, se vuelve a depositar en otro lugar y se genera un bucle, pero cuando se entierra inmediatamente después de su deposición, ahí se rompe el ciclo y obtenemos estructuras sedimentarias primarias.

Las estructuras sedimentarias primarias comprenden a todo lo relacionado con la estratificación, especialmente la forma externa del estrato, su continuidad y uniformidad del espesor, la estructura interna y ordenamiento de este, las marcas existentes en los planos interfaciales o de estratificación y a aquellas estructuras producidas por deformación de sedimentos aun en estado plástico” (Potter,1964), sin dejar de lado aquellas estructuras formadas por la actividad orgánica.

3. Clasificación de las estructuras sedimentarias primarias de carácter interno y sobre la superficie de estratificación.

Autores como Ricci Lucchi (1970) clasifican a las estructuras sedimentarias primarias de acuerdo con sus características básicas o típicas, a en donde se están observando dichos rasgos; lo cual conlleva a una implicación genética; para después centrarse en las variaciones que estas presentan para señalar similitudes y diferencias.

Basándose en la clasificación de Ricci Luchi (1970), dentro de las estructuras de carácter interno y sobre la superficie de estratificación, podemos encontrar las siguientes:

Estructuras de carácter interno

Las estructuras de carácter interno o estructuras deposicionales hacen alusión a su ordenamiento interno. De acuerdo con Tucker (2003), las estructuras deposicionales ocurren en la parte superior de los estratos y dentro de ellos.

Los estratos son capas tabulares o lenticulares de roca sedimentaria que tienen características que las distinguen de las capas de arriba y de abajo Boggs (2009).

Dentro de las estructuras de carácter interno podemos encontrar las siguientes:

- Ripples y su laminación
- Estratificación gradada
- Estratificación cruzada
- Estratificación flaser
- Estratificación lenticular
- Imbricación

Estructuras de la superficie de estratificación

En ambientes sedimentarios donde es predominante la deposición, ocurren procesos erosivos y es ahí donde encontramos a las estructuras erosionales, mientras que en

aquellos afectados principalmente por los factores climáticos como la exposición del sedimento a la acción solar (evaporación) y precipitación, encontraremos las estructuras denominadas de origen físico.

De acuerdo con Luchi (1996) las estructuras de la superficie de estratificación o estructuras erosionales consisten en superficies de forma y tamaño variables. Estas superficies suelen aparecer como líneas en secciones transversales; en algunos lugares, también están expuestos en la parte superior de los lechos del sustrato, o como moldes, en la base de los lechos de cobertura o relleno.

Para Collinson y Mountney (2019), de acuerdo a criterios descriptivos y genéticos, las estructuras de la superficie de estratificación se pueden dividir de la siguiente manera: sole marks sobre las bases de las capas más gruesas en sucesiones intercaladas, las cuales se dividen en scour marks y tool marks. En pequeñas estructuras que se ven en las superficies modernas de sedimentos, podemos encontrar las formas de erosión por agua y viento; por último las grandes estructuras reconocidas en secciones verticales en antiguos sedimentos, encontraremos las superficies de deflación, paleocanales y marcas de depresión.

Las estructuras de la superficie de estratificación son las siguientes:

- Grietas de desecación
- Marcas de gotas de lluvia
- Huellas de cristales
- Flute casts
- Crescent casts
- Paleocanal
- Groove casts
- Prod y bounce casts

4. Descripción de las estructuras sedimentarias primarias

Estructuras de carácter interno

- I. **Nombre de la estructura:** **Ripples y su laminación**
- II. **Tipo de estructura:** Estructura sedimentaria primaria inorgánica de carácter interno deposicional.
- III. **Descripción:** De acuerdo con Allen (1978), los ripples son estructuras en forma de cresta, transversales a la corriente, que surgen y se mantienen en la interfaz entre un movimiento de un fluido viscoso y un sedimento movable no cohesivo por la interacción entre el fluido y el sedimento transportado. Y el mismo autor clasifica a los ripples en dos grupos: ripples eólicos y ripples formados por el agua (Figura 1).

Para Amos et al. (2019) los ripples formados por agua se dividen en: ripples formados por corriente y ripples formados por oleaje (Figura 2).

Las rizaduras se pueden considerar como una respuesta al ordenamiento interno de la laminación cruzada.

Boggs (2009) dice que, a velocidades de flujo bajas, solo se forman ripples de 5 cm a 20 cm de longitud y 5 mm a 3 cm de altura. Con el incremento en la velocidad del flujo los ripples pequeños son remplazados por unos más grandes. En condiciones naturales los ripples más grandes pueden alcanzar longitudes que van desde los 50 cm a más de 100 m.

El tamaño de sedimento predominante en los ripples va desde limos medios hasta arenas gruesas.

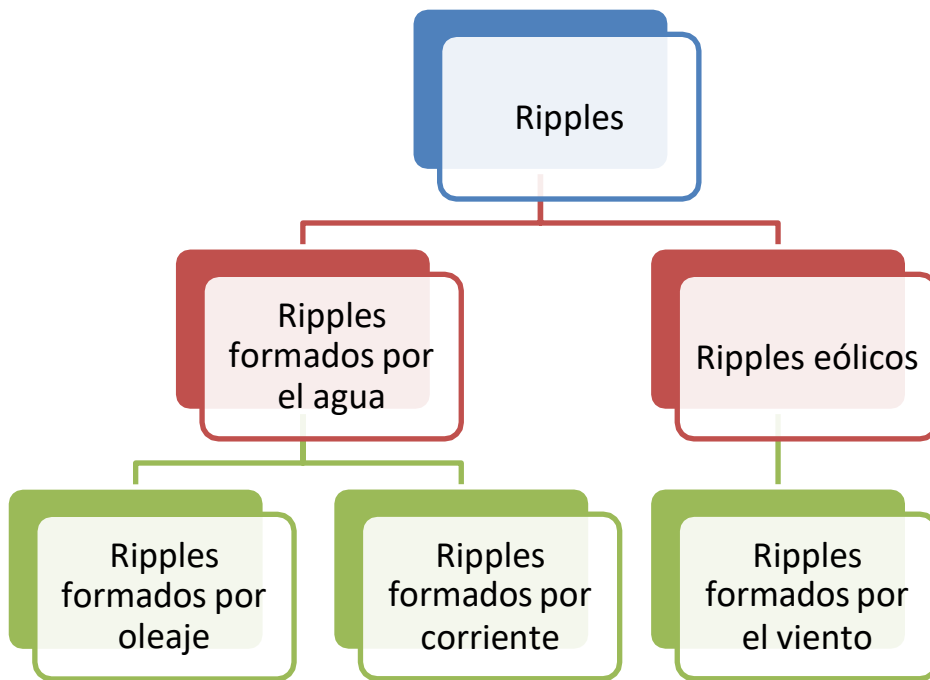


Figura 1. Clasificación de ripples (Modificado de Tucker, 2003).

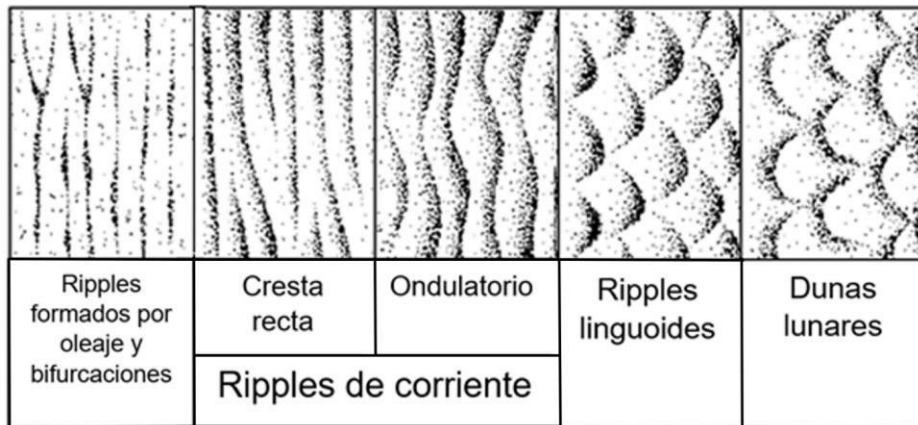


Figura 2. Planos de cresta de ripples ondulados, ripples de corriente y dunas. Los ripples linguoides, dunas y ripples de corriente semilunar son raros (Modificado de Tucker, 2003).

IV. Formación de la estructura

1. Ripples formados por el agua

- ***Ripples formados por oleaje o ripples de oscilación***

De acuerdo a Tucker (2003) estos ripples se forman por la acción de las olas sobre los sedimentos no cohesivos, especialmente de limos medios a arenas gruesas, son típicamente simétricos. Pueden ocurrir variedades asimétricas, formadas cuando en una dirección de la ola el movimiento es más fuerte que en otra dirección.

Las crestas de las ondas formadas por ripples son generalmente rectos y la bifurcación de las crestas es común (Figura 5). Las crestas pueden reunirse para encerrar pequeñas depresiones. En perfil las depresiones tienden a ser más redondeadas que las crestas que pueden ser aplanadas o puntiagudas. El índice de los ripples formados por oleaje es generalmente alrededor de 6 a 7 (Figura 3).

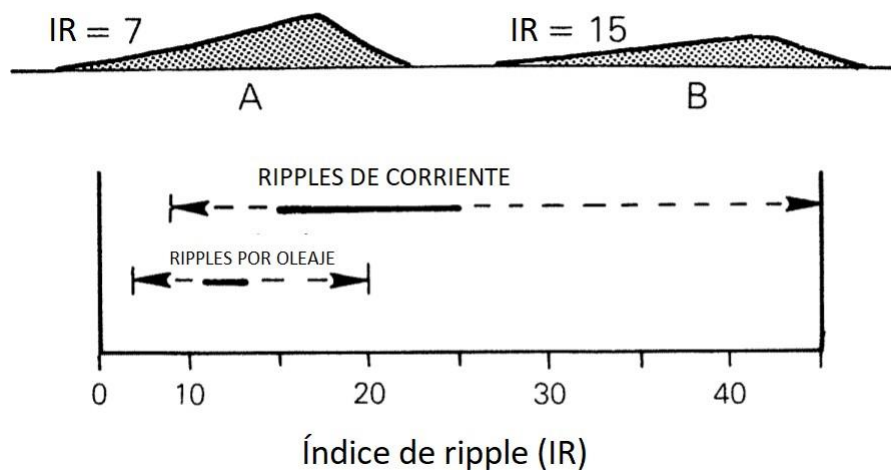


Figura 3. Rango de índice de ripples (Modificado de Lindholm, 1987).

De acuerdo a Lindholm (1987) el índice de ripple se obtiene dividiendo la longitud entre la altura como se muestra en la figura 4:

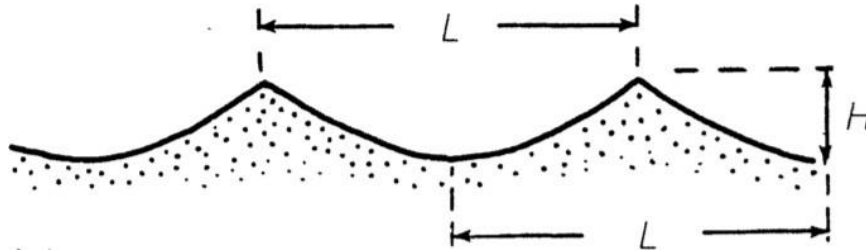


Figura 4. Índice de ripple (IR): Longitud (L) / Altura (H), (Tomado de Lindholm,1987).

Los ripples formados por oleaje pueden verse afectados por cambios en la profundidad del agua para producir ripples modificados, por ejemplo, los ripples con crestas planas o crestas dobles (Figura 5). Si hay un cambio en la dirección del movimiento del agua sobre un área de olas (corrientes o formadas por oleaje), luego se puede desarrollar un conjunto secundario de ripples, produciendo ripples de interferencia o pequeños ripples pueden formarse dentro de los canales de ripples (ripples en escalera).



Figura 5. Ripples formados por oleaje de una playa en Cádiz, España (Tomado de Flickr, 2007).

- **Ripples formados por corriente**

Para Tucker (2003) los ripples de corriente son producidos por corrientes unidireccionales por lo que son asimétricos con un lado de sotavento empinado (río abajo) y un lado suave llamado barlovento (río arriba) como se muestra en la figura 6. Sobre la base de la forma, son comunes tres tipos de ripples de corriente: ripples de cresta recta, sinuosos u ondulantes y ripples linguoides. Los ripples de lunares ocurren, pero son más raros.

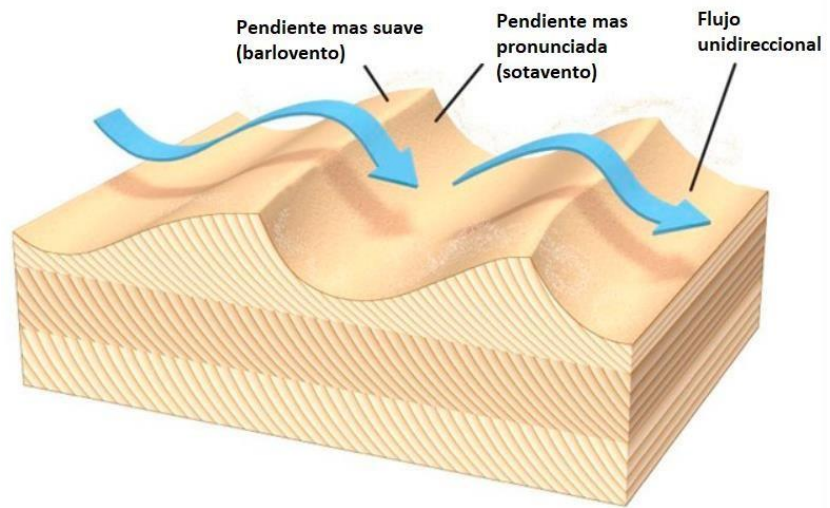


Figura 6. Ripples asimétricos formados por corriente unidireccional (Modificado de Pardo y Arenas, 2020).

Tucker (2003) y Lucchi (1996) coinciden en que, con la velocidad del flujo creciente, existen perturbaciones transversales o "efectos secundarios" en el flujo y los ripples de cresta recta pasan a ripples linguoides a través de la transición de ripples sinuosos.

Existen dos formas 3D básicas: semilunar y linguoide, dependiendo de cómo esté orientada la curvatura de la cresta con respecto a la dirección del flujo. El indicador del vector de flujo es el lado más empinado, que mira hacia abajo de la corriente, en cualquier caso (Lucchi, 1996).

El índice de ripples formados por corriente generalmente está entre 8 y 15. Los ripples de corriente no se forman en sedimentos más gruesos que 0.6 mm de diámetro (arena gruesa).

➤ Ripples lineales

Para Lucchi (1996) los ripples cuyo perfil cambia poco a lo largo de las crestas se denominan lineales, se acercan al perfil de equilibrio hidrodinámico para un flujo bidimensional, un flujo cuya configuración no cambia en la dirección del movimiento.

➤ Ripples rectilíneos

Para Luchi (1996), los ripples rectilíneos tienen buena continuidad lateral y paralelismo, y no suelen asociarse a formas más grandes (Figura 7). Pueden ser producidas tanto por olas como por corrientes casi bidimensionales, en sentido hidráulico. Las líneas de flujo desarrollan remolinos secundarios cerca del fondo que son marcadamente cilíndricos (rollos) y en sus extremos se combinan con vecinos similares creando las uniones.

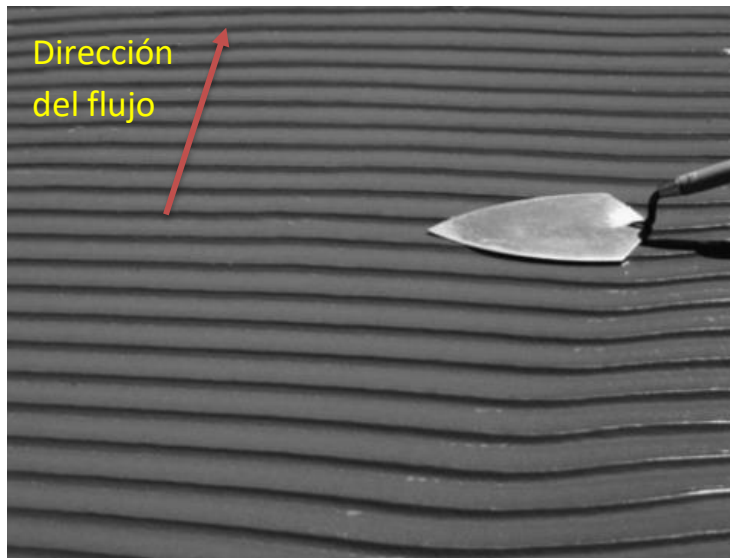


Figura 7. Ripples formados por el flujo de inverso del oleaje en una barra de arena en el Río Colorado, USA (Tomado de Rubin, 2012).

➤ Ripples linguoides

De acuerdo con Agueda (2004) el ripple tiene una forma lobulada, compuesta de líneas de crestas discontinuas (Figura 8). La orientación de la curvatura de la cresta con respecto a la dirección del flujo determina si son ripples linguoides o lunares.



Figura 8. Ripples linguoides en dunas asimétricas del país vasco (Tomado de Wikimedia, 2011).

➤ Ripples de laminación cruzada

Boggs (2009) dice que se forman cuando la deposición tiene lugar rápidamente durante la migración de la corriente u ola. Se producen una serie de láminas cruzadas debido a la superposición de un ripple sobre otro a medida que los ripples migran. Los ripples suceden hacia arriba en tal manera que las crestas de los ripples sucesivas verticalmente están desfasadas y parecen subir en dirección en contracorriente (Figura 9).



Figura 9. Ripples ascendentes de Pune, India (Fotografía tomada por Prathamesh Pawar de la Universidad de Pune, 2015).

En secciones de afloramiento, las láminas pueden aparecer horizontales o en forma de depresión, dependiendo de la orientación y forma de los ripples (Figura 10). Los ripples de laminación cruzada se forman en condiciones en las que hay abundantes sedimentos, particularmente sedimentos en suspensión, que rápidamente se entierran y conservan los ripples.

El abundante suministro de sedimentos se combina con suficiente transporte de tracción para producir corriente y hacer que las olas migren, pero no lo suficiente para causar una erosión completa de las láminas desde corriente arriba de los ripples. Los ripples de laminación cruzada se forman bajo condiciones en las que se logra un equilibrio entre el transporte por tracción y el suministro de sedimentos que las ondas no migran a pesar de la creciente superficie de sedimentos.



Figura 10. Laminación cruzada (flecha). El truncamiento de la arena fina laminada paralela subyace por ripples de laminación cruzada. Formación Coaledo (Eoceno), Oregón, Usa. (Tomado de Boggs, 2009).

➤ Megaripples

Tucker (2003) y Lucchi (1996) tienen una clasificación parecida para este tipo de ripples.

También conocidos como dunas subacuáticas, son estructuras a mayor escala de forma similar a los ripples, sin embargo, su proceso de preservación es complicado. Las dunas subacuáticas generalmente se presentan desde pocos metros hasta más de 10 m de longitud y hasta 50 cm de altura.

La forma de la duna puede variar de cresta recta a sinuosa a sinuosa lunar con el aumento del flujo. Los ripples ocurren comúnmente en los lados de las rocas y en los canales de las dunas. Las “olas de arena” son más grandes que las dunas, tienen cientos de metros de largo y ancho y hasta varios metros de altura. Muchos tienen forma linguoidea (Tucker, 2003).

2. Ripples formados por el viento

De acuerdo con Tucker (2003) los ripples de viento son estructuras asimétricas como los ripples de corriente. Típicamente tienen crestas largas, rectas y paralelas con bifurcaciones como ripples en forma de olas (Figura 11).

El índice de ripple es alto y los ripples de viento rara vez se conservan. Las dunas producidas por la acción del viento es raro que se conserven igualmente, pero la estratificación cruzada producida por su migración es una característica de las antiguas areniscas del desierto. Los dos tipos más comunes de dunas eólicas son las estructuras semilunares y las crestas de arena alargadas.



Figura 11. Ripples eólicos del desierto de Nabib-Naukluft, África.
Fotografía de Bjorn Christian (Tomado de Wikipedia, 2002).

V. Inferencias de campo

Si las láminas están en fase de escalar los ripples verticalmente podría deberse a dos procesos: las ondas son oscilantes y permanecen activas, pero no migran durante la

deposición o, por otro lado, las ondas están inactivas y están siendo cubiertas pasivamente por el asentamiento de la suspensión, en cuyo caso la amplitud del ripple disminuye gradualmente hacia arriba, es decir, las ondas se amortiguan.

Para los ripples formados por olas, la longitud de onda está controlada por el tamaño de grano del sedimento y profundidad del agua, al encontrarse con ripples más grandes se trata de sedimentos más gruesos y aguas más profundas.

Por otro lado, los ripples modificados y de interferencia son típicos de depósitos de mareas planas.

Los ripples subacuáticos y las dunas son formas de equilibrio. Si la velocidad de la corriente y la profundidad del agua en un lecho cubierto de dunas se reducen lentamente, por ejemplo, las dunas se suavizan y reemplazan por ripples. Los ripples, sin embargo, no desaparecen incluso cuando la corriente ha disminuido por completo. Las dunas pueden sobrevivir, como se muestra en las, si la corriente se desacelera y/o el agua se drena en un tiempo relativamente corto. En cuanto a las ripples, no hay problema de tiempo: persisten, en cualquier caso. Por tanto, se puede concluir que los ripples tienen el máximo potencial de conservación entre las formas del lecho.

De acuerdo con Lindholm (1987), la mayoría de las capas producidas en corrientes de agua unidireccionales son asimétricas con una superficie suave con pendiente ascendente y una superficie más empinada con pendiente descendente.

Las formas de las capas migran en la dirección del flujo a medida que el sedimento se acumula en la superficie de sotavento. A medida que el agua pasa sobre la cresta, el flujo se separa del lecho para formar una zona de flujo inverso. En el punto donde el flujo principal se vuelve a unir a la capa, se producen remolinos turbulentos.

En el caso de las capas con crestas irregulares, el poder erosivo de estos remolinos se concentra en la capa para formar cúmulos en forma de cuchara que migran por delante de la cresta.

Los ripples pertenecen a un grupo denominado estructuras formadas en la superficie superior de la capa por lo que con estas estructuras se puede establecer la polaridad de la secuencia (criterio de polaridad).

En ríos, olas de arena se forman a velocidades de flujo más baja y a profundidades menores que las dunas.

VI. Ambiente sedimentario

1. En cuanto a ripples de laminación cruzada, la rápida sedimentación pertenece a llanuras de inundación fluvial, barras de puntos, deltas de ríos sujetos a inundaciones y ambientes de sedimentación turbidítica.
2. Para los ripples de corriente se pueden desarrollar en ríos, deltas, litorales, plataformas marinas y mares profundos, a su vez, los ripples formados por las olas se encuentran en las playas, bordes de lagos y plataformas someras.
3. Las dunas subacuáticas se pueden encontrar en estuarios modernos y mares más profundos.
4. Los ripples de viento (Figura 12) son estructuras típicas de dunas costeras o desiertos



Figura 12. Ripples eólicos con una pica geológica de aproximadamente 30 cm como escala. Localidad de Farallón, Veracruz, México (Fotografía tomada por el M. en C. Noé Santillán Piña de la Universidad Nacional Autónoma de México, (s/a)).

- I. **Nombre de la estructura:** **Estratificación gradada**
- II. **Tipo de estructura:** Estructura sedimentaria primaria inorgánica de carácter interno deposicional.
- III. **Descripción:** De acuerdo con Boggs (2009), la estratificación gradada son estratos caracterizados por cambios graduales pero distintos en el tamaño de los sedimentos.

Si los sedimentos más gruesos empiezan en la base y los más finos se encuentran en la parte más superior, se puede considerar como una gradación normal, por el contrario, de manera menos frecuente, si los sedimentos finos se encuentran en la base y los gruesos más cercanos a la superficie se le considera una gradación inversa (Figura 13).

Esta clasificación puede darse en casi cualquier espesor, pero es más común encontrarla en espesores que van desde pocos centímetros hasta algunos metros.

La estratificación gradada comprende el tamaño de gravas, arenas y limos.

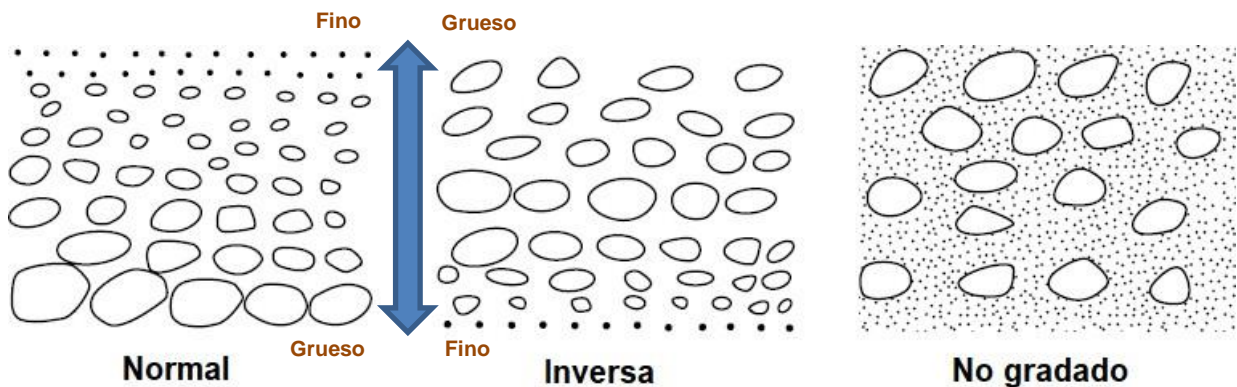


Figura 13. Tipo de gradación (Modificado de Tucker, 2003).

IV. Formación de la estructura

De acuerdo con Tucker (2003) la estratificación gradada normal (Figura 14) resulta de la deposición con el descenso del flujo. A medida que el flujo desacelera, las partículas más gruesas (pesadas) se depositan primero y luego las partículas más finas que se encontraban en suspensión, se depositan. La turbulencia es necesaria para mantener a las partículas en suspensión durante el transporte.



Figura 14. Gradación normal en un conglomerado de Ohio, Usa (Fotografía tomada por James St. John tomada de Flickr, 2017).

De acuerdo con Tucker (2003) la clasificación inversa (Figura 15) puede surgir de una mayor fuerza de flujo durante la sedimentación, pero más comúnmente por los efectos de la dispersión del grano, la flotabilidad y el tamizado cinético al revolverse las partículas en estado de reposo y mandando las más finas a la base. Ocurre comúnmente en los depósitos de sedimentos con una alta concentración de mezclas.

La estratificación inversa puede ocurrir en las partes más bajas del sedimento, depósitos de flujo por gravedad, como depósitos de flujo de granos y escombros.



Figura 15. Estratificación inversa en sedimentos de lavado fluvioglacial. Columbia Británica, Canadá. Fotografía de Fletcher y Baylis (Tomado de Science source, s/a)

La secuencia Bouma describe un estrato escalonado ideal, en rocas con un origen de turbidez, que consta de cinco divisiones distintas.

Boggs (2009) nos dice que esta secuencia completa de unidades asciende a partir de una escala basal masiva y bien gradada (A), a través de una unidad inferior caracterizada por laminas paralelas (B), una ondulación de lámina cruzada central (C), una unidad superior con láminas paralelas (D) y una unidad superior casi de lodo sin estructura (E) (Figura 16).

Bouma señala que muchas secuencias gradadas pueden estar truncadas en la parte superior, la base o ambas, y por lo tanto no contienen todas las unidades encontradas en la secuencia idea. En la mayoría de los casos, los estratos gradados no muestran estructuras internas visibles excepto la clasificación por tamaño.

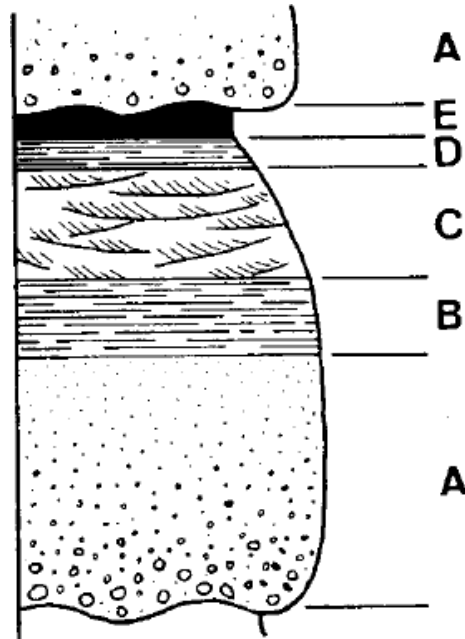


Figura 16. Secuencia Bouma (Tomado de Tucker, 2003).

V. Inferencias en campo:

La estratificación gradada es típica de las corrientes de turbidez (Figura 17) y depósitos de corrientes de tormenta. Por otro lado, la estratificación gradada compuesta suele ser resultado de pulsos en la corriente.

De acuerdo con Tucker (2003), las láminas depositadas en las playas por el lavado a contracorriente son comúnmente de grado inverso, al igual que los estratos transversales depositados por avalanchas y flujos de grano.

Los sedimentos de aguas poco profundas depositados bajo la influencia de mareas ciclónicas también pueden desarrollar unidades gradadas que muestren una secuencia Bouma.

Los depósitos de abanico de aguas profundas están comúnmente compuestos por capas delgadas de arenisca o limolita de origen turbidítico con capas intermedias de lutitas pelágicas.

Si los estratos gradados se repiten uno tras otro se le conoce como una secuencia rítmica.



Figura 17. Turbiditas sin completar la secuencia Bouma en Gualala, California, EUA (Fotografía tomada por Brian Romans, tomada de Flickr, 2010).

VI. Ambiente sedimentario

De acuerdo con Perry y Taylor (2007) este tipo de estructuras se pueden encontrar en barras y canales con una gran anchura causadas por flujos de inundación y flujos muy concentrados.

Con un flujo de escombros se encuentran los diques marginales y canales trapezoidales o con forma de U.

Se puede encontrar gradación en las plataformas costeras causadas por actividad de tormenta. También, este tipo de estructuras se pueden dar en deltas y estuarios.

En depósitos aluviales (Figura 18) se puede encontrar la gradación inversa, así como láminas depositadas en dunas costeras causadas por el lavado a contracorriente.



Figura 18. Gradación inversa en un depósito aluvial con tamaño de gravas, arenas y limos (Tomada de Flickr, 2011).

De acuerdo a Tucker (2003), la deposición de sedimentos en suspensión tiene lugar en abanicos submarinos, cuencas por corrientes de turbidez, entre otras, por lo que la gradación puede ocurrir en estos ambientes.

Para Reading (1996), los abanicos submarinos son características constructivas distintivas en el fondo marino que se desarrollan hacia el mar con una fuente puntual de sedimentos importantes, como un río, un delta, un abanico aluvial o lengua glacial, o más allá de una ruta principal de suministro de pendiente transversal.

- I. **Nombre de la estructura:** **Estratificación cruzada**
- II. **Tipo de estructura:** Estructura sedimentaria primaria inorgánica de carácter interno deposicional.
- III. **Descripción:** La estratificación cruzada puede ocurrir en cualquier granulometría, sin embargo, lo más común es encontrarla en arenas. De acuerdo con Boggs (2009) la estratificación cruzada consiste en estratos en los que las capas internas se acomodan en un ángulo distinto a las superficies que unen a los estratos.

Para Tucker (2003) mucha estratificación cruzada es consecuencia de la migración de ripples, dunas y olas de arena.

La estratificación cruzada se puede dividir en estratos tabulares, curvados (Figura 20) o tipo hummocky (Figura 19), de acuerdo con la clasificación de Boggs (2009). Por otro lado, a los estratos con forma similar a la de una pala se les conoce como estratos festoneados.

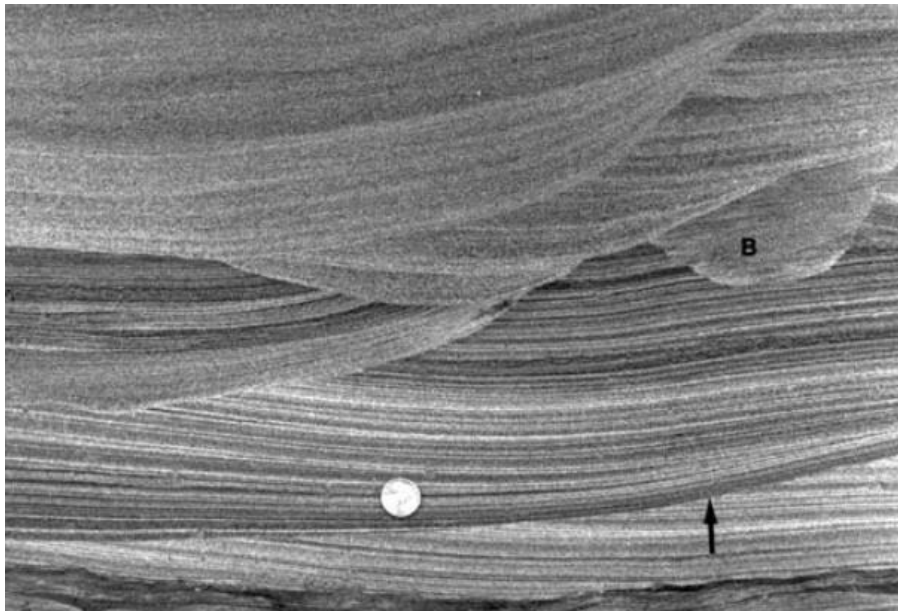


Figura 19. Tres intersecciones de conjuntos a pequeña escala de laminación cruzada en areniscas de grano fino. El área marcada en B podría ser una madriguera y la flecha indica una posible estratificación cruzada tipo hummocky (Tomada de Boggs, 2009).

IV. Formación de la estructura

Tucker (2003) nos dice que la mayor parte de la estratificación cruzada surge de la migración a favor de la corriente o a favor del viento, de ripples, dunas y olas de arena, cuando los sedimentos se mueven por la ladera y luego se precipitan por el lado de sotavento de la estructura. La forma de los estratos transversales refleja la forma de la pendiente de sotavento y dependen de las características del caudal, la profundidad del agua y el tamaño del grano del sedimento.

Las partes de los estratos transversales con pendiente pronunciada se denominan “conjuntos delanteros o foresets” y puede tener contactos angulares o tangenciales con la horizontal. Las partes más bajas y con menor inclinación se les denomina “conjuntos inferiores o bottom sets”.

De acuerdo con Tucker (2003), la laminación cruzada puede ser dirigida hacia arriba mediante “reflujo” (dirección del flujo opuesto a la dirección de la corriente usual), o dirigida hacia abajo mediante el “co-flujo” (dirección de la corriente normal); se puede desarrollar dentro de los conjuntos inferiores de los estratos transversales a gran escala o como resultado de los ripples que se forman en el canal de las dunas.

1. Estratificación cruzada tabular

De acuerdo con Tucker (2003), los estratos tabulares y en cuña consisten principalmente en estratos cruzados planos que tienen desde un contacto angular a uno tangencial con la superficie basal del conjunto. Sobre la superficie del estrato, los estratos transversales tabulares se ven como líneas rectas. La estratificación tabular se produce por una cresta recta (bidimensional).

Para Boggs (2009), los estratos cruzados tabulares (Figura 20) se forman principalmente por la migración de materiales bidimensionales a gran escala

(dunas). Los estratos individuales varían en espesor desde unas pocas decenas de centímetros a un metro o más, pero podrían llegar hasta los 10 metros.

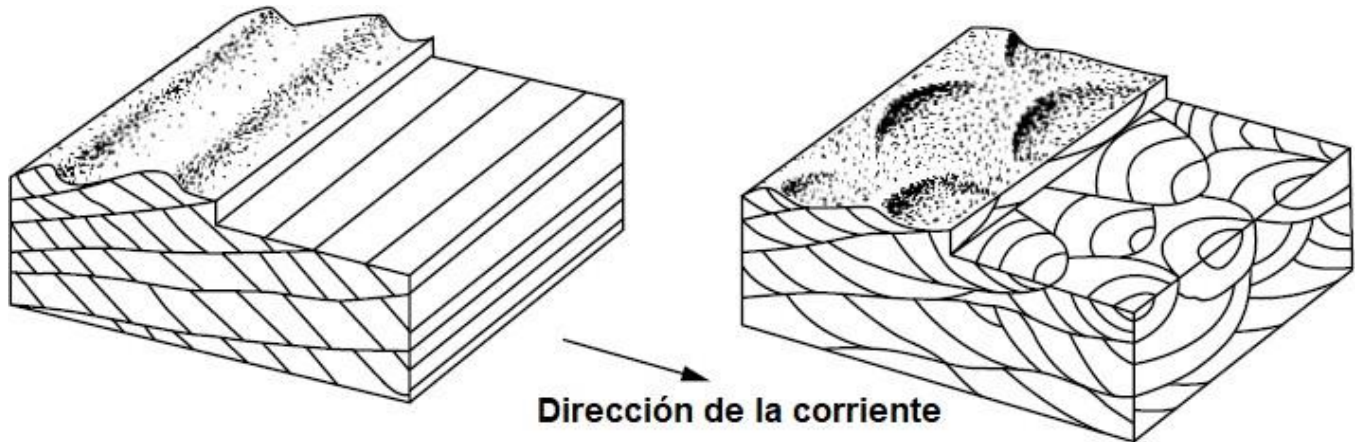


Figura 20. Estratificación cruzada tabular y curvada. Contactos angulares y tangenciales en la base respectivamente (Modificado de Tucker, 2003).

2. Estratificación cruzada de canal o curvada (festoneada)

Boggs (2009) nos dice que los estratos cruzados de canal (Figura 21) se originan por la migración de formas de estratos, ya sean pequeños ripples de corriente que se producen en conjuntos de estratos cruzados a pequeña escala o ripples a gran escala (dunas) que producen muchos juegos de estratos cruzados a mayor escala.

Estos estratos de canales formados por la migración de ripples a gran escala, comúnmente varían en grosor desde decenas de centímetros y en ancho desde un metro a unos cuantos metros.

Para Tucker (2003) la laminación cruzada de canal se produce principalmente por ondulaciones linguoides y los estratos cruzados están formados principalmente por dunas semilunares y sinuosas.



Figura 21. Estratificación cruzada tabular en una arenisca de Utah, USA.
(Tomada de Flickr, 2019).

La estratificación cruzada en sedimentos arenosos también puede formarse a través del relleno de fosas y formaciones erosivas, canales de socavación, deposición en las barras de punta de los arroyos serpenteantes, sobre el crecimiento de pequeños deltas (como en un lago o laguna), el desarrollo de antidunas y montículos, la migración lateral de las barras de punta en un canal, la deposición en la playa y barras marinas.

Tucker (2003) también nos dice que cuando la arena cae hacia la pendiente de sotavento del estrato, los estratos transversales depositados muestran una buena clasificación y deposición inversa. Estos estratos son provenientes del flujo de granos.



Figura 22. Estratificación cruzada curveada (Tomada de Flickr, 2005).

3. Estratificación cruzada tipo hummocky

Boggs (2009) nos dice que este tipo de estratificación cruzada se caracteriza por una serie de conjuntos ondulados de láminas cruzadas que son cóncavos hacia arriba (cunetas) y convexos hacia arriba (montículos). Los juegos de estratos cruzados cortan sobre otro con superficies erosivas curvas.

Este tipo de estratificación ocurre en conjuntos de 15 a 20 cm de grosor. El espaciamiento de montículos y cunetas va de unas pocas decenas de centímetros a varios metros.

La superficie del límite inferior de la unidad del montículo es afilada y comúnmente es una superficie erosiva. Pueden estar presentes como marcas en la base del suelo formadas por corriente. La estratificación cruzada tipo hummocky ocurre típicamente en areniscas de grano fino a limolitas de grano grueso que comúnmente contienen mica y restos de plantas.

La estratificación cruzada tipo hummocky (Figura 23) se forma bajo la acción de las olas y parece ser común en sedimentos antiguos depositados en la costa y plataforma marina.

Un probable proceso de formación de esta estructura es causado por una combinación de flujo unidireccional y oscilatorio relacionado con la actividad de la tormenta.



Figura 23. Estratificación cruzada tipo hummocky en Colorado, USA. (Tomada de Wikipedia, 2012).

V. Inferencias en campo:

Tucker (2003) nos dice que la estratificación cruzada muestra variaciones en el tamaño de grano y en la distribución de los diferentes tipos de estratos. Cuando la arena cae hacia la pendiente de sotavento del estrato, en los estratos transversales depositados se muestra una buena clasificación y gradación inversa. Este tipo de estratos son provenientes de corrientes (viento o agua) que transportan arena hacia abajo.

En estratos más gruesos depositados por avalanchas y tracción a menudo se alternan con estratos más delgados de material de grano más fino

depositados de la suspensión. Estos son estratos de caída de grano donde son condiciones de mayor energía, existe menor clasificación y no hay estratos bien desarrollados y de grano fino.

Los sedimentos más finos se concentran comúnmente en los conjuntos de fondo de los estratos cruzados, ya que estos materiales ligeros se transportan sobre los ripples o crestas de las dunas y se depositan en el fondo. De esta forma los conjuntos inferiores de estratos cruzados pueden aparecer más oscuros por la presencia de más arcilla y materia orgánica.

Los estratos cruzados a gran escala son típicos de arenas eólicas. El estrato cruzado también se puede formar en conglomerados, en particular en los de origen trenzado.

Cuando los ripples migran y se deposita mucho sedimento, especialmente fuera de la suspensión, los ripples subirán por la parte trasera de la corriente abajo para formar ripples escalonados y laminación cruzada, también derivada de los ripples. Con sedimentación rápida, laminas del lado de sotavento se pueden conservar para que las láminas se conserven de un ripple a otro.

Para Tucker (2003), algunas características que distinguen ripples de laminación cruzada de ripples de corriente son las irregularidades y ondulaciones en los límites inferiores del conjunto de las láminas.

Boggs (2009) nos dice que algunas unidades de estratificación cruzada contienen superficies inclinadas que separan los bosques adyacentes, con orientaciones similares, y truncan las láminas del conjunto inferior. A este tipo de formas se les conoce como superficies de reactivación.

Este mismo autor nos dice que las superficies de reactivación se han atribuido a la modificación de ripples formados previamente por varios mecanismos que incluyen: a) la erosión durante una disminución en la profundidad de agua debido a la acción de las olas o al flujo alrededor de las formas del estrato, b) erosión durante un cambio en la corriente, dirección del flujo, como durante una inversión de marea y c) modificación a profundidad constante del agua y dirección de flujo debido a la erosión resultante de la interacción aleatoria de

formas del estrato o a la erosión a sotavento de una forma del estrato que avanza.

VI. Ambiente sedimentario

Boggs (2009) nos dice que los estratos cruzados se forman bajo diferentes condiciones y ambientes (fluviales, eólicos y marinos), pueden ser muy similares en apariencia y por lo tanto pueden ser difíciles de diferenciar en depósitos antiguos.

Para Taylor y Perry (2007), la estratificación o laminación cruzada comparte junto con muchas estructuras a los ambientes fluviales (también conocidos como aluviales), teniendo a los ríos como la principal fuente de esta estructura sedimentaria primaria.

En las dunas (Figura 24) donde predominan climas áridos, se encuentran estratos cruzados bien desarrollados, estas estructuras junto con estratos tabulares y masivos.



Figura 21. Sección con estratificación cruzada en las Dunas de Farallón, Veracruz, México (Fotografía tomada por el M. en C. Noé Santillán Piña de la Universidad Nacional Autónoma de México, (s/a)).

- I. **Nombre de la estructura:** **Estratificación flaser**
- II. **Tipo de estructura:** Estructura sedimentaria primaria inorgánica de carácter interno deposicional.
- III. **Descripción:** Tucker (2003) nos dice que en algunas áreas de formación de ripples, los ripples de limo y arena se mueven periódicamente y la arcilla se deposita mediante suspensión en momentos donde el agua disminuye su energía; complementando, Boggs (2009) dice que la estratificación flaser es un tipo especial de ripples de laminación cruzada en el que finas líneas de arcilla se intercalan entre conjuntos de láminas de ripples (Figura 25). Estas líneas de arcilla tienden a ocurrir en los valles de los ripples, pero pueden cubrir parcial o completamente las crestas.

Estratificación flaser

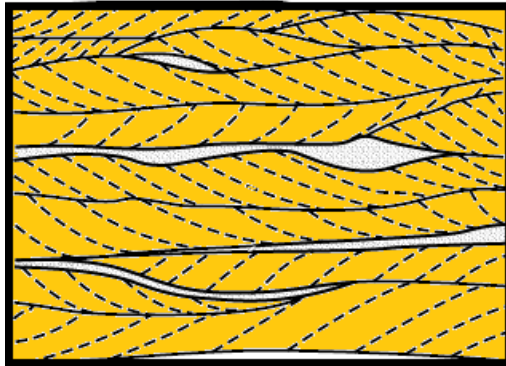


Figura 25. Estratificación Flaser, donde los lentes de arcilla están intercalados en ripples de arena (Modificado de Tucker, 2003).

IV. Formación de la estructura

Para Boggs (2009) y Tucker (2003) la estratificación flaser parece formarse bajo condiciones de depósitos fluctuantes marcados por periodos de actividad de corriente; cuando se tiene lugar el transporte por tracción y ondulación de arenas finas, alternando con periodos de reposo, es cuando se deposita la

arcilla. Los episodios repetidos de actividad actual dan como resultado la erosión de la cresta de los ripples previamente depositados, lo que permite que nuevos ripples de arena se entierren y preserven los ripples en los estratos flaser de arcilla en los canales (Figura 26).



Figura 26. Estratificación flaser en depósitos fluviales del Pensilvaniano. USA. (Fotografía tomada por Barbara am Ende, tomada de Flickr, 2014).

V. Inferencias en campo:

Para Chamley (1990), los estratos depositados en sucesión pueden repetirse siempre y cuando las condiciones hidrodinámicas permanezcan iguales. Para el caso de la estratificación flaser cuando la corriente encargada de la formación y migración de los estratos se interrumpe, como durante la alta mareasobre los bancos de arena de los estuarios, una capa delgada, de mm a cm de espesor de arcilla limosa puede depositarse cubriendo a los ripples. Es por eso que se tienen que dar estas circunstancias para que se genere la estratificación flaser.

Pettijohn y Potter (1964) nos dicen que generalmente estos lentes de arcilla están alineados con la estratificación cruzada y pueden asemejarse a las estructuras halladas en las milonitas y rocas metamórficas cizalladas.

Mendiberri (2009) nos dice que la variedad de la estratificación flaser dependerá en gran medida en la cantidad de arcilla que exista en el medio, si esta cantidad de arcilla en suspensión es pequeña, la sedimentación se va a acumular en los valles. Si la proporción de arcilla es mucho mayor, se llegará a un límite en el que la mayor parte de los flasers se encuentren conectados.

VI. Ambiente sedimentario

De acuerdo con Tucker (2003), este tipo de estratificación es común en mareas planas y el frente del delta, donde hay fluctuaciones en el suministro de sedimentos o del nivel de actividad de la corriente (o del ripple).

Para Chamley (1990) los estuarios, separados entre sí por barras intermareales de depósitos areno-arcillosos, presentan una secuencia monótona de capas arenosas finas bien clasificadas, capas arenosas de grano ascendente con ripples de corriente y estratificación flaser.

I. **Nombre de la estructura:** **Estratificación lenticular**

II. **Tipo de estructura:** Estructura sedimentaria primaria inorgánica de carácter interno deposicional.

III. **Descripción:** Boggs (2009) nos dice que a diferencia de la estratificación flaser, la estratificación lenticular consta de lentes o ripples de arena intercalados en depósitos de arcilla, estos lentes son discontinuos y aislados tanto en dirección vertical como lateral.

IV. **Formación de la estructura**

De acuerdo con Boggs (2009), la estratificación lenticular se forma en ambientes que favorecen la deposición de la arcilla sobre la arena.

Chamley (1990) nos dice que, en un entorno, en el que por lo general se deposita material de grano fino, es invadido episódicamente por una corriente de arena; este material se puede colocar en forma de lentes o líneas irregulares en la arcilla, resultado estratos lenticulares (Figura 27).

Con base en lo que Mendiberri (2009) nos dice, este tipo de estratificación puede presentar diferentes modalidades según la disposición de los lentes que lo constituyen, están aquellos que en los que se hallan aislados dentro de la masa de arcilla y aquellos en los que forman grupos de dos o más unidades de ripples unidos por valles.

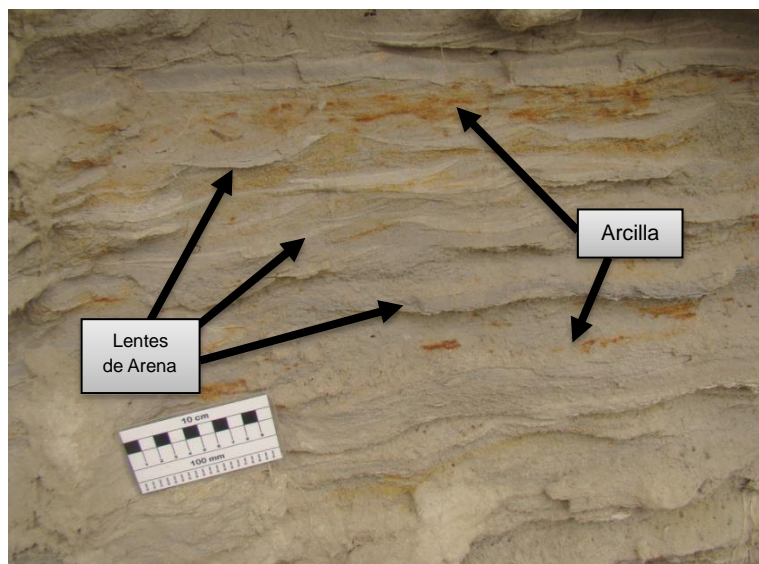


Figura 27. Estratificación lenticular. Almería, España. (Tomada de Flickr, 2009). En primer plano se observan los lentes de arena (más resistentes al intemperismo) y en segundo plano las arcillas.

V. Inferencias en campo:

Dado que la estratificación flaser y la estratificación lenticular son muy parecidas, Boggs (2009) nos dice sencillamente que la estratificación lenticular se forma en ambientes que favorecen la deposición de arcilla sobre arena, mientras que la estratificación flaser se forma en condiciones que favorecen depósitos de arena sobre arcilla (Figura 28). Ambas estructuras dominadas por las condiciones del flujo de corriente o marea.



Figura 28. Estratificación flaser, ondulada y lenticular en un campo de carbón del este de Kentucky, USA. (Modificado de Uky, 2019).

La estratificación ondulante es parecida a la estratificación lenticular (Figura 29), sin embargo, Tucker (2003) nos dice que en la estratificación ondulante se alternan areniscas laminadas transversalmente con lutitas o limolitas, no lentes de arena. Este tipo de estratificación es común en los sedimentos de llanura mareal y frente de delta, donde hay fluctuaciones en el suministro de sedimentos o en el nivel de actividad de la corriente (o del oleaje).

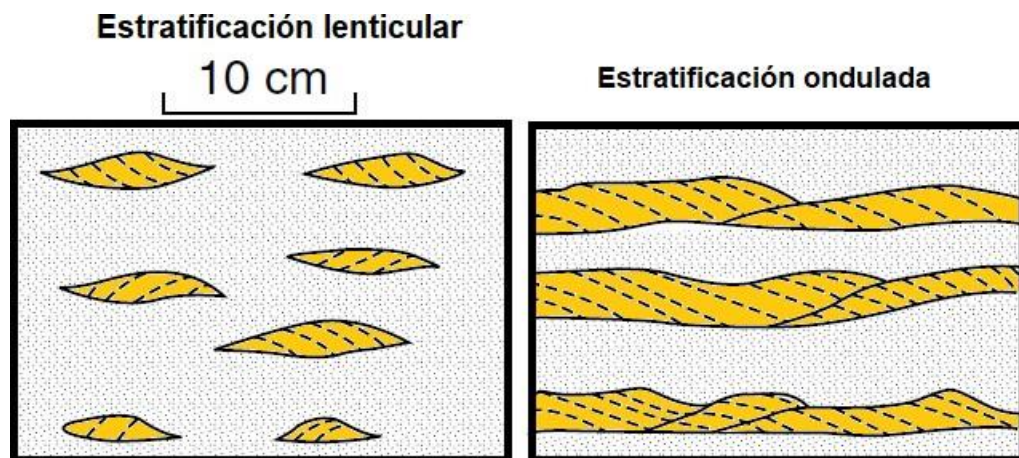


Figura 29. Estratificación lenticular y ondulada.
(Modificado de Tucker, 2003).

VI. Ambiente sedimentario

Al igual que la estratificación flaser, Boggs (2009) nos dice que esta estructura es común en los depósitos de llanura de marea y algunos ambientes submareales donde las condiciones de flujo de corriente o actividad de las olas causan la deposición de la arena, así como en entornos marinos y lacustres de frente deltaico y aguas poco profundas.

- I. **Nombre de la estructura:** **Imbricación**

- II. **Tipo de estructura:** Estructura sedimentaria primaria inorgánica de carácter interno deposicional.

- III. **Descripción:** De acuerdo con Pettijohn y Potter (1964), la imbricación es una estructura caracterizada por la disposición acoplada de fragmentos tabulares, cuyas pendientes están orientadas en sentido opuesto a la corriente (Figura 30).

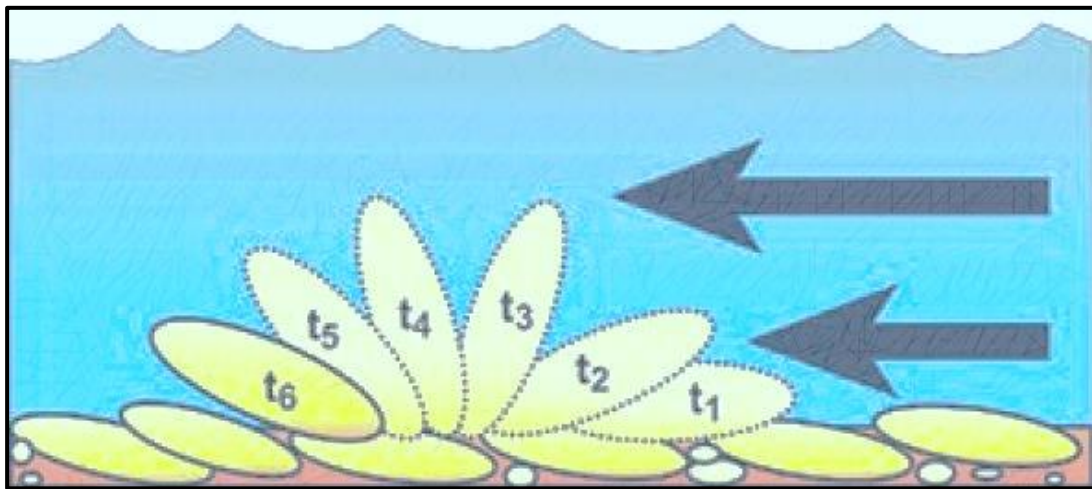


Figura 30. Disposición de los clastos imbricados a través del tiempo 1 (t1) al tiempo 6 (t6) con una dirección de corriente de derecha a izquierda (Tomada de Ponce et. al 2018).

La imbricación (Figura 31) es el mecanismo por el cual los clastos orientan sus ejes mayores de manera paralela o perpendicular a la dirección del flujo, y adquieren una suave inclinación corriente arriba, dependiendo el medio en el que fueron transportados (Selley, 2000, en Ponce et al., 2018).

Flügel (2004) nos dice que la deposición controlada por la corriente se manifiesta con la imbricación de los clastos y el relleno parcial de los intersticios entre los clastos con arena después de la deposición del marco de grava. La pseudo-imbricación puede producirse en los frentes de la estratificación cruzada a gran escala.



Figura 31. Imbricación en Barranca Pozo Hondo, Santa Catarina Tehuixtla, Puebla, México (Fotografía tomada por el M. en C. Noé Santillán Piña de la Universidad Nacional Autónoma de México, (s/a)).

IV. Formación de la estructura

Lo que nos dice Boggs (2009) es que las partículas pequeñas o grandes, transportadas y depositadas por corrientes de tracción o por flujos de gravedad de sedimentos, suelen mostrar una orientación que refleja la dirección del flujo de la corriente que las deposita. Así, las partículas pueden estar orientadas con dimensiones largas o aplanadas paralelas al estrato, sin embargo, en algunas condiciones de flujo, las partículas pueden estar en ángulo con las superficies del estrato, como es el caso de la imbricación (Figura 32).



Figura 32. Detalle de la imbricación de los clastos que rellenan un paleocanal (Tomada de Navarro, 2011).

Boggs (2009) también nos dice que existe una variedad de conglomerados que presentan imbricación y tienen diversos procesos de formación:

- Conglomerados por flujo laminar proveniente de una corriente trenzada: se depositan en arroyos poco profundos y trenzados donde la energía es comúnmente alta y la descarga puede ser episódica. Los depósitos se apoyan predominantemente en los clastos, con una matriz de limo o arena. La estratificación en este tipo de conglomerados es común, variando desde un buen desarrollo hasta uno malo y puede ser con estratificación planar o cruzada. Los clastos suelen mostrar una imbricación aguas arriba y una orientación transversal del eje largo.
- Conglomerados fluviales: son depositados por el flujo concentrado en canales fluviales más profundos. Son típicamente soportados por clastos y la matriz de limo/arena puede variar de escasa a abundante. Presentan una dirección unimodal de los clastos con buzamientos de imbricación

dominantes aguas arriba y una orientación transversal del eje largo. También muestran una buena clasificación y clastos bien redondeados. Suelen presentar una abundante estratificación cruzada.

- Conglomerados trabajados por oleaje: Se producen en entornos cercanos a la costa donde la energía de las olas es suficiente para transportar y re TRABAJAR las gravas suministradas por la entrada fluvial o la erosión costera. La constante reelaboración de los clastos en la zona de oleaje tiende a producir depósitos de gravas bien clasificados y bien redondeados. Estos depósitos suelen estar soportados por clastos con una matriz de arena, sin embargo, en las playas con predominio de arena, los clastos pueden aparecer como finas capas de grava en una sección de arena predominante. Este tipo de conglomerados se caracterizan por la abundancia de clastos en forma de disco, generalmente una buena clasificación de los clastos, una imbricación bien desarrollada y una suave estratificación hacia el mar.
- Conglomerados de flujo de grano: son conglomerados subacuáticos que tienen una imbricación normal.
- Conglomerado de turbiditas: cuentan con una imbricación corriente arriba.
- Dropstones (Rocas depositadas por el hielo derretido): la orientación es generalmente aleatoria a menos que las rocas sean reorientadas por las corrientes del fondo. Los depósitos de subflujos de tracción muestran tendencias del eje largo paralelos a la corriente, con buzamientos de imbricación corriente arriba.

Para los clastos transportados por un flujo de agua, la imbricación dispone los ejes mayores de modo perpendicular a la corriente (Jamieson, 1860, Gibbans, 1972, en Ponce et al. 2018). En el caso de clastos depositados por un glaciar y por un flujo de arcilla, el eje mayor se orienta paralelo a la dirección del flujo (Lindsay, 1966, en Ponce et al. 2018).

V. Inferencias en campo

De acuerdo a Boggs (2009), los elementos geométricos de los sedimentos, como la orientación del eje largo y la imbricación de los clastos tienen una importancia direccional.

Tucker (2003) nos dice que, si las exposiciones son muy buenas, se puede medir el ángulo de inclinación del eje largo con respecto al estrato para obtener el ángulo de imbricación (Figura 33). En adición a esto, el ángulo de imbricación aumenta con la velocidad del flujo y puede ser tan grande como 42° (Johansson, 1976, citado de Allen, 1982).

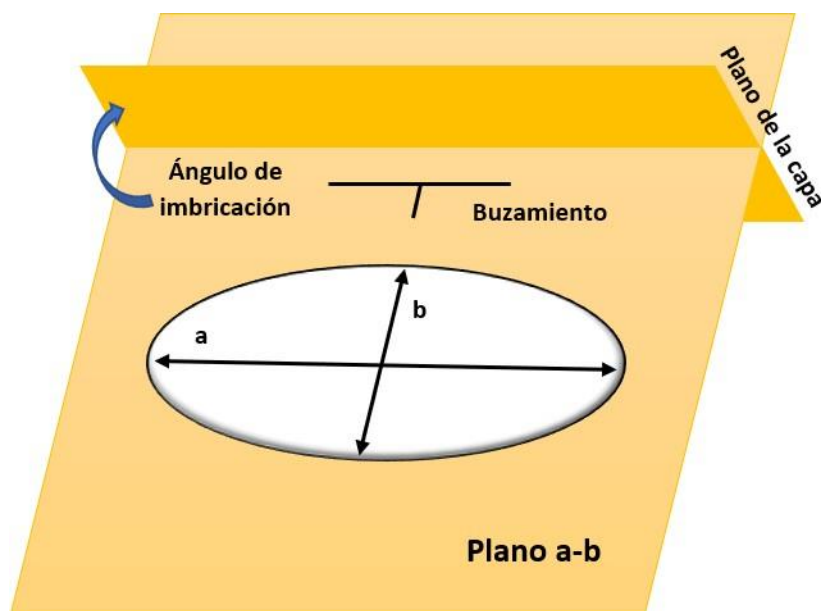


Figura 33. Ángulo de imbricación (Modificado de Ponce et al. 2018).

De acuerdo a Allen (1982), las direcciones preferenciales de los clastos en una playa (Figura 34) deberían presentar direcciones de imbricación diametralmente opuestas, por lo que así se podría distinguir de una imbricación proveniente de la corriente de un río.



Figura 34. Imbricación en cantos de una paleoplaya, Almería, España (Tomado de Flickr, 2009).

Tucker (2003) también nos dice que los clastos o fósiles tabulares y en forma de disco suelen presentar imbricación, así como algunos clastos planos de conglomerados y fósiles, superponiéndose entre sí y con una inclinación ascendente.

De acuerdo a Reading (1996), las gravas de un estrato plano formadas por la acreción vertical en barras longitudinales, y la estrecha extensión de paleocorrientes derivadas de la imbricación de los clastos sugieren una deposición en etapas de aguas altas.

Por otro lado, también nos dice que la estratificación cruzada se inclina hacia tierra o a lo largo de la costa y la imbricación se inclina predominantemente

hacia el mar. En mares profundos, la imbricación de los granos, cuando está presente se inclina hacia arriba.

En las paleocorrientes, para Chamley (1990), la imbricación aguas arriba de los clastos en ciertos ambientes fluviales y litorales proporciona información y dirección fiable. En adición, de acuerdo a Ponce et al. (2018) la imbricación no indica polaridad, sin embargo, si indican la dirección y sentido de la paleocorriente.

VI. Ambiente sedimentario

De acuerdo con Reading (1996), la imbricación es común en los entornos aluviales, así como como la estratificación cruzada y tabular.

Para Perry y Taylor (2007), con un flujo alto de agua se puede dar una imbricación desde baja hasta alta en barras, abanicos aluviales, *splays*, canales con una gran anchura y profundidad. Con un flujo de detritos la imbricación es muy baja en diques marginales, lóbulos terminales, trapezoidales y canales en forma de U.

Estructuras de la superficie de estratificación

- I. **Nombre de la estructura:** **Grietas de desecación**
- II. **Tipo de estructura:** Estructura sedimentaria primaria inorgánica de carácter físico.
- III. **Descripción:** De acuerdo a Ponce et al. (2018) las grietas de desecación son estructuras muy frecuentes en superficies desecadas de diversos ambientes sedimentarios ricos en arcillas y limos (Figura 35).
Para Allen (1984), las grietas de desecación generalmente forman polígonos de centímetros hasta metros de diámetro, muestran una forma de “V” en sección y se encuentran rellenas de arena (Figura 36).
Tucker (2003) nos dice que este tipo de estructuras están presentes en muchos sedimentos de grano fino, especialmente en las arcillas.



Figura 35. Grietas de desecación recientes rellenas de arena (Tomado de Flickr, 2012).

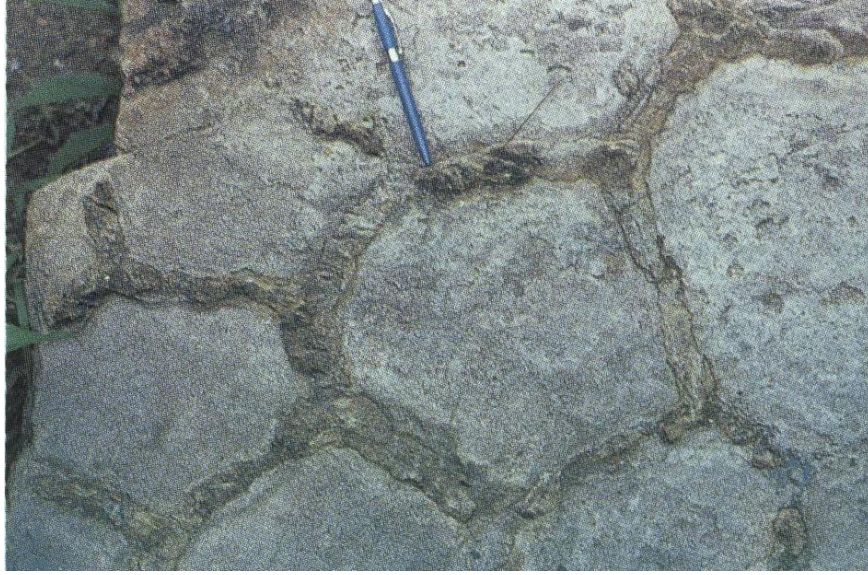


Figura 36. Antiguas grietas de desecación preservadas en la superficie de un estrato de lutita expuesto en Ausable Chasm, Nueva York, USA. (Tomado de Flickr, 2018).

IV. Formación de la estructura

De acuerdo a Tucker (2003), la mayoría de estas estructuras se forman por desecación en la exposición de los sedimentos, lo que provoca la contracción del estrato o lámina, y por lo tanto, el agrietamiento. Muchas grietas de desecación definen un patrón poligonal en la superficie del lecho (Figura 37), aunque también pueden verse en las superficies inferiores del estrato.

De acuerdo a Pettijohn y Potter (1964), las grietas de desecación se originan en ciertas arcillas y limos silíceos.

Para Ponce et al. (2018), el espaciamiento de las grietas de desecación depende del espesor de la capa de arcilla húmeda, siendo mayor en depósitos más gruesos. Los bordes superiores de las grietas se pueden curvar y ser eliminadas por erosión, produciendo clastos de arcilla, también conocidos como “clay chips”.

Este mismo autor nos comenta que existen otro tipo de grietas, las desinéresis. Estas grietas son de contracción y se forman bajo el agua en los

sedimentos arcillosos. Se producen por la expulsión de líquido que genera la contracción espontánea que experimenta una arcilla recientemente depositada, en contacto con una solución salina. A diferencia de las grietas de desecación, las de sinéresis tienen formas más irregulares (radiales, recotas o ligeramente curvadas). Debido a que su origen se relaciona a cambios de salinidad, este tipo de grietas es sumamente frecuente en ambientes de transición como los estuarios, deltas y también en corrientes de densidad hiperpícnicas, debido al importante aporte de agua dulce que producen estas descargas.



Figura 37. Grietas de desecación con patrones de polígonos irregulares. Fotografía tomada por Nuno Correia (Tomado de Flickr, 2015).

V. Inferencias en campo

De acuerdo con Ponce et al. (2018) la presencia de grietas de desecación es un buen criterio de polaridad de las capas y de exposición de los sedimentos a condiciones subaéreas. Ni las grietas de desecación ni las de sinéresis se forman en limos arenosos o arenas, ya que estos materiales no son cohesivos.

De acuerdo a Tucker (2003) las grietas de desecación son una característica general de las facies carbonatadas de aguas poco profundas y de las facies lacustres. Las grietas de desecación son una estructura asociada a condiciones supramareales, por lo que pueden estar asociadas a dolomitas perimareales de formación temprana.

Para Nichols et al. (2007), las grietas de desecación en las capas de lutita dentro de sucesiones de relleno de canales proporcionan evidencia de flujo efímero.

VI. Ambiente sedimentario

De acuerdo a Tucker (2003) las grietas de desecación indican una exposición subaérea, por lo que son comunes en los sedimentos de las costas marinas y lacustres, y en las llanuras de inundación de los ríos.

Para Reading (1996), las grietas de desecación se encuentran en los depósitos de corrientes efímeras y abanicos terminales; aquí se registra la desecación de la superficie del sedimento entre eventos de inundación. También, aparecen en cuencas poco profundas y de bajo relieve; aquí son comunes y las rocas generalmente muestran una tendencia al fracturamiento en bloque.

El mismo autor nos comenta que en las antiguas cuencas dominadas por sedimentación carbonatada (cuerpos de agua de baja energía) también hay horizontes con grietas de desecación y otros indicadores de exposición, como las cavidades fenestrales. También se encuentran en las planicies de marea, justo hacia la tierra de la zona intermareal superior a los manglares. En adición, en las facies evaporíticas del Sabkha (Figura 38), la estratificación laminación secundaria se forma durante y después de las inundaciones, pero posteriormente se ve parcialmente interrumpida por las grietas de desecación

y por los repetidos ciclos de crecimiento y disolución de los minerales evaporíticos.

Por último, mencionando al mismo autor, en plataformas de baja energía, las grietas de desecación son un criterio para reconocer los depósitos intermareales relacionados con la exposición.



Figura 38. Playa de un lago seco con grietas de desecación y rodeado de dunas de arena en el desierto de Namib en Namibia (Tomado de Flickr, 2013).

- I. **Nombre de la estructura:** **Marcas de gotas de lluvia**
- II. **Tipo de estructura:** Estructura sedimentaria primaria inorgánica de carácter físico.
- III. **Descripción:** De acuerdo a Tucker (2003), las marcas de gotas de lluvia son pequeñas depresiones con bordes, formadas por el impacto de la lluvia en la superficie blanda expuesta de los sedimentos de grano fino (figura 39). Así mismo, en algunos casos, las marcas son asimétricas.
- Para Selley (2000), las marcas de gotas de lluvia ocurren dentro de limolitas y arcillas, donde los estratos están cubiertos por areniscas muy finas, registrándose marcas individuales que varían de 2 a 10 mm de diámetro. Boggs (2009) coincide diciendo que estos diámetros no superan 1 cm.



Figura 39. Marcas de gotas de lluvia y grietas de desecación en Tamuín, S. L. P. (Fotografía tomada por el M. en C. Noe Santillán Piña de la Universidad Nacional Autónoma de México,2005).

IV. Formación de la estructura

De acuerdo a Ponce et al. (2018), estas marcas constituyen rasgos erosivos producidos por el impacto de las gotas de agua sobre un sustrato poco consolidado (limos y arcillas). Estas estructuras conforman pequeñas depresiones de geometría circular a semicircular de diferentes diámetros.

V. Inferencias en campo

Para Tucker (2003), de acuerdo a la asimetría se puede saber en qué dirección soplabla el viento que condujo a las gotas de lluvia.

De acuerdo a Selley (2000), las marcas de gotas de lluvia vistas en planta se ven circulares y ovaladas (si se debe al viento), son típicamente gregarias y poco espaciadas, con crestas elevadas alrededor (figura 40). Estas marcas son buenos indicadores de exposición subaérea, pero no son exclusivos de los climas áridos, aunque pueden tener un mayor potencial de conservación en tales condiciones.

De acuerdo al mismo autor, esta estructura puede confundirse con los granos de arena impresos en arcilla blanda, aunque estas últimas carecen del borde elevado de las marcas de gotas de lluvia.

Para Pardo y Arenas (2020) este tipo de estructuras no pueden haberse formado en un medio acuoso permanente, como un lago o el mar, y al igual que Ponce et al. (2018), mencionan que estas estructuras indican polaridad ya que se forman en el techo del estrato.



Figura 40. Marcas de gotas de lluvia fósiles en la parte superior de un ripple formado por oleaje en una arenisca de la Formación Bluff (Mississippiano), Nueva Escocia. Fotografía de Rygel, M. C (Tomada de Wikipedia, 2006).

VI. Ambiente sedimentario

De acuerdo a Tucker (2003) las marcas de gotas de lluvia se encuentran en playas, desiertos y en sedimentos costeros y lacustres.

Para Ponce et al. (2018) la ocurrencia de estas estructuras se da en llanuras de inundación en sistemas fluviales, interdunas húmedas, planicies-estuarios y deltas.

- I. **Nombre de la estructura:** **Huellas de cristales**

- II. **Tipo de estructura:** Estructura sedimentaria primaria inorgánica de carácter físico.

- III. **Descripción:** De acuerdo a Mendiberri (2009), las huellas de cristales son huecos o moldes cúbicos de la halita rellenos por sedimentos finos, dejando calcos de la forma cristalina (Figura 41).
Para Selley (2000) las huellas de cristales típicamente se encuentran donde las arcillas o limolitas se encuentran cubiertas por limolitas o areniscas de grano fino. Estos moldes formados en arcilla blanda por cristales de halita a menudo muestran el hábito de la “tolva” cóncava.



Figura 41. Huellas de cristales de sal en Bourké's Luck, Sudáfrica (Tomada de Flickr, 2010).

IV. Formación de la estructura

De acuerdo a Ponce et al. (2018), los cristales de halita se originan por nucleación desde la superficie de un cuerpo de agua que sufre una intensa evaporación. Cuando los cristales en formación alcanzan un tamaño crítico, vencen la tensión superficial, y descienden desde la superficie del cuerpo de agua (lacustre o marino), a través de la columna de agua donde continúan su crecimiento. En las zonas marginales del cuerpo de agua, los cristales de halita generados pueden experimentar disolución por aporte de agua dulce. Bajo estas condiciones los cristales de halita se disuelven, quedando su “cicatriz” (marca) como único registro de su presencia. Como consecuencia de estos procesos, los cristales de sal pueden quedar preservados como cristales esqueletales o como pseudomorfos (Figura 42).

Para Lucchi (1996), a diferencia de los cristales de yeso, que se nuclean dentro de un sedimento huésped, los cristales de halita se forman en la superficie del cuerpo de agua como se mencionó anteriormente. El mismo autor nos dice que la halita es una de las sales más solubles presentes en el agua de mar y varios lagos, siendo extremadamente sensible a los cambios de salinidad. Debe evaporarse al menos el 90% del agua para que la halita se separe de la solución.

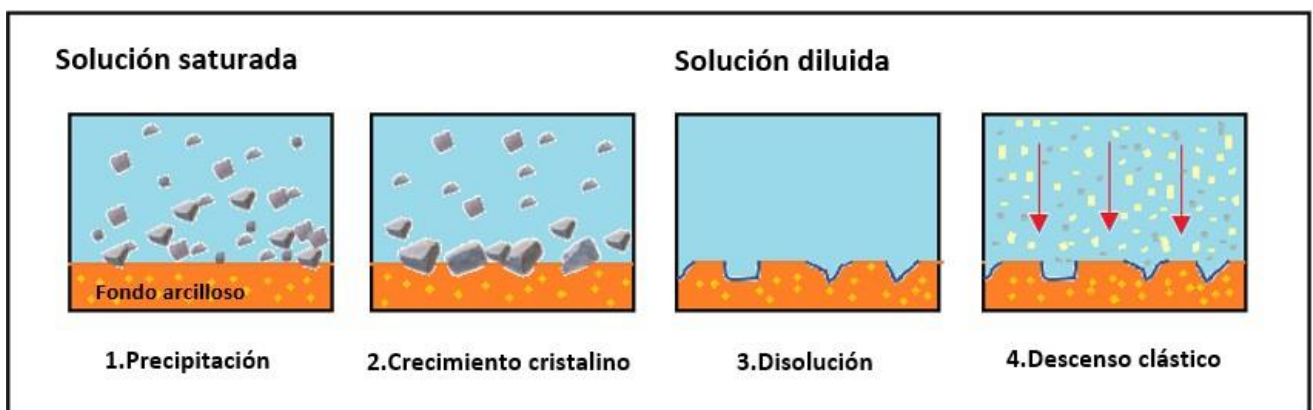


Figura 42. Proceso de formación de las huellas de cristal (Modificado de Lucchi, 1996).

V. Inferencias en campo

Para Ponce et al. (2018), la presencia de cristales esqueletales dentro de materiales pelíticos indica que la columna de agua alcanzó una saturación completa de sales. Durante estos períodos, los cristales de halita crecen desde el fondo y dentro de los sedimentos hospedantes. Por otro parte, nos dice que los pseudomorfos de halita, constituidos por cubos de 3 a 5 centímetros (Figura 42), se preservan a la base de depósitos crecientes de areniscas finas. Esta preservación indica etapas de dilución de la columna de agua, con la consecuente disolución de los cristales y posterior relleno de sus moldes. Mendiberri (2009) y Ponce et al. (2018) nos dicen que las huellas de cristales indican polaridad, tienen un origen químico y no indican dirección de la corriente.

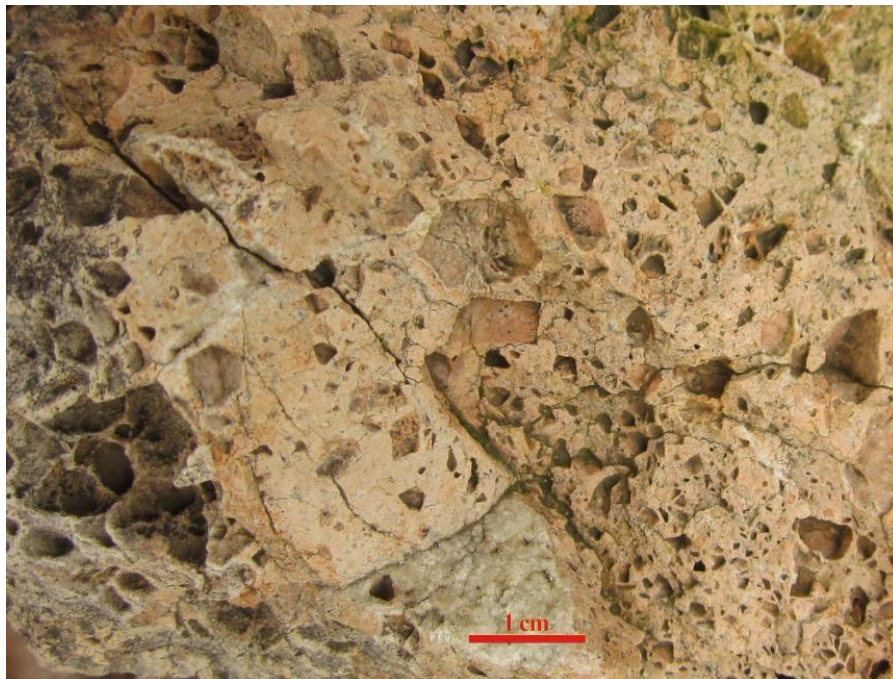


Figura 42. Huellas de cristales de sal en Córdoba, España (Tomada de Flickr, 2013).

VI. Ambiente sedimentario

Para Ponce et al. (2018), el agua dulce por la que se puede presentar la disolución puede provenir de sistemas deltaicos activos; Lucchi (1996) nos dice que el agua puede provenir de lluvia, arroyos o agua marina de salinidad normal.

Mendiberri (2009) nos dice que estas estructuras son indicadores de un medio salino, como lagos, lagunas saladas y llanuras mareales de clima cálido. Por su parte, Ponce et al. (2018) coincide en que su ocurrencia es en sistemas lacustres cerrados, depósitos de planicies mareales e interdunas húmedas.

- I. **Nombre de la estructura:** **Flute casts**

- II. **Tipo de estructura:** Estructura sedimentaria primaria inorgánica de carácter erosional (marca de corriente).

- III. **Descripción:** De acuerdo a Tucker (2003) los flute casts (moldes de estrías) son fácilmente identificables por su forma. En planta, en la superficie inferior del estrato, se alargan a triangulares con un extremo corriente arriba redondeado y punteagudo; brotan en una dirección corriente abajo (Figura 43). En sección son asimétricos, con la parte más profunda en el extremo aguas arriba. De acuerdo al mismo autor, los flute casts varían en longitud desde varios hasta decenas de centímetros.
Boggs (2009) los describe como crestas alargadas que tienen en un extremo una nariz bulbosa y se ensancha hacia el otro extremo y se fusiona gradualmente con la superficie del lecho. Estas estructuras tienden a ocurrir en enjambre, todas con la misma dirección, pero pueden ocurrir individualmente. De acuerdo al mismo autor, generalmente son del mismo tamaño, pero pueden ocurrir variaciones de tamaño entre un flute casts y otro, él considera que pueden llegar a tener más de 20 cm de ancho, hasta más de 10 cm de altura y hasta un metro de longitud. Estas estructuras pueden tener formas casi aerodinámicas, ser bilateralmente simétricas hasta tener formas más alargadas e irregulares (Figura 44).
Para Selley (2000) cada hueco formado por una estría (flute), generalmente es rellenado con arena, contiguo al lecho suprayacente. Estas estrías formadas suelen darse sobre un fondo de arcilla no consolidado.



Figura 43. Flute casts con dimensiones similares. Fotografía tomada por John Veverka (Tomada de Researchgate.net, 2018).



Figura 44. Flute casts. Poblado de María Andrea, Veracruz, México. (Fotografía tomada por el M. en C. Noé Santillán Piña de la Universidad Nacional Autónoma de México, (s/a)).

IV. Formación de la estructura

Para Tucker (2003), las estrías (flute) se forman a través de la erosión de una superficie de sedimento arcilloso por los remolinos en una corriente turbulenta que pasa y luego las marcas se llenan de sedimento (en su mayoría arenas) a medida que el flujo se desacelera.

Selley (2000) nos dice que, de acuerdo a una serie de experimentos de Allen, se muestra que el patrón de flujo para la erosión de la estría consiste en dos vértices en forma de sacacorchos horizontales que se encuentran debajo de una zona de separación de fluidos en la parte superior de la estría (Figura 45 y 46).

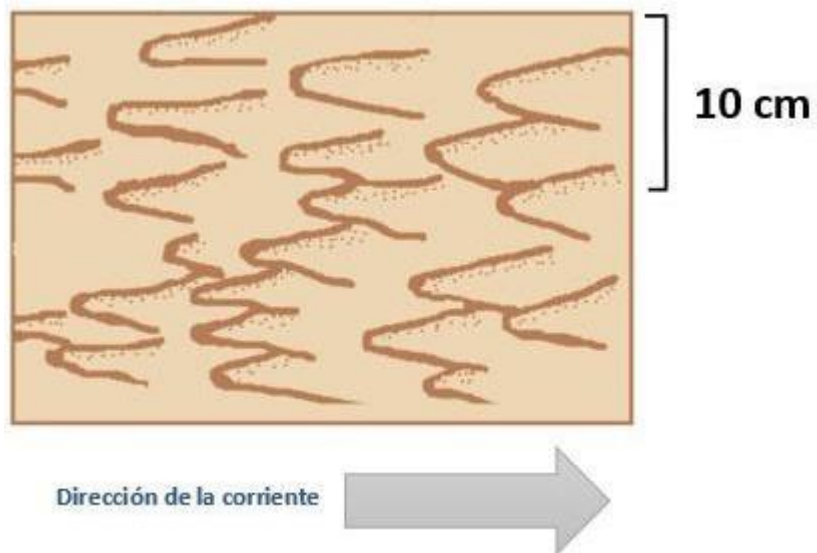


Figura 45. Flute casts vistos desde planta (Modificado de Selley, 2000).

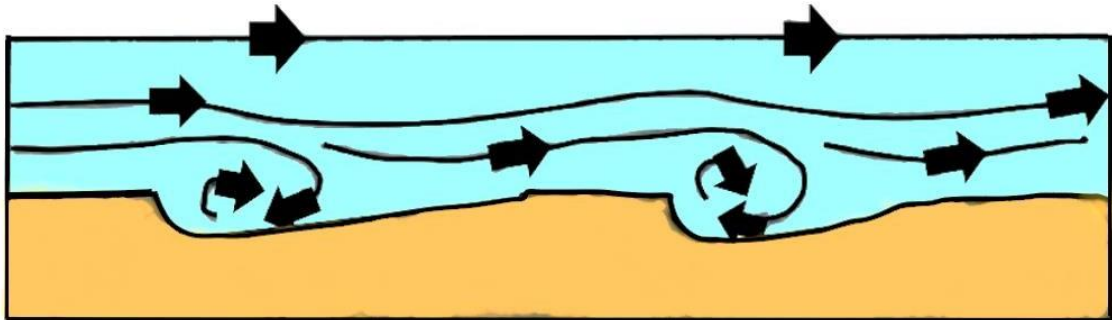


Figura 46. Flute casts vistos en sección mostrando la erosión de los huecos estriados en arcilla blanda por los vórtices de corriente (Modificado de Selley, 2000).

V. Inferencias en campo

De acuerdo con Tucker (2003), los flute casts que se encuentran en la base de las turbiditas tienden a ser de tamaño más uniforme, de forma regular, espaciados y organizados uniformemente; a menudo cubren áreas más grandes de la superficie inferior del estrato. Los flute casts son indicadores fiables de la dirección (y sentido) de paleocorriente. Estos proporcionan un azimut de corriente, presentándose generalmente todos orientados en el mismo sentido.

Complementando, Boggs (2009) nos dice que la evidencia de flute cast y el mapeo de tendencias de tamaño y forma de grano, permiten una interpretación de direcciones de paleocorriente.

Este mismo autor nos dice que los load cast (moldes de carga) son protuberancias redondeadas o irregulares en las plantas de los lechos de arenisca que se superponen a las lutitas, diferenciándose de los flute casts porque carecen de forma y orientación regular de las estrías. Los flute y groove casts, así como los ripples, pueden modificarse por carga, un proceso que tiende a exagerar su relieve y destruir sus formas originales.

Ponce et al. (2018) también nos dice que los flute casts indican polaridad, así como la ya mencionada dirección y sentido de la paleocorriente.

Einsele (2000) nos dice que muchas turbiditas muestran una correlación entre la dimensión de sus sole marks (marcas de corriente), su distribución del tamaño de grano y el espesor de su estrato. Los flute casts más grandes a menudo se asocian con turbiditas arenosas particularmente gruesas.

VI. Ambiente sedimentario

Para Tucker (2003), los flute casts se encuentran en la parte inferior de las areniscas fluviales, cuando la corriente de un río se mueve a través de una llanura aluvial y en las bases de areniscas y calizas depositadas por las corrientes de tormenta. Así como por las ya mencionadas corrientes turbidíticas, asociadas a abanicos submarinos.

Boggs (2009) coincide en que los flute casts son comunes en las areniscas turbidíticas, en sedimentos de ambientes marinos y no marinos poco profundos. Con menos frecuencia se han encontrado en estratos de calizas.

Para Ponce et al. (2018) la ocurrencia de los flute casts se da en canales de sistemas fluviales, abanicos aluviales proximales, deltas de ambientes marinos y continentales, depósitos de tormenta, canales, albardones y lóbulos de corrientes de densidad intra y extracuencuales, y corrientes de contorno.

- I. **Nombre de la estructura:** **Crescent casts**
- II. **Tipo de estructura:** Estructura sedimentaria primaria inorgánica de carácter erosional (marca de corriente).
- III. **Descripción:** De acuerdo a Boggs (2009) estas estructuras se presentan como depresiones estrechas, semicirculares o en forma de herradura, formadas alrededor de pequeños obstáculos como guijarros o conchas debido a la socavación de la corriente.

Picard y High (1973) nos dicen que los crescent están en un rango entre 1 y 15 cm de diámetro y menos de 3 cm de profundidad; el clasto u obstrucción que se encuentra dentro de la curvatura de media luna suele ser pequeña.

Para Chamley (1990) los crescent casts se producen en forma de media luna, con el lado cóncavo apuntando hacia arriba, como resultado de la desviación de una corriente alrededor de un obstáculo que se encuentra en la parte central (Figura 47).



Figura 47. Crescent Casts de la localidad Paso Doña Juana, Veracruz, México (Fotografía tomada por el M. en C. Noé Santillán Piña de la Universidad Nacional Autónoma de México, (s/a)).

IV. Formación de la estructura

Pardo y Arenas (2020) nos dicen que los torbellinos formados en una corriente son provocados por un obstáculo fijo, el cual generan una forma característica denominada crescent.

De acuerdo como Chamley (1990), la división de la corriente alrededor del objeto conduce con frecuencia a que las estructuras en forma de V se agranden en la dirección aguas abajo (Figura 48).

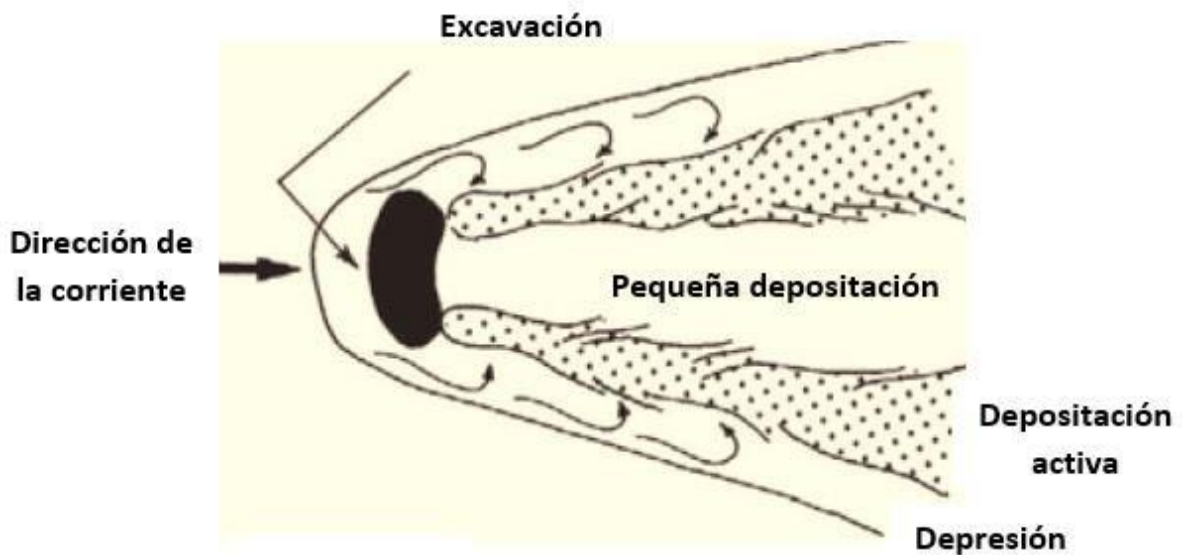


Figura 48. Marcas crescent (Modificado de Chamley, 1990).

V. Inferencias en campo

De acuerdo a Boggs (2009) los crescent son relativamente poco comunes en las rocas sedimentarias antiguas, donde suelen aparecer como crescent casts de relieve positivo en las bases de los estratos de areniscas (criterio de polaridad de capa). Son más características de las areniscas fluviales antiguas con intercalaciones de lutita, pero también se han reportado en depósitos turbidíticos. Se pueden formar estructuras similares en sedimentos eólicos modernos como resultado del transporte de arena por el viento alrededor de los

obstáculos. Los crescent de corriente producidos por el viento, así como las producidas en arenas de las playas, rara vez se conservan en rocas sedimentarias antiguas.

Para Chamley (1990) estas estructuras indican erosión en los lados aguas arriba y laterales de los objetos, y la deposición de una “cola” de arena en el lado de la corriente. Junto con los flute casts, con los que se asocian frecuentemente, los crescent casts son excelentes marcadores para establecer la dirección y sentido de las corrientes que depositan los estratos.

VI. Ambiente sedimentario

Boggs (2009) nos dice que estas estructuras son comunes en ambientes modernos, particularmente arenosos, pero también pueden formarse en sedimentos arcillosos.

Chamley (1990) nos dice que al igual que otras sole marks, los crescent casts no son tan buenos indicadores de algún ambiente en particular, ya que pueden estar asociados a corrientes marinas profundas (base de turbiditas), de oleaje de tormentas, de inundaciones fluviales y corrientes de marea en estuarios arenosos-arcillosos, así como en zonas de playa.

- I. **Nombre de la estructura:** **Paleocanal**

- II. **Tipo de estructura:** Estructura sedimentaria primaria inorgánica de carácter erosional.

- III. **Descripción:** Kumar (2011) nos dice que un paleocanal es un canal antiguo. Los paleocanales son depósitos de sedimentos no consolidados o rocas sedimentarias semiconsolidadas depositadas en sistemas de canales de ríos y arroyos antiguos, actualmente inactivos (Figura 49). El mismo autor explica que cuando un canal deja de ser parte de un sistema fluvial activo, se convierte en un paleocanal. Los paleocanales también se identifican como remanentes de canales de arroyos cortados en rocas o sedimentos más antiguos rellenos por sedimentos superpuestos más jóvenes, que representan la distribución de los sistemas de valles tal como existieron en un momento geológico dado en el pasado (Bates y Jackson 1980 en Kumar 2011).
Leopold y Wolman's (1960) en Allen (1982) nos dicen que la geometría de los canales fluviales y submarinos depende de una manera conservadora de la descarga, aguas abajo dentro de un sistema o entre sistemas comparables. A su vez, Allen (1982) resalta que los canales submarinos y fluviales son similares en sus relaciones de longitud de onda y ancho. El radio de la curvatura del meandro también se escala con el ancho del canal, de una manera ligada a la profundidad del canal.
De acuerdo a Leopold y Wolman's (1960) en Allen (1982) sugieren que la relación del radio del meandro entre el ancho del canal rara vez es menor que 2 o mayor que 6, con un valor preferido de 3.25.
En términos de canales turbidíticos, un estudio realizado por Mayall et al. (2006) nos dice que este tipo de canales son similares en características a canales erosivos y confinados por diques. Dentro de los analizados se encuentran canales de entre 1 a 3 km de ancho y 50 a 200 m de espesor, de igual forma, los canales más pequeños eran de pocos cientos de metros de ancho y de 10 a

30 m de grosor (llamados canales individuales). En cuanto a los canales erosivos, el elemento final en el relleno comprende un canal nivelado muy sinuoso, este canal a menudo puede derramarse más allá del confinamiento original del gran canal erosivo. En algunos casos, esto puede ser un fino canal de 400 m de espesor y 50 a 100 de ancho. Sin embargo, en otros casos, la fase final del relleno del canal es un sistema de canal-dique prominente con un canal de hasta 500 m de ancho, unas pocas decenas de metros de profundidad con diques prominentes que se alejan del eje del canal.



Figura 49. Paleocanal en Barranca Tehuixtle, Puebla, México.
(Fotografía tomada por el M. en C. Noé Santillán Piña de la
Universidad Nacional Autónoma de México, (s/a)).

De acuerdo a Kumar (2011) paleocanal es sinónimo de paleorío, paleodrenaje, río perdido, río enterrado o valle enterrado (Figura 50). Los paleocanales varían mucho en edad, aquellos de decenas a cientos de años incluyen cortes de meandros y tramos más largos.

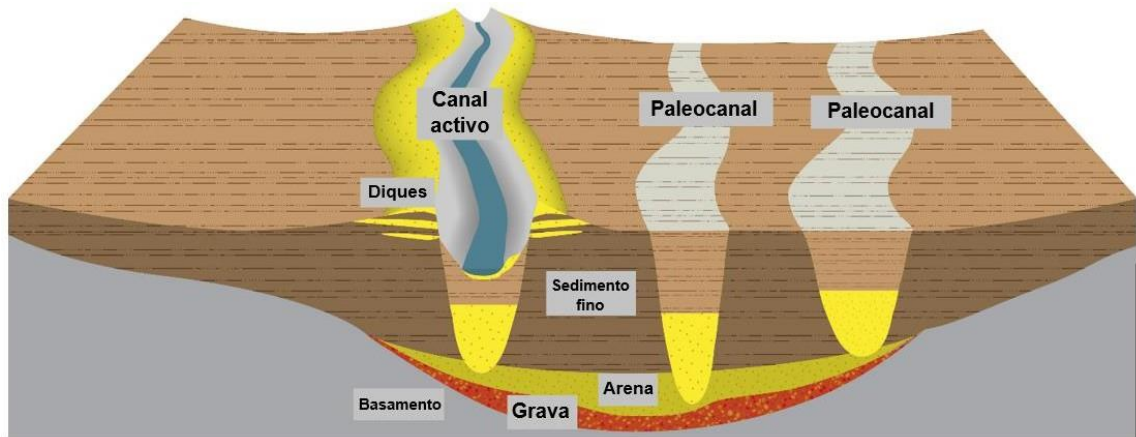


Figura 50. Esquema de un sistema de canal activo y la acumulación de sedimentos en paleocanales. (Modificado de Lovett S, ARRC, s/a).

IV. Formación de la estructura

Para Kumar (2011) los paleocanales son características geomorfológicas típicas de los ríos en una ubicación que representa arroyos de drenaje, ríos, riachuelos que fluían efímeros durante el pasado y ahora están enterrados, desplazados o perdidos debido a procesos y/o actividades tectónicas, geomorfológicas, antropogénicas, así como cambios climáticos (Figura 51). De acuerdo a Balcazár (2019), los mejores ejemplos conocidos de la formación de los paleocanales provienen de cuencas carboníferas, donde las corrientes erosionaron canales a través de la vegetación que se estaba pudriendo en los sedimentos subyacentes y fueron posteriormente rellenados con gravas y arena.



Figura 51. Paleocanal en Granada, España (Tomado de Flickr, 2007).

V. Inferencias en campo

De acuerdo a Kumar (2011), un paleocanal es distinto de los depósitos sobre la ribera de los canales fluviales actualmente activos, incluidos los cursos de agua efímeros que no fluyen regularmente. Un paleocanal es distinto de tales cursos de agua porque el estrato del río está lleno de depósitos sedimentarios que no están relacionados con la carga normal del estrato del patrón de drenaje actual.

Para el mismo autor las características de las rocas portadoras de agua de los paleocanales son grava altamente porosa, arena gruesa y media (en el área del abanico aluvial), arena fina, limo fino (en las zonas del cauce del río) y limo (en el delta). Los paleocanales son fuentes potenciales de recarga, ya que

comúnmente sirven como canales de inundación o acueductos. Tienen buenas vías de infiltración ya que suelen tener suelo arenoso o franco arenoso en la superficie (presencia de limo y arcilla). Las principales características que gobiernan la hidrología y la recarga de los paleocanales son el tamaño (extensión espacial y profundidad) y la estratigrafía (estratificación de las propiedades del suelo) dentro del perfil.

Kumar (2011) también nos dice que la mayoría de los paleocanales están interconectados con los ríos o canales actuales, lo que es beneficioso para la recarga lateral del agua subterránea. En las regiones costeras, estos paleocanales pueden proporcionar una conexión hidráulica entre los acuíferos de agua dulce y el mar, lo que da como resultado la intrusión de agua salada hacia la tierra o la descarga de agua dulce en alta mar.

De acuerdo a McLeod et al. (1985) la determinación de los patrones del paleocanal implica la reconstrucción de la sinuosidad y el grado de división del canal. Los siguientes criterios para distinguir patrones de canales son útiles:

- Proporción de rellenos de canales en relación con los depósitos de acreción lateral, que aumenta con el grado de trenzado.
- El tamaño de grano medio de los rellenos de canales en relación con los depósitos de acreción lateral, que disminuye con el aumento de la sinuosidad.
- Varianza de corriente languideciente, que puede indicar sinuosidad.
- Descarga completa, pendiente y ancho/profundidad de los paleocanales a lo largo del cinturón de paleocanales, que deben reconstruirse cuantitativamente a partir de depósitos de relleno de canales y barras de canales.

Para Kumar (2011) cuando los paleocanales están bien conservados, proporcionan información valiosa sobre los regímenes de flujo pasados. También pueden proporcionar información sobre la respuesta de las cuencas hidrográficas y los ríos a los cambios climáticos pasados, con implicaciones para los cambios

climáticos proyectados en el futuro. Los paleocanales son importantes en geología para comprender los movimientos de las fallas, para preservar los sedimentos y fósiles antiguos y recientes, para conservar registros sedimentarios útiles para comprender las condiciones climáticas, incluidos varios indicadores de precipitaciones, temperaturas y climas pasados.

Barlcazár (2019) nos dice que los paleocanales pueden utilizarse como criterio de polaridad. La forma cóncava hacia arriba del paleocanal nos permite establecer que las rocas más antiguas se encuentran en la base, mientras que las superiores (relleno) son más jóvenes.

De acuerdo a Allen (1982) la interacción causada por el deslizamiento gradual de partículas en un surco puede generar imbricación. Dado que el relleno de los paleocanales fue debido a un paleoflujo cargado de gravas, la imbricación establece un sentido a la paleocorriente.

VI. Ambiente sedimentario

De acuerdo a Barlcazár (2019) este tipo de estructuras aparecen en medios sedimentarios muy distintos, desde el medio fluvial a los abanicos turbidíticos abisales, pasando por deltas, llanuras de marea y abanicos aluviales.

I. Nombre de la estructura: Groove casts

II. Tipo de estructura: Estructura sedimentaria primaria inorgánica de carácter erosional (marca de corriente).

III. Descripción: Para Tucker (2003), los groove casts (moldes de surcos) son crestas alargadas, delgadas y rectas en la superficie interior del estrato, que varían en ancho desde unos pocos milímetros hasta varias decenas de centímetros (Figura 52). Pueden desaparecer lateralmente, después de varios metros, o persistir durante la exposición. De acuerdo al mismo autor, los groove casts, en la superficie inferior de un estrato pueden ser paralelos entre sí o pueden mostrar una variación en la tendencia, hasta varias decenas de grados o más (Figura 53).

De acuerdo a Boggs (2009) se pueden encontrar groove casts mucho más grandes de lo normal pero lo común es que lleguen máximo a centímetros de ancho y relieve. Se pueden utilizar para determinar la dirección de la corriente, aunque generalmente no es posible distinguir el sentido de la misma (corriente arriba o corriente abajo) (Figura 54).

Selley (2000) nos dice que, en sección transversal, los groove casts son angulares y redondeados. Ocurren donde las arenas finas se superponen a las arcillas en diversos ambientes.

IV. Formación de la estructura

De acuerdo a Tucker (2003) y Boggs (2009) los groove casts se forman a través del relleno de surcos, cortados principalmente por objetos (gravas, arenas gruesas, trozos de barro, etc.) arrastrados por una corriente en contacto continuo con el fondo.



Figura 52. Groove casts a la base de un estrato de arenisca, indicando la dirección de flujo (Tomado de Geological-digressions, 2019).



Figura 53. Base de un estrato de areniscas mostrando dos direcciones de "Groove casts" intersecándose. Areniscas carboníferas (Hartland Quay: Devon, Inglaterra) (Tomado de Fernando Bastida, s/a).



Figura 54. Groove casts en la parte inferior de un estrato de una arenisca turbidítica del Eoceno, Oregón, USA. Fotografía de RockDock (Tomado de Flickr, 2007).

V. Inferencias en campo

De acuerdo a Tucker (2003), los groove casts son comunes en las superficies inferiores de las turbiditas. Algunas estructuras similares, pero menos regulares o persistentes, pueden ocurrir en las bases de algunas areniscas fluviales y areniscas/calizas depositadas por tormentas. Los groove casts indican la tendencia de una corriente y se debe medir su orientación.

Para el mismo autor, los groove casts se forman cuando el sedimento llena la marca original, denominada tool mark (marca de herramienta) y, por lo tanto, generalmente se ven en las plantas de los estratos de arenisca y caliza. Mientras algunas estructuras como los flute casts registran la dirección del movimiento de la corriente, los groove casts registran la línea del movimiento (tendencia). A su vez, nos dice que mientras para los flute casts unas cuantas

mediciones en el estrato son consistentes ya que todos tienen la misma dirección, con los groove casts puede haber una variación de la orientación y se deben medir más de 20 veces, para así poder calcular la media vectorial para cada estrato.

De acuerdo a Boggs (2009), un tipo especial de groove casts llamado "chevron" está formado por crenulaciones continuas en forma de V que se cierran en dirección descendente. Este tipo de groove casts se puede usar para determinar la verdadera dirección del paleoflujo. Al respecto, Pettijohn y Potter (1964), nos dicen que este tipo de estructuras se forman cuando el objeto de labrado tiene un movimiento vibratorio.

Boggs (2009) también nos dice que al igual que los flute casts, los groove casts pueden modificarse por carga, provocando una exageración en su relieve y posible destrucción de sus formas originales.

Por su parte, Selley (2000) nos dice que los groove casts rara vez se relacionan con los flute casts, dado que se desarrollan mejor en una situación más distal (corriente descendente) que los flute casts. El mismo autor también nos dice que la rectitud de los groove casts sugiere condiciones de flujo más lineales que turbulentos. Además, la lineabilidad de los groove casts demuestran que los objetos no saltaban ni giraban, sino que se transportaban corriente abajo con una orientación constante y una elevación casi constante con respecto al sustrato sedimentario.

Al igual que los flute casts, los groove casts más grandes a menudo se asocian con turbiditas arenosas particularmente gruesas (Einsele, 2000).

Para Ponce et al. (2018), los groove casts nos indican polaridad, así como la ya mencionada dirección de la corriente, y solo en el caso de que se preserve la marca de la partícula al final del transecto labrado, podrá inferirse el sentido de la paleocorriente (Figura 55).

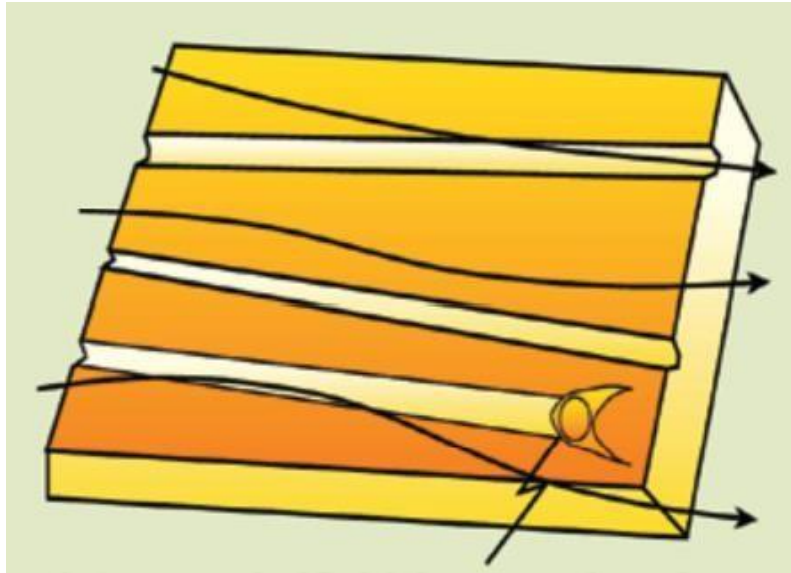


Figura 55. Clasto preservado al final de la estría (Groove) y dirección de corriente de izquierda a derecha como indica la flecha (Tomado de Ponce et al., 2018).

VI. Ambiente sedimentario

De acuerdo a Ponce et al. (2018), al igual que los flute casts, en los canales de sistemas fluviales y abanicos aluviales proximales se encuentran los groove cats, así como en deltas de ambientes marinos y continentales, depósitos de tormenta, canales, albardones y lóbulos de corrientes de densidad intra y extracuencales y corrientes de contorno.

- I. **Nombre de la estructura:** **Prod y bounce casts**

- II. **Tipo de estructura:** Estructura sedimentaria primaria inorgánica de carácter erosional (marca de corriente).

- III. **Descripción:** De acuerdo a Tucker (2003) los prod y bounce casts pertenecen al grupo de las tool marks (marcas de herramienta). Estos se forman cuando los objetos son transportados mediante saltación por una corriente y entran en contacto con la superficie del sedimento. Los objetos que hacen las marcas son comúnmente clastos de arcilla, guijarros, fósiles y restos de plantas. Una vez realizada, la impresión de una herramienta puede erosionarse y alargarse paralelamente a la dirección de la corriente.

Para Boggs (2009) los prod casts son característicos de relieve positivo, formados por el relleno de pequeñas marcas generadas por las partículas. Son asimétricos en sección transversal, con la parte más profunda y ancha de la marca orientada corriente abajo (Figura 56 y 57). Por el contrario, los bounce marks son aproximadamente simétricos.

Coincidiendo, Chamley (1990) nos dice que los prod marks son asimétricos, de forma triangular a semicónica y más profundos en el lado aguas abajo que en el lado aguas arriba, mientras que los bounce marks al ser prácticamente simétricos, solo tienen valor direccional general.

De acuerdo a Collinson y Mountney (2019) ambas estructuras varían en tamaño desde varios centímetros de ancho y decenas de centímetros de largo hasta formas muy delicadas, de menos de 1 cm de largo y 1 a 2 mm de ancho. Las profundidades son aproximadamente proporcionales al ancho, las formas más pequeñas tienen solo 1-2 mm de profundidad. Los ejemplos más grandes pueden mostrar la superposición de un suave relieve acanalado comparable al que se ve en los grooves.



Figura 56. Fragmento de arenisca mostrando marcas de punzamiento (Prod casts) y de arrastre (Groove casts). (Fotografía tomada por el M. en C. Noé Santillán Piña de la Universidad Nacional Autónoma de México, (s/a)) en la Formación Chicontepec, Chalchocotipa-San José, Hgo.

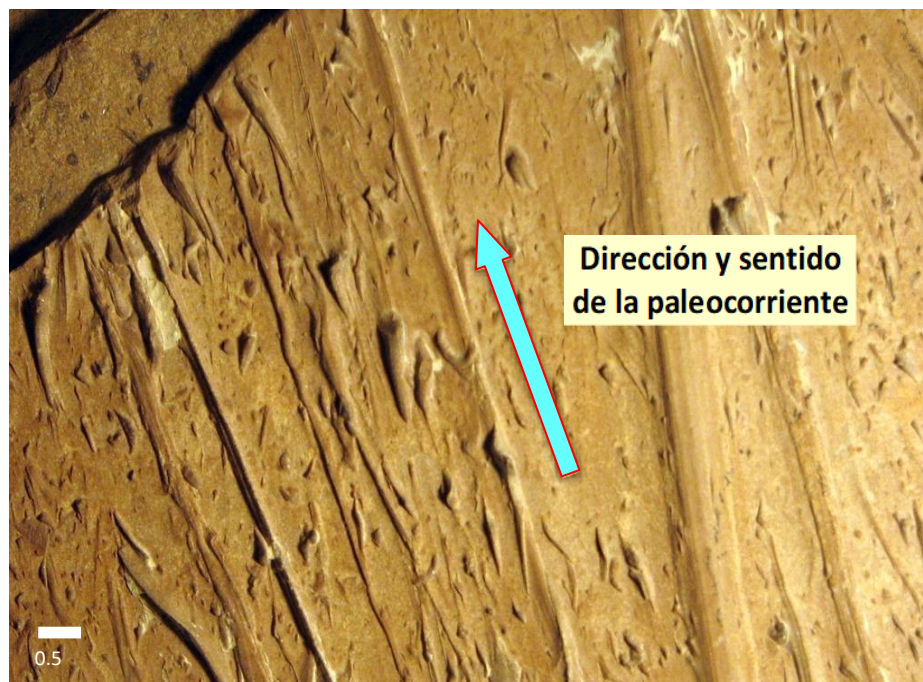


Figura 57. Base de un estrato de areniscas mostrando marcas de punzamiento (Prod casts) y de arrastre (Groove casts). Formación Guandacol, Carbonífero, San Juan, Argentina. (Tomado de <http://atlasaas.blogspot.com/p/erosivas.html>, (s/a)).

De acuerdo a Boggs (2009) estas marcas están relacionadas en su origen con los groove casts, pero son producidas por herramientas que hacen un contacto intermitente con el fondo en lugar de un contacto continuo.

Para Chamley (1990), los prod marks son el resultado del impacto con ángulo bajo de los objetos sobre la superficie limo-arcillosa, mientras que las bounce marks son el resultado de ángulos menos profundos.

En la figura 58 realizada por Boggs (2009), se tiene una descripción de la formación de las principales tools marks:

- Bounce marks (A): La herramienta impacta la superficie del sedimento con un bajo ángulo e inmediatamente rebota de vuelta a la corriente
- Brush marks (B): La herramienta entra a la superficie del sedimento con un ángulo muy bajo, con el eje de la herramienta inclinado corriente arriba y es levantado por la corriente, produciendo una cuesta de arcilla corriente debajo de la marca.
- Prod marks (C): La herramienta alcanza la superficie del sedimento con un gran ángulo y luego es levantada por la corriente.
- Roll marks (D): La herramienta rueda sobre la superficie del sedimento produciendo una marca continua (rodada).
- Skip marks (E): La herramienta viaja corriente abajo con un movimiento salteado, golpeando la superficie del sedimento con intervalos casi regulares.

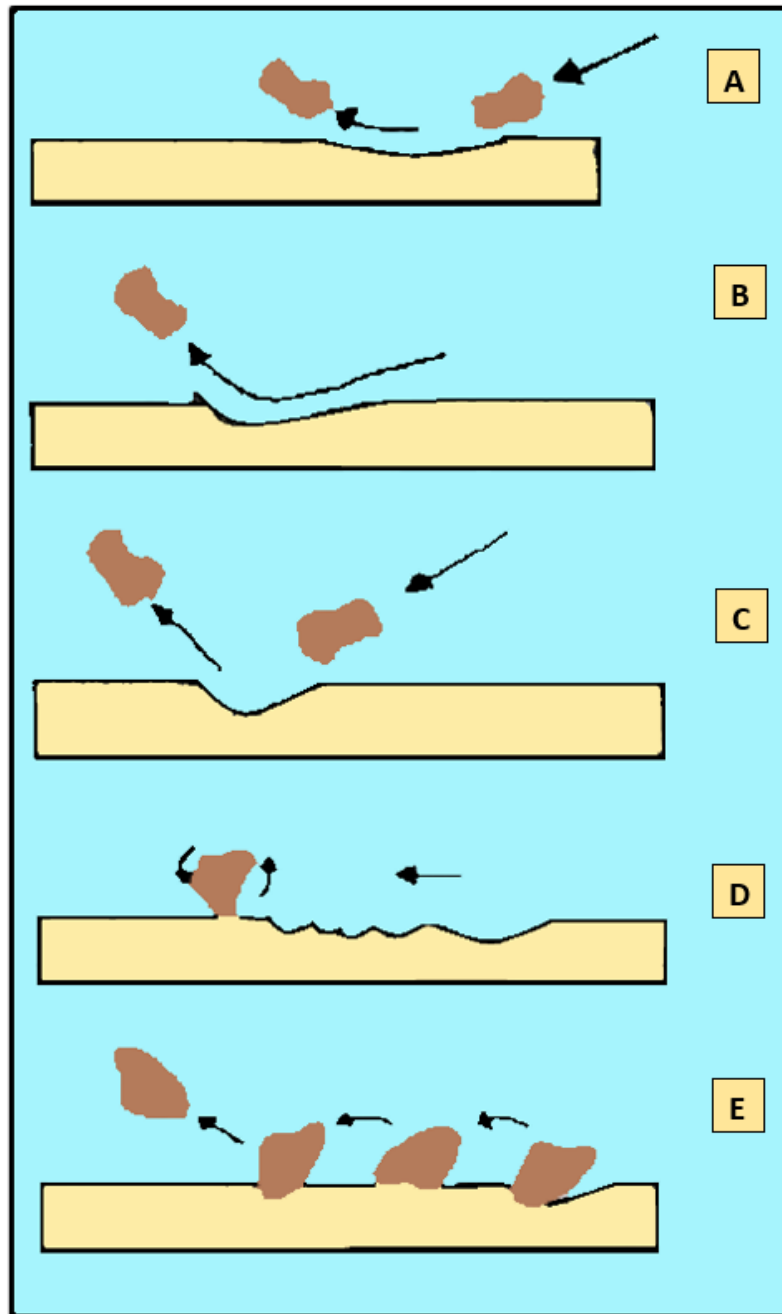


Figura 58. Formación de las principales tools marks (Modificado de Boggs, 2009).

IV. Inferencias en campo

De acuerdo a Tucker (2003) y Boggs (2009) los prod y bounce marks comparten espacio junto con las brush marks, roll marks y skip marks. Estas depresiones formadas por las partículas (tools marks) se rellenan posteriormente con sedimento para producir moldes (casts) de relieve positivo. Para Nichols et al. (2007), estas marcas a menudo se ven como líneas a lo largo del plano del estrato, las cuales están determinadas por la forma del objeto que las creó, y en donde los fragmentos de formas irregulares, como los fósiles, pueden producir marcas distintivas.

De acuerdo a Lucchi (1996) los groove casts y los moldes de estrías están asociadas con marcas cortas debido al impacto de herramientas. Existe una cierta desviación del paralelismo en ambos grupos, atribuido a fluctuaciones estadísticas alrededor de la dirección media de una sola corriente, a trayectorias sinuosas de líneas de flujo, remolinos irregulares, etc. Ángulos superiores a 40° sugerirían, en cambio, el paso de más de una corriente.

Para Middleton (1978) las tool marks son valiosos indicadores de la paleocorriente y también brindan información sobre la naturaleza del fondo arcilloso y el mecanismo de transporte de sedimentos que opera en el flujo que depositó la arena suprayacente.

Peakall et al. (2020) nos dicen que es probable que los prod marks estén vinculadas a flujos de transición más débiles, mientras que los bounce marks se deban a flujos de transición más fuertes.

Collinson y Mountney (2019) nos dicen que las bounce casts reflejan un ángulo de aproximación más bajo de la herramienta (tool) al estrato, de modo que en el impacto se clava más suavemente en el piso arcilloso antes de levantarse nuevamente. Por tanto, no se produce asimetría y solo se puede deducir la tendencia de la corriente.

El término cast hace referencia a un molde o surco rellenando por lo que al distinguir entre cast y mark se puede conocer la polaridad en la estructura, por lo tanto, los prod y bounce casts son indicadores de polaridad.

V. Ambiente sedimentario

De acuerdo a Allen (1982) las tool marks se identificaron por primera vez en las areniscas turbidíticas. Por otro lado, Middleton (1978) nos dice que también se encuentran en otros entornos, especialmente en depósitos fluviales y depósitos de tormentas marinas.

Conclusiones

El presente trabajo muestra un catálogo ordenado y detallado donde se describen las principales estructuras sedimentarias de carácter primario, diferenciándose las de carácter interno de aquellas que pertenecen a las de la superficie de estratificación.

Se propone un orden que facilita la búsqueda de estas estructuras de acuerdo con su tipo: interno deposicional o de carácter erosional, proporcionando de cada una de ellas, a) una descripción detallada, integrada por los trabajos de diferentes autores, b) un esquema e información que describe los mecanismos, condiciones, factores y procesos involucrados en la formación de la estructura, c) las inferencias o interpretaciones que se obtienen de su reconocimiento en campo, y d) los principales ambientes sedimentarios en que puede llevarse a cabo la formación de la estructura analizada.

El análisis de cuencas es una herramienta utilizada para datar, identificar y caracterizar eventos tectónicos, magmáticos y geodinámicos ocurridos durante su relleno. Por medio de las estructuras sedimentarias primarias es que se pueden deducir los procesos, las condiciones de depósito y los estratos que dieron origen a esas cuencas.

Este catálogo se presenta como una herramienta indispensable para cualquier interesado en el estudio de la Sedimentología, ya que contribuye al estudio de diversos procesos geológicos, a partir del reconocimiento e identificación de las estructuras sedimentarias primarias.

Bibliografía

- Allen J. (1982). *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis*. Holanda: Elsevier Scientific Publishing Company.
- Allen J. (1985). *Principles of Physical Sedimentology*. Londres: Chapman y Hall.
- Amos C., Kassem H., Friend P. (2019). *Ripple Marks. Ocean and Earth Sciences*. UK: University of Southampton.
- Balcazár R. (2019). *Sedimentología y Estratigrafía de la Formación Carhuáz en el Distrito de la Encañada*. [Tesis de licenciatura, Escuela Académico Profesional de Ingeniería Geológica]. Universidad Nacional de Cajamarca
- Boggs S. (2009). *Petrology of Sedimentary Rocks*. (2° edición). Nueva York: Cambridge University Press.
- Boggs S. (2006). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. (4° ed.). Nueva York: Pearson Education, Inc.
- Cáceres, L. M., Vargas, J. M., Muñiz, F., Donaire, T., García Sanjuán, L., Odriozola, C., & Rodríguez-Vidal, J. (2019). *Natural “megalithic art” at Valencina (Seville): a geoarchaeological approach to stone, architecture, and cultural choice in Copper Age Iberia. Archaeological and Anthropological Sciences*. España: Springer-Verlag
- Chamley H. (1990). *Sedimentology*. Berlin: Springer-Verlag.
- Collinson J., Mountney N. (2019). *Sedimentary Structures*. (4° ed.). Londres: Dunedin Academy Press.
- Einsele G. (2000). *Sedimentary basins. Evolution, Facies and Sediment Budget*. (2° edición). Berlín: Springer
- Flügel Erik (2004). *Microfacies of Carbonate Rocks*. Berlín: Springer-Verlag.
- Kumar, V. (2011). *Palaeo-Channel. Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. India: Springer.
- Leeder M.R. (1982). *Sedimentology: Process and Product*. Londres: Chapman y Hall.

- Lindholm R. (1987). *A Practical Approach to Sedimentology*. Londres: Allen y Unwin
- Lucchi R. (1996). *Sedimentographica: photographic atlas of sedimentary structures*. Nueva York: Columbia University Press, Recuperado el 10 de octubre del 2020, de <http://www.columbia.edu/dlc/cup/ricci/index.html>.
- Mayall M., Jones E., Casey M., (2006). Turbidite channel reservoirs. Key elements in facies prediction and effective development. *Marine and Petroleum Geology* (23), 821–841.
- McLeod, L. C., Rudowski, R., & Ullman, W. J. (1985). *Pure gypsum separates from “dirty” evaporites*. *Journal of Sedimentary Research*. Australia: Australian National University
- Mendiberri J. (2009). *Estructuras sedimentarias y clasificación de rocas sedimentarias*. Venezuela: Atlantic International University.
- Middleton G.V. (1978) *Tool marks*. *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer
- Nichols G., Williams E., Paola C. (2007). *Sedimentary processes, Environments and Basins*. IAS: Blawckell Publishing.
- Pardo G., Arenas C. (2020). Estructuras sedimentarias: más que ludus naturae. *conCiencias.digital*. Volumen (No. 25), 29-48.
- Perry C., Taylor K. (2007). *Environmental Sedimentology*. Reino Unido: Blackwell Publishing.
- Peakall J., Best J., Baas J., Hodgson D., Clare M., Talling P., Dorrell R. y Lee D. (2020). An integrated process-based model of flutes and tool marks in deep-water environments: Implications for palaeohydraulics, the Bouma sequence and hybrid event beds. *Sedimentology*. 67. 1601-1666. doi: 10.1111/sed.12727
- Pettijohn F. J., Potter P. (1964). *Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures*. Berlín: Springer-Verlag.
- Picard D., High L. (1973). *Sedimentary structures of ephemeral streams*. Amsterdam, Londres, Nueva York: Elsevier Scientific Publishing Company.

- Ponce J., Carmona N., Montagna A. (2018). *Atlas de estructuras sedimentarias inorgánicas y biogénicas*. (1° ed.). Buenos Aires: Fundación YPF.
- Reading H.G. (1996). *Sedimentary Environments: Processes Facies and Stratigraphy*. (3° ed.). UK: Blackwell Publishing.
- Rubin D. (2012). A unifying model for planform straightness of ripples and dunes in air and water. *Earth-Science Review* (113), 176-185.
- Selley R. (2000). *Applied Sedimentology*. (2° ed.). California: Academic Press
- Tucker M. (2003). *Sedimentary Rocks in the Field*. (2° ed.). Inglaterra: John Wiley y Sons Ltd.

Referencias web

- Earthlearningidea (2019). Estructuras sedimentarias, estratificación gradada. [Imagen]. Tomado de: https://www.earthlearningidea.com/PDF/177_Spanish.pdf el 15 de noviembre del 2020.
- Flickr (2020). [Imagen]. Conjunto de imágenes tomadas del portal <https://www.flickr.com>
- Fernando Bastida (s/a). *Fotos geología (estructuras sedimentarias-sedimentary structures)*. [Imagen]. Tomado de: <https://fernandobastida-ib.blogspot.com/p/fotos-geologia-estructuras.html> el 5 de abril del 2021.
- Geological digressions (2019). *Identifying paleocurrent indicators*. [Imagen]. Tomado de: <https://www.geological-digressions.com/tag/groove-casts/> el 5 de abril del 2021.
- Glosario de Geología Inglés-Español (s/a). Link: <https://ceramica.fandom.com/wiki/Categor%C3%ADa:Libros>

- Kentucky Geological Survey (2019). *Sedimentary Structures*. [Imagen]. Tomado de: <https://www.uky.edu/KGS/coal/coal-core-sedimentary-structures.php> el 10 de enero del 2020.
- Lovett S. (s/a). *Big floods, high costs-why are we so reluctant to change the way we model flooding in Australia?* Australian River Restoration Centre (ARRC). [Imagen]. Tomado de: <https://arrc.com.au/big-floods-high-costs-reluctant-change-way-model-flooding-australia/> el 20 de abril del 2021.
- Museo Virtual, Geología (2020). *Grietas de reseca de gotas de lluvia*. [Imagen]. Tomado de <https://www.geovirtual2.cl/Museovirtual/0322a1geo.htm> el 15 de marzo del 2021.
- Myweb.factstaff (s/a). *Stratigraphy and Sedimentation slides: Turbidite structures*. [Imagen]. Tomado de: <http://myweb.factstaff.wvu.edu/talbot/cdgeol/Sediment/StratSed/TurbStruct.html> el 15 de marzo del 2021.
- Navarro O. (2011). *Aventuras geológicas en el Cuaternario*. [Imagen]. Tomado de <https://www.aventurasgeologicas.com/> el 10 de septiembre del 2021.
- Researchgate (2018). S/T. [Imagen]. Tomado de: https://www.researchgate.net/figure/Origin-of-flute-casts-a-passing-turbidity-current-scours-into-a-muddy-sea-bed-b_fig3_327160397 el 10 de marzo del 2021.
- Science source images (S/a). *Reverse graded bedding*. [Imagen]. Tomado de: <https://www.sciencesource.com/CS.aspx?VP3=SearchResult&ITEMID=SS2158391> el 10 de enero del 2021.
- Slideshare.net (2012). *Sedimentary Structures Smallas*. [Imagen]. Tomado de: <https://www.slideshare.net/angelabentley/sedimentary-structures-smallas> el 20 de abril del 2021.
- Uhlibraries (s/a). *Sedimentary Structures*. [Imagen]. Tomado de: <https://uhlibraries.pressbooks.pub/historicalgeologylab/chapter/chapter4-sedimentary-structures/> el 10 de marzo del 2021.
- Wikimedia (2011). *Linguoid ripples on asymmetrical dunes*. [Imagen]. Tomado

de: [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Linguoid_ripples_on_asymmetrical_dunes_\(Urdaibai\).JPG](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Linguoid_ripples_on_asymmetrical_dunes_(Urdaibai).JPG) el 15 de noviembre del 2020.

- Wikipedia (2012). *Hummocky cross-stratification*. [Imagen]. Tomado de: https://en.wikipedia.org/wiki/File:Hummocky_cross-stratification.JPG el 20 de noviembre del 2020.
- Wikipedia (2002). *Erosión y sedimentación eólica*. [Imagen]. Tomado de: https://es.wikipedia.org/wiki/Erosi%C3%B3n_y_sedimentaci%C3%B3n_e%C3%B3lica#/media/Archivo:NamibNaukluftParkDunes.JPG el 10 de enero del 2021.
- Wikipedia (2006). *Raindrop impressions*. [Imagen]. Tomado de: https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Raindrop_impressions_mcr1.jpg el 10 de marzo del 2021.