
Bases de la Geoarqueología¹

La mayor parte de la información arqueológica se obtiene excavando artefactos y otros vestigios en una matriz compuesta por diferentes capas y horizontes que a menudo se organizan en una compleja secuencia vertical. Si bien los artefactos, ecofactos y rasgos recuperados y registrados durante la excavación brindan mucha información acerca de las poblaciones prehistóricas que vivieron en un sitio, es necesaria una comprensión adecuada de la naturaleza y el origen de la matriz del sitio y su estratigrafía para documentarlo en forma completa y para generar nuevo conocimiento sobre el registro arqueológico. Este capítulo presenta los conceptos esenciales de sedimentología, pedología, estratigrafía y geomorfología, y sienta las bases para los siguientes capítulos, que tratan de los procesos naturales de formación de sitios y la evolución del paisaje en diferentes ambientes.

La matriz del sitio arqueológico: sedimentos y suelos

La matriz de un sitio arqueológico, el medio físico que rodea todos los artefactos, rasgos y ecofactos, posee dos componentes principales: sedimentos y suelos (Fig. 2.1). Los términos sedimento y suelo no son sinónimos y, a menudo, se utilizan incorrectamente. Es importante conocer la diferencia entre ellos porque los sedimentos y los suelos son generados por procesos distintos y cada uno proporciona información diferente sobre el paisaje prehistórico.

Sedimentos

Los sedimentos son las partículas sólidas inorgánicas y orgánicas acumuladas o precipitadas por procesos naturales o humanos. Por ejemplo,

¹ Esta es una traducción del Capítulo 2 del libro de M. R. Waters 1992 (*Principles of Geoarchaeology*. The University of Arizona Press. Tucson & London) para la cátedra de Geología General y Geomorfología del Cuartario, Dpto. de Cs. Antropológicas FFyL, UBA. Texto traducido por los Adscriptos Néstor Urssino, Luciana Bauer y Ana Cevidanes, figuras editadas y traducidas por la Ay.1ª Gisela Spengler. Revision y notas a cargo del Prof. Cristian Favier Dubois.

el limo depositado mecánicamente en una planicie aluvial durante una inundación, la marga precipitada químicamente en un lago, la capa de turba creada por la acumulación de vegetación anegada en un pantano y la capa de ceniza formada durante una erupción volcánica son todos sedimentos. Los depósitos sedimentarios naturales se crean mediante cuatro procesos diferentes: (1) la acumulación mecánica de partículas sólidas por una corriente de agua, por el viento o la gravedad; (2) la precipitación química, en capas, de cristales de sustancias disueltas en el agua (por ejemplo, iones y óxidos); (3) la descomposición y acumulación de material orgánico; y (4) la generación y depositación de material procedente de erupciones volcánicas. Estos procesos crean los cuatro tipos consecuentes de sedimentos naturales: (1) sedimentos clásticos, (2) sedimentos químicos, (3) sedimentos carbonosos u orgánicos y (4) sedimentos piroclásticos (Fig. 2.1). Estos cuatro tipos de sedimentos se acumulan en los llamados ambientes sedimentarios o depositacionales. Si se encuentran artefactos y rasgos en estos lugares de depositación, quedan sepultados por sedimentos. Los seres humanos también crean depósitos sedimentarios como basureros, montículos y grandes acumulaciones de desechos. Estos depósitos se denominan arqueosedimentos (Fig. 2.1; Butzer 1982). La matriz en un sitio arqueológico puede estar compuesta por cualquier combinación de sedimentos naturales y arqueosedimentos.

Debido a que los sedimentos se forman por diversos mecanismos, presentan diferentes características físicas. La siguiente discusión resume primeramente el origen y las características de los sedimentos clásticos y químicos, que a menudo son el componente más abundante en la matriz de los sitios; luego se ocupa de los sedimentos carbonosos, los sedimentos piroclásticos, los arqueosedimentos, las estructuras sedimentarias y los ambientes depositacionales. Esta reseña se basa en los siguientes textos geológicos: Blatt *et al.* 1972; Boggs 1987; Bullard 1979; R. A. Davis 1983; Folk 1974; Krumbein y Sloss 1963; Leeder 1982; Pettijohn 1975; Pettijohn y col. 1972; y Reineck y Singh 1980. El tratamiento arqueológico de los sedimentos considera a Butzer 1971, 1982; Cornualles 1958; Evans 1978; Hassan 1978; Pyddoke 1961; Shackley 1975, 1981; Stein 1985, 1987; y Stein y Rapp 1985.

Meteorización física y química: el origen de los sedimentos clásticos y químicos:

La meteorización es la desintegración y descomposición superficial de las rocas expuestas, por procesos físicos y químicos (Birkeland 1984; Ollier 1969; Ritter 1986). Durante la meteorización física y química, la roca sólida

se debilita y se fragmenta en partículas de diferentes tamaños, y se liberan productos químicos solubles a partir de los minerales que las componen (Fig. 2.2). Estos productos de la meteorización finalmente se acumulan como sedimentos clásticos y químicos. Tanto la litología de las rocas de origen como los procesos de meteorización determinan la composición y el tamaño de los detritos producidos. Los efectos de la meteorización física y química son difíciles de separar y, por lo general, operan simultáneamente.

La meteorización física es el proceso por el cual las rocas se desintegran físicamente en fragmentos más pequeños sin cambios significativos en su composición química o mineralógica.

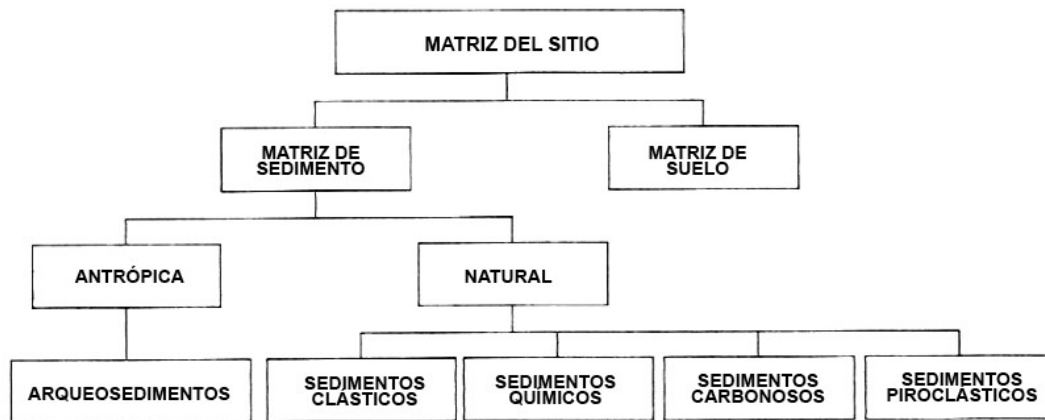


FIGURA 2.1. Distribución composicional de la matriz arqueológica.

Numerosos procesos contribuyen a la meteorización física, incluyendo la expansión y contracción repetidas por congelamiento y descongelamiento del agua en las fracturas de la roca; la expansión de las grietas a medida que los cristales de sal crecen separándolas; la expansión y contracción de la superficie de la roca debida al calentamiento y enfriamiento diarios; la intrusión y separación de rocas por el crecimiento de raíces; y la fractura de las rocas debida al fuego.

La meteorización química es el proceso mediante el cual la composición química y mineralógica de una roca se altera por reacciones con el agua, el oxígeno y el dióxido de carbono. Los compuestos químicos (principalmente iones y óxidos) se liberan de los minerales, se disuelven en el agua y luego se transportan fuera de los mismos por el flujo de agua subterránea o superficial. Además, los minerales alterados estructuralmente en el sitio de meteorización a menudo se recombinan para formar nuevos minerales secundarios, generalmente arcillas. La meteorización química también favorece la meteorización física al alterar la estructura de la roca y producir un residuo de granos degradados.

La importancia relativa de la meteorización física y química en una región depende principalmente de la temperatura y la precipitación (Fig. 2.3). La meteorización química es más intensa donde tanto la temperatura como la precipitación son elevadas, mientras que la meteorización mecánica se hace intensa cuando las temperaturas medias anuales oscilan entre -7 y -18 °C y las precipitaciones se encuentran entre 250 y 1000 mm. La meteorización resulta mínima cuando la precipitación es inferior a 250 mm.

En conjunto, los procesos de meteorización física y química crean tres tipos de productos: (1) granos minerales individuales, así como fragmentos mayores de la roca madre; (2) minerales secundarios, principalmente minerales arcillosos, creados por la recrystalización de estructuras minerales químicamente alteradas; y (3) componentes químicos solubles (iones y óxidos) liberados de la matriz rocosa. Estos residuos de la meteorización son la fuente primordial de todos los sedimentos clásticos y químicos.

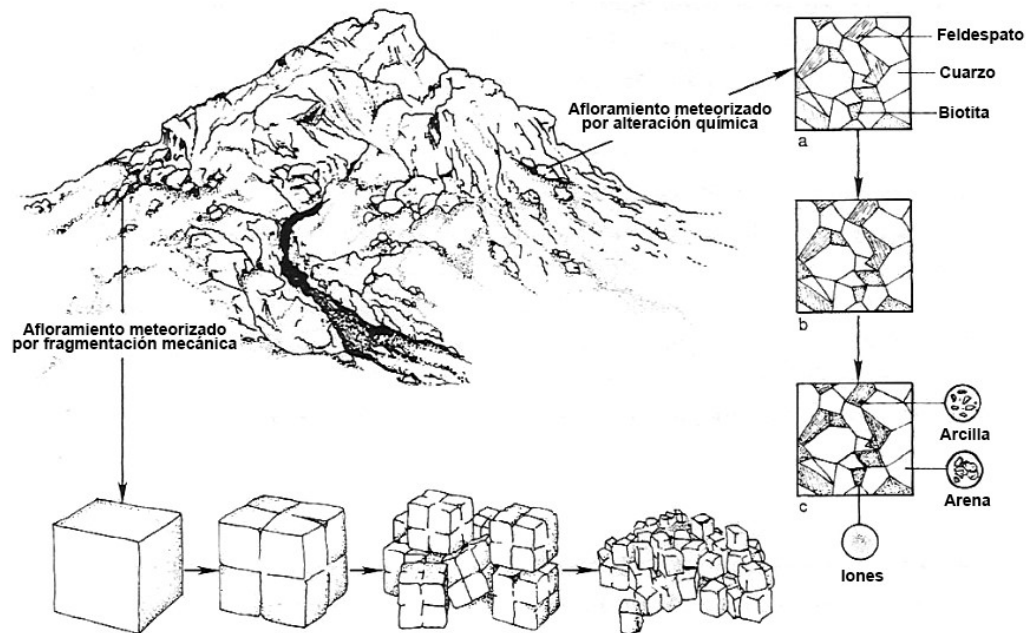


FIGURA 2.2 Meteorización física y química de un afloramiento de granito. La meteorización física produce escombros fragmentados adyacentes al afloramiento. Como muestran los cubos, la meteorización mecánica pura rompe la roca en fragmentos más pequeños sin alteración química de la misma. Hay que tener en cuenta que a medida que avanza la meteorización física y se producen fragmentos más pequeños, aumenta la cantidad de superficie expuesta. Esto proporciona una mayor área para que actúe la meteorización química. La meteorización química ataca los minerales más sensibles dentro de la roca, en este caso biotita y feldespato. El cuarzo es resistente a la meteorización química y no se descompone. Los tres cuadros de la derecha proporcionan vistas ampliadas del granito (como se observa en secciones delgadas en un microscopio) en tres etapas de descomposición química: (a) granito fresco, inalterado, (b) biotita y feldespato que comienzan a descomponerse a medida que el agua penetra en los contactos entre cristales, lo que provoca reacciones químicas y la descomposición mineral, (c) la biotita y el feldespato se descomponen completamente a medida que continúan las reacciones químicas, los límites entre granos se debilitan y la roca se desintegra en fragmentos. Iones solubles se liberan de los granos de biotita y feldespato y se crean minerales arcillosos a partir de su descomposición. La roca se desintegra en partículas de cuarzo tamaño arena, no degradadas, y granos minerales degradados. (Modificado de Marsh 1987).

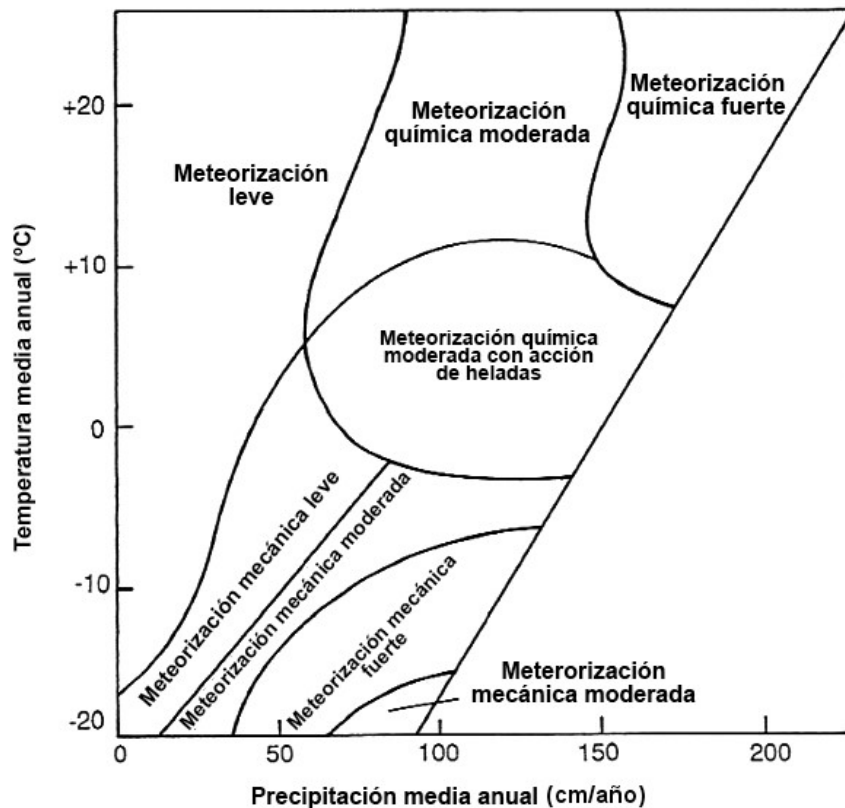


FIGURA 2.3. Importancia relativa de la meteorización física y química bajo diferentes regímenes de precipitación y temperatura. (Modificado de Marsh 1987).

Sedimentos clásticos:

Los sedimentos clásticos con frecuencia constituyen la porción más significativa de la matriz de un sitio arqueológico. Los sedimentos clásticos son los granos minerales sólidos (por ejemplo, cuarzo, feldespato, mica y hornblenda) o fragmentos de roca (por ejemplo, basalto, granito y esquisto) que varían en tamaño, desde clastos grandes tamaño grava hasta granos pequeños de tamaño arcilla. Las partículas clásticas son transportadas mecánicamente por el agua, el viento, el hielo o la gravedad desde su lugar de origen hasta ambientes como valles fluviales, campos de dunas arenosas o islas de barrera costeras, donde se acumulan para formar depósitos sedimentarios.

Este proceso de transporte y depositación les brinda propiedades texturales características a los sedimentos clásticos: (1) el tamaño de las partículas, (2) la morfología de las partículas y (3) la fábrica de los depósitos clásticos. En consecuencia, tales propiedades texturales contienen datos valiosos sobre el modo de transporte de las partículas, la energía del flujo y el ambiente de depositación.

Tabla 2.1 Clasificación de tamaños de grano de Wentworth para sedimentos, unidades Phi (ϕ) equivalentes, y número de tamiz de acuerdo con el estándar de tamices de EE.UU. (U.S. Standard Sieves Mesh).

Malla de tamiz estándar de EE. UU.	Milímetros (mm)	Unidades Phi (ϕ)	Clases de tamaño de Wentworth
Grava	4096	-12	Bloque
	1024	-10	
	- 256	256 -8	
	- 64	64 -6	Guijarro
	16	-4	Guija
	5 4	4 -2	
	6 3.36	-1.75	Gránulo
	7 2.83	-1.5	
	8 2.38	-1.25	
	10 2.00	2 1.0	
Arena	12 1.68	-0.75	Arena muy gruesa
	14 1.41	-0.5	
	16 1.19	-0.25	
	18 1.00	1 0.0	
	20 0.84	0.25	Arena gruesa
	25 0.71	0.5	
	30 0.59	0.75	
	35 0.50	½ 1.0	
	40 0.42	1.25	Arena mediana
	45 0.35	1.5	
	50 0.30	1.75	
	60 0.25	¼ 2.0	
	70 0.210	2.25	Arena fina
	80 0.177	2.5	
	100 0.149	2.75	
	120 0.125	1/8 3.0	
	140 0.105	3.25	Arena muy fina
	170 0.088	3.5	
	200 0.074	3.75	
	230 0.0625	1/16 4.0	
Limo	270 0.053	4.25	Limo grueso
	325 0.044	4.5	
	0.037	4.75	
	- 0.0312	1/32 5.0	Limo mediano
	- 0.0156	1/64 6.0	
	- 0.0078	1/128 7.0	
Arcilla	- 0.0039	1/256 8.0	Limo muy fino
	0.0020	9.0	Arcilla
	0.00098	10.0	
	0.00049	11.0	
	0.00024	12.0	
	0.00012	13.0	
	0.00006	14.0	

Nomenclatura y clasificación de los tamaños de grano. El tamaño de las partículas clásticas (independientemente de la litología y la mineralogía) varía desde granos pequeños tamaño de arcilla de unos pocos micrones de diámetro hasta rocas de varios metros de largo. Este espectro de partículas se divide en cierto número de tamaños, cada uno con su límite superior e

inferior. Los tamaños de partícula y las nomenclaturas casi universalmente aceptados para describirlas se refieren a la escala de Wentworth (Tabla 2.1). Esta escala divide las partículas clásticas en cuatro categorías principales de tamaño: (1) grava, partículas con un diámetro superior a 2 mm; (2) arena, partículas con un diámetro entre 2 y 0,0625 mm; (3) limo, partículas con un diámetro entre 0,0625 y 0,0039 mm; y (4) arcilla, partículas con un diámetro menor de 0,0039 mm. Estas categorías principales de tamaño se subdividen luego en categorías menores.

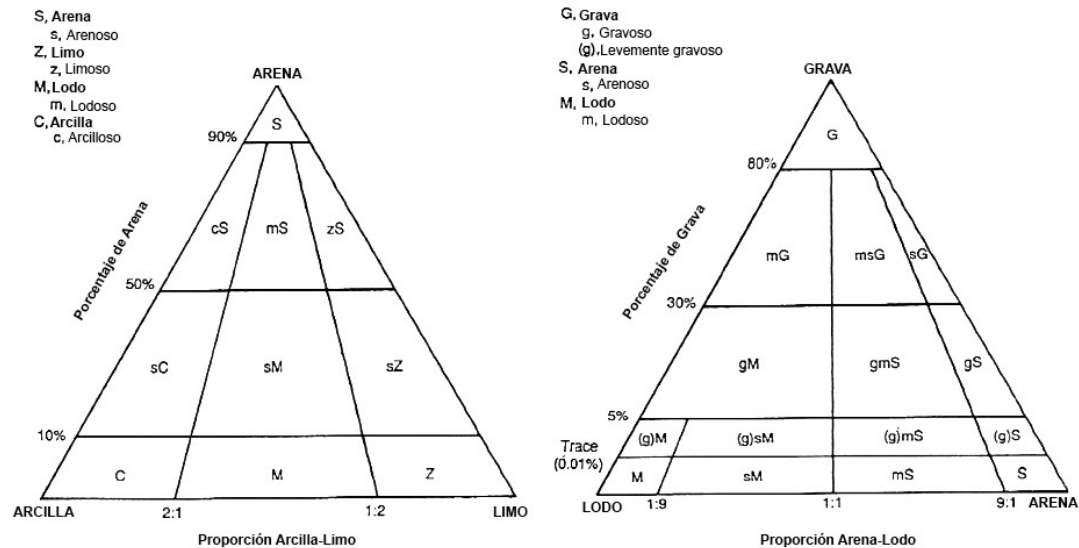


FIGURA 2.4. Clasificación textural de sedimentos clásticos de Folk (1954, 1974).

Por ejemplo, de acuerdo con el diámetro de los granos, la arena se subdivide en las fracciones muy fina, fina, media, gruesa y muy gruesa. También se utiliza con frecuencia otra clasificación, conocida como escala logarítmica phi (ϕ), para referirse a las mismas categorías de tamaño de grano (Tabla 2.1). Los valores de phi pueden ser positivos o negativos, con un valor 0.0 que corresponde a un diámetro de grano de 1 mm. A medida que los valores de phi se vuelven más positivos, el tamaño de grano disminuye; mientras que, al hacerse más negativos, el tamaño de grano aumenta. Estos términos y valores se utilizan para describir el tamaño de las partículas clásticas individuales. Sin embargo, la matriz sedimentaria clástica en un sitio está formada por conjuntos de partículas individuales que pueden ser de un mismo tamaño (por ejemplo, una capa de arena o de limo) o ser una mezcla de diferentes tamaños (por ejemplo, una capa de arena y limo). Los sedimentólogos han ideado varios esquemas de clasificación para describir los depósitos sedimentarios formados por combinaciones de grava, arena, limo y arcilla. Muchos de estos sistemas de clasificación solo incluyen la arena y las fracciones de grano menores omitiendo rangos de posibles combinaciones entre los cuatro tamaños de sedimento, por lo que resultan

incompletos. Las dos clasificaciones más utilizadas y abarcativas son las de Folk (1954, 1974) y la del Servicio de Conservación de Suelos del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA) (Soil Survey Staff 1951, 1975).

El sistema de Folk para clasificar la textura de los depósitos sedimentarios utiliza dos diagramas triangulares (Fig. 2.4). Un diagrama se usa cuando hay grava y el otro cuando no hay grava. Cuando hay grava en el depósito sedimentario, se le asigna un nombre determinando el porcentaje de grava en proporción a la cantidad total de arena en relación con la de arcilla a limo (definida como lodo). Si no hay grava, los sedimentos se clasifican por el porcentaje de arena en proporción a la de arcilla a limo. Ambas escalas proveen nombres descriptivos a los sedimentos que son modificados por adjetivos. Por ejemplo, si un depósito está compuesto por un 60% de arena, un 30% de limo y un 10% de arcilla, se denomina areno limoso. En esta clasificación, la primera parte del nombre es el constituyente dominante de la matriz clástica y el modificador siguiente describe los constituyentes secundarios del sedimento.

Otro sistema bien conocido y de uso frecuente para clasificar los depósitos sedimentarios clásticos es el de la USDA, desarrollado originalmente para describir los suelos (Fig. 2.5). En este sistema, se utiliza un diagrama triangular para clasificar la fracción de sedimentos sin grava (arena, limo y arcilla) en una de las doce categorías de textura. Se le asignan nombres estandarizados a la matriz sedimentaria en función de los porcentajes relativos de arena, limo y arcilla. La mayoría de los sedimentos se caracterizan como francos (sedimentos con porcentajes similares de arena, limo y arcilla) o como una variante de franco cuando un tamaño de partícula domina el cuerpo sedimentario, como en franco arenoso o franco limoso. Nuevamente, el constituyente principal de la matriz sedimentaria se encuentra al inicio del nombre y los adjetivos modificadores brindan información complementaria sobre los otros constituyentes secundarios, menos dominantes. Si las partículas más gruesas que 2 mm (más grandes que el tamaño arena) constituyen del 15 al 50 % del volumen de sedimento, los términos texturales asignados a partir del triángulo textural se modifican con los términos gravoso (si el material grueso tiene entre 2 mm y 7,6 cm de diámetro), guijarroso (si las partículas gruesas tienen entre 7,6 y 25 cm de diámetro) y pedregoso o blocoso (si las partículas gruesas tienen más de 25 cm de diámetro). El término *muy* se agrega a cualquiera de estos modificadores de textura si la fracción gruesa constituye del 50 al 90% del volumen de sedimento.

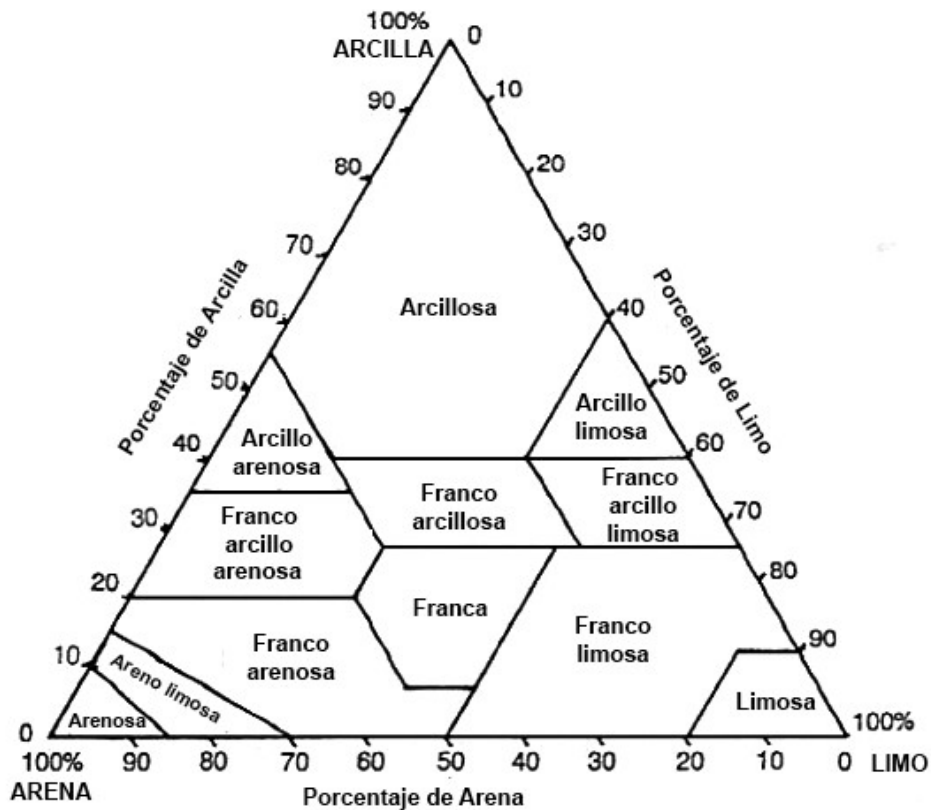


FIGURA 2.5. Clasificación textural de suelos de la USDA. (Soil Survey Staff 1951, 1975).

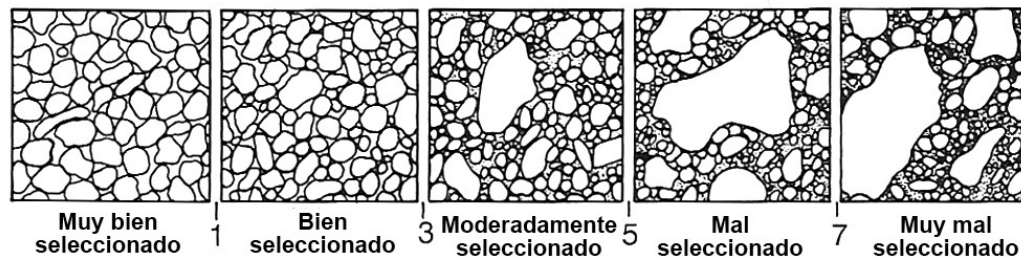


FIGURA 2.6. Grados de selección observables en sedimentos clásticos. Los dibujos representan un depósito de arena como puede verse bajo una lupa de mano de 10x. Las figuras mayores son granos de tamaño arena y los puntos pequeños representan materiales tamaño limo y arcilla. Los números indican la cantidad de clases de tamaño de partículas incluidas en la mayor parte (80%) del depósito. Por ejemplo, si un depósito tiene un 60% de arena media y un 40% de arena fina, se considera que está bien seleccionado. Este método se puede utilizar en el campo para determinar el grado de selección de un depósito. (Modificado de Compton 1962).

Aunque el esquema de clasificación de la USDA se diseñó originalmente para describir la textura de los suelos, también se utiliza para describir los depósitos sedimentarios. Este esquema proporciona descripciones adecuadas para unidades sedimentarias compuestas por arena, limo, arcilla o combinaciones de estas partículas, pero no proporciona una descripción adecuada en el caso de los depósitos gravosos. Incluso si fuera la grava el material dominante, la fracción de grano fino es la que se utiliza para describir la capa sedimentaria. Por el contrario, la clasificación de Folk se

diseñó particularmente para caracterizar la textura de depósitos sedimentarios y, por lo tanto, abarca la gama completa de combinaciones de partículas de sedimentos y enfatiza consistentemente los tamaños de grano dominantes y genéticamente significativos de los sedimentos clásticos. En consecuencia, es preferible la clasificación de Folk para caracterizar sedimentos clásticos naturales.

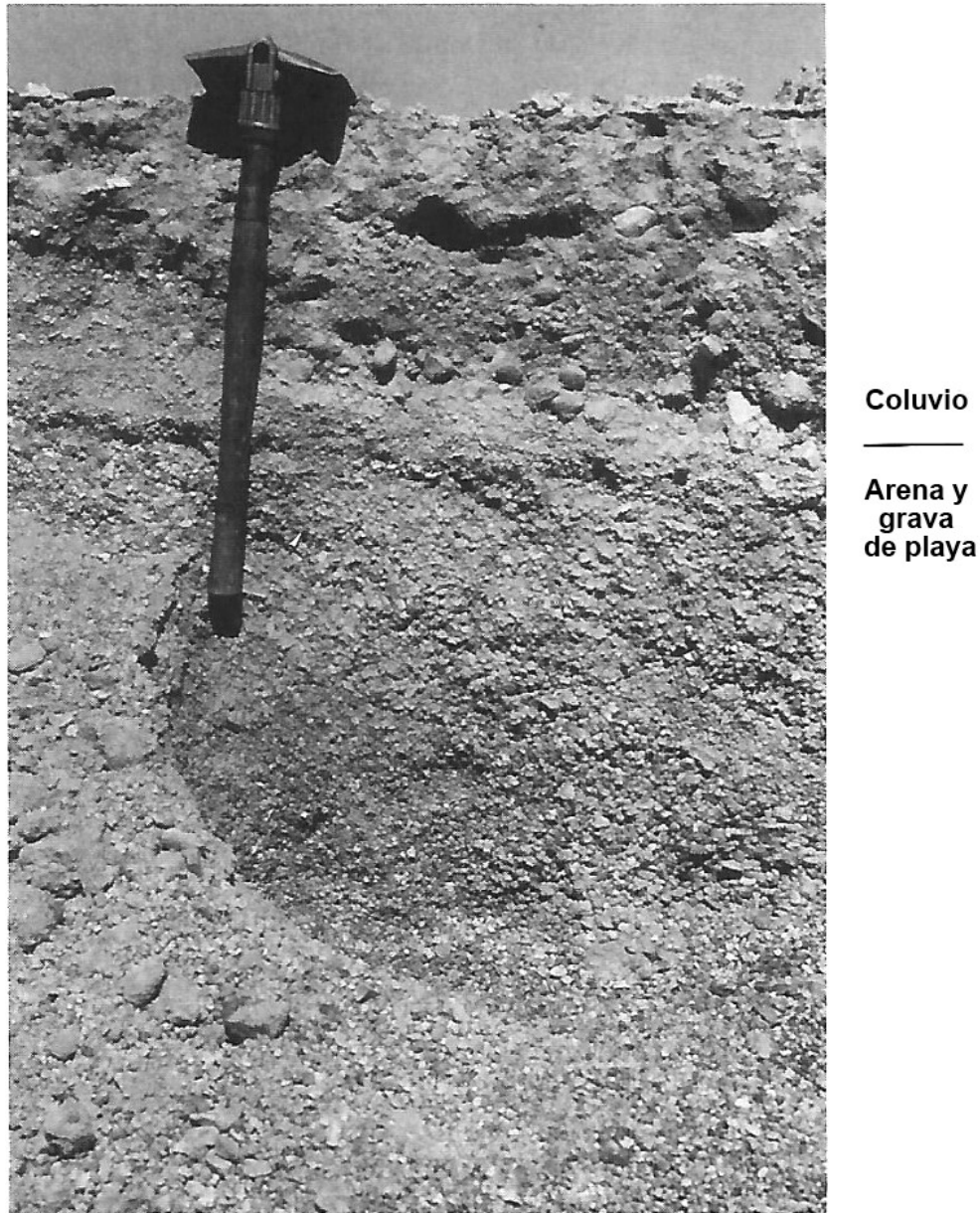


FIGURA 2.7. Arenas y gravas de playa bien seleccionadas del Paleolago Cahuilla del Pleistoceno infrayacen en forma discordante aluvios y coluvios mal seleccionados. Este perfil se encuentra expuesto en Salton Trough, al sur de la frontera entre Estados Unidos y México.

Otra característica importante de los sedimentos es la selección, que se refiere al grado en que las partículas en una unidad sedimentaria poseen

tamaño similar (Figs. 2.6 y 2.7). Específicamente, la selección es una medida de la dispersión (desviación estándar) de los tamaños de grano alrededor del tamaño medio del depósito. Si el 68% de las partículas de un depósito caen dentro de un determinado rango de valor ϕ respecto al tamaño medio de grano, se clasifican en una de siete categorías que van desde muy bien seleccionadas a extremadamente mal seleccionadas (Tabla 2.2). Por ejemplo, si el 68% de las partículas se encuentran entre 1,00 y 2,00 unidades ϕ respecto al tamaño de grano medio (medido en unidades ϕ), el depósito está mal seleccionado. Sin embargo, si el 68% de los granos de un mismo depósito se encuentra dentro de una desviación estándar de 0,35 a 0,50 ϕ , el depósito está bien seleccionado. La selección refleja el modo de transporte y el grado de retrabajo de los sedimentos y, en consecuencia, es un criterio importante para identificar ambientes depositacionales.

Morfología de las partículas. Así como las partículas clásticas poseen diferente tamaño, también varían en su morfología. La morfología de las partículas se refiere a la forma, redondeamiento, esfericidad y textura superficial de los granos. Estas características de las partículas son importantes para determinar el modo de transporte de los sedimentos y para identificar ambientes depositacionales.

La forma de la partícula se refiere a la configuración de la partícula. Los clastos de tamaño grava se pueden ubicar en cuatro categorías de forma (oblado, ecuante, laminar y prolado; ver Fig. 2.8), con base en las relaciones de los tres ejes perpendiculares entre sí que definen el largo máximo (eje a), intermedio (eje b), y mínimo (eje c) de la partícula. La morfología de una partícula del tamaño de la arena se describe por su grado de esfericidad. La esfericidad es una medida de cuánto se asemeja un grano a una esfera y se determina comparando la longitud relativa de los tres ejes perpendiculares. A medida que la longitud de los ejes se iguala, el grano de arena se vuelve más esférico (Fig. 2.9). El redondeamiento es una medida de lo anguloso o suave de las esquinas y bordes de una partícula, y se expresa mediante una jerarquía de seis categorías que van desde muy angulosas hasta bien redondeadas (Fig. 2.9). La textura superficial se refiere al microrrelieve de la superficie de la partícula. El microrrelieve puede incluir hoyos, raspaduras, pulimentos, opacados y otras características.

Tabla 2.2. Clasificación de clases según la desviación estándar.

Desviación estándar (unidades ϕ)	Clases de clasificación
< 0,35	Muy bien seleccionado
0.35 – 0.50	Bien seleccionado
0.50 – 0.71	Moderadamente bien seleccionado
0.71 – 1.00	Moderadamente seleccionado
1.00 – 2.00	Mal seleccionado
2.00 – 4.00	Muy mal seleccionado
> 4.00	Extremadamente mal seleccionado

Fuente: Folk 1974

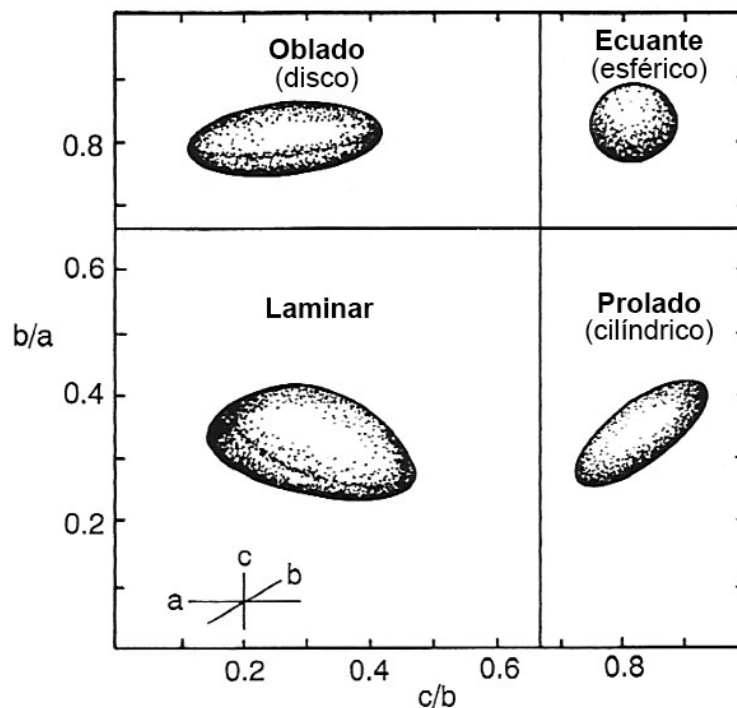


FIGURA 2.8. Clasificación de la forma en partículas de tamaño grava. El eje a es el más largo, el eje b es intermedio y el eje c es el más corto. Las relaciones de los ejes b/a y c/b dividen las gravas en cuatro categorías de forma. (Según Zingg 1935).

Fábrica de las partículas. La tercera propiedad textural importante de los sedimentos clásticos es la fábrica, o la disposición general de las partículas en la matriz. Dos aspectos de la fábrica sedimentaria son la orientación y el empaquetamiento de las partículas.

La orientación se refiere a la disposición espacial de las partículas clásticas en un depósito. Muchos granos, especialmente partículas de tamaño grava, tienen su eje mayor orientado en forma paralela o perpendicular a la

dirección principal de un flujo fluido. Además, el eje mayor o el intermedio de estas partículas puede estar inclinado formando un ángulo respecto a la dirección del flujo. La grava en los canales fluviales, por ejemplo, muestra comúnmente lo que se llama imbricación, esto es una fábrica en la que el eje mayor de cada partícula está orientado paralelo o perpendicular al flujo a la vez que las partículas se encuentran inclinadas aguas arriba.

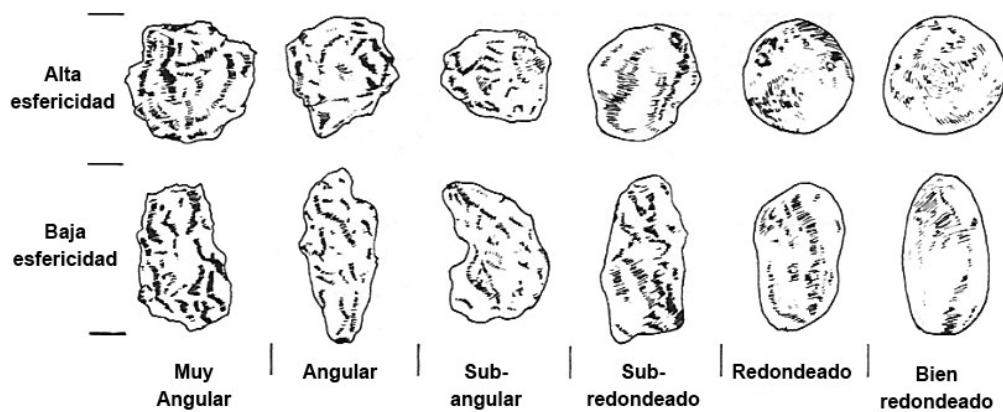


FIGURA 2.9. Granos de arena que muestran el grado de redondeamiento y esfericidad como se puede ver con una lupa de mano de 10 aumentos. (Según Powers 1953).

El empaquetamiento de partículas es el espaciado o la densidad de las partículas dentro de un depósito, así como las relaciones grano con grano. Generalmente, los depósitos sedimentarios clásticos poseen una fábrica clasto-soportada o matriz soportada. Las fábricas clasto-soportadas se encuentran en depósitos en los que los clastos de la misma categoría de tamaño están en contacto entre sí (por ejemplo, partículas tamaño grava en contacto con otras partículas tamaño grava en el lecho de un canal fluvial). Las fábricas matriz-soportadas se encuentran en depósitos mal seleccionados con tamaños de partículas diferentes en los que los granos de la misma categoría de tamaño no se tocan entre sí (por ejemplo, flujos de escombros y depósitos glaciales en los que las gravas están separadas entre sí por una matriz de grano más fino, de arena o barro).

La fábrica de un depósito sedimentario influye en las dimensiones y número de poros o espacios en el depósito. Esto tiene una influencia significativa en la porosidad (el volumen total de espacio vacío en una masa de sedimento) y en la permeabilidad (la capacidad del agua de pasar a través de un sedimento).

Mineralogía. Hasta ahora, sólo se han considerado propiedades texturales como el tamaño y la disposición de las partículas clásticas. También es importante identificar la mineralogía y litología de las partículas, porque esta información puede determinar la procedencia, o fuente última, de los sedimentos clásticos. La mineralogía de cualquier depósito en particular depende de la mineralogía del área fuente y del tipo de meteorización que allí ocurra.

Sedimentos químicos:

A diferencia de los sedimentos clásticos, que son partículas sólidas que se transportan y acumulan físicamente, los sedimentos químicos se crean en o cerca del sitio final de depositación. Los productos químicos solubles (por ejemplo, iones y óxidos) se liberan de las rocas y minerales durante la meteorización subaérea, se disuelven en el agua y se transportan desde el afloramiento meteorizado a través la escorrentía superficial, en cauces, o por el agua subterránea, hacia ambientes como lagos de agua dulce, manantiales, y cuevas. Allí, las reacciones químicas inorgánicas y los procesos biológicos orgánicos precipitan los componentes químicos disueltos en la solución para producir depósitos sedimentarios sólidos. Hay muchos tipos diferentes de sedimentos químicos, pero aquí solo serán considerados los carbonatos, las evaporitas y los sedimentos químicos silíceos. Estos son los depósitos sedimentarios químicos más comunes en los sitios arqueológicos.

Los sedimentos carbonáticos incluyen todos los sedimentos químicos compuestos por carbonatos de calcio y magnesio. Los sedimentos de este grupo incluyen margas lacustres de agua dulce, tufas de manantial y lacustres, así como travertinos de cuevas y calizas costeras. Las tufas son recubrimientos porosos de carbonato de calcio que las algas precipitan directamente sobre la superficie de rocas duras (Fig. 2.10) o sobre las hojas, tallos y raíces de plantas. Las tufas se acumulan generalmente a lo largo de los bordes de manantiales y lagos. El travertino es un depósito de carbonato de calcio más denso y en capas, común alrededor de lagos y en cuevas.

En las cuevas, el travertino se precipita como estalactitas, estalagmitas y coladas de flujo laminar. Las margas son depósitos más extensos de carbonato de calcio que se generan en los lagos de agua dulce a través de la precipitación química directa o mediante la acumulación y cementación de partículas de carbonato de calcio de tamaño arena y limo (por ejemplo, fragmentos de concha, nódulos esféricos de carbonato de calcio y gránulos).



FIGURA 2.10. Rocas con recubrimiento de tufa debajo de la marca de la marea alta (12 m) del Paleolago Cahuilla del Holoceno tardío, cerca de las montañas de Santa Rosa en California. La tufa es la corteza blanca parecida a una esponja y la roca es el material más oscuro en el centro (la cabeza de acero del martillo descansa sobre la roca y el mango de goma sobre la tufa).

Las evaporitas, comúnmente conocidas como sales, son sedimentos químicos compuestos de minerales precipitados directamente por soluciones salinas. Este proceso ocurre típicamente en cuencas cerradas o restringidas, donde la evaporación excede la recarga de agua dulce y las sales disueltas en el agua se concentran en una salmuera. Las reacciones químicas inorgánicas que ocurren en la salmuera provocan la precipitación de cristales de sal. Estos cristales se acumulan en el fondo de la cuenca formando capas extensas. La composición de los minerales evaporíticos resultantes depende de la composición química de la salmuera, pero los minerales evaporíticos más comunes son el yeso, la halita y la anhidrita. Las evaporitas se forman comúnmente en lagunas efímeras de regiones áridas, pero pueden ocurrir en cualquier región donde la circulación del agua esté restringida, como en una albúfera.

Los sedimentos químicos silíceos son aquellos compuestos por sílice. Estos sedimentos generalmente se acumulan en ambientes lacustres y en manatiales. Uno de los sedimentos silíceos más comunes es la diatomita, un depósito de color claro compuesto por los caparzones microscópicos silíceos de diatomeas. Las diatomeas son plantas acuáticas que toman la sílice disuelta del agua y secretan un caparazón silíceo. Tras la muerte de

estos organismos, sus caparazones descienden hasta el fondo del cuerpo de agua, donde se acumulan para formar capas de diatomita. Otra forma de sedimento silíceo terrestre es el sinter, un depósito en forma de costra que precipita alrededor de las fuentes termales.

Sedimentos piroclásticos:

Los sedimentos piroclásticos, a veces denominados tefras, son partículas sólidas expulsadas en forma explosiva desde una chimenea volcánica. Cuando se halla presente, la tefra es generalmente un pequeño pero importante componente de la matriz sedimentaria de un sitio. Es más probable que los sedimentos piroclásticos formen parte de la matriz de los sitios en el oeste de Norteamérica, donde hubo actividad volcánica durante el Cuaternario tardío (Péwé 1975; Sarna-Wojcicki et al. 1983; Sheets y Grayson 1979; Steen-McIntyre 1985).

Los detritos piroclásticos reflejan la composición de la lava en la chimenea volcánica y se hallan conformados por cualquier combinación de (1) fragmentos de roca de la chimenea o de lava; (2) granos minerales enteros o fragmentados de lava solidificada; y (3) vidrio, que comúnmente se presenta como fragmentos curvilíneos conocidos como trizas. Una clasificación simple de los materiales piroclásticos se basa en el tamaño de los detritos. Los bloques son fragmentos grandes y angulares con un diámetro superior a 64 mm que se acumulan cerca de la base del volcán. Las bombas son partículas de tamaño similar, pero de forma redondeada o discoidal. Se crean cuando una masa de lava lanzada desde el cráter se solidifica en vuelo. Los fragmentos más pequeños, que oscilan entre 2 y 64 mm de diámetro, se denominan escorias o lapilli y se acumulan para formar tobas. Los fragmentos más pequeños, de menos de 2 mm de diámetro, se denominan cenizas o polvo volcánico. Durante una erupción volcánica, las partículas más gruesas (bloques, escorias y bombas) se acumulan alrededor del cráter, mientras que las partículas más finas (cenizas volcánicas) se transportan a favor del viento a grandes distancias a través de la atmósfera y se depositan a lo largo de miles de kilómetros cuadrados.

La ceniza volcánica es uno de los tipos más comunes de sedimento piroclástico, forma depósitos sincrónicos extendidos en el espacio que resultan temporalmente equivalentes en secciones estratigráficas (Fig. 2.11). Estos depósitos generalmente están bien seleccionados y estratificados, aunque ocasionalmente contienen bombas y bloques.

Una vez depositados, los sedimentos piroclásticos son susceptibles a la erosión. Aquellos que se acumulan en situaciones inestables, como en pendientes y relieves elevados, a menudo se erosionan y se mezclan con sedimentos clásticos no volcánicos a medida que se transportan cuesta abajo. Si los fragmentos volcánicos constituyen más del 50% del depósito secundario resultante, este se denomina sedimento volcániclástico.

Sedimentos carbonosos:

La mayoría de los sedimentos contienen pequeñas cantidades de materia orgánica derivada de la descomposición de tejidos vegetales y animales. Sin embargo, cuando una capa sedimentaria consiste enteramente en materia orgánica o contiene grandes cantidades de detritos orgánicos, se la denomina sedimento carbonoso. Grandes cantidades de materia orgánica tienden a acumularse en ambientes anegados como lagunas, lagos y pantanos, en los que existen condiciones de deficiencia de oxígeno (reductoras), la actividad bacteriana es mínima y la producción de materia orgánica (es decir, el crecimiento de las plantas) es grande. Si el ambiente está bien oxigenado y sostiene una gran comunidad bacteriana, los detritos vegetales no se acumulan y no se forman sedimentos carbonosos. La turba y el sapropel son los dos sedimentos carbonosos más comunes.

La turba es un depósito de restos vegetales que se han acumulado en un ambiente saturado de agua. Los restos vegetales constituyen entre el 70 y el 90% del depósito total, y la materia mineral está casi ausente. Los restos vegetales presentan poca descomposición y aún conservan su estructura original. El sapropel es una acumulación de materia orgánica fina que normalmente se mezcla con limo y arcilla. Esta mezcla forma un cieno o lodo en el fondo de lagos, pantanos y albuferas a medida que los restos orgánicos se descomponen y pudren bajo condiciones reductoras.



FIGURA 2.11. La ceniza de Mazama (la capa blanca al nivel de la mano izquierda del hombre) se intercala en el aluvio a lo largo del arroyo Skull en Catlow Valley, sureste de Oregon. La tefra de Mazama es un horizonte guía que data de aproximadamente 6900 años A.P. (Fotografía de Peter W. Mehringer, Jr.)

Arqueosedimentos:

Los seres humanos también son agentes geomórficos que crean depósitos sedimentarios y alteran químicamente los sedimentos preexistentes (Rosen 1986; Stein 1985, 1987; Stein y Rapp 1985). Estos sedimentos son diferentes de los sedimentos depositados naturalmente porque se crean como resultado de la actividad humana. Han sido etiquetados como sedimentos

antropogénicos (Hassan 1978), suelos antropogénicos (Eidt 1985), suelos antrópicos (Eidt 1985; Sjöberg 1976), sedimentos o depósitos antrópicos (Gasche y Tunca 1983), sedimentos antropogénicos (Whittlesey et al. 1982), y arqueosedimentos (Butzer 1982). Los arqueosedimentos, el término utilizado aquí para estos depósitos, se definen como aquellos sedimentos creados por actividades humanas intencionales o no intencionales. Los arqueosedimentos incluyen montículos o terraplenes compuestos de sedimentos y suelos naturales excavados intencionalmente, desechos acumulados en pozos, subproductos de la construcción como los rebordes adyacentes a canales, acumulaciones de conchas en grandes cantidades y basurales, que resultan una combinación de sedimentos naturales químicamente alterados, desechos orgánicos e inorgánicos acumulados y sedimentos llevados al sitio en las plantas de los pies y la ropa.

La actividad humana también puede acelerar la formación de sedimentos. Por ejemplo, en un alero, el calor generado por repetidas fogatas puede acelerar el desprendimiento de sedimentos y fragmentos de rocas del techo del reparo (Farrand 1985b).

De acuerdo con algunas definiciones, los arqueosedimentos deberían incluir todos los sedimentos y suelos alterados por humanos. En mi opinión, sin embargo, las casas-pozo, las paredes caídas, los ladrillos de barro y los fogones deben considerarse rasgos y artefactos, no arqueosedimentos.

Estructuras sedimentarias:

Los sedimentos que se han acumulado en ambientes sedimentarios, como ríos o playas, comunmente muestran estratificación y otros rasgos estructurales llamados estructuras sedimentarias. La mayoría de las estructuras, como las capas horizontales, la estratificación entrecruzada y las ondulitas, se forman durante la depositación de los sedimentos. Otras estructuras, como las grietas de desecación, la estratificación plegada y las fallas, se desarrollan después de la acumulación de sedimentos. Cada estructura posee un patrón tridimensional interno específico que puede tener una expresión superficial. Las estructuras sedimentarias son más comunes en sedimentos clásticos y piroclásticos, pero también están presentes en sedimentos no clásticos. Existe una gran variedad de estructuras sedimentarias, pero aquí solo se analizarán las más comunes. Un tratamiento detallado de las estructuras sedimentarias puede verse en Collinson y Thompson 1982, Pettijohn y Potter 1964 y Reineck y Singh 1980.

Estratificación. La estratificación es la estructura primaria más común en los sedimentos. La estratificación, ilustrada en la Figura 2.12, se genera de forma creciente mediante la alternancia repetida de períodos de depositación y de pausas en la acumulación de sedimentos. Cada pulso de sedimentación, cuando es seguido por un período de no depositación o erosión, crea un estrato. Estrato es un término general utilizado para describir una sola capa tabular o lenticular de sedimento de cualquier espesor que sea litológicamente, texturalmente, o estructuralmente distinguible de capas o estratos suprayacentes, subyacentes o adyacentes.

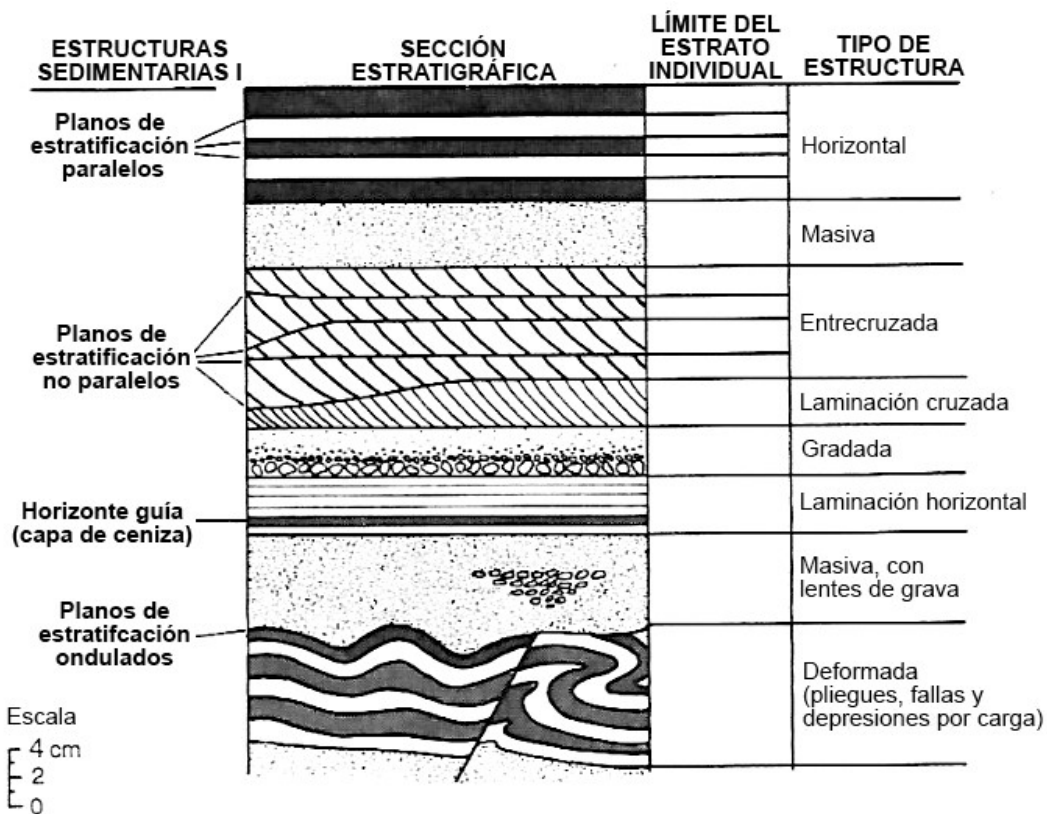


FIGURA 2.12. Terminología para la estratificación y las estructuras sedimentarias.

Otto (1938) consideró que un estrato se deposita bajo condiciones físicas, químicas y biológicas esencialmente constantes, y se refirió a estas capas como unidades de sedimentación. Una unidad de sedimentación de más de 1 cm de espesor se denomina estrato². Aunque un estrato puede tener varios metros de espesor, el término se usa generalmente para describir una capa no más gruesa de 1 a 2 m (Tabla 2.3). Los estratos pueden ser creados por un solo evento rápido, como una inundación, que dura solo unas pocas horas

² El término en inglés es *bed*, pero no tiene un equivalente preciso en español. Se utilizará “estrato” como traducción, que es la unidad de menor categoría de las rocas sedimentarias. Asimismo, también de acuerdo al código de nomenclatura estratigráfica, estrato es equivalente a capa.

o días, o pueden representar una sedimentación que tuvo lugar muy lentamente, requiriendo varios meses, como la arcilla que se asienta de la suspensión en un lago. Las superficies superior e inferior de los estratos, que se distinguen por discontinuidades texturales, mineralógicas o estructurales, se conocen como planos de estratificación o planos límite. Los planos de estratificación se crean durante los intervalos de no depositación o por episodios menores de erosión que ocurren entre los pulsos de sedimentación. Estos breves hiatos en la depositación se denominan diastemas. Las superficies de los planos de estratificación pueden ser paralelas, no paralelas u onduladas.

Un estrato se deposita en forma horizontal o en ángulo respecto al estrato subyacente. Una secuencia horizontal de estratos que apoyan en forma paralela sobre las subyacentes se denomina estratificación horizontal. Por el contrario, una secuencia de estratos que intersectan el tope del estrato subyacente formando un ángulo se denomina estratificación cruzada. La estratificación cruzada se crea mediante la depositación de sedimentos en una cara inclinada, como en las superficies inclinadas de dunas, abanicos, barras, deltas y playas. Internamente, los estratos pueden (1) estar compuestos por unidades sedimentarias más pequeñas llamadas láminas; (2) ser texturalmente homogéneos o masivos; o (3) estar texturalmente gradados.

Las láminas son capas de sedimento que tienen menos de 1 cm de espesor. A diferencia de los estratos, las láminas son uniformes en composición y textura y no muestran estructura interna. Por tanto, no pueden ser divididas en unidades más pequeñas. Las láminas pueden tener superficies limítrofes inferiores y superiores con la misma extensión lateral que el estrato que las contiene, o pueden ser discontinuas. Las láminas se crean por fluctuaciones de corta duración en las condiciones sedimentológicas durante la formación del estrato. Estas fluctuaciones crean variaciones en el tamaño del grano, la composición mineral y otras características. Las láminas se depositan paralelas o en ángulo respecto a la superficie inferior del estrato. En aquellos casos en que resultan paralelas a este plano inferior se habla de laminación horizontal. Si las láminas están inclinadas en ángulo con respecto a la superficie inferior se trata de laminación cruzada. La laminación cruzada generalmente se crea por la depositación de sedimentos en la cara de sotavento de pequeñas óndulas.

Los estratos también pueden exhibir una estructura masiva o gradada. El estrato masivo o sin estructura se refiere a aquellos en los que las estructuras internas, como las laminaciones, están ausentes y los sedimentos parecen homogéneos. En algunos casos, las laminaciones pueden estar presentes,

pero sólo son detectables con rayos X o en cortes delgados con la ayuda de un microscopio. En muchos casos, las texturas masivas son secundarias, habiendo sido creadas por la bioturbación (mezcla causada por plantas y animales cavadores) que ha destruido la estratificación original.

Tabla 2.3 Términos utilizados para describir el espesor de un estrato.

Espesor (cm)	Término descriptivo
100+	Estrato muy grueso
30-100	Estrato grueso
10-30	Estrato mediano
3-10	Estrato delgado
1-3	Estrato muy delgado
0-1	Lámina: Lámina gruesa, 3-10 mm Lámina delgada, 0-3 mm
<i>Fuente: Ingram 1954; McKee y Weir 1953</i>	

Los estratos que muestran gradación también están desprovistos de laminaciones internas y, en cambio, muestran una gradación vertical en el tamaño del grano. La gradación normal se caracteriza por el cambio progresivo en el tamaño del grano hacia arriba a través del estrato, con partículas gruesas en la base que se vuelven progresivamente más finas en la parte superior debido a la decantación diferencial de los granos a partir de una suspensión.

Se utilizan designaciones informales para describir las unidades estratigráficas reconocidas (estratos y láminas) y su geometría. Si un estrato o lámina tiene atributos conspicuos que lo diferencian de las capas adyacentes (por ejemplo, color, composición, textura, contenido fósil o cementación), este estrato puede denominarse horizonte guía. Si el estrato o lámina está delimitado por superficies convergentes (es decir, es más grueso en el medio y se adelgaza hasta extinguirse hacia los bordes), se le llama lente.

Otras estructuras sedimentarias primarias que pueden ocurrir en los sedimentos incluyen estructuras deformacionales y marcas de lecho. Las estructuras deformacionales se crean por la deformación de sedimentos blandos o consolidados e incluyen fallas, pliegues y depresiones por carga. En los planos de estratificación pueden observarse marcas distintivas como surcos, estrías, estructuras de carga, grietas de desecación e impresiones de gotas de lluvia.

Estratificación por crecimiento. Es la estratificación producida por el crecimiento de organismos en contraposición a la estratificación creada por

la depositación mecánica de sedimentos. La estratificación por crecimiento es más común en los sedimentos carbonatados. Las láminas se crean cuando los granos de carbonato se adhieren a las superficies pegajosas de las algas. Una vez que las algas se cubren con una fina capa de sedimento, nuevas algas crecen encima de esta capa para crear una superficie activa, que atrapa otra fina capa de sedimento. Períodos sucesivos de crecimiento de algas y de sedimentación crean un depósito finamente laminado. Las láminas pueden variar entre masas nodulares planas a irregularmente plegadas o poseer formas monticulares.

Ambientes Sedimentarios:

Mediante la acción de diversos agentes y procesos geomorfológicos, se producen, transportan y finalmente depositan sedimentos clásticos, químicos, carbonosos y piroclásticos. Los lugares donde se acumulan los sedimentos se denominan ambientes depositacionales o sedimentarios (Galloway y Hobday 1983; Lowe y Walker 1984; Reading 1986; Reineck y Singh 1980; Scholle y Spearing 1982; Walker, ed. 1984). Estos son emplazamientos geomorfológicos discretos caracterizados por un conjunto particular de procesos físicos, químicos y biológicos.

Hay muchas formas de clasificar los ambientes depositacionales. El enfoque adoptado aquí es una clasificación genética, que diferencia entre los ambientes depositacionales en función del agente dominante o la combinación de agentes de depositación. Usando este criterio, se pueden identificar ocho categorías principales de ambientes depositacionales:

1. Ambientes aluviales, en los que los sedimentos son transportados y depositados por el agua corriente en ríos meandriformes, entrelazados, anastomosados y efímeros, así como en abanicos aluviales;
2. Ambientes eólicos, en los que los sedimentos son transportados y acumulados por el viento en dunas y en loess, y las gravas se concentran en las regiones de origen para formar pavimentos residuales de deflación;
3. Ambientes de manantiales, en los que se acumulan sedimentos en los sectores donde el agua subterránea emerge a la superficie;
4. Ambientes lacustres, en los que los sedimentos se depositan en y alrededor de cuerpos de agua estancados como lagos, lagunas y turberas;
5. Ambientes coluviales, en los que los sedimentos se depositan principalmente por fuerzas gravitacionales en pendientes;
6. Ambientes glaciares, en los que el hielo de los glaciares transporta y acumula sedimentos;

7. Ambientes de aleros, en los que los sedimentos transportados por el agua, la gravedad y el viento quedan atrapados en salientes rocosos; y
8. Ambientes costeros, en los que los sedimentos se acumulan por la acción de olas y mareas a lo largo de la línea costera y en deltas.

Estos ambientes sedimentarios principales son en realidad un conjunto complejo de muchos subambientes diferentes. El ambiente de río meandriforme, por ejemplo, (Fig. 2.13) se halla comuesto por los subambientes de canal, barra semilunar, albardón, abanico de derrame, laguna de meandro y planicie de inundación. Cada uno de estos subambientes es modelado por el flujo de agua, pero cada uno se diferencia por un conjunto único de procesos que generan depósitos característicos. El canal se caracteriza por un flujo de agua de alta velocidad y es el lugar donde se depositan la grava y la arena. La planicie de inundación adyacente al canal se caracteriza por un flujo de menor velocidad y, en consecuencia, es el lugar de depositación de limo y arcilla. Las márgenes de los canales, influenciadas por velocidades intermedias del agua, son los lugares donde se deposita arena y limo en albardones y abanicos de derrame. Así, los sedimentos depositados en cada subambiente tienen un conjunto único de rasgos que los distinguen de los depósitos de otros subambientes. Los rasgos sedimentarios de cada subambiente se combinan en un conjunto de depósitos mayor que identifica al ambiente depositacional.

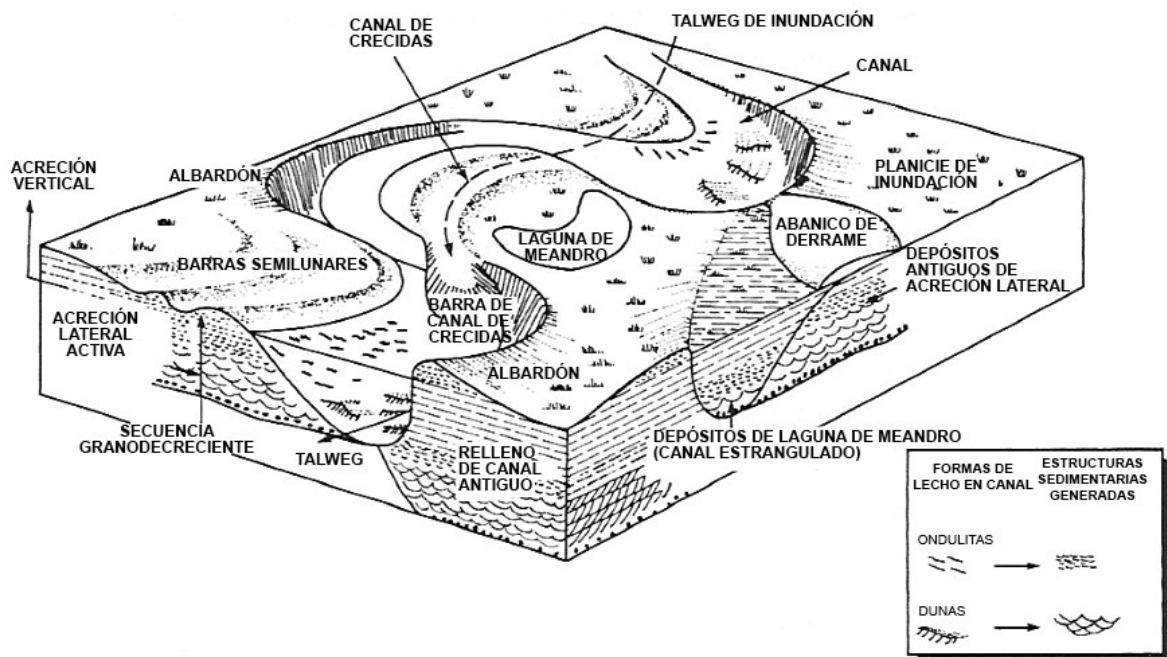


FIGURA 2.13. Los diversos subambientes del ambiente deposicional de un río meandriforme. Tenga en cuenta que cada subambiente se caracteriza por una secuencia distintiva de sedimentos (una facies) que lo distingue de otros sedimentos (facies) depositados en subambientes adyacentes. Estas facies se intercalan cuando entran en contacto unas con otras. (Modificado de Walker y Cant 1984)

Mediante el estudio de la textura, estratificación, estructuras sedimentarias y otras características de un depósito sedimentario, es posible determinar (1) el agente y el proceso de depositación (por ejemplo, agua corriente, hielo glacial, viento o gravedad) y (2) el entorno geomorfológico o ambiente de depositación (por ejemplo, playa, planicie de mareas, barra semilunar, planicie de inundación o duna arenosa). Los depósitos asociados a los ambientes sedimentarios individuales se analizan en los Capítulos 3 al 6. No se debe tener la impresión de que estos ambientes de depositación se hallan separados unos de otros. Por el contrario, en una región coexisten diferentes ambientes depositacionales y, como consecuencia de su naturaleza dinámica, los depósitos que crean a menudo se superponen en estratigrafía.

Facies:

En un momento dado, la sedimentación puede ocurrir simultáneamente en varios ambientes y subambientes depositacionales diferentes. Como se describió anteriormente, diferentes tipos y secuencias de sedimentos se acumulan en cada uno de los subambientes que coexisten en un curso meandriforme: grava y arena se acumulan en el canal, limo y arcilla en la planicie de inundación y arena y limo en los albardones. Estos diferentes depósitos sedimentarios, cada uno asociado con su subambiente específico, se denominan facies. En este ejemplo, se definen tres facies: una facies de grava, una facies de arena y limo, y una facies de limo y arcilla, que reflejan la depositación en los subambientes de canal, margen del canal y planicie de inundación, respectivamente.

Una facies es un depósito sedimentario espacialmente restringido que exhibe características (por ejemplo, litología, textura, estructura y contenido fósil) que son significativamente diferentes de las características de otros depósitos de la misma edad (Hallam 1981; Moore 1949; Walker 1984). Las facies se interdigitan o se interestratifican cuando entran en contacto unas con otras. Esto ocurre en la interfase de dos subambientes adyacentes (Fig. 2.13) o de dos ambientes adyacentes (Fig. 2.14). En síntesis, las facies son depósitos sedimentarios diferenciables, de una misma edad, que reflejan variaciones laterales en las características de los sedimentos. Estas relaciones laterales reflejan la depositación en subambientes y ambientes depositacionales adyacentes diferentes pero que coexisten, y a la vez, reflejan relaciones ambientales contiguas que resultan importantes para la reconstrucción de los ambientes prehistóricos.

Si los límites entre los ambientes depositacionales permanecen relativamente estables o estacionarios, los depósitos resultantes mantienen

su posición geográfica, a excepción de un interdigitado a pequeña escala. Sin embargo, los ambientes y subambientes que coexisten lateralmente en una región pueden ser dinámicos y cambiar su posición a través del tiempo. La posición de los ambientes y subambientes sedimentarios cambió repetidamente durante el Cuaternario tardío como resultado de estímulos externos tales como los cambios en el clima, la actividad tectónica, ciclos glaciario-integlar, cambios del nivel del mar o respuestas geomorfológicas internas del sistema ambiental. Los cambios laterales ocurren en dos escalas diferentes: (1) el cambio espacial a pequeña escala de subambientes dentro de un mismo ambiente mayor (por ejemplo, el desplazamiento del canal, las barras semilunares y los albardones en la planicie de inundación), y (2) el cambio a gran escala espacial de los ambientes (por ejemplo, cambios en la línea costera y territorio emergido durante las fluctuaciones del nivel del mar). Estos cambios hacen que los ambientes sedimentarios y sus depósitos asociados se desplacen espacialmente a través del tiempo. Como resultado, los depósitos de un subambiente o ambiente llegan a superponerse a los depósitos acumulados en otro subambiente o ambiente adyacente (Figs. 2.13 y 2.14). Este concepto se conoce como Ley de Walther.

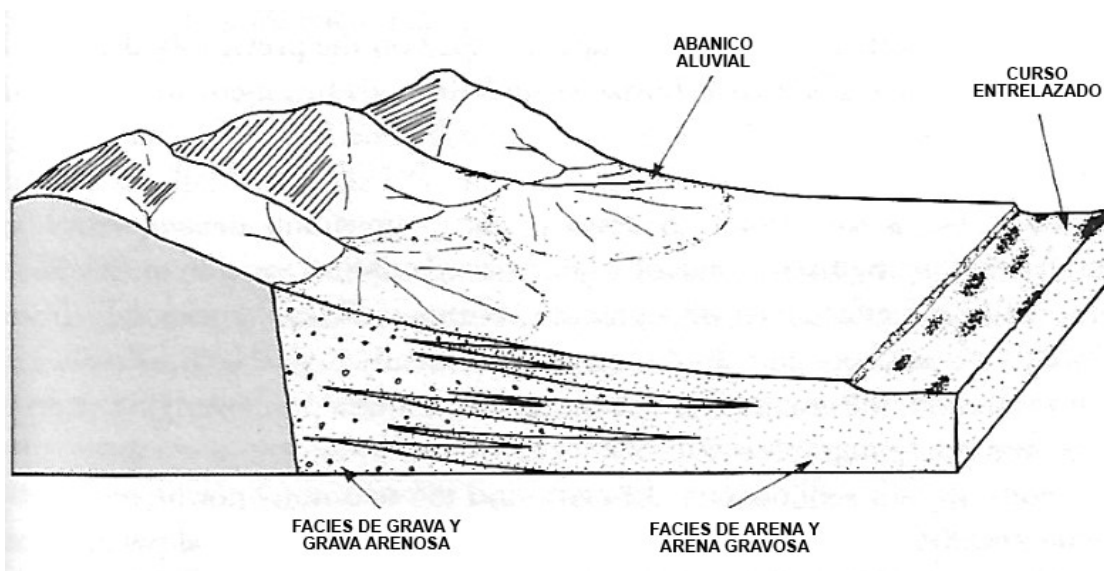


FIGURA 2.14. Relaciones laterales entre facies de sedimentos depositados en ambientes coexistentes de abanico aluvial y de curso entrelazado. En cada ambiente, se ha acumulado un conjunto único de sedimentos (grava y grava arenosa en el abanico aluvial, y arena y arena gravosa en el lecho del curso entrelazado). Entonces, en base a las características litológicas, se definen dos facies (una facies de grava y grava arenosa, y una facies de arena y arena gravosa). Con el tiempo, el valle ha ido agradando y los dos ambientes han cambiado de posición a medida que el curso entrelazado o los abanicos aluviales fueron dominantes. Así, las dos facies se interstratificaron entre sí.