

13627

.36

~~2/3~~

ESCUELA DE INGENIERIA CIVIL
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA E HIDROLOGIA

FILIS CASTRO DE MARQUEZ

De Sola, Oswaldo

T E M A I

CAPITULO IV

GEODINAMICA EXTERNA

El Viento.-

Además de sus efectos indirectos (influencia sobre el clima, inclusive las lluvias que a su vez determinan la meteorización de las rocas y la erosión fluvial; produce olas y corriente en el mar que causan erosión y sedimentación marina), el viento tiene también efectos directos sobre la superficie de la tierra por la erosión y sedimentación eólica.

La Erosión Eólica.-

Se efectúa de dos maneras diferentes, a saber:

- 1) partículas sueltas en la superficie de la tierra, como granos de arena o de limo, son levantadas y transportadas de un lugar a otro, proceso que se llama "deflación"; y
- 2) las partículas transportadas por el viento se desgastan mutuamente raspando unos a otros: "abrasión" por el viento; o afectan de la misma manera a guijarros y peñones en la superficie de la tierra, lo mismo que a la roca firme donde aflora: "corrosión" por el viento.

La deflación es un proceso eficaz unicamente en regiones donde existen las condiciones esenciales para ella: un manto de material de grano fino y de gran extensión, que no está protegido por la vegetación y no está húmedo. Por eso, es en las regiones áridas y semi-áridas donde la deflación es muy notable, ya que la vegetación es escasa y la parte superior del suelo está seca casi todo el año; y es en estas regiones donde pueden originar verdaderas tempestades de arena.

En las regiones con clima húmedo, la deflación puede ser a lo sumo, un fenómeno local, ya que la vegetación a veces abundante protege al suelo contra la acción del viento, y el suelo es, además, casi siempre húmedo (lo que aumenta el peso de las partículas finas) no solamente a consecuencia de las lluvias, sino también debido al hecho de que la mesa de agua (subterránea) se encuentra más cerca de la superficie y el suelo siempre está algo húmedo debido a la acción de la capilaridad.

Una excepción a esta regla forman las playas, donde la deflación puede ser un proceso muy notable. La arena allá acumulada se seca entre las mareas y el viento puede llevarla más allá del límite de las mareas altas. Las olas o mareas más grandes de lo acostumbrado también pueden transportar una parte de la arena en la playa a niveles más altos, donde no alcanzan las olas o mareas corrientes y donde la arena se seca y es transportada por el viento tierra adentro. Lo mismo vale para las playas de grandes lagos.

La eficacia de la arena transportada por el viento como agente de abrasión y de corrosión se explica por la dureza de los granos de arena que casi siempre son granos de cuarzo. Debido a la abrasión, los granos de cuarzo (con algunos de los minerales duros menos comunes) son concentrados y el material que efectúa la abrasión y la corrosión resulta siempre más eficaz. Cualquier grano de un mineral menos duro, como la calcita, o de minerales que son menos resistentes debido a que tienen pronunciados planos de clivaje, como los feldespatos, es triturado y quebrado por el desgaste continuo durante el transporte.

Para que la corrosión sea un proceso eficaz deben existir también algunas condiciones esenciales, a saber:

- 1) un clima muy árido sin vegetación en la región de donde la arena proviene;
- 2) una abundancia de granos duros en la arena movida por fuertes vientos persistentes (que soplan sin interrupción);
- 3) rocas blandas o mal cementadas en la superficie de la región a través de la cual la arena está siendo transportada.

Debido a la acción corrosiva del viento resultan en las regiones desérticas aquellas formas bizarras y pintorescas de peñascos en forma de hongos (rocas fungi formes), de columnas, puentes, etc.

La Sedimentación Eólica.-

Cuando la velocidad del viento disminuye, pierde su poder de transporte y deposita los materiales transportados en forma de lomas redondeadas o irregulares de arena que se llaman "dunas" o "médanos". Para que se pueda formar una duna es pues necesario que el viento encuentre algún obstáculo, como por ejemplo, una piedra, un arbusto, un árbol, o simplemente una irregularidad en el suelo, así que pierda velocidad; cuando el



Fig. 4-1

resultante montón de arena ha crecido hasta cierta altura, actúa por sí mismo como rompevientos y causa más deposición (Fig. 4-1).

Donde la arena es abundante y el viento muy fuerte, pueden resultar dunas de una altura de hasta 30 m. , en casos excepcionales -como por ejemplo, en el Norte de Africa- hasta más de 120 metros.

Las dunas típicas y bien desarrolladas tienen un perfil asimétrico (Fig. 4-2); el viento trata de nivelar el lado de barlovento, mientras que en el lado de sota-



Fig. 4-2

vento los granos de arena son afectados únicamente por la gravedad y se ajustan según el "ángulo de reposo" que es de 25-35°, excepcionalmente de hasta 40°, de acuerdo con el tamaño de los granos y su angularidad.

Donde las dunas son formas aisladas o algo distanciadas, el viento pasa también alrededor de los flancos

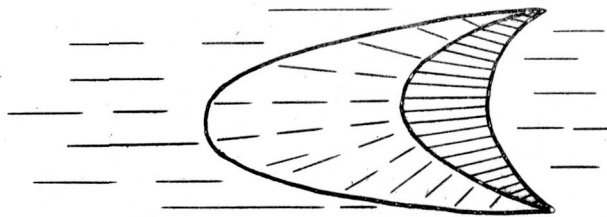


Fig. 4-3

y se pueden desarrollar dos brazos, de modo que la duna tiene una base en forma de lúnula; tal duna se llama "barcano" (fig. 4-3). Estas formas se desarrollan también

donde las dunas son numerosas y quedan muy cerca unas a otras, si el viento sopla siempre en la misma dirección. Cuando los vientos son fuertes y su dirección es más o menos constante, las dunas no son formas estacionarias sino están migrando (dunas migratorias). Los granos en el lado de barlovento son arrastrados hacia arriba y, una vez pasada la



Fig. 4-4

cresta, se caen en el lado de sotavento. De este modo las dunas formadas a lo largo de una costa pueden migrar tierra adentro y destruir extensas áreas cultivadas. El único método eficaz de fijar las dunas migratorias consiste en conseguir que la vegetación ponga pie firme en la arena. Para este procedimiento se prestan mejor algunas plantas gramíneas

(por ejemplo, psamma arenaria) o ciertos tipos de arboles (por ejemplo, pinos) que se desarrollan bien en suelos arenosos. Para que estas plantas puedan arraigar es necesario detener primero temporalmente el movimiento de la arena, lo que se consigue erigiendo obstáculos al viento, como por ejemplo: empalizadas (tablas clavadas en postes), montones de ramas de árboles, de caña, etc; también se recomienda nivelar el terreno, ya que esto también detiene el movimiento de la arena por breve tiempo.

Las grandes cantidades de material fino o de polvo son transportadas por el viento a regiones a veces muy distantes y depositadas en forma de capas macizas de 5 hasta 15 y 30 metros y más de espesor. Lo típico de estos depósitos es que no muestran estratificación, pero tienen diaclasas verticales y pueden formar escarpados altos, a pesar de su carácter blando y terroso. Tienen un color marrón claro (amarillento) y están formados por partículas muy pequeñas de feldespatos, calcita, mica, poco cuarzo, y de numerosos otros minerales, y se llaman "loes".

2.- Las Aguas Subterráneas

En ciertas regiones el proceso dominante en el desarrollo del paisaje y de formas fisiográficas muy especiales es la acción disolvente de las aguas subterráneas. Una de las regiones donde estas formas están mejor desarrolladas, son las montañas del "Karst" en Yugoslavia, en la costa noreste del Mar Adriático, por lo cual se usa el término "kárstico" para designar los caracteres de los terrenos correspondientes.

Las regiones de carácter "karstico" no son muy numerosas ya que se necesitan ciertas condiciones especiales para que la disolución de las rocas sea un proceso eficaz. Estas condiciones son las siguientes:

1) Rocas solubles de gran espesor en o cerca de la superficie; preferiblemente caliza, eventualmente dolomía (menos soluble), yeso o sales.

2) Las rocas solubles deben ser poco porosas, pero deben tener muchas diaclasas y las capas individuales deben ser de poco espesor, para que el agua pueda concentrarse en ciertos canales definidos de drenaje.

3) Los valles principales deben estar cortados bastante profundo, preferiblemente hasta las rocas debajo de la caliza, para que el nivel freático no quede dentro de la roca soluble.

4) Bastante cantidad de lluvia, por lo menos moderada, mejor abundante.

A pesar de la distribución universal de las calizas, las regiones de carácter kárstico son relativamente escasas debido a que las condiciones especiales para el desarrollo de un paisaje de "karst" no están cumplidas en muchos lugares. Por otra parte, formas fisiográficas debidas a la disolución de rocas fácilmente solubles son bastante comunes, pero son formas más bien aisladas y sub-ordinadas que no determinan el aspecto típico de la región donde se presentan, y no se puede hablar de un carácter kárstico de ella.

Las Formas Fisiográficas características de una región kárstica son esencialmente depresiones topográficas en forma parecida a un embudo y de dimensiones muy variables (profundidad de pocos metros hasta 100 m. y más), y que son las "torcas" o "dolinas". Estas depresiones pueden ser el producto directo de la disolución de la caliza, o pueden ser debidas al derrumbe de cavidades o cuevas subterráneas. Cuando la profundidad de una torca es bastante grande para que su fondo quede debajo del nivel freático, se forma en ella una laguna. Lo mismo sucede, cuando un canal de drenaje subterráneo desemboca en una torca y el agua encuentra el orificio de sa-

lida tapado y queda estancada, aunque sea temporalmente.

Debido a la disolución progresiva de la caliza aumenta el número y el tamaño de las torcas. Sucede entonces, que dos o más de ellas se unen y forman una depre-sión alargada de contornos irregulares, llamada "valle de torcas" o "uvala".

En las etapas avanzadas del proceso de la disolución de un complejo calizo quedan a veces partes aisladas e irregularmente distribuidas de la roca, en forma de colinas más o menos cónicas y de una altura que va-ría entre unas decenas de metros hasta 100 m. y más. Estas colinas representan los restos del complejo calizo original y han recibido diferentes nombre; se llaman "hums" en las montañas del Karst, "pepinos" en Puerto Rico, y "mogotes" en Cuba.

Aunque la disolución es la acción química más importante de las aguas subterráneas, existen también algunas formas que se deben a la deposición (precipitación) de materia mineral, como por ejemplo: calcita, cuarzo y feldespatos, que las aguas subterráneas tie-nen en solución. Las formas más imponentes son aquellas que originan por la precipitación de material calcáreo o dolomítico en las cuevas subterráneas, las llamadas "piedras de gota" que se presentan en diferente forma: colgando del techo como "estalactitas", o elevándose del suelo como "estalagmitas" o en forma de pilares o columnas por la reunión de las dos anteriores.

Serían de mencionar todavía los depósitos calcáreos de manantiales que reciben el nombre de "travertina" o cuando el material precipitado es muy poroso, "toba calcárea". En el orificio de manantiales calientes intermitentes, en los llamados "geiseros", se precipita material silíceo que es la "geiserita".

El movimiento de las aguas subterráneas es demasiado lenta para que pueda resultar una erosión mecánica eficaz. Solo en canales subterráneos puede ser apreciable esta acción; y en cooperación con la corrosión (disolución) puede ensanchar estos canales.

Agua subterránea que resulta por lluvias prolongadas o debido a la fusión de la nieve, puede saturar masas de talud o el manto en una superficie pendiente, hasta que el peso de estas masas aumenta de tal manera que se pueden poner en movimiento resultando deslizamientos o derrumbes del terreno. Estos movimientos se inician más fácilmente donde hay una superficie inclinada de arcilla, ya que ésta resulta muy resbalosa cuando mojada.

3.- Los Glaciares

En las regiones donde la precipitación atmosférica cae en forma de nieve, y donde la temperatura es bastante baja para que la nieve se pueda acumular, esta se transforma en masas de hielo que constituyen los glaciares.

En las regiones montañosas cuya altura sobrepasa el "límite de las nieves", la acumulación de la nieve y su transformación en hielo se efectúa en depresiones topográficas, especialmente en las cabeceras de los valles originalmente erosionados por el agua corriente. Alcanzando cierto espesor, el hielo se pone en movimiento y sigue el curso de los valles: se forman los llamados "glaciares de montaña" o "del tipo alpino".

En las regiones polares y subpolares se forman (o formaban) masas de hielo de gran extensión que cubren (o cubrían) superficies de extensión casi continental, y que se mueven en dirección radial a partir de un centro de acumulación. Este tipo de glaciares se llaman "glaciares continentales" o "casquetes de hielo".

Ya que estos dos tipos de glaciares no se difieren solo por su tamaño y su movimiento, sino también por su acción geológica y sus resultados, habrá que considerarlos por separado.

Los Glaciares de Montaña.-

Son esencialmente ríos de hielo, pero difieren de estos en algunos caracteres fundamentales. El perfil longitudinal de un valle normal es una curva cóncava hacia arriba, cuya pendiente aumenta sensiblemente hacia la cabecera. Este perfil es modificado intensamente por

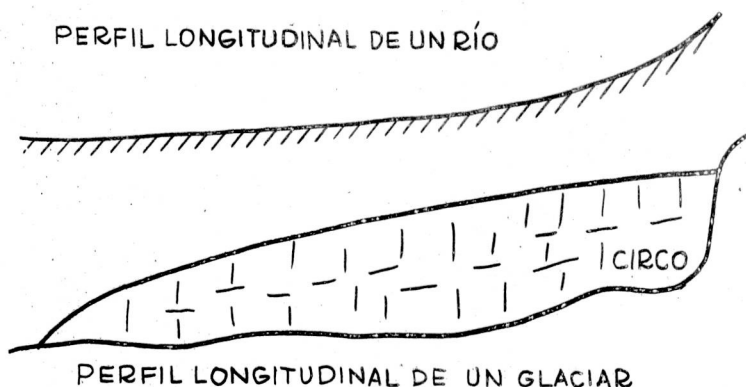


Fig. 4-5

el hielo (fig.4-5). El glaciar empieza a formarse en la cabecera del valle erosionado originalmente por el río. Ya durante la transformación de la nieve en hielo resulta una erosión intensa en este lugar debido al derretimiento y la congelación alternantes de la nieve, la neviza y del propio hielo, de modo que bloques de diferente tamaño son arrancados de las laderas, formándose así una depresión en forma de anfiteatro (o de una herradura) con paredes muy abruptas y hasta cortadas a pique -el llamado "circo" (glaciárico).

El espesor de la masa de hielo que se forma en el circo aumenta siempre más, hasta que el hielo empieza a moverse valle abajo erosionando ahora también el fondo del circo profundizándolo. Con eso empieza también la transformación del valle en "V" erosionado por el agua

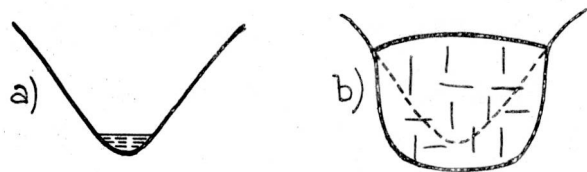


Fig. 4-6

(Figura 4-6a), en un valle en "U", la forma típica de los valles erosionados por los glaciares (fig. 4-6b) que no solo erosionan vertical sino también lateralmente con casi la misma intensidad ya desde el principio.

La transición del circo al valle de un glaciar es casi siempre irregular y existe, por lo general, un umbral que separa el circo del valle. Esto explica también el hecho de que se encuentran en los circos, después de la glaciación, lagos o lagunas que solo desaparecen cuando el río que alimentan logra cortar el umbral lo bastante para que sean completamente drenados. También puede suceder que pasado el umbral haya un descenso abrupto al valle, lo que deja el circo suspendido encima del nivel del fondo del valle; tal circo se llama "circo colgado".

La intensidad de la erosión de un glaciar depende de su espesor (o de la masa $\pm$ grande del hielo). Por consiguiente, es más intensa cerca de la mitad de su extensión longitudinal, especialmente donde se le unen tributarios; en su parte inferior disminuye gradualmente la masa de hielo y, con eso, el movimiento de glaciar, debido a lo cual es muy común el caso de que el perfil longitudinal de un valle erosionado por el hielo es muy irregular. Esta irregularidad es acentuada por una posible erosión diferencial en rocas duras y blandas que afloran en el valle. Después de retirarse el glaciar, se forman en estos casos "lagos alargados" (finger lakes) o, eventualmente, cierto número de lagunas

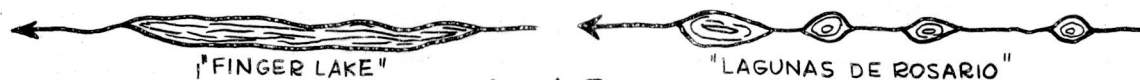


Fig. 4-7

de modo que se presentan con caras triangulares hacia el valle y se llaman "estribos truncados". Estas caras tienen una pendiente bastante pronunciada y hasta pueden ser casi verticales, representan una posición bastante inestable de las rocas y son lugares de frecuentes derrumbes. Debido a la erosión predominantemente lateral de los estribos quedan eliminadas las curvas pronunciadas del valle, lo que da por resultado otro aspecto típico de montañas afectadas por una glaciación: los valles son más o menos rectos, las curvas que pueden existir son amplias y suaves.

Ya se ha mencionado que la intensidad de la erosión de un glaciar depende esencialmente del espesor (o de la masa) del hielo en movimiento; será, por lo tanto, más intensa en el valle principal que en los valles tributarios, de modo que la profundización del valle principal prosigue a un paso más rápido que la de los tributarios, cuyo fondo queda así encima del fondo del valle principal. El desnivel en la confluencia se pone de manifiesto después del retroceso de los glaciares, formando saltos de agua en las desembocaduras de los afluentes que ocupan los llamados "valles colgados" o "valles suspendidos".

Todas las formas vistas hasta ahora son formas producidas por la erosión por el hielo. Es cierto que la erosión glaciárica debe haber su complemento de sedimentación; pero las formas debidas a ésta son mucho menos prominentes y mucho más pasajeras, de modo que no determinan el carácter del paisaje sino en casos especiales y muy contados. Estas formas las constituyen los diferentes tipos de morrenas.

El carácter geológico particular de los sedimentos glaciáricos es su heteorogeneidad y la falta de estratificación, en contraste a los sedimentos fluvioglaciáricos depositados por los ríos alimentados por los glaciares, bien escogidos y estratificados.

Los tipos principales de las morrenas depositadas por los glaciares de montaña son las frontales, las laterales y, eventualmente, las centrales.

Las "morrenas frontales" consisten en material heterogéneo depositado en el frente (o término) de un glaciar; forman colinas a través del valle, con frecuencia en forma de media luna, que constituyen por cierto tiempo, después del retroceso del glaciar, un dique natural de una represa temporal, hasta que el agua logra cortarla y desaparece el lago que se había formado. La morrena frontal en el paraje último inferior hasta el cual había llegado el glaciar, se llama también "morrena terminal". Cuando el retroceso del glaciar se efectúa por etapas, de modo que el frente queda estacionario en determinados lugares por un tiempo bastante largo, se forman varias morrenas frontales que reciben eventualmente el nombre de "morrenas de retroceso".

En las márgenes de la lengua de un glaciar se acumulan fragmentos de rocas derivadas de las laderas del valle arrancados por el hielo o caídos sobre la superficie del glaciar en consecuencia de derrubiación, de deslizamientos o de derrumbes. Derritiéndose el hielo se deposita este material en forma de lomas paralelas en los dos lados del valle, constituyendo las "morrenas laterales" o "morrenas marginales". Estas morrenas son con frecuencia fragmentarias, o pueden faltar en uno o el otro lado del valle, ya que son removidas con relativa rapidez por los ríos posglaciales. En las confluencias de dos lenguas de glaciares se reúnen las morrenas laterales interiores para formar una "morrena central o mediana", que es depositada en forma de bajas lomas longitudinales, muy fragmentarias, en el fondo del valle, pero pronto removida por la erosión de los ríos que se forman después del retroceso de los glaciares.

Los Glaciares Continentales.-

Son capas espesas de hielo que cubren regiones de gran extensión, algunos de ellos continentes enteros, p. ej. la Antártida con una superficie de más de 5.000.000 de km². La capa de hielo presenta una superficie más o menos plana y muy poco inclinada, a veces arrugada (en forma de pliegues); de vez en cuando se puede elevar una colina o un pico aislado formado por rocas sobre la superficie del hielo, que se llama un "nunatak".

Aunque la erosión de los glaciares continentales es muy intensa, por lo general no resultan formas topográficas muy notables debido a esta actitud. Sin embargo, cuando la dirección de algún valle de la región glaciada coincide con la dirección del movimiento del hielo, el efecto erosivo será notable; el valle quedará profundizado, ensanchado y remodelado a un valle en "U" cuyos tributarios, transversales a la dirección del movimiento del hielo, quedarán en forma de valles suspendidos. Muchas cuencas largas y angostas, ocupadas por lagos alargados (finger lakes), deben su origen a este proceso. Aumentando el ángulo que los valles forman con la dirección del movimiento del hielo, disminuye la intensidad de esta acción erosiva y el efecto de la erosión por el hielo es más bien una nivelación del terreno o una reducción del relieve pre-existente.

El producto final de la erosión por los glaciares continentales es con frecuencia una superficie más o menos plana, de gran extensión, formada por rocas pulimentadas por el hielo, que ha recibido el nombre de "lamiar". Otra forma típica para la erosión glaciárica son bloques de rocas pulimentados y estriados en un lado, generalmente

de poca inclinación, mientras que el lado opuesto más pendiente muestra una superficie áspera; son las llama-

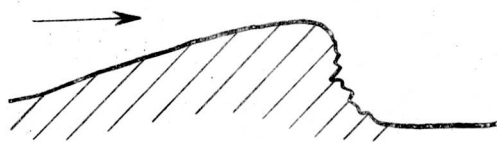


Fig. 4-9

madas "rocas aborregadas" (roches moutonnées), cuyo eje longitudinal queda en dirección del movimiento del hielo, indicando la parte pulimentada el lado

del empuje del glaciar (Fig. 4-9). Estas formas se presentan a veces en gran número y caracterizan los "paisajes aborregados".

Más notables que las formas producidas por la erosión, son las formas fisiográficas que son el resultado de la sedimentación glaciárica. El tipo más común de estas formas son las "morrenas de fondo" (o "basales") que consisten en "tillita", sedimentos heterogéneos de arcillas, limos y arenas, eventualmente también de grava con peñas y hasta peñones. Característicos para las morrenas de fondo son numerosos lagos, ciénagas y pantanos, con un drenaje desordenado; si es que existen colinas, estas son bajas más o menos redondeadas e irregularmente distribuidas. Mientras más finos los sedimentos, más plana es la superficie de tal región.

Una forma especial de algunas morrenas de fondo son numerosas colinas alargadas, de 5 a 50 m. y más de altura, cuya extensión más larga puede ser de hasta

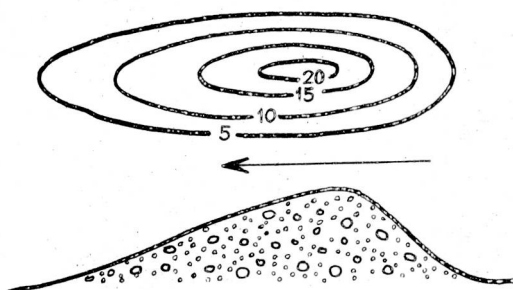


Fig. 4-10

2 kms. y más y queda en la dirección del movimiento del hielo; son los llamados "drumlins" (fig. 4-10). Estas colinas consisten en sedimentos glaciáricos no escogidos y no contienen, por regla general, ningún núcleo de roca sólida.

La mayor parte de ellas tienen un perfil longitudinal asimétrico, parecido a las dunas, pero con una orientación exactamente contraria a éstas: la extremidad más inclinada queda en dirección opuesta a la dirección del movimiento del hielo; sin embargo, a esta regla hay numerosas excepciones, existiendo además también drumlins con un perfil aproximadamente simétrico.

Otra forma fisiográfica que se puede presentar eventualmente en una morrena de fondo, es el "esker" (ú "osar"). Los eskers son lomas oblongas de unos pocos hasta pocas decenas de metros de altura y hasta muchos kilómetros de longitud, generalmente bastante sinuosas y formadas por grava y fragmentos de rocas más grandes. El material que los compone son sedimentos fluvioglaciáricos depositados por ríos o torrentes que corrían en túneles de hielo, cuando éste quedó estacionario o empezó a retirarse.

Las formas fisiográficas quizás más características son las "morrenas frontales" que forman una zona bien definida pero bastante irregular de numerosas colinas de diferente tamaño (Fig. 4-11), entre las cuales hay muchas depresiones como resultado de la deposición desigual de los sedimentos acarreados por el hielo, o del derretimiento de bloques de hielo que



Fig. 4-11

habían quedado entre los sedimentos. Es muy común que el suelo de las depresiones es pantanoso, o que están llenas de agua y forman lagos o lagunas.

Sin embargo, no todas las colinas que constituyen una morrena frontal son acumulaciones de sedimentos glaciáricos acarreados y depositados directamente por el hielo. Hay también muchas colinas formadas por sedimentos fluvioglaciáricos, los llamados "kames" que representan

por así decir, los conos de deyección depositados en el frente del glaciar, o en anchas grietas dentro de él, por ríos que corrían por túneles en el hielo o también en su superficie. Estas colinas se presentan con frecuencia en agrupaciones de cierto número de las formas individuales.

Los ríos que originan por el derretimiento del hielo de los glaciares, especialmente cuando el glaciar retrocede, están sobrecargados con sedimentos y los depositan en la región delante del frente del glaciar. De este modo resultan los "planos fluvioglaciáricos" que frecuentemente son de gran extensión (muchos kms. a partir del término del glaciar). Los ríos que emergen del hielo se dividen y subdividen en brazos que están divagando sobre sus propios sedimentos, su capacidad de transporte disminuye constantemente, de modo que se puede observar una transición gradual de los sedimentos que forman el plano fluviograciárico, de más gruesos a más finos, a medida que aumenta la distancia de la morrena frontal. Disminuyendo el suministro de agua y de sedimentos debido al continuo retroceso del glaciar, muchos cursos de agua quedan secos; además, puede haber depresiones de mayor o menor tamaño en la superficie de un plano fluviograciárico, debidas ya sea a una sedimentación desigual (o irregular), o a bloques de hielo sepultados en los sedimentos y que tardaron en derretirse hasta que la sedimentación prácticamente cesó; en el último caso, las depresiones se llaman "kettles" (ollas, calderas) que, por lo general, son bastante profundas, así que alcanzan al nivel freático y se presentan en forma de pequeñas lagunas o estanques.

4.- El Agua del Mar

Los agentes de la erosión marina son las olas y las corrientes, de las cuales las primeras son las que efectúan la erosión propiamente dicha (abrasión y corrosión), mientras que las segundas actúan más bien como agentes de transporte.

La erosión por las olas es más eficaz donde existen fragmentos de rocas (arena, grava, peñas) en abundancia que son movidos por las olas; la acción corrasiva de agua limpia es insignificante o nula. Sin embargo, también las olas que por falta de fragmentos de rocas son ineficaces en cuanto a su acción corrasiva, pueden contribuir de manera muy notable a la destrucción de las rocas por su acción hidráulica, especialmente cuando las olas son grandes y las rocas contienen muchas fisuras y diaclasas. Debido al impacto de las olas, el aire contenido en tales aberturas es comprimido y actúa como una cuña, o desintegra a las rocas con una fuerza explosiva debido a la expansión súbita cuando la ola retrocede.

Aunque existen ciertas diferencias respecto a las definiciones exactas, se llama "playa" la zona comprendida entre el nivel del agua durante la marea baja y el mismo nivel durante la marea alta. La línea de contacto entre el agua y la playa es la "línea de playa" que varía con la marea.

La "costa" es una zona de una anchura no determinada que se extiende de la playa tierra adentro. El límite entre esta zona y la playa es la "línea de costa".

Dentro del mar se pueden distinguir tres zonas. La zona adyacente a la playa es la "zona nerítica" (o plataforma continental (Fig. 4-12) que tiene una inclinación suave y llega hasta donde la profundidad del agua es de aproximadamente 200 metros. Su extensión mar adentro es muy variable, desde menos de 15 kms. hasta más de 100 a 125 kms., pero falta en lugares casi por completo (p.ej. en las costas pacíficas de las Américas). Esta zona es considerada todavía como parte de los continentes.

A la zona nerítica sigue la zona batial (escarpa o talud continental) con una inclinación considerable - mente mayor, y que continúa hasta la profundidad de 1.000 m. Su extensión también es muy variable, de pocos kms. hasta 80 kms. y más.

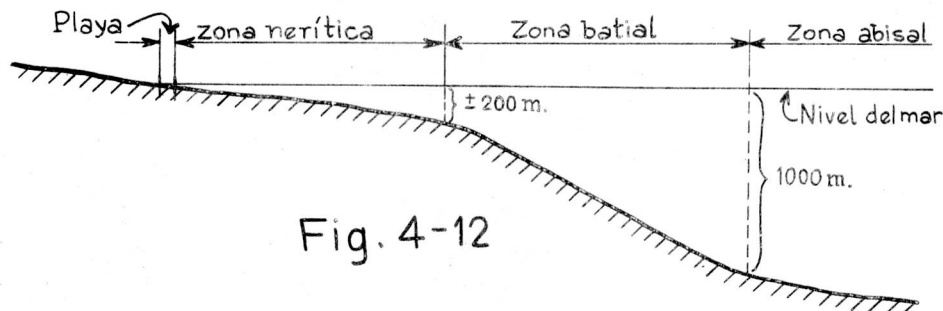


Fig. 4-12

El fondo del mar más allá de la zona batial es la verdadera cuenca profunda del mar, o la zona abisal que en gran parte es desconocida aún. Se sabe, sin em bargo, que en algunas partes de ella se elevan montañas sobre el fondo del océano, cuyas partes o picos más altos pueden formar islas o grupos de islas, como p.ej., las islas del Japón y las Islas Filipinas. También volcanes erupcionan en el fondo del mar y pueden edificar gigantescos conos que eventualmente sobresalen del nivel del mar y forman islas, como p.ej., las Islas de Hawai.

La Erosión Marina.-

Se efectúa: 1º) por la acción hidráulica del agua, debido a su peso y la fuerza del choque de las olas; la energía de esta acción puede ser considerable: se ha dado el caso de que un peñón de 1.300 toneladas fué transportado por una distancia de 150 m.

2º) por la acción raspante (corrasión y abrasión) de las partículas de rocas movidas por las olas y corrientes. Este factor es más importante que la acción hidráulica.

3º) Por corrosión, la acción química o disolvente del agua del mar, que es de importancia limitada y muy subordinada, con excepción de costas formadas por material calcáreo fácilmente soluble.

4º) Por el poder de transporte de las olas y las corrientes que pueden transportar grandes cantidades de sedimentos por grandes distancias.

Los efectos de la Erosión Marina.-

Las olas atacan a la costa de manera constante y la destruyen gradualmente. Este proceso se efectúa principalmente por la acción raspante de los fragmentos de rocas movidos por las olas (corrosión). La costa es socavada dentro de una zona limitada por las crestas de las olas durante las mareas altas y los bajos (o las gargantas) de las olas durante las mareas bajas, hasta que la parte socavada se derrumba y se forma un "acantilado" (fig. 4-13).

La parte de la costa sobre la cual el agua avanzó socavando la roca, forma la "terrazza de erosión"; la continuación de esta superficie hacia el mar, producida por la deposición de los materiales provenientes de la destrucción del acantilado, es la "terrazza de sedimentación".

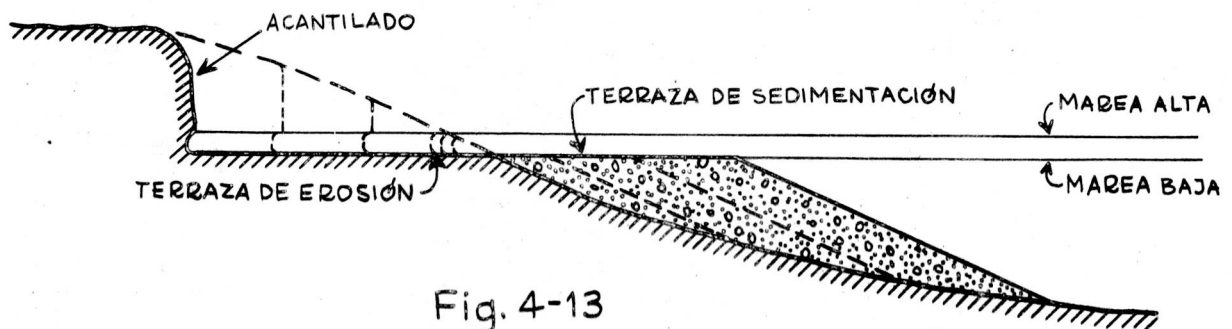


Fig. 4-13

El acantilado está retrocediendo debido al ataque incesante de las olas. Este retroceso puede ser irregular a lo largo de la costa, ya que depende de la resistencia de las rocas a la acción erosiva de las olas. En lugares, donde las rocas son menos resistentes, se pueden formar "ensenadas" o pequeñas "bahías"; las partes de la costa formadas por rocas muy resistentes, se destacarán en forma de "promontorios".

En los promontorios atacados por las olas lateralmente, se desarrollan "cuevas marinas". Si estas cuevas se forman en los dos lados de un promontorio y crecen unas hacia las otras; o si una cueva marina crece hacia el otro lado del promontorio, este puede resultar perforado por completo y tendrá la forma de un "arco marino" (o de un puente natural, llamado también una "foradada")

El derrumbe de un arco marino o la erosión diferencial de una parte menos resistente de un promontorio, pueden dejar la punta de este aislada delante del acantilado o de la línea de costa, en forma de un "farallón" o "peñasco aislado" (stack).

La Sedimentación Marina.-

La forma deposicional característica para costas poco inclinadas, donde las olas se rompen a cierta distancia de la playa es la "barra". En el lugar de la rom



Fig. 4-14

piente las olas erosionan el fondo del mar; una parte del material erosionado es depositada en seguida en direc

ción hacia la playa y forma una "barra sumergida" (o submarina, fig. 4-14) aproximadamente paralela a la costa. Esta barra aumenta constantemente en altura, hasta que por fin sobresale del nivel del agua y se llama una "barra marina" ó "cordon litoral". Entre éste y la línea de costa queda una "laguna litoral" o "albufera".

La forma deposicional más común en costas más inclinadas e irregulares (con promontorios y bahías) son las "lenguas" (fig. 4-15a) que se forman a partir de un promontorio o una parte saliente en dirección paralela a la costa. Los sedimentos que componen la lengua son acarreados por corrientes litorales y depositados, cuando la corriente pasa de agua poco profunda a agua de mayor profundidad, donde disminuye su velocidad y, por consiguiente, su poder de transporte.

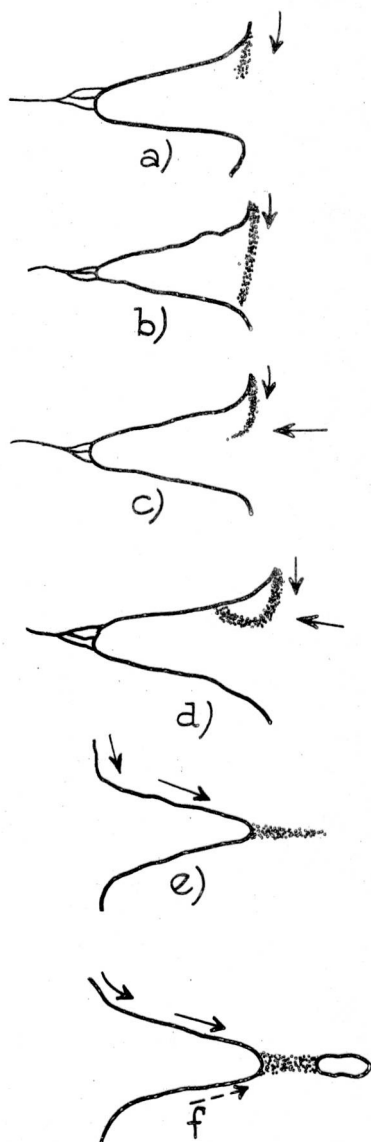


Fig. 4-15

Una lengua puede crecer y encerrar una bahía completamente (o casi completamente) y se llama entonces "restinga" (o diique; fig. 4-15b) la bahía separada del mar por la restinga forma una "albufera".

En la boca de bahías muy amplias sucede a veces que las olas grandes y fuertes atacan la extremidad de una lengua y la desvían hacia la costa, resultando una lengua encorvada o "gancho" (hook; fig. 4-15c). En casos extremos, la punta encorvada puede otra vez alcanzar a la costa y se habrá formado un "lazo" (loop, fig. 4-15d).

Los promontorios que se adentran bastante en el mar desvían las corrientes en esta misma dirección, por lo cual depositan los sedimentos en forma de bancos perpendiculares a la costa, las "flechas" o "espigas" (fig. 4-15e). Si delante del promontorio se encuentra un islote o farallón, los sedimentos depositados pueden conectarlo con el promontorio y formarán un "tom-bolo" (fig. 4-15f; ejemplo: el Peñón de Gibraltar conectado con la costa española; o la conexión de la parte oriental con la occidental de la Isla de Margarita).

Las Costas.-

Hay dos clases muy distintas de costas: una escarpada, irregular, rocosa, producida por el hundimiento de la costa: "costa hundida"; la otra más o menos plana, baja y arenosa, que resulta por un levantamiento del fondo del mar, la "costa levantada".

Además hay costas que no muestran efectos de hundimiento ni de levantamiento y se llaman "costas neutrales" (p.ej. costas de deltas, de planos fluviales, de planos fluvioglaciáricos, de volcanes, de arrecifes de coral y costas falladas); y hay otras que son una combinación de dos o más de los tipos mencionados y se llaman "costas combinadas".

Las Costas Hundidas.-

Muestran en su estado inicial bahías profundas, puntas salientes escarpadas e islas. Las olas empiezan su labor destructiva y se desarrollan acantilados en las puntas salientes y en las islas. Los sedimentos que así resultan son depositados en forma de lenguas o resingas. Los ríos más grandes forman sus deltas en las bahías protegidas contra las olas y corrientes.

Estos procesos continúan, las islas desaparecen y las puntas salientes retroceden, los ríos rellenan los restos de las bahías con sus sedimentos, de modo que la

acción erosiva de las olas que tienen que pasar por sobre ella, resulta siempre menos eficaz, por lo cual el acantilado retrocede siempre más lentamente. La terraza de erosión queda por fin tan ancha que las olas pierden su poder erosivo por completo y la línea de costa queda estacionaria y está formada por acantilados en todas su extensión.

Una costa levantada.-

Ofrece en su estado inicial el aspecto de una costa poco inclinada cubierta por sedimentos marinos no consolidados. Las olas se rompen a cierta distancia de la playa y se desarrolla una barra sumergida que por fin sobresale del agua formando una barra marina.

Entre la barra y la costa queda una laguna litoral poco profunda; esta se llena poco a poco con sedimentos y se transforma en una ciénaga, mientras que la barra es empujada por las olas hacia la costa. La ciénaga queda por fin rellena por completo y forma con la barra, que ya no se puede distinguir como tal, parte de la costa con una línea de costa aproximadamente recta.

Las olas llegan hasta la línea de costa y erosionan un pequeño acantilado (o "nip") que retrocede, desarrollándose una terraza de erosión. Cuando ésta alcanza cierta anchura, de modo que las olas que pasan por sobre ella pierden su poder erosivo, queda estacionaria la línea de costa.

5.- El agua corriente

De la totalidad del agua que cae sobre la superficie de la tierra firme, un 22% corre por los ríos al mar; esta parte del agua de lluvia se llama el "escurrimiento" y se ha calculado en 24.000 km^3 por año, lo que demuestra que la energía disponible para la erosión en los continentes es bastante apreciable.

El "escurrimiento" se concentra rápidamente a lo largo de ciertas líneas debido a las irregularidades (surcos) del terreno; se forman primero arroyuelos que se reúnen para formar arroyos, estos se unen en riachuelos y por fin resultan ríos más o menos grandes. Así se desarrollan los sistemas fluviales por la concentración de todo el desagüe o drenaje de una región más o menos extensa en una arteria principal, y se forman las cuencas de estos ríos principales, llamados también hoyas hidrográficas que están separadas por las divisorias (de agua).

La acción del agua corriente en la superficie de la tierra es doble: destructiva -erosión; y constructiva- sedimentación.

La Erosión Fluvial.-

La erosión por el agua corriente se efectúa por varios procesos que actúan en conjunto y que son:

1) La acción hidráulica (energía viva de la corriente) que resulta debido al choque del agua lanzada contra fragmentos sueltos o irregularidades (cavidades) del lecho.

2) La "corrasión" o el desgaste mecánico del lecho debido a la acción raspante de arena, grava y peñas movidas por la corriente; y la "abrasión" o el desgaste de los fragmentos de rocas transportados por el agua entre sí mismos (a veces se usa el término abrasión para los dos procesos en conjunto). La potencia corrasiva de un río aumenta considerablemente con la velocidad de la corriente, ya que una corriente más rápida arrastra mayor cantidad de fragmentos o granos y los lanza con más fuerza contra las rocas en el lecho del río.

3) La "corrosión" o la acción disolvente del agua que siempre tiene impurezas, muchas de las cuales aumentan su poder disolvente, especialmente el contenido de

CO₂ que, junto con el O del aire, ataca a las superficies de las rocas. La cantidad del material que un solo río disuelve puede ser pequeña; pero el total, en toda la tierra, de la materia transportada al mar en solución se calcula en 5.000 millones de toneladas por año.

4) El transporte o el removimiento de los productos de la meteorización y la corrosión.

El movimiento de los fragmentos y partículas de rocas no es uniforme en toda la extensión del río. Donde debido a una mayor inclinación del lecho resulta una corriente más rápida, o donde se forman remolinos y corrientes transversales debido a irregularidades del lecho, la energía del agua es mayor y quedan en suspensión partículas que de otra manera se asentarían en el fondo.

La intensidad de la erosión fluvial depende de muchos factores; así, entre otros,

- 1) de la velocidad de la corriente, determinada por el gradiente (la inclinación del lecho), el caudal y la cantidad de la carga;
- 2) del carácter de la carga;
- 3) del carácter de las rocas que forman el lecho y de su estructura.

En las cabeceras, la inclinación del lecho es más grande que cerca de la desembocadura; por eso es mayor la velocidad de la corriente y el poder de transporte. Cuando la carga consiste principalmente en fragmentos de minerales duros (por ejemplo: cuarzo), la erosión es más intensa que en el caso de que la carga consiste mayormente en arcilla o limo.- Las rocas sedimentarias, especialmente las con cemento calcáreo, son erosionadas más fácilmente que rocas ígneas macizas. También numerosos planos de estratificación (capas muy delgadas) o diaclasas y fisuras facilitan la erosión.

El Crecimiento de los Valles.-

Por lo general, los valles crecen en longitud por "erosión regresiva". Los ríos empiezan a formarse en este caso cerca de la desembocadura y aumentan en longitud cortando siempre más hacia atrás, hasta que encuentran algún obstáculo, como rocas resistentes, o donde llegan a una pendiente en sentido opuesto (divisoria de aguas).

Al mismo tiempo el río también corta siempre más profundo su valle. Cuando el valle es todavía poco profundo, el caudal del río depende únicamente de la cantidad de lluvia y el río lleva agua solamente durante la estación de lluvias, mientras que su lecho queda seco durante la estación seca: el río se llama un "río intermi
tente".

Cuando el valle es cortado tan profundo que llega hasta el nivel de la mesa de agua, el río lleva agua también durante la estación seca y se llama un "rio per
manente".

El lecho de un río forma una curva suave desde su cabecera hasta la desembocadura, que es una curva cóncava hacia arriba y se llama el "perfil longitudinal" del río. Un río recién formado tiene un perfil longitudinal bastante irregular; pero con el tiempo quedan eliminadas todas las irregularidades debido al ajuste de cada parte del perfil a las condiciones en la parte correspondiente del río.

La profundización de un valle no puede proseguir sino hasta cierto límite que es determinado teóricamente por el nivel del agua en el mar o en el lago donde el río desemboca, y se designa con el término de "base de erosión". Pero solo la parte más baja de un río puede alcanzar este nivel, ya que el lecho siempre tiene que tener cierta inclinación para que el agua pueda fluir.

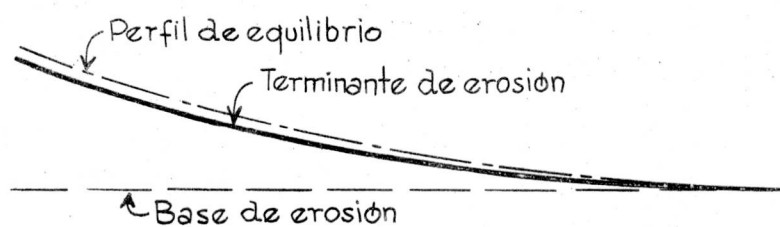


Fig. 4-16

El nivel más bajo hasta el cual un río puede cortar y donde termina definitivamente la erosión vertical, se llama la "terminante de erosión" (fig. 4-16)

Hacia el fin del período durante el cual el río está cortando hacia abajo y profundizando su valle, pero antes de alcanzar la terminante de erosión, el perfil longitudinal del río llega a constituir una curva que representa en cualquier punto el gradiente necesario para que la energía de la corriente sea capaz de transportar la carga que le llega al río, pero donde ya no queda energía alguna para seguir erosionando en sentido vertical; de tal río se dice que se encuentra "en equilibrio", o que es un "río equilibrado", y el perfil longitudinal del río en esta etapa de su desarrollo es su "perfil de equilibrio". Debido a variaciones del caudal o de la cantidad de la carga, este perfil está fluctuando y la erosión vertical, por lo tanto, no termina por completo; pero de este punto en adelante el gradiente es reducido siempre más lentamente, a medida que el perfil longitudinal se acerca a la terminante de erosión.

El Ensanche de los Valles.-

Se efectúa simultáneamente con su profundización, pero es un proceso subordinado a ésta, mientras los ríos no han alcanzado todavía su perfil de equilibrio.

Cuando un río ha llegado a su estado de equilibrio ya no sigue erosionando en dirección vertical de manera notable. La velocidad de la corriente es mucho más pequeña que durante la primera etapa de su historia y toda la energía es gastada en la erosión lateral. Las

sinuosidades del curso que ya pueden existir son acentuadas y el río empieza a desarrollar "meandros".

Si el valle es lo suficientemente ancho para el libre desarrollo de los meandros, un río de cierto tama-

ño formará meandros de cierta amplitud definida. Trazando líneas tangentes a las curvas en ambos lados, estas líneas delimitan una faja más o menos ancha llamada la "zona de meandros". (fig. 4-17)



Fig. 4-17

La Captura de Ríos.-

A veces sucede que un río encuentra condiciones más favorables para su crecimiento y la extensión de sus tributarios que otro río en el lado opuesto de una divisoria.

Las condiciones que pueden dar a un río cierta ventaja sobre otro son: 1) un caudal más grande; 2) rocas más blandas en las cuales está cortando su lecho; 3) una mayor pendiente del lecho (por ejemplo: un curso más corto hasta la desembocadura en el mar); 4) mayor cantidad de precipitación fluvial en un lado de la montaña que en el otro (mayor velocidad de la corriente y mayor poder erosivo).

Bajo tales circunstancias, el río con mayor poder erosivo ganará la ventaja sobre el otro en la lucha por la divisoria, que por lo general, termina con la "decapitación" del río menos favorecido: sus cabeceras son capturadas por el río con mayor poder erosivo y des

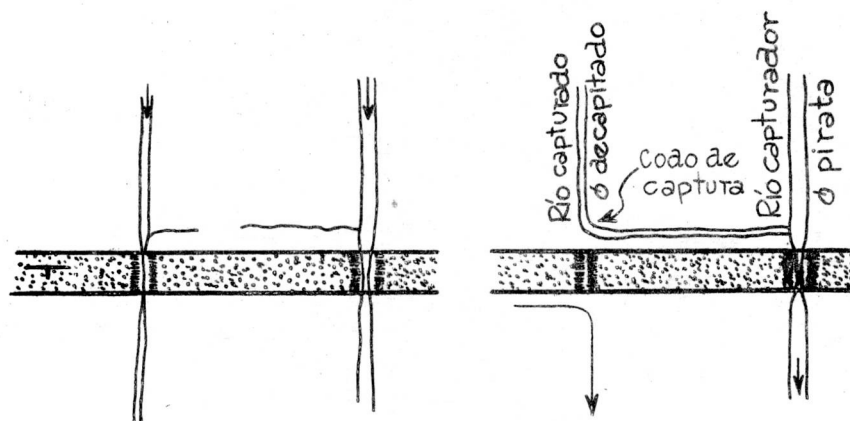


Fig. 4-18

viadas hacia el cauce de este último. Este proceso se llama "captura de ríos" (fig. 4-18).

Un buen ejemplo se presenta en el Valle de Aragua. Entre El Consejo y La Victoria se encuentra la divisoria de aguas entre la cuenca del Río Tuy y la del Lago de Valencia. El Tuy nace actualmente en las

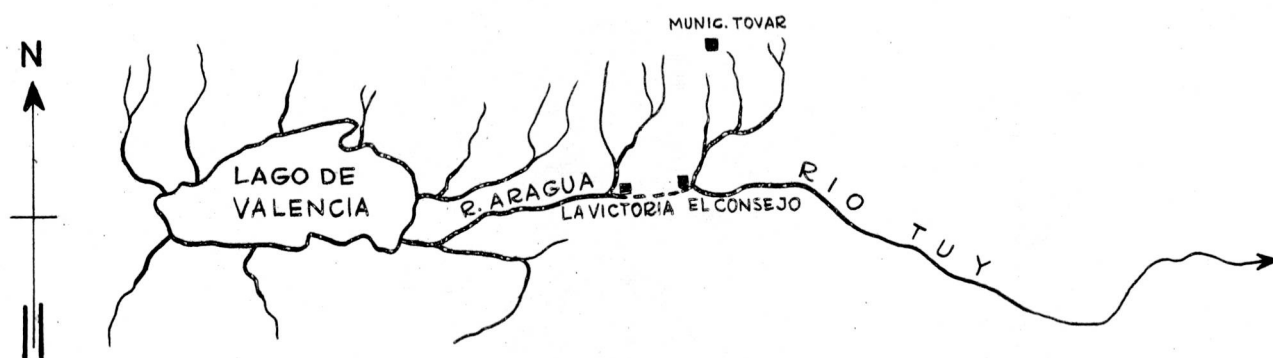


Fig. 4-19

estribaciones meridionales de la Cordillera de la Costa, en las vecindades del Municipio Tovar; sus cabeceras corren en una dirección paralela a todas las otras quebradas que bajan de las montañas y al llegar al Valle de Aragua, se desvían hacia el Suroeste (en dirección hacia el Lago de Valencia). Pero

al Este de El Consejo, el Río Tuy da una vuelta hacia el Este y sigue en esta dirección general hasta su desembocadura. En el croquis acompañante (Fig. 4-19) se puede ver claramente que las cabeceras del Tuy pertenecían antes al Río Aragua y que han sido capturadas por el primero que vino cortando atrás, hacia el Oeste, hasta que por fin alcanzó el curso superior del Río Aragua y lo desvió hacia su propio cauce, favorecido por la diferencia entre el nivel de la base de erosión del Río Aragua (la superficie del agua en el Lago de Valencia, ± 425 m. sobre el nivel del mar) y el nivel de su propia base de erosión (nivel del mar).

La Sedimentación Fluvial.-

Cualquier factor que disminuye el poder de un río para transportar su carga (o sea, la velocidad de la corriente) causa sedimentación.

Por eso, la sedimentación fluvial puede efectuarse en diferentes lugares:

- 1) al pie de las montañas (conos de deyección)
- 2) en el cauce mismo del río (bancos de arena)
- 3) en las riberas y partes planas adyacentes (planos fluviales, diques naturales);
- 4) en las desembocaduras (deltas).

Donde un río que transporta gran cantidad de sedimentos sale de una región montañosa y entra en un valle de poca pendiente o en una región más o menos plana, deposita gran parte de su carga debido a que la velocidad de la corriente disminuye subitamente. Los depósitos de aluvión que originan de esta manera, tienen la forma de conos o abanicos y se llaman "conos de deyección". La textura de los sedimentos varía en estos depósitos de cantos y guijarros en su ápice, a material más fino (grava y arena) en su parte inferior.

Donde varios ríos salen de las montañas unos cerca de otros, los conos de deyección individuales pueden unirse y formar una faja contínua de sedimentos a lo largo del pié de las montañas: resultan "conos (de deyección) confluentes". Cuando los sedimentos forman tal faja de una anchura de hasta varios kms. y de una extensión longitudinal de muchos kms., se llaman también "planos aluviales piemonteses" que tienen por lo general un espesor considerable y que con frecuencia constituyen depósitos importantes de aguas subterráneas.

En el curso inferior de un río resulta siempre mas lenta la corriente que ya no puede transportar toda la carga acarreada por la corriente más rápida del curso superior, y deposita el exceso de carga en el mismo cauce del río en forma de "bancos" o "barras fluviales" de arena o de grava. Estas formas son por lo general bastante inestables o migratorias. Donde la sedimentación es mucho más intensa que la erosión, se forman numerosos bancos y el río desarrolla una red de cursos entrelazados -se llama un "río reticulado".

En tiempos de aguas crecidas, los ríos salen de su cauce e inundan el terreno llano adyacente. Ya que la velocidad de la corriente sobre el terreno inundado es menor, debido a la menor profundidad del agua, el río deposita allá barro, limo y arena; esta sedimentación es más intensa aún cuando el agua empieza a bajar. Con cada inundación aumenta así el espesor de estos sedimentos que constituyen el "plano fluvial" (llamado eventualmente también "llano aluvial").

Durante las inundaciones del plano fluvial se encuentra la corriente más rápida en el cauce con la co -

rriente más lenta en el plano fluvial, y el río deposi-

ta una parte de su carga a lo largo de las riberas, formándose de esta manera los llamados "diques naturales" (fig. 4-20). Cuando estos diques llegan a tener mayor altura, pueden formar un cauce tan amplio, que

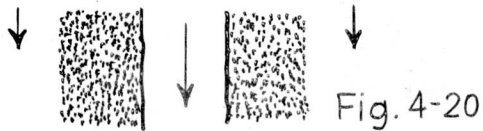


Fig. 4-20

cualquier volúmen de agua que llega cabe en él, con lo cual ya no se inunda el plano fluvial sino, quizás, en muy contadas ocasiones.

Los ríos que transportan gran cantidad de sedimentos y desembocan en agua tranquila -ya sea en el mar o en un lago- forman depósitos de grava, arena, limo y arcilla, los llamados "deltas". La estructura de los deltas es esencialmente la misma en las desembocaduras de todos los grandes ríos (fig. 4-21). Más abajo y mar adentro se

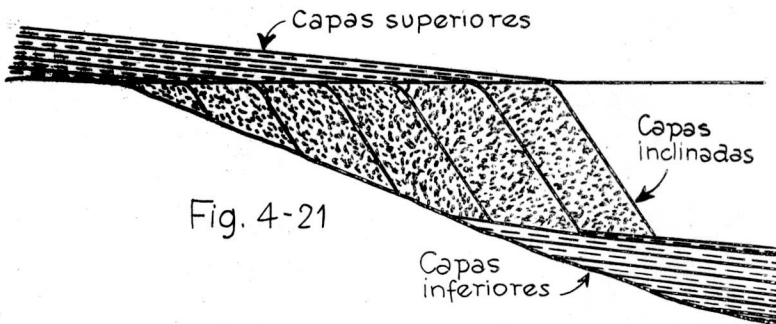


Fig. 4-21

encuentran capas casi horizontales de limo fino y arcilla, las "capas inferiores". Encima de estas hay capas más inclinadas de arena gruesa y grava, que son los sedimentos que

han sido depositados primero, las "capas inclinadas". Y encima de éstas se encuentran otra vez capas horizontales, las llamadas "capas superiores" que son los últimos sedimentos del río depositados por los distributarios, y que forman una continuación del plano fluvial.

El Ciclo de Erosión.-

La historia de un sistema fluvial empieza por lo general con el levantamiento tectónico de una región más o menos extensa y con frecuencia aproximadamente plana, ya sea que haya sido reducida a una superficie plana durante el ciclo anterior, o que trate de un fondo marino recientemente levantado. Por la erosión fluvial se forman primero valles poco profundos separados por lomas



Fig. 4-22

con topes anchos y planos. Con el tiempo, los valles son cortados siempre más profundos y al mismo tiempo ensanchados, las divisorias resultan primero más agudas, más tarde son

rebajadas, de modo que por fin toda la región es reducida a una planicie o una superficie plana otra vez (fig. 4-22).

Este desarrollo del aspecto topográfico de una región, que empieza y termina con una superficie más o menos plana, se llama el "ciclo de erosión". Este ciclo se divide por lo general en tres etapas: la etapa de la juventud, la de la madurez y de la vejez. La duración de cada una de estas etapas puede ser muy variable, hasta por ejemplo: en el desarrollo de dos valles relativamente cercanos, especialmente si uno está siendo cortado en rocas blandas y el otro en rocas duras; el primero puede haber llegado a la etapa de la vejez, mientras que el segundo se puede encontrar todavía en juventud, aunque ambos pueden tener la misma edad absoluta. Los términos juventud, madurez y vejez no se refieren a períodos de tiempo absoluto (de años, siglos, o milenios), sino indican únicamente las etapas más o menos bien caracterizadas durante un ciclo de erosión, cuya duración en términos de tiempo absoluto puede ser muy variable.

El Ciclo de Erosión de un Valle.-

La Juventud.- Los ríos jóvenes tienen una corriente rápida, los valles tienen la forma de una "V" o de desfiladeros (cañones), su fondo es angosto y está ocupado en toda su anchura por el río. La erosión no ha logrado todavía eliminar las irregularidades del perfil longitudinal, por lo cual puede haber saltos y raudales, bajo ciertas condiciones también lagos y ciénagas situados a considerable altura.

Hacia el fin de esta etapa, el perfil longitudinal ya forma una curva bastante regular, los lagos han sido drenados, las ciénagas desecadas, saltos y raudales han desaparecido y el río empieza a cortar lateralmente ensanchando el fondo del valle, en el cual aparecen partes planas en las dos riberas alternadamente, cubiertas por sedimentos fluviales de poco espesor: empiezan a formarse los planos fluviales, con lo cual el río, o el valle, entra en la etapa de la madurez.

La Madurez.- Al principio de esta etapa ya predomina la erosión lateral, porque el río ya ha alcanzado su perfil de equilibrio durante la última parte de la etapa anterior. El valle resulta siempre más ancho, las laderas menos pendientes. El río empieza a desarrollar meandros que resultan perfectos cuando el ancho del valle corresponde al ancho de la zona de meandros.

De aquí en adelante, también la erosión lateral es un proceso poco eficaz. El río, con corriente lenta, oscila libremente en el valle, los meandros se desplazan lentamente en dirección río abajo. El ensancho del valle, sin embargo, prosigue debido al movimiento lento del material meteorizado en las laderas que llega al fondo del valle por arrastramiento (o repteo) o por la acción del agua durante las lluvias.

El límite entre esta etapa y la siguiente:

La Vejez; no está bien dedinifo; eventualmente se considera a un valle pasando por este límite, cuando su ancho es 8-10 veces el ancho de la zona de meandros del río. Durante esta etapa el ensanche del valle se efectúa siempre más lentamente a medida que prosigue el rebajamiento de las divisorias y disminuye la inclinación de las laderas. Por fin, el río fluye con una corriente muy lenta por una región más o menos plana, y el ciclo de erosión ha terminado.

El Ciclo de Erosión de una Región.-

En un área recién levantada desde abajo del nivel del mar existirán pequeñas depresiones (surcos), primero sin conección entre sí, en una superficie por demás bastante plana. El agua de lluvia se concentrará en estas depresiones, surcos adyacentes o cercanos se unirán y se desarrollarán valles todavía poco profundos; debido a la erosión regresiva empezarán a formarse algunos valles tributarios. La región pasa ahora de su estado inicial a su etapa de

La Juventud. - Los ríos no son muy numerosos aún y tienen pocos tributarios; las divisorias son anchas y el drenaje de la región no es perfecto, como lo demuestran lagos y ciénagas en lugares bastante elevados. Con el tiempo, los valles son cortados siempre más profundo, en las laderas pendientes ocurre el movimiento del material meteorizado a veces de una manera súbita en forma de deslizamientos y derrumbes del terreno. El número de tributarios aumenta y se desarrollan sistemas fluviales intrincados empezando simultáneamente la lucha por las divisorias.

La profundización de los valles prosigue sin interrupción, las divisorias resultan siempre menos anchas (más agudas) y llega el momento cuando la región muestra valles profundos separados por filas agudas, con lo cual la región ha llegado al límite entre la juventud y

La Madurez.- El drenaje de la región está ahora perfectamente desarrollado. Los ríos más grandes han cortado largas secciones de su perfil longitudinal hasta el nivel de su perfil de equilibrio, han empezado a cortar lateralmente y a desarrollar planos fluviales, empieza la formación de meandros.

Las divisorias en forma de filas agudas son gradualmente rebajadas y resultan otra vez redondeadas, disminuyendo también la inclinación de las laderas. El movimiento del manto es más lento, deslizamiento y derrumbes son fenómenos siempre menos frecuentes, hasta que cesan por completo, de modo que el material meteorizado se mueve hacia el fondo del valle de una manera muy lenta por repteo.

Disminuye así gradualmente el relieve de la región: los valles son anchos, las divisorias son lomas relativamente bajas y suaves, y la región pasa a su etapa de

La Vejez.- No se puede trazar ningún límite exacto entre la madurez y la vejez, ya que la transición de una etapa a otra es gradual e imperceptible -no hay cambio definido alguno que pudiera ser tomado por tal límite. Sin embargo, no se puede considerar una región en estado de vejez, cuando no ha sido reducida por lo menos la mitad de su superficie al nivel de los planos fluviales, o a la terminante de erosión.

Durante la vejez el relieve de la región disminuye de manera muy lenta, porque la erosión resulta siempre

menos eficaz. Debido a la eliminación de muchas divisorias se concentra el escurrimiento en pocos valles amplios con menor número de tributarios y la región se presenta por fin como una vasta llanura con muy pocas colinas muy suaves y aisladas, y se llama una "penillanura". Debido a rocas más resistentes pueden existir todavía colinas o montes muy aislados que se elevan sobre el nivel general de la penillanura como islas en el mar; estas formas topográficas aisladas se llaman "montes islas" (o "monadnocks", según un representante típico, el Mount Monadnock en New Hampshire, EE.UU.)

La Interrupción del ciclo de Erosión.-

Un ciclo de erosión puede ser interrumpido en cualquier etapa por varios procesos geológicos, entre los cuales los más importantes son los movimientos tectónicos, levantamientos o hundimientos de partes de la corteza terrestre.

Cuando una región es levantada aumenta el gradiente de los ríos, con lo cual aumenta también el poder erosivo de ellos; los ríos empiezan a cortar el fondo de sus valles de nuevo y la región muestra una vez más el aspecto característico para la juventud. Tal región se llama "rejuvenecida" y los ríos que adquieren nuevo poder erosivo se llaman "ríos rejuvenecidos". El rejuvenecimiento es tanto más notable cuanto más avanzado en el ciclo se encuentra el valle o la región (fig. 4-23).

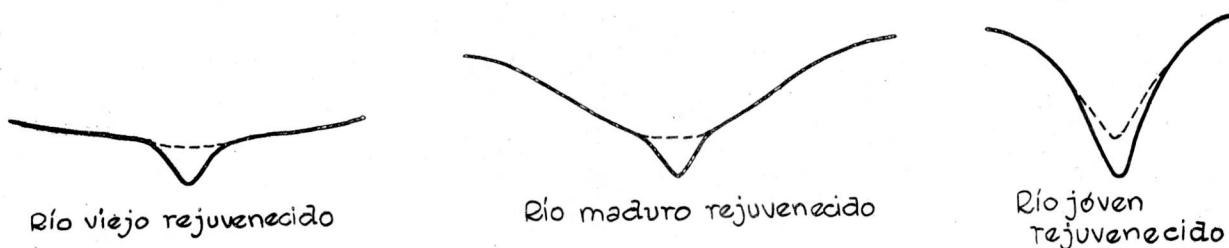


Fig. 4-23

En el caso de que un río ya había desarrollado meandros y fué rejuvenecido, los meandros son cortados más profundos y resultan los llamados "meandros encajados".

El hundimiento tectónico de una región acelera el ciclo o el desarrollo del aspecto topográfico de vez, ya que su superficie queda más cerca a la base de erosión y disminuye la cantidad del material que necesita ser removida por la erosión para que se desarrolle una topografía con poco relieve. Cuando tal hundimiento afecta una región costanera, el agua del mar penetra en los valles y forma bahías y estuarios. Los valles se llaman en tal caso "valles ahogados".

VII ACCION DEL VIENTO

Efectos indirectos: influencia del viento sobre el clima, inclusive las lluvias que a su vez determinan la meteorización de las rocas y la erosión fluvial; produce olas y corrientes en el mar que causan erosión y sedimentación marina.

Efectos directos: erosión y sedimentación eólica.

Erosión Eólica.-

Se efectúa de dos modos: 1º) Partículas sueltas en la superficie de la tierra, como granos de arena o de limo, son levantadas y transportadas de un lugar a otro: deflación; 2º) las partículas transportadas por el viento efectúan una acción raspante entre sí, se desgastan mutuamente; afectan del mismo modo a guijeros y peñones en la superficie de la tierra y a la roca firme donde afloran: abrasión por el viento.

La deflación es un proceso eficaz unicamente en regiones donde existen las condiciones esenciales para ella: un manto de material de grano fino y de gran extensión, que no esté protegido por la vegetación y no esté húmedo.

Por eso, es que en las regiones áridas o semi áridas la deflación es más notable: la vegetación es escasa y la parte superior del suelo está seca casi todo el tiempo; y es en estas regiones donde pueden originar verdaderas tempestades de arena.

En las regiones con clima húmedo, la deflación puede ser a lo más un fenómeno local, ya que la vegetación a veces abundante protege al suelo contra la acción del viento y el suelo además está casi siempre húmedo (lo que aumenta el peso de las partículas finas), no solamente en consecuencia de las lluvias, sino también debido al hecho de que la mesa de agua (subterránea) se encuentra más cerca de la superficie y el suelo siempre está algo húmedo debido a la acción de la capilaridad.

Una excepción a esta regla forman las playas donde la deflación puede ser un proceso muy notable. La arena allá acumulada se seca entre las mareas y el viento puede llevarla más allá del límite de las mareas altas. Las olas o mareas más grandes de lo

acostumbrado también pueden transportar una parte de la arena en la playa a niveles más altos, donde no alcanzan las olas o mareas corrientes, y donde más tarde se seca y es transportada por el viento tierra adentro. Lo mismo vale para las playas de grandes lagos.

Los granos transportados por el viento recorren a veces distancias considerables; así se ha podido constatar, p.ej. que grandes cantidades de polvo son transportadas desde el desierto del Sahara hasta los países del Sur de Europa.

La idea general, de que toda la superficie de un desierto esté cubierta por arena, es errónea. El material fino que resulta por la meteorización es removido constantemente por el viento y grandes extensiones muestran una superficie pedregosa; así p. ej. solo la tercera parte de Arabia está cubierta con arena, y en el Sahara las regiones con superficies arenosas no exceden de la novena parte de su extensión total.

Es así que la superficie de extensas áreas en los grandes desiertos, como los de Gobi (China), Kala-Hari y Sahara (Africa), y de Atacama (Chile), está formada por peñas y guijarros, los fragmentos más grandes que el viento no podía levantar; estos fragmentos gruesos pueden quedar arreglados de una manera tan compacta y su superficie puede ser tan lisa (pulida por el viento) que forma una clase de mosaico: se llama Pavimento del desierto.

La eficacia de la arena transportada por el viento como agente abrasivo se explica por la dureza y resistencia de los granos de arena que casi siempre son granos de cuarzo. Debido a la abrasión se concentran los granos de cuarzo (con algunos de los minerales duros menos comunes) y el material que efectúa la abrasión resulta siempre más eficaz. Cualquier grano de un mineral menos duro, como calcita, o de minerales que son menos resistentes debido a que tienen pronunciados planos de clivaje, como los feldespatos, es triturado y quebrado por el desgaste continuo durante el transporte.

Para que la abrasión sea un proceso eficaz deben existir también algunas condiciones esenciales: un clima muy árido sin vege-

tación en la región de donde la arena proviene; una abundancia de granos duros en la arena movida por fuertes vientos persistentes (sin interrupción); y por fin, rocas blandas o mal cementadas en la superficie de la región a través de la cual la arena está siendo transportada. Debido a la acción abrasiva del viento resultan en las regiones desérticas aquellas formas bizarras y pintorescas de peñascos, en forma de hongos (rocas fungiformes), columnas, puentes etc. La arena transportada por el viento también pule la superficie de guijarros y, con el tiempo, puede cortar facetas ligeramente encorvadas, si los guijarros quedan en la misma posición por largo tiempo. Cuando tal guijarro más tarde cambia su posición. p.ej. por ser socavado por la acción del viento, puede resultar otra faceta. Así el número y la forma de estas facetas pueden variar considerablemente. Los guijarros que muestran tales facetas producidas por el viento se llaman "ventifactos" ; son de importancia para la Geología Histórica, ya que su presencia en gran número en una región donde las condiciones actuales no son favorables para su formación indica que en esa región ha habido un cambio del clima o que existía un desierto.

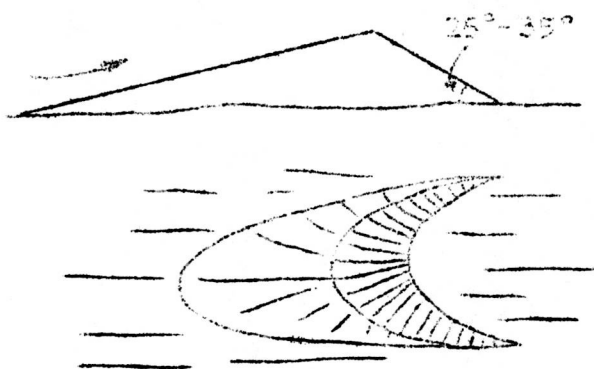
Sedimentación Eólica.-

Cuando la velocidad del viento disminuye pierde su poder de transporte y deposita los materiales transportados en forma de lomas redondeadas o irregulares de arena que se llaman dunas o médanos. Para que se pueda formar una duna es pues necesario que el viento encuentre algún obstáculo, como p.ej. una piedra, un arbusto un árbol o simplemente una irregularidad en el suelo, así pierde velocidad. Cuando el resultante montón de arena ha crecido

hasta cierta altura actúa por sí mismo como rompevientos y causa sedimentación. Donde la arena es abundante y el viento es muy fuerte pueden resultar dunas de una altura de hasta 30 m, en casos excepcionales -como p.ej. en el Norte de Africa- hasta más de 120 m.



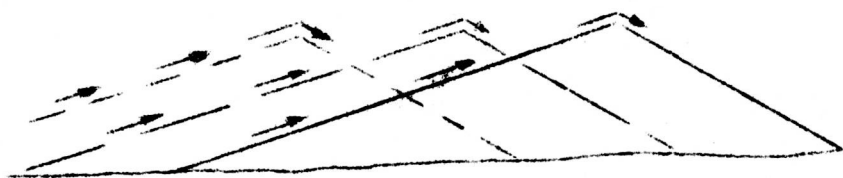
Las dunas típicas y bien desarrolladas tienen un perfil asimétrico; el viento trata de nivelar el lado barlovento, mientras que en el lado sotavento los granos de arena son afectados unicamente por la gravedad y se ajustan según el "ángulo de reposo" - que es de $25 - 35^\circ$, excepcionalmente hasta de 40° , de acuerdo con el tamaño de los granos y de su angularidad.



Donde las dunas son formas aisladas o algo distanciadas, el viento pasa también alrededor de los flancos y se pueden desarrollar dos brazos, así - que la duna tiene una base en forma de una lúnula; tal duna se llama "barcano". Estas - formas ocurren también donde

las dunas son numerosas y quedan muy cercas unas a otras, si el viento sopla siempre en la - misma dirección. Cuando los vientos son fuertes y su dirección es más o menos constante, las dunas no son formas estacionarias sino están emigrando (dunas migratorias).. Los granos en el lado barlovento son arrastrados hacia arriba y una vez pasada la cresta caen en el lado sotavento. Así las

dunas formadas a lo largo de una costa pueden migrar tierra adentro y destruir extensas áreas cualtivadas, lo que sucede, p.ej. en la costa de la Vizcaya en el Oeste de Francia donde las dunas están migrando a razón de más o menos 30



m/ año. El único método eficaz de fijar las dunas migratorias es conseguir que la vegetación ponga pié firme en la arena; para este procedimiento se prestan mejor algunas plantas gramíneas (p.ej. *psamma arenaria*) o cierto tipo de árboles (p.ej. pinos) que se desarrollan bien en un suelo arenosos. Para que estas plantas pue-

dan arraigar es necesario detener primero temporalmente el movimiento de la arena, lo que se consigue erigiendo obstáculos al viento como p.ej., empalizadas (tablas clavadas en postes), montones de ramas de árboles, de caña etc; también se recomienda ni velar el terreno, por lo cual también es detenido el movimiento de la arena por breve tiempo.

Las dunas, aunque por lo general destructivas y sin vegetación pueden ser los únicos depósitos naturales de agua en regiones áridas. La arena absorbe la poca cantidad de lluvia, la mesa de agua sube y se ajusta a la forma de la superficie y en lugares

favorables es posible encontrar agua en pozos de poca profundidad. Por eso hay también en los desiertos a veces lugares con vegetación "los oasis", donde las raíces de las plantas pueden alcanzar la mesa de las aguas subterráneas.



Las grandes cantidades de material fino o de polvo son transportadas por el viento a regiones a veces muy distantes y depositadas en forma de capas macizas de 5 hasta 15 y 30 m. y más de espesor. Lo típico de estos depósitos es que no muestran estratificación, pero tienen diaclasas verticales y pueden formar escarpados altos a pesar de su carácter blando y terroso. Tienen un color marrón claro (amarillento) y están formados por partículas muy pequeñas de feldespatos, calcita, mica, poco cuarzo y otros minerales, y se llaman "loes".

El ejemplo más grandioso de tales depósitos existe en el Norte de China, donde el loes ocurre en una región sumamente extensa en forma de capas de gran espesor (hasta 300 m) y forma un suelo muy fértil. Algunos de los caminos en esta región, que han sido usados por mucho tiempo, se han transformado en cañones a medida que el polvo formado por el paso de los carruajes ha sido removido

por el viento y las lluvias. Los habitantes de esas regiones viven en cuevas artificiales excavadas en el loes y tienen encima, casi en el techo de sus viviendas, sus campos de agricultura.

