

BLOQUE 5: PROCESOS GEOLÓGICOS EXTERNOS

(PARTE II: GEOMORFOLOGÍA Y MODELADO DEL RELIEVE)

5.1- INTRODUCCIÓN.

La superficie terrestre es irregular y el relieve de cada zona no es algo fijo y definitivo, sino que supone una situación transitoria. Instantánea a escala geológica.

El hecho de que puedan encontrarse puentes romanos donde no hay río, o puertos fenicios un kilómetro tierra adentro, o la visión de mapas medievales con un delta del Ebro mucho más reducido que el actual, indica que el relieve está modificándose ininterrumpidamente, aunque a veces con escalas de tiempo que exceden la escala de una vida humana.

y existen dos disciplinas que se encargan de su estudio:

-La geografía física o topografía, que persigue la descripción gráfica de la superficie.

-La Geomorfología, que persigue la descripción de la superficie, pero estudiando el origen de las formas existentes, su evolución y los factores que han determinado su modelado.

El estudio del relieve tiene además un enorme interés económico y humano, ya que conociendo su

dinámica, puede predecirse la evolución geomorfológica de una zona, y por tanto evitar los posibles riesgos naturales.

Los factores que condicionan el relieve de un lugar son el clima, las características litológicas y estructurales, y el tiempo de exposición de la roca.

De acuerdo con el factor que sea más determinante, podremos encontrar:

-Sistemas geomorfológicos zonales: el principal protagonista es el clima, y los relieves resultantes se reparten de acuerdo con las bandas climáticas en franjas paralelas al ecuador, o a la altitud (como es el caso del modelado glaciar o el desértico)

-Sistemas geomorfológicos azonales: no son particulares de un clima, y predominan otros factores (como es el caso del modelado litoral o el karst)

1.1- La Erosión.

Es un proceso realizado por los agentes geológicos externos cuya misión es atacar y destruir el relieve. Los agentes que actúan en la erosión son el agua, el hielo, el viento, la diferencia de temperaturas, y todos aquellos agentes

con influencia en las rocas de la superficie terrestre.

Así, por ejemplo, el agua de lluvia genera un modelado característico antes de encauzarse. Luego, formando parte de cauces fluviales puede protagonizar erosión lineal y remontante. En el caso de que el agua se filtre, puede disolver la roca generando un modelado kárstico, etc.

El hielo, una vez que se ha acumulado en grandes masas glaciares, puede discurrir ladera abajo friccionando y triturando las paredes y el fondo de los valles.

El viento puede desgastar la roca por sí mismo, o por las partículas que lleva en suspensión, etc.

Así pues, todos estos agentes ejercen una acción geológica sobre las rocas de dos maneras diferentes: provocando una erosión mecánica (desgastando la roca) y una erosión química (disolviendo la roca) En cualquiera de los dos casos, la erosión proyectada en el tiempo acaba por dismantelar el relieve preexistente.

1.2- El transporte

La Movilización de fragmentos de roca meteorizados se realiza mediante un agente de transporte que puede ser de carácter fluido, sólido o gaseoso. La energía o intensidad del transporte varía de unos sistemas a otros, y de unas condiciones climáticas y topográficas a

otras. Esta variación se refleja en las características del material transportado y en las estructuras impresas en los sedimentos. Por tanto, el estudio de los caracteres texturales y estructurales de los sedimentos nos informa sobre el agente de transporte, en tanto en cuanto nos define la dirección, la distancia recorrida, la intensidad del transporte y la duración del proceso.

El detrito a transportar esta sujeto a tres tipos de fuerzas:

a) Fuerzas de empuje: es una fuerza ejercida por el flujo sobre el clasto y por tanto de sentido contrario a las de resistencia del sólido al flujo. En un fluido las partículas más pequeñas viajan más rápido q las grandes y chocan contra ellas, aumentando su velocidad.

b) Fuerzas de sustentación: tienden a elevar el detrito y mantenerlo en suspensión por efecto de la turbulencia. El tamaño del grano esta en relación directa con esta fuerza.

c) Fuerzas de fijación: las variables que definen estas fuerzas son el peso, el rozamiento por deslizamiento, el rozamiento por rodadura, por pivotación y por las fuerzas de atracción entre partículas.

En función de las relaciones entre estas tres fuerzas, el transporte de los materiales puede ser:

- **Deslizamiento:** se inician cuando por un aumento de la velocidad las fuerzas de sustentación equilibran las de fijación. Entonces el detrito se empieza a desplazar deslizándose por el lecho en la dirección del flujo.

- **Rodadura:** al aumentar la velocidad, también aumenta la fuerza de empuje y por tanto las de sustentación. Cuando las fuerzas de empuje se igualan a las de fijación, el clasto girará rodando.

- **Saltación:** Si sigue aumentando la velocidad las fuerzas de sustentación se hacen mayores que las de fijación, y el clasto viaja en suspensión inmerso en el fluido, pero al ascender entra en zona de mayor turbulencia y las fuerzas de sustentación también disminuyen, predominando las de fijación y entonces el clasto cae. Se produce a modo de saltos.

- **Suspensión:** por último, cuando las fuerzas de sustentación son suficientemente grandes como para mantenerse superiores a las de fijación.

- **Transporte químico:** cuando el fluido tiene capacidad de disolución (agua) y pasa a través de materiales solubles, se produce el transporte de los iones procedentes de la roca, en disolución.

Los efectos que el transporte puede ocasionar se registran tanto en el cauce

por donde se transportan, como en el propio clasto desplazado.

El transporte de materiales puede hacerse a través de los ríos, transporte fluvial, por corrientes marinas y de turbidez, mediante oleaje, transporte glaciar, eólico, y gravitacional.

1.3- Sedimentación

Por sedimentación se entiende el reposo definitivo del sedimento. El depósito de los materiales transportados depende de los siguientes factores:

-**Procedencia de los materiales:** el estudio de la composición de los clastos determina el área de origen o al menos el tipo de roca erosionada así como las condiciones existentes durante la erosión.

-**Agente de transporte:** cada medio de transporte determina unas estructuras sedimentarias características. Por ejemplo el transporte por medio acuoso o por aire selecciona los tamaños durante la sedimentación debido a que en estos medios de transporte el efecto del peso del clasto juega un papel determinante, al contrario que en el transporte fluvial o glaciar.

-**La duración del transporte:** en el estudio de un depósito sedimentario transportado a lo largo de un cauce es posible distinguir el gradual

redondeamiento de los clastos según avanza el transporte.

-Factores ambientales del lugar de la sedimentación: tiene especial importancia en los depósitos formados por evaporación o por precipitación de materiales disueltos.



Cárcavas.

5.2- LAS AGUAS SALVAJES

Las aguas salvajes o de arroyada, son aquellas que circulan por la superficie cuando el sustrato se impermeabiliza o satura surgiendo a nivel del suelo.



Con lluvias moderadas estas aguas afloran en forma de pequeños hilos, los cuales se unen o funden con otros adyacentes hasta formar diminutos cursos de agua en forma de hileras denominadas *arroyada difusa*, los cuales arrastran en su desplazamiento las partículas más pequeñas que encuentran a su paso.

Cuando las lluvias son copiosas, éstas tienden a buscar por gravedad el camino de menor resistencia al avance, tales como desfiladeros, pendientes, cauces de ríos o propios de la erosión, etc. Si esas aguas se concentran en cauces más o menos estables, que han sido favorecidos por la naturaleza de las superficies que invaden, tales como las arcillosas o arenosas, entonces se denomina *arroyada concentrada*. Estas precipitaciones intensas pueden movilizar partículas muy variadas, desde simples arenas o gravas, hasta grandes piedras y bloques.

Las aguas de arroyada concentrada siguen la línea de máxima pendiente, y en su curso van recortando el terreno y encajándose en barrancos estrechos y profundos denominados *cárcavas* o *bad lands*. Son característicos de zonas carentes de vegetación.



Cárcavas aterrazadas: vales.

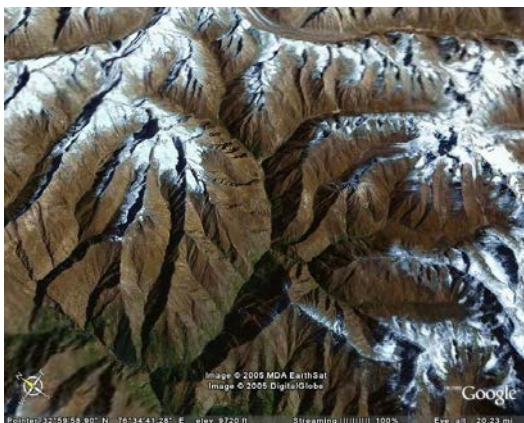
Cuando estas aguas discurren entre rocas poco compactas o predominantemente arenosas o arcillosas, entonces pueden llegar a formar lo que se denomina *chimeneas de hadas*, *chimeneas de erosión*, o *señoritas con sombrero* (*dames coiffées*). Estas formas surgen porque el acarreamiento va erosionando las rocas, permaneciendo las crestas elevadas y aisladas por efecto de la protección contra la erosión que presentan algunos grandes bloques, con respecto a los materiales que tienen debajo. Los *lapiaces* y *lenares*, son paisajes típicos de la erosión por aguas de arroyada que tienen lugar en rocas calizas y evaporíticas



Chimeneas de hadas.

5.3-TORRENTES

Un torrente es una corriente de agua, rápida e impetuosa, con bruscas variaciones de caudal, y cuyo régimen de circulación depende de las aguas pluviales. Se le puede considerar como ríos de montaña temporales. Debido a la pendiente del terreno posee un fuerte declive, y discurre por lo general sobre materiales que van erosionando intensamente la superficie terrestre, precisamente por la facilidad de erosión de esas materias.



Torrentes en una zona montañosa.

En climas subáridos o semiáridos, y en épocas de intensas precipitaciones, se suelen formar las llamadas *ramblas* (típicas en el sureste de la Península Ibérica). En las ramblas, las aguas pluviales se encauzan en amplios valles aluviales con fondo plano, que en épocas de escasa precipitación permanecen desecados. La concentración de las intensas lluvias, habitualmente otoñales, causa verdaderas catástrofes, tanto en lo que respecta a las obras públicas, como a la agricultura y población. En las regiones desérticas los torrentes, denominados *uadis*, son más bien esporádicos.

Un torrente completo, al igual que un arroyo, que es una corriente de agua de caudal corto y casi continuo, consta de tres partes: la cuenca de recepción, el canal de desagüe y el cono de deyección.



Torrentes en un cono volcánico.

3.1- La cuenca de recepción

La cuenca de recepción es el curso superior, zona de recogida o punto de origen del conjunto de arroyos que reúnen las aguas salvajes conduciéndolas hacia el canal de desagüe. Presenta forma de embudo y en ella predomina la erosión sobre el transporte y la sedimentación.

3.2- El canal de desagüe

El canal de desagüe es el curso medio, en él existe una fuerte pendiente y el agua se mueve a gran velocidad transportando los materiales erosionados en la parte alta, lo que a su vez contribuye a arrancar y arrastrar nuevos materiales del canal. Debido a la abrupta pendiente, el agua erosiona y se encaja, formando un cauce más o menos estrecho dependiendo de las

características de las rocas por donde discurra.

3.3- El cono de deyección

El cono de deyección, también llamado *abanico*, es el curso bajo o inferior. En este punto se allana la pendiente de forma brusca, disminuyendo la fuerza de las aguas y depositándose los materiales arrastrados o transportados. Esto obliga al agua del torrente a dividirse en diversos brazos, lo que forma el citado cono de deyección, que presenta forma triangular abombada debido al depósito de los productos transportados.

5.4- MODELADO FLUVIAL.

Los ríos son cursos de agua que se mantienen fijos y constantes (en lo que se refiere a su constancia fluvial), no así en cuanto a sus características físicas, que se transforman por efecto de la erosión. Los ríos no poseen diferencias fundamentales con las torrentes, salvo en que éstas son rápidas e impetuosas y existen en función de las inclemencias pluviales, o sea, se diferencia de los ríos básicamente por su periodicidad.

La parte más baja del curso de un río es el llamado *nivel de base*. En los ríos que desembocan en el mar, éste es su nivel de base, mientras que para los afluentes es el nivel del propio río en que desembocan. Si el río desemboca en un lago, entonces el nivel de base es el de la propia masa de agua del lago.



Existen tres zonas o tramos definidos en el recorrido de un río: curso alto, curso medio y curso bajo, y cada uno de ellos manifiesta características fisiográficas y erosivas diferentes.

En el curso alto predomina la erosión, lo que da lugar a característicos valles con perfiles en forma de V excavados por el agua en el terreno, tales como hondos y estrechos desfiladeros, hoces y gargantas. Las cascadas o cataratas se forman cuando estos cauces rompen abruptamente el nivel de su curso. El curso medio manifiesta suaves pendientes y un perfil transversal con formas más abiertas y fondo plano; predomina el transporte de materiales

Finalmente, en el curso bajo predomina la sedimentación de los materiales transportados, y formación de cursos sinuosos o divagantes, materializados en forma de meandros; éstos son fruto del proceso de erosión en la orilla cóncava y de sedimentación en la orilla convexa, y se manifiestan en las vastas llanuras aluviales de los cursos bajos. Las sinuosidades de los meandros no permanecen estacionarias, sino que tienden a derivar aguas abajo. La escasa pendiente del curso bajo de los ríos motiva que muchos de ellos sean navegables en este punto. El perfil del valle del curso bajo es muy abierto y presenta habitualmente terrazas fluviales, lecho de crecidas y otros fenómenos que se dan en la desembocadura, como los deltas.

Tipos de ríos:

Se distinguen varios tipos de ríos en función de su origen: *Glaciar*, *nival* y *pluvial*. El de tipo glaciar es aquel que recibe las aguas por efecto de la fusión del hielo de los glaciares; el nival tiene similitudes con el glaciar en el sentido de recibir las aguas de la fusión de las nieves, pero sólo en primavera y verano, procedente de las nieves que han cuajado en el último invierno; y el de tipo pluvial, que está formado por las

lluvias de invierno principalmente. En general los ríos suelen ser de tipo mixto, pues la mayoría reciben agua de sus afluentes, los cuales pueden tener diferentes fuentes de alimentación.



Río Amazonas.

4.1- PROCESOS FLUVIALES

Los cursos fluviales son masas acuosas que se desplazan por gravedad sobre un cruce y que dependen de la viscosidad del fluido, del rozamiento con el lecho y de la carga de material transportado. El sistema fluvial transforma energía potencial en cinética y esta energía cinética se utiliza para erosionar y transportar sedimentos hasta donde, por exceso de masa o falta de energía se produce la sedimentación.

4.1.1- Erosión Fluvial

Existen diferentes tipos de erosión.

-Erosión química: La corrosión es un proceso químico que tiene lugar sobre los materiales que van en el lecho o en el canal. Por ejemplo, la hidrólisis, hidratación, oxidación-reducción...

-Erosión mecánica: es la producida por el choque entre partículas.



Barra de gravas.

4.1.2- Transporte Fluvial

Los efectos y las características del transporte fluvial vienen definidas por la energía del agente y por la distribución de este en el mismo.



Cantos rodados.

4.1.3- Sedimentación Fluvial

Existen tres formas diferentes de depositar la carga transportada:

-Por precipitación: Cuando se sobrepasan los límites del producto de solubilidad, es decir cuando el fluido está sobresaturado.

-Por decantación: Se produce por la pérdida de velocidad de la corriente, al suceder esto disminuye la capacidad de sustentación y el material cae al fondo.

-Por abandono de la carga de fondo: El descenso energético de la corriente y la consecuente disminución de fuerzas de empuje y arrastre reduce la capacidad de transporte de la corriente la cual abandona la carga de fondo que transporta.

4.2- MORFOLOGÍAS FLUVIALES.

4.2.1- Cañones

En geología un cañón es un accidente geográfico provocado por un río que excava en terrenos blandos una profunda hendidura de paredes casi verticales. Los cañones (también llamados hoces o gargantas) son incisiones lineales de tendencia rectilínea y que poseen carácter estructural, dirigidos por levantamientos tectónicos, por descensos del nivel de

base o erosión remontante del río principal. Otros orígenes de los cañones son:

-Cañones kársticos, producidos por la incisión más la karstificación.



Congosto de Olvena.

Cañones asociados a fracturas, en las que también debe de haber karstificación o un cambio del nivel de base.

-Cañones de carácter estructural, como las cluses.

En general, los relieves tabulares favorecen la presencia de cañones profundos asociados a fracturas, como por ejemplo los karsts.



Garganta.

4.2.2- Cascadas.

Las cascadas son formaciones geológicas que generalmente resultan del flujo de la corriente de un río sobre un terreno rocoso resistente a la erosión y que forman saltos con alturas significativas. Cuando éstos tienen una altura o extensión considerable, suelen recibir el nombre de *cataratas*.

Las cascadas son sistemas dinámicos que varían con las estaciones y con los años, aunque esto último sólo se hace perceptible a escala geológica. Presentan distintas formas (por ejemplo, si su caída es vertical o si sigue una pronunciada pendiente, etc.), determinadas por el volumen de agua, la altura de la caída, la anchura del lecho y la conformación de las paredes entre las cuales corre el líquido, dependiendo del tipo de roca y de las distintas capas en las que se disponen. Las cataratas de Yosemite, en California, miden 739 metros de alto (desde el tope hasta la

base inferior); las dos caídas principales del Niágara son célebres por el caudal de sus aguas, que llega a los 11.000 metros cúbicos por segundo.

Las caídas de agua pueden tener diversos orígenes. En la mayor parte de los casos, se deben a la desigual resistencia que oponen las rocas a las corrientes de agua. Cuando un río desgasta profundamente su lecho y encuentra resistencia en una masa rocosa, el ahondamiento se produce más lentamente. De este modo, el nivel del obstáculo constituirá, temporalmente, el nivel de base, ello debido a que el obstáculo por sí mismo establecerá el perfil longitudinal del río hacia arriba. Pero río abajo, más allá de esta masa rocosa que resiste, el ahondamiento prosigue más rápido, y formará su fuerte declive, o una bajada vertical, que interrumpirá el curso del río y será la causa determinante de la catarata.

Las aguas que se precipitan desde lo alto de una cascada no adquieren gran velocidad durante su caída debido a la resistencia del aire y a que se dividen en numerosos chorros o saltos. Su base queda sujeta a erosión cuando está constituida por rocas blandas bajo una capa de rocas más resistentes. Siendo, las primeras, disgregables, se producen

desmoronamientos de los estratos superiores, privados de soporte. Es así como las cascadas retroceden y se desplazan en dirección a la fuente del río —como fue el caso de las Cataratas del Niágara entre 1842 y 1927—. En la mayoría de los casos, el retroceso depende de la erosión directa en el punto de caída, independientemente de los lechos rocosos, pues es precisamente en ese lugar donde las aguas adquieren su mayor velocidad. En ese momento de retroceso, la cascada pierde progresivamente su altura, y el salto violento del perfil longitudinal es reemplazado por una bajada rápida, pero menos brusca. Este proceso es más evidente en las cascadas verticales, donde la fuerza de la caída del agua socava la parte inferior de la pared de roca —incluso creando grandes cuevas—, mientras las partes superiores se derrumban.



También en rocas calizas o similares, fáciles de disolver por el agua, se suelen provocar cuevas subterráneas por debajo

de los cauces principales, convirtiéndose en ríos y cascadas subterráneos. En algunos de estos casos, el hundimiento posterior de la cueva vuelve a hacer visible el cauce y sus cascadas, después de haber retrocedido muchos metros. Por otro lado, en ciertos casos, y debido a la erosión que sufren durante su caída, las aguas contienen abundantes cantidades de carbonato de calcio disuelto. Se observa, entonces, la formación de depósitos de travertino (roca formada por endurecimiento). Estos depósitos recubren rápidamente las paredes y el fondo de caída, compensando, a veces, la acción erosiva. Inclusive, puede llegar a aumentar la altura de ésta.

Por extensión también se habla de *cascada de hielo* cuando el agua congelada forma caídas pronunciadas. Esto suele ocurrir cuando el caudal de agua es muy pequeño y se va helando de forma sucesiva, provocando el aumento de la estructura de hielo.

Entre las cataratas más famosas del mundo se encuentran las Cataratas del Iguazú, compuestas por 275 cascadas de diferentes alturas, y las Cataratas del Niágara, situadas en la frontera entre Estados Unidos y Canadá.

4.2.3- Llanuras aluviales.

En un tramo medio o bajo de un río implica la existencia de un valle suficientemente amplio y en el que el cauce no presenta tendencias al encajamiento pronunciado en el sustrato. Ello supone un cierto grado de evolución fluvial en ese tramo del valle, de forma que la circulación del río es compatible con la existencia de un determinado espesor de sedimentos aluviales sobre el fondo rocoso del valle y con la localización del cauce sobre ellos y no directamente sobre ese fondo o sustrato rocoso que aloja a la llanura de inundación. En esas condiciones los procesos erosivos fluviales van a afectar a los materiales de la llanura aluvial que, en épocas de crecida, pueden ser desalojados de su inestable posición y reincorporados a cauce para ser arrastrados por el agua a lo largo del mismo. Recíprocamente, los fenómenos de depósito suponen la reintegración a la llanura de inundación de materiales arrancados de ella aguas arriba durante un periodo de erosión predominante.

La llanura de inundación constituye así una forma de equilibrio dinámico entre la erosión y el depósito y de forma paulatina pero intermitente y espasmódica de acuerdo con los sucesivos episodios de crecida y estiaje. La llanura aluvial queda limitada por las

vertientes del valle, en las que se producen los fenómenos propios de las laderas y a cuyo pie pueden existir depósitos producidos por esos fenómenos.



Llanura de inundación.

4.2.4- Meandros

La consecuencia más decisiva de la ablación fluvial es la formación de meandros. Un meandro es una ondulación marcada en la trayectoria lineal de un río. Cada meandro presenta un lóbulo más o menos estrangulado en su base. La curvatura máxima se encuentra en el vértice, punto de inflexión en la dirección del río. Fruto de su geometría, el meandro se caracteriza por presentar un escarpe en el lado externo de la curva y una suave pendiente en la parte interna o espolón.

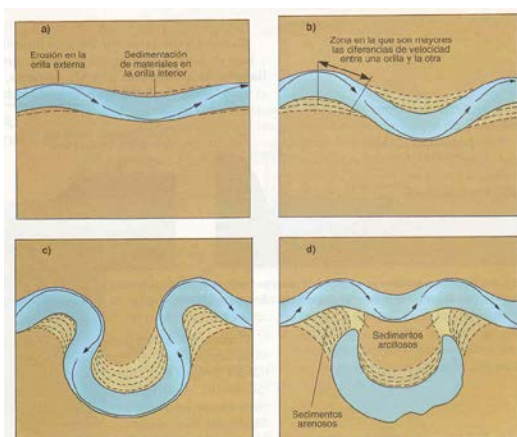


Meandros en el Ebro (Sástago)

De esta forma, concavidades y convexidades se suceden a lo largo de una misma orilla. La concavidad aparece por la zapa producida por la corriente al golpear de frente la curva, por la inercia del movimiento. La convexidad aparece en la orilla opuesta, donde la velocidad del agua es menor y por lo tanto es donde tienden a acumularse los fragmentos. En todo curso de agua puede distinguirse una lámina máxima de velocidad, en el centro de la corriente, que cuando se hace ondulante impacta en la margen de enfrente. La golpear repetidamente una orilla tiende a crecer en detrimento de la otra, formando la incurvación. Para que la ablación sea efectiva es necesario que existan partículas de un calibre próximo a la competencia del flujo, ya que estas son las movilizadas por la lámina más rápida, y las depositadas en la parte de la corriente más lenta.

Los meandros tienen un perfil transversal muy característico. En la parte cóncava el lecho es más profundo,

y la orilla tiene una pendiente mucho más pronunciada que en la parte convexa, donde la acumulación de derrubios aluviales reduce la profundidad y hace la pendiente más suave.



Esquema de la formación de un galacho.

Los meandros tienden a presentarse en series separadas por tramos rectilíneos. Las series de meandros se caracterizan por la longitud de onda (distancia entre dos vértices). Es muy normal encontrar estas series de meandros, también llamadas trenes.

Distinguimos dos tipos de meandros: los meandros libres, característicos de las llanuras aluviales y producto de la trayectoria errática del agua; y los meandros encajados o de valle, característicos de las regiones rocosas y fruto de las debilidades litológicas o tectónicas. Los meandros aparecen sobre zonas deleznales. Los meandros

encajados son producto de la profundización, hasta el sustrato rocoso, de los meandros libres. Estos meandros impresos, o heredados, pueden sufrir deformaciones durante su proceso de incisión, y presentar irregularidades. No obstante, hay que recalcar que aunque los meandros sean propios de las zonas llanas es necesario que la labor erosiva del río sea superior a la labor de acumulación.

Los meandros son formas dinámicas que evolucionan con el tiempo. Los meandros alargan la longitud del río, y por lo tanto reducen su pendiente. Si la curvatura es muy pronunciada puede producirse un contacto tangencial, estrangulamiento, que rectifica el curso del río, quedando un meandro abandonado con forma de media luna. En los trenes de meandros el estrangulamiento tiene lugar desde la parte trasera a la delantera. Normalmente, el estrangulamiento de un meandro en la cola significa la consolidación de otro en la cabeza.

4.2.5- Terrazas Fluviales.

Un fenómeno fluvial muy típico de las llanuras de inundación es la formación de terrazas.



Terrazas en el Cinca (Ariéstolas)

Una terraza se genera cuando un río se encaja en los sedimentos de su propia llanura aluvial. A su vez, este hecho tendrá por causa un descenso del nivel de base (que a través de la erosión remóntate, se ha propagado hasta el curso medio) o bien una gran época de sequía.



Terraza colgada del Cinca (Monzón)

El encajamiento produce un escarpe de terraza. Si en la base del escarpe aflora el substrato existente bajo los sedimentos fluviales, la terraza se llama escalonada; si no encajada.

En general tendremos terrazas escalonadas cuando la actividad erosiva de un río en su tramo medio, para un

periodo determinado (y en concreto el encajamiento por erosión lineal), predomine sobre la acción sedimentario o tasa de sedimentación, terrazas encajadas cuando la sedimentación predomine sobre la erosión.

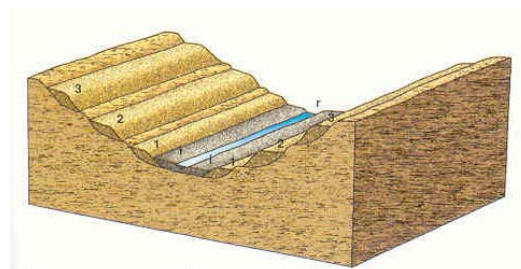


Fig. 37. Terrazas fluviales.

r: río

i: cauce de inundación.

1: 1.ª terraza (la más moderna).

2: 2.ª terraza.

3: 3.ª terraza (la más antigua).

4.2.6- Deltas.

Se denomina delta al territorio triangular formado por brazos ó "caños" fluviales que separan a las islas en las que se han venido depositando los sedimentos acarreados por ese río, al llegar a un mar u océano.

El delta se forma por la deposición, en un espacio que suele tomar una forma triangular (de ahí su nombre), del material arrastrado por los ríos al producirse una disminución brusca de la velocidad del flujo, que puede ser causada por su desembocadura en el mar, en un lago, o en otro río más ancho e incluso en los océanos, aunque esto

último es menos frecuente. Los deltas y los estuarios constituyen las dos formas principales de desembocadura de los ríos en los mares, océanos, lagos o en otros ríos más grandes. Su presencia en las desembocaduras está originada por la amplitud de las mareas: cuando las mareas son muy intensas, la desembocadura de los ríos en los océanos suelen ser del tipo de estuario ya que durante la pleamar, se represan las aguas del río, mientras que en la bajamar se produce una gran aceleración de la velocidad de las aguas, lo cual da origen a una especie de limpieza del cauce que impide la acumulación de los sedimentos que forman las islas en el caso de los deltas. Es por ello que los deltas suelen producirse más en los lagos, mares y hasta en ríos grandes, donde las aguas no sufren la acción de las mareas, que en el caso de los océanos abiertos. Sin embargo, existen excepciones a esta regla, como en el caso del Delta del Orinoco en América del Sur y del Níger en África, que son lugares donde la acción de las mareas es mucho menos importante que en las latitudes medias.

El material térreo que forma el delta es bastante variado, pudiendo estar formado por una mezcla de arcilla, limo, arena. Estos materiales pueden ser

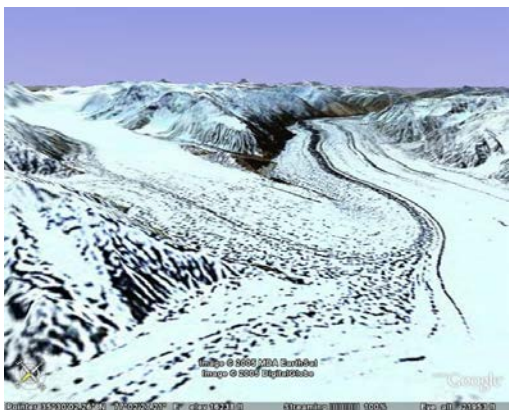
arrastrados por la corriente en función de la velocidad de ésta, y acumularse o no, según sea la mayor o menor intensidad de las mareas, tal como ya se ha dicho. El suelo de los deltas es generalmente fértil aunque algunas veces tienen un nivel de sal algo elevado.



5.5- MODELADO GLACIAR.

Actualmente una gran cantidad de la superficie terrestre se encuentra cubierta por hielo ($1,56 \times 10^7$ kilómetros, aproximadamente el 10% de la superficie planetaria), no obstante, en eras geológicas pasadas el hielo ocupaba

áreas más meridionales, y, tras retirarse, a dejado una serie de características muy particulares.



Las condiciones necesarias para que se produzca la formación de un glaciar son bastante exigentes:

- Para empezar es necesario que la nieve no funda completamente durante el verano, de modo que se vaya acumulando año tras año. Esto sólo sucede a elevadas latitudes o altitudes, en las zonas denominadas “Nieves Perpetuas”.

- Si la cantidad de lluvias y nevadas son próximas, se darán las condiciones óptimas para la formación de un glaciar.

Los copos de nieve, que en un principio poseen forma hexagonal, si no se funden, se origina una capa de cierto espesor cuya presión, por acumulación en las capas superiores, da lugar a que estos cristales sufran una modificación y se transformen en agregados redondeados de un diámetro de 3 a 4 milímetros. Reciben el nombre de “neviza” y poseen una densidad de 0,7

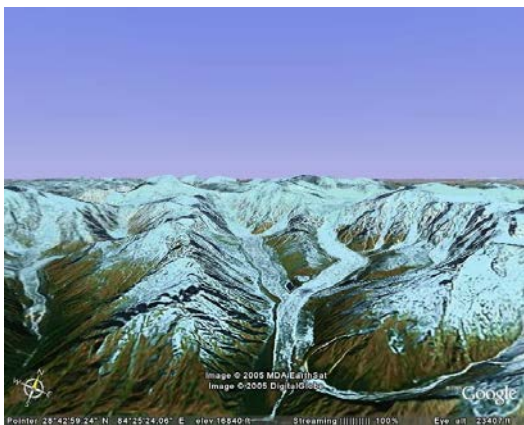
g/cm^3 . El agua líquida generada por fusión durante el día se introduce entre los granos y, al llegar la noche y solidificar, los cementa. La anchura que va formando el hielo suprayacente comprime las capas inferiores hasta hacerlas alcanzar una densidad de $0,9 \text{ g/cm}^3$, a lo que ya se denomina “hielo glacial”. A medida que se acumula la nieve, el hielo tiende a desplazarse hacia zonas más bajas, en las que comienza a fundir (zona de ablación), o bien, en el caso de los grandes casquetes polares, el hielo llega hasta el mar produciendo la formación de icebergs.

5.1- Clasificación de los Glaciares

Inlandsis o Mantos de Hielo.

Cubren grandes extensiones de superficie terrestre y quedan localizados en Groenlandia, Islandia y la Antártida.

La erosión debida a los Inlandsis se manifiesta en la formación de masas rocosas redondeadas, y rocas con la superficie estriada (estrías glaciares características). El relieve más importante que se forma se produce sobre rocas blandas, que el hielo erosiona confiriéndoles forma de cubetas, y, cuando este se retira, queda inundado por el agua formando lagos.



De este modo fueron formados, por ejemplo, los grandes lagos americanos.

En los mantos de hielo podemos encontrar dos tipos de sedimentos, los originados por el agua y por el hielo. Los primeros tienen las mismas características que poseerían al ser arrastrados por un río, es decir, clasificados por compuestos (gravas, arenas y arcillas) y de formas más bien redondeadas. El hielo, por el contrario, puede depositar directamente unos sedimentos muy heterogéneos, cuyos tamaños oscilan desde los grandes bloques hasta el tamaño de las arcillas, produciendo el "till", que son acumulaciones de sedimentos de tamaño variado al final de glaciar. Las corrientes de fusión que surgen por debajo de los hielos a través de túneles dan lugar al depósito de una serie de materiales en forma de cordón sinuoso, llamados "esker". Los materiales acumulados por estas corrientes pueden dar lugar a acumulaciones formando terrazas fluviales ("kames" de terraza),

o bien deltas ("kames" deltaicos). También se forman en estos climas los llamados "drumblings" que son formas alargadas y abultadas, posiblemente originadas por una acumulación de materiales debajo del hielo.

Glaciares de Valle o Alpinos



La zona donde se acumula la nieve en los glaciares de valle recibe el nombre de "circo", posee forma de marmita. En el la neviza reposa sobre el hielo glaciar, adquiere forma cóncava hacia el cielo. Al ser mayor el aporte de nieve que la ablación el peso del hielo hará que este se desplace hacia zonas más bajas, facilitándose este movimiento por la plasticidad que adquiere el hielo al llegar a zonas de menor altitud, debido a la presión que ejerce la masa de hielo suprayacente. En el hielo se pueden detectar zonas de compresión y de tensión. Las primeras se originan cuando el desplazamiento del hielo adquiere distinta velocidad en zonas

próximas, de manera que se producen elevaciones en la superficie y en su interior se pueden detectar planos de cabalgamiento con la formación de pliegues de arrastre.

A causa de la escasa plasticidad del hielo en la zona de tránsito entre el circo y el valle se forman profundas grietas. Ya en las zonas de valle el hielo sufre agrietamientos en la superficie de la lengua debido a las zonas de inflexión. Las tensiones transversales producidas por el roce de la masa de hielo contra las paredes del valle influyen en la aparición de una serie de grietas ("crevasses") que se disponen de forma oblicua al desplazamiento. Un tercer tipo de grietas se forma cuando el lecho del glaciar discurre por desniveles importantes, momento en el que se acelera y ello produce una compresión que da lugar a fisuras denominadas "seracs" o pilares de hielo). La lengua glaciar no está adherida al lecho rocoso, sino que entre ambos se producen unas profundas grietas conocidas con el nombre francés de "rimayes". Al llegar el frente de la lengua glaciar a zonas del valle en las que la temperatura es mayor comienza la fusión del hielo, abandonando en este punto los materiales que transportaba, dando lugar a la formación de las morrenas. Si la ablación y la alimentación son

constantes la longitud del glaciar no experimentara cambio alguno, no obstante, en el momento en el que alguno de los dos varíe su extensión se verá incrementada o reducida.



Valle en U.

Para que se inicie el desplazamiento de la masa de hielo es necesario que exista una determinada relación entre la inclinación del valle y la masa de hielo acumulada, para que este adquiera un estado viscoso-plástico.

El desplazamiento está influido por la forma y colocación de los granos en las capas inferiores, ya que estos adquieren una forma alargada e inclinada hacia la dirección de la pendiente. La masa de hielo no se produce uniformemente, sino que, debido a la divergencia de plasticidad en las zonas y a los rozamientos existen desplazamientos diferenciales. Considerando una sección transversal, la zona superior avanza con mayor rapidez y, si se observa su planta, la velocidad disminuye desde la parte central a los márgenes. La velocidad

media de los glaciares varia entre 80 a 150 metros al año.

La acción erosiva de los glaciares se ve favorecida por los bloques angulosos incorporados a la masa de hielo, que, al rozar contra el fondo y las paredes, ejercen una acción muy intensa. Por otro lado la crioclastia afecta con mucha intensidad a las zonas glaciares. Todos los fragmentos desgajados de las paredes entre las que discurre la lengua caen y forman las morrenas. La prolongada acción del hielo sobre los circos glaciares motiva que estos adquieran mayores dimensiones y queden separados unos de otros por agudas crestas, llamadas "horns", formadas cuando varios circos glaciares aumentan su tamaño y desgastan cada vez más la roca, estrechándola. La acción de las lenguas va labrando el valle en forma de "U" tan característica de este modelado.



Arista glaciar.

Los desprendimientos de las paredes del valle y los bloques que arrancan del fondo las masas de hielo son los materiales que fundamentalmente

transporta el glaciar. Estos materiales acumulados se denominan morrenas y existen de varios tipos:

- *Morrenas Laterales*: Se localizan superficialmente a ambos lados de la lengua y en caso de confluencia de dos o más lenguas se forman varias morrenas centrales.

- *Morrenas de Fondo*: Se producen cuando el hielo arranca del fondo del valle una serie de fragmentos y quedar englobados en el hielo.

- *Morrena Terminal*: Son los bloques arrastrados por el final de la lengua.

Cuando llega a la zona de ablación la lengua se derrite y deposita los sedimentos que llevaba en ella. La nota general es la gran variación de tamaños, ya que en ella se pueden encontrar tanto bloques transportados en la superficie como arcillas, pues el hielo no realiza una selección por tamaños. En caso de producirse un transporte de una roca muy grande el hielo que hay bajo ella tarda más tiempo en fundirse, y origina una de las llamadas mesas glaciares. La circulación del agua también se realiza cuando el hielo permanece aún sin fundir, y puede discurrir por la superficie del glaciar (en épocas de temperatura elevada) que, en ocasiones se cuele por una grieta y discurre por zonas inferiores. En algunas circunstancias el agua se ramifica y

forma unos bloques de hielo con forma cónica denominados "hielos penitentes".



Glaciares de Circo o Pirenaicos

Estos son glaciares típicos del Pirineo y están únicamente formados por el circo glaciar.

Antaño, en el Cuaternario, los glaciares pirenaicos cuyas cabeceras estuvieron situadas a más de 2000 metros ostentaron lenguas de hielo de más de 600 metros de espesor, que recorrían casi un kilómetro de altitud antes de fundirse, y casi 30 kilómetros de distancia. Su gran poder de erosión explica que el relieve del alto Pirineo se interprete en gran parte por la presencia de los glaciares durante miles de años.

El Pirineo guarda pequeños ejemplos de glaciares activos, reducidos a sectores muy protegidos, cuyas cumbres se encuentran a más de 3000 metros. El progresivo aumento de la temperatura y reducción de las precipitaciones invernales explican su progresiva contracción en superficie y volumen.

Los glaciares del Pirineo se hallan amenazados a corto plazo por las tendencias previstas de cambio climático. La mayoría de las predicciones estiman un incremento de la temperatura media durante las próximas décadas, lo que contribuirá a intensificar los procesos de fusión de la nieve y el hielo. Dado que los glaciares pirenaicos se encuentran en una posición muy marginal, debido a que la isoterma de 0° C se ubica hacia los 2.800 metros de altitud, cualquier aumento de temperatura reducirá aún más la franja posible de supervivencia de masas de hielo.

Marcas del Modelado Glaciar

Cuando un lugar ha sido ocupado por un glaciar y este se retira quedan como restos formas típicas:

- *Ibones*: Ocupan la posición que anteriormente perteneció al circo. Están rellenos con agua y, a menudo, con piedras de diversos tamaños (Hill)

- *Till*: Son piedras agrupadas de diverso tamaño. De todos los tipos de modelado, el glaciar es el único con la suficiente energía como para no realizar diferenciación por tamaños, de modo que cuando se encuentra Till en alguna parte se puede asegurar que esa roca se formó en clima glaciar.



- *Valles en Forma de "U"*: Los valles dejados por un glaciar tienen paredes relativamente verticales y la base relativamente horizontal y plana.

- *Horns*: Los circos glaciares recortan los picos que los limitan, dándole una geometría aguda. Si esta formación está muy extendida lateralmente se denomina cresta.

- *Rocas "suaves" y "arañadas"*: Debido a la constante frotación, durante

miles de años, de la roca y el hielo, las primeras se acaban puliendo y sus superficies quedan suaves al tacto. A veces el hielo posee pequeñas piedras en él, que forman surcos, también característicos de la erosión glaciar.

5.6-MODELADO DESÉRTICO

El modelado desértico se debe a la acción del viento. Aunque el viento actúa sobre toda la superficie terrestre, existen zonas donde esta acción es más notable, como es el caso de las aluviales, zonas dístales de abanicos, algunas franjas costeras y regiones desérticas o frías.

El viento es un agente modelador efectivo a partir de cierta velocidad, aunque más que la velocidad influye, en su efectividad, el tipo de flujo y sus variaciones, tanto de turbulencia como de su velocidad.

Al igual que el agua, el viento es un flujo newtoniano que erosiona, transporta y sedimenta, dando origen a distintas formas de relieve, ya sea por erosión o por sedimentación.

Las regiones áridas se localizan en las áreas de acentuada continentalidad de las latitudes intertropicales, así como en las costas occidentales de dichas

latitudes y algo más altas en las que el anticiclón marítimo subtropical correspondiente se encuentra reforzado.

Los desiertos en su mayoría se encuentran en la zona de anticiclones, coincide con la zona de los trópicos.

Esta zona es seca debido a que los anticiclones instalados no dejan pasar a los aires húmedos, provocando una sequía que desemboca en una zona desértica o semidesértica.

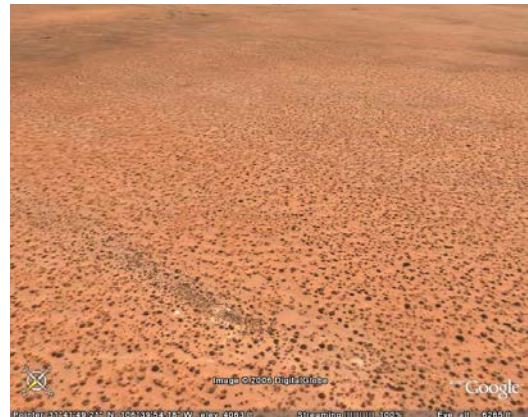
Tipos de desiertos

- hamada de Sudan: formado por grandes superficies rocosas. La acción eólica produce estructuras poco corrientes, como los arcos naturales y las rocas en seta.



- Regs: son piedras o gravas transportadas por el viento, erosionadas de las hamadas. Estas piedras son erosionadas por el viento que es lleva

los granos de arena más finos, quedando en el lugar las piedras más grandes



- Ergs: son extensiones de arena transportadas desde los regs. Se forman dunas que varían de tamaño, desde las más pequeñas (ripples) a las más grandes (draas), pasando por las intermedias (nebkha).



Erosión eólica

La erosión eólica se realiza por tres mecanismos:

- Deflación: consiste en un arranque y vaciado de material no consolidado, por acción del viento que excava, levanta todos los materiales excepto aquellos

que debido a su enorme tamaño son imposible de transportar mediante la acción del viento.

- El material transportado por el viento se proyecta con la roca, erosionando la roca dando lugar a formaciones características de este clima, como alvéolos, acanaladuras, estrías o rocas fungiformes.

- Atricción: es el desgaste de los clastos transportados por roce entre ellos

Transporte eólico

El transporte de material realizado por la acción eólica esta determinado por el tamaño y la forma de las partículas, también depende de la velocidad del viento que transporta el material.

Los tipos de transporte eólico son:

- Deslizamiento y rodadura sobre el substrato o lecho: es un movimiento similar a una reptación, ocasionado por vientos de gran intensidad. El tamaño de las partículas que transporta oscila entre 2 y 1 milímetros.

- Saltación: las partículas se desplazan por impulsos en los que se elevan, se desplazan y vuelven a caer. El tamaño de las partículas esta comprendido entre 1 y 0.5 milímetros.

- Suspensión: el material es soportado por el viento de manera continua, las distancias que pueden llegar a recorrer mediante este transporte es de varios

kilómetros. El tamaño del grano es inferior a 0.2 milímetros

Sedimentación eólica

Las partículas transportadas por el viento caen cuando la efectividad del medio de transporte disminuye. Normalmente, esta disminución esta motivada por la presencia de un obstáculo que hace decrecer su velocidad, o bien por una sobrecarga de los materiales transportados.

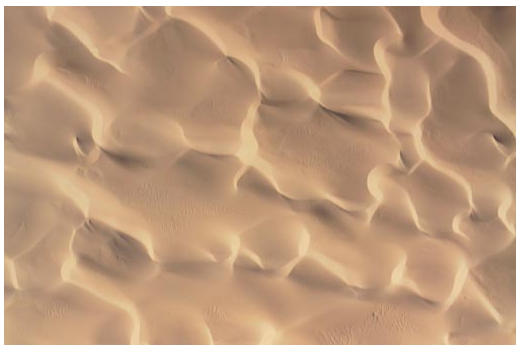
Los depósitos producidos por la acción del viento pueden ser de dos tipos: depósitos de arena y depósitos de polvo.

En los depósitos de arena el transporte se realiza por saltación. Las formas características de este efecto son las rizaduras producidas en las arena, debidas al ángulo de incidencia con que la arena transportada golpea el suelo.

Cuando la fuente de alimentación es insuficiente, se pueden producir diversos tipos de acumulaciones de arena, estando condicionadas por la constancia en la dirección del viento y la profundidad de la capa freática, influyendo en la cementación de la arena.

La formación del loess ocurre por el transporte de material de erosión acumulado por el viento. Estos depósitos no están estratificados, sino solo amontonados formando grandes montones de arena. Los materiales que son frecuente encontrar entre los loess cuarzo, feldespatos y calcita, llegándose a encontrar incluso restos orgánicos.

Las dunas se forman a partir de un obstáculo que se encuentra el aire cuando arrastra los sedimentos y le obliga a sedimentar, cuando la capa de arena dejada es más grande que el obstáculo la arena empieza a desbordarse comenzando su movimiento.



Hay diferentes tipos de dunas, dependiendo de la dirección del viento dominante.

-dunas transversales: las más conocidas son las "barján" o con forma de media luna. Su formación se debe a que la dirección del viento dominante es en una sola dirección, sus crestas indican la dirección del viento. Cuando el viento

dominante sea muy fuerte, en una sola dirección y no se lleve materiales, provocara un arrastre en la duna de la parte central formándose a lo largo de estos campos de dunas unos pasillos o corredores denominados gassi. Estas dunas son bastante estables. Si el viento tiene una segunda corriente de aire, aparte de la principal se formara las dunas en S o sif.

- Dunas longitudinales: se producen cuando el viento sopla a velocidades superiores a los 40 km/h, la fuente de alimentación es grande y el suelo esta formado por arena suelta.



- Dunas irregulares: se presentan cuando la dirección del viento es muy cambiante o tiene vegetación en la duna que le hace crecer irregularmente
Draas su formación se debe a la unión o coalescencia de varias dunas. Tiene forma redondeada y no presenta ninguna

orientación.



Piedemontes áridos

Los piedemontes áridos son suaves rampas que enlazan la montaña con la llanura y los abanicos aluviales, depósitos acumulados en la embocadura de los uadi o las ramblas en su salida de la zona montañosa.

El límite superior de los glacis y pedimentos suele ser neto, deslizando claramente el área montañosa de la rampa que definen mediante una inflexión o brusco cambio de pendiente en el perfil de la ladera, denominado knick. Los glacis o pedimentos pueden ser: desnudos o erosivos, cuando la roca sustrato aflora directamente en su superficie; de cobertera si poseen sobre ella depósitos detríticos dispersos; y de acumulación cuando estos depósitos son

continuos y cubren con un cierto espesor toda su superficie.

Los abanicos aluviales son depósitos detríticos de forma cónica. La forma de los abanicos aluviales depende de la localización concreta de ese punto de salida del drenaje montañoso. Están constituidos por varias unidades elementales complejamente solapadas como consecuencia de las modificaciones de los vértices de erosión.

Riesgos asociados al modelado desértico.

Debido al desplazamiento de las dunas puede resultar un peligro para los poblados puesto que una duna te lo puede sepultar entero. Algunas precauciones tomadas son como plantar vegetación que pueda habitar en la arena del desierto para que sujete la arena o también se pueden construir diques para romper el viento o echar aceites minerales en las paredes de las dunas para su sujeción



Laguna salada de Bujaraloz.

5.7-MODELADO LITORAL

La acción morfológica del mar sobre el territorio con el que limita, la costa, puede considerarse como azonal ya que el control ejercido por el clima sobre los procesos litorales es de escasa significación.

7.1- Agentes del modelado litoral.

Mareas.

Las mareas son variaciones periódicas del nivel de mar acusadas por la fuerza de atracción de la luna y el sol. Debido a su menor distancia la atracción lunar es mayor que la atracción solar. En las mareas hay un estado máximo llamado pleamar y un mínimo llamado bajamar. Cuando el sol se encuentra en línea recta con la tierra y la luna, su acción se suma a la de esta última y se producen las mareas vivas de máxima amplitud, mientras que si los dos astros se hallan en ángulo recto respecto a la tierra, sus efectos se contrarrestan y se forman unas mareas de escasa amplitud llamadas mareas muertas.

Las mareas tienen gran influencia en la capacidad de erosión de las olas, pues los cambios periódicos del nivel del mar aumentan el campo de actuación del oleaje. En las regiones en que existe una gran amplitud, se ve más afectada por la erosión de las olas.

Oleaje.

Las olas son movimientos ondulatorios de la superficie marina provocados por la fricción del viento, éste transmite energía al agua cuyas partículas superficiales describen un movimiento aproximadamente circular. La masa de agua no se desplaza ya que cada partícula vuelve a su punto de partida al término de cada oscilación.

Cada partícula de agua sufre la acción de la situada encima, con lo que el movimiento se va transmitiendo hasta una cierta profundidad llamada nivel de base del oleaje. Cuando este nivel de base llega a tocar el fondo en las proximidades de la costa el movimiento cíclico queda frenado por él con lo que la cresta avanza más deprisa hasta desplomarse, la ola rompe y su movimiento ondulatorio se transforma en traslación hacia el continente, con socavación del fondo y transporte de sedimentos.

Corrientes marinas

Consisten en el movimiento de agua en sentido horizontal producido por el ascenso y descenso regular de las mareas. Las causas de las corrientes son variadas: la acción de los vientos, diferencias de temperatura, o diferencia de salinidad en las distintas zonas del océano. La corriente de marea es la

principal responsable del transporte de sedimentos en las plataformas continentales, estuarios y costas poco profundas. Además de ello están las corrientes de deriva que discurren paralelas a la línea de costa desde los promontorios, donde la concentración de olas y rompientes elevan el nivel del agua hacia el fondo de las bahías y ensenadas. Por ello, la refracción del oleaje provoca la erosión de los salientes y el relleno por sedimentos arrastrados por las corrientes de deriva en los entrantes.

7.2- MORFOLOGÍAS CAUSADAS POR LA EROSION MARINA

La erosión se produce por efecto del oleaje, que lanza las partículas del material arrastrado en las olas contra la costa erosionándola por efecto del choque. Las formas de erosión más características son:

-Acantilados: los acantilados están compuestos por rocas de acusada pendiente. En estas formaciones, el agua impacta contra la roca ejerciendo presiones muy considerables aunque de corta duración, capaces de arrancar y mover bloques rocosos de grandes dimensiones.

-Plataforma de abrasión: esta plataforma se localiza en la parte baja de

los acantilados. Esta plataforma debido a la erosión avanza hasta que la parte superior se queda sin apoyo por lo que se desplomara. En su base se formara una superficie más o menos plana denominada plataforma litoral, plataforma de abrasión o terraza, que generalmente puede observarse cuando baja la marea.

La plataforma litoral y el acantilado, son precisamente las formas erosivas más características en el medio litoral, su consecuencia es el retroceso del acantilado.

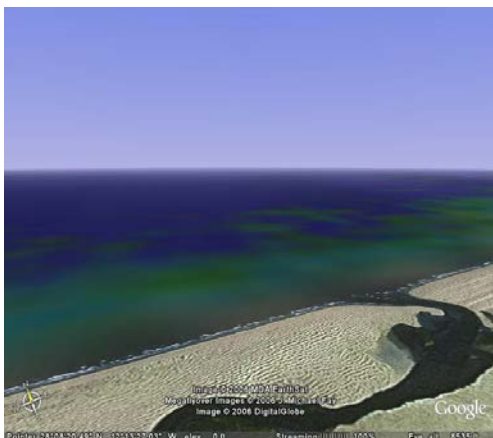
7.3- MORFOLOGIAS CAUSADAS POR EL TRANSPORTE LITORAL Y SEDIMENTACIÓN LITORAL.

El producto de la acumulación de los depósitos costeros genera formas de relieve llamados de acumulación. Las más significativas son las playas, flechas o barreras litorales, dunas costeras y zonas intermareales. Otras formas de relieve también son los tómbolos, deltas y albuferas.

Estos accidentes costeros se forman al ser arrastradas mediante las olas y corrientes, las arenas y sedimentos finos que aportan las ríos y las propias olas en su acción erosiva, y que posteriormente son depositados en otras zonas donde el

agua tiene menor actividad o se encuentra en calma.

-Las playas: se forman en el interior de las bahías entre dos salientes rocosos o en aquellos sectores del litoral donde las olas pierden fuerza. Los sedimentos que forman las playas están adosadas a la costa y pueden tener distintos tamaños en función de la velocidad del flujo del agua que los ha depositado. Van desde la arena muy fina hasta los guijarros y su composición es una mezcla de todos los minerales arrastrados por la fuerza del mar.



-Flechas litorales: las flechas litorales es una lengua de tierra o arena que se forma en las costas rectilíneas con presencia de una bahía. Tiene lugar allí donde la costa cambia bruscamente de dirección, donde como ocurre por ejemplo en los estuarios. La deriva de las olas transporta y deposita los materiales desde aguas poco profundas

hasta las profundas, prolongando la línea de la costa, que finalmente termina emergiendo a la superficie del mar. La disposición normal de las flechas es paralela a la costa, y frecuentemente se curvan mostrando la parte convexa en dirección al mar. Si las flechas se inician en partes opuestas de la bahía y continúan hasta tocarse. Se forman entonces una flecha continua de arena llamada restinga o cordón litoral.

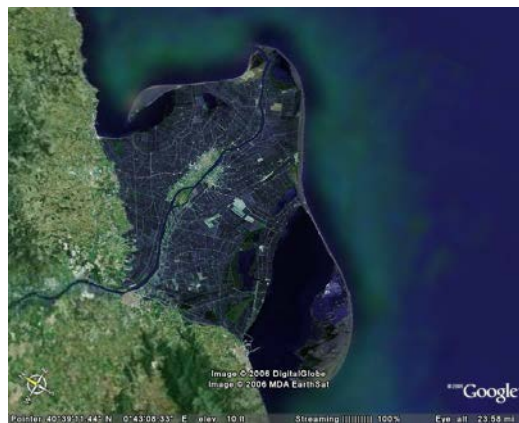


-Las dunas costeras: las dunas costeras son montículos de arenas movedizas, que se desplazan por el viento formando series paralelas de montículos. El avance de las partículas se realiza mediante el proceso de saltación. Si en el trayecto del viento aparece algún obstáculo disminuirá la velocidad, momento en que la arena transportada por el viento cae depositada en pequeños montículos. Todas las playas arenosas vírgenes presentan dunas en mayor o menor medida.

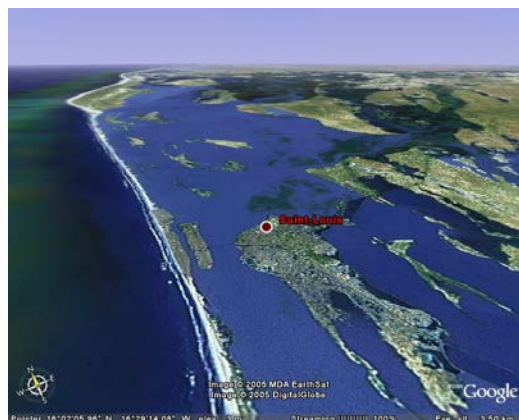


-Tómbolos: los tómbolos son simples flechas litorales o barras que unen dos islas, o una isla con tierra firme. Se forman cuando la deriva del oleaje o corrientes de marea depositan los materiales uniendo dos islas o tierra firme con una isla. Ejemplo de Tómbolo es el Peñón de Gibraltar, en Cádiz.

-Deltas: los deltas son acumulaciones de sedimentos fluviales que se prolongan sobre la plataforma continental. Se llama así a la desembocadura de un río en la que los aluviones se acumulan en un lugar donde contactan con el mar, para formar un avance de la tierra sobre él. Cuando la materia acumulada sobrepasa la tasa de evacuación se bloquea la desembocadura, formándose difluentes o cursos de baja resistencia por donde discurrir el agua. La mayoría de ellos se sitúan en mares con ausencia de mareas.



-Albuferas: las albuferas se constituyen cuando una bahía queda convertida en un lago, al ser cerrada su unión con el resto del mar por un cordón litoral. Con el paso del tiempo desaparecerá debido a la sedimentación.



7.4- IMPACTO HUMANO EN EL LITORAL.

Los impactos por el ser humano se deben a la gran masificación en la construcción de apartamentos para el turismo. Estos edificios pueden cambiar la dirección de los vientos, provocando el cambio de las zonas de erosión, transporte y sedimentación del mar, con

la consecuencia que en sitios donde antes sedimentaba, en las actuales playas, esta erosionando llevándose la arena teniendo que poner arena artificial para el disfrute del turismo. Esta arena puede provenir del fondo del mar, al extraéla se destruyen la zona de desove de muchos peces marinos.



5.8- MODELADO KÁRSTICO.

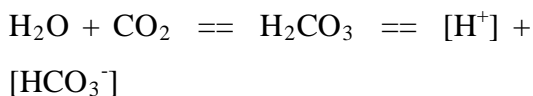
El Karst es un relieve característico de las zonas con abundancia de calizas, en las cuales, si el clima de épocas anteriores ha sido propicio, se produce su disolución.



De este modo se crea un enmarañado de galerías. Este tipo de relieve recibe su nombre de la primera zona en la que fue estudiado, la altiplanicie de Karst (Istria, Yugoslavia)

8.1- El proceso kárstico.

Las galerías y oquedades son formadas por el ión HCO_3^- , encargado de disolver las calizas, formado a partir del siguiente conjunto de reacciones:



El carbonato cálcico (CaCO_3) contenido en las calizas no es demasiado soluble, pero al reaccionar con el HCO_3^- forma hidrógeno carbonato de calcio ($\text{Ca}(\text{H}_2\text{CO}_3)_2$), cuya solubilidad si es elevada. Así pues la disolución se

produce a merced del agua que penetra por las fracturas de las rocas disolviéndolas. Con el tiempo se van ensanchando y llega a producirse la total disolución de la masa rocosa que había entre las grietas hasta originar la formación de grandes cavernas y huecos, que junto con la ausencia de circulación de las aguas superficiales (a causa de la gran infiltración que se produce en estas regiones), son los dos hechos más relevantes de este tipo de modelado.

En el interior de las cavernas formadas por el Karst se produce un incesante goteo de agua cargada de hidrógeno carbonato de calcio. En el interior de la cueva la reacción se desplaza hacia la derecha invirtiéndose, debido a la cesión de dióxido de carbono por parte del aire.



Esta continua caída de agua cargada con carbonato cálcico en disolución ha formado en las cuevas de origen kárstico llamativas estructuras.

8.2- Morfologías endokársticas.

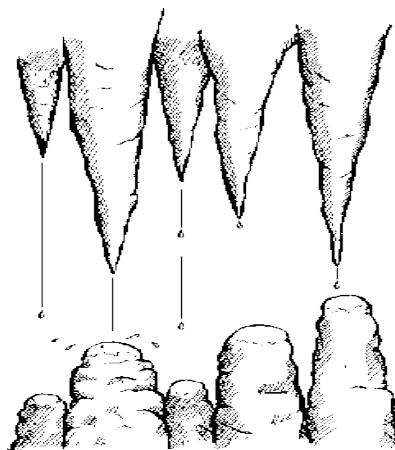
Por el interior de las cuevas y de las fracturas intercomunicadas puede circular el agua, llevando a cabo una disolución aun mayor, y creando una caótica red de canales (redes anárquicas), algunas de las cuales son incluso lo suficientemente profundas como para permitir la navegación. El caudal de la red depende de la cantidad de agua que se infiltre durante las precipitaciones y las pérdidas que puedan tener los escasos ríos que circularan por esta zona.

Las oscilaciones pluviométricas son las que provocan mayores variaciones entre los canales subterráneos. El lugar donde el agua vuelve a la superficie es denominado resurgencia. Dicha agua puede proceder de la infiltración de agua de la lluvia, o incluso de un río entero. Aun así, como ya se ha dicho anteriormente, los ríos que atraviesan estas regiones son escasos y siempre son alóctonos (es decir, nacen en otra región) Cuando uno de estos ríos penetra en una formación kárstica crea un cañón de paredes muy verticales (pues no hay afluentes), hasta que detiene su erosión debido a una capa impermeable.

- **Estalactitas:** Son estructuras cónicas que cuelgan del techo hacia abajo y crecen descendiendo hacia el suelo.

Parecidos a "chupones" de hielo, pero constituidos por caliza fundamentalmente.

- **Estalagmitas:** Iguales que las anteriores, sólo que éstas tienen situada su base en el suelo, y crecen hacia arriba.



- **Columnas:** Si las dos estructuras anteriores se dan una debajo de la otra se acabarán uniendo, formando una columna. Estas estructuras pueden llegar a alcanzar diámetros considerables, si se les proporciona el tiempo necesario.

- **Cortinas:** Estructuras formadas debido a una fractura en el techo de una cueva, a lo largo de la cual gotea agua.

Si la caliza atacada por el agua suficiente cantidad de arcilla es posible que ésta, tras ser disuelta anteriormente, precipite en el fondo de una de las cuevas kársticas. Puede llegarse a la situación en la que el grosor de la arcilla haya aumentado lo suficiente como para conseguir una impermeabilización, en

cuyo caso se formara un lago subterráneo.

8.3- Morfologías exokársticas.

Lapiaz: Consiste en una serie de acanaladuras en la superficie de la roca que presentan en sección normalmente unas dimensiones reducidas (unos pocos centímetros), aunque se han descubierto algunas de varios metros de anchura. Son formadas por las aguas de arroyada. Los lapiaces pueden estar recubiertos de suelo en los que se forma una vegetación discontinua.

Dolinas: Son depresiones cerradas de contornos más o menos sinuosos, limitadas por paredes escarpadas y con perfil transversal en forma de "olla". Las dimensiones de su superficie oscilan desde unos pocos metros de radio o profundidad, hasta varios kilómetros de diámetro y hasta doscientos metros de desnivel. Su superficie esta recubierta de tierra apta para el cultivo. Su formación se debe a que la continua disolución a la que esta sometido el karst hace que, cuando la estructura se ha debilitado lo suficiente, se colapse por su propio peso y se derrumben las cuevas interiores, produciendo una depresión observable en la superficie. Si son muy grandes a las dolinas se las denomina "uvalas".



Poljes: En yugoslavo significa "llanura". Son grandes extensiones de varios kilómetros de largo y ancho. Su superficie es muy apta para el cultivo y su alto nivel freático lo hace un lugar ideal para excavar pozos, por lo que son lugares excelentes para el asentamiento humano. Los ríos que circulan por ellas pueden hundirse por conductos subterráneos, cuya entrada se denomina "ponors". Puede llegar el caso que el nivel freático suba tanto que ascienda por encima del nivel del suelo, en cuyo caso estos hundimientos actúan como lagos. Estas formas se producen debido a depresiones tectónicas, fosas de hundimiento o depresiones sinclinales.

8.4- Modificaciones del Karst según el clima:

Como indicadores generales cabe decir que el agua fría disuelve mayor cantidad de CO_2 que el agua a mayor temperatura, pero, por otra parte el agua templada disuelve mejor el CaCO_3 por ser esta más efectiva en la

difusión del CO₂. Además la acidez del suelo es igualmente importante pues ayuda a conferir al agua unas características más o menos aptas para que se produzca la disolución. Como es lógico la karstificación es más efectiva en las zonas húmedas que secas y en aquellas cuya cubierta vegetal es relativamente delgada.

A continuación se ofrece una breve descripción sobre como varía el karst según el clima en el que se encuentre:

Clima Periglaciario: Debido a las bajas temperaturas la acción del agua se ve limitada a los tiempos del deshielo, puesto que el resto del tiempo se encuentra congelada. Aunque se trata de un agua muy agresiva por contener mucho CO₂ usualmente se trata de un karst poco desarrollado que se limita a las formas superficiales de detalle, como el lapiaz.

Clima Oceánico: En estos climas, fríos y húmedos, las formas interiores de las cuevas no están demasiado desarrolladas debido a que el CaCO₃ precipita rápidamente, por lo que las fisuras suelen estar cerradas y prácticamente no se forman estalagmitas o estalactitas.

Clima Mediterráneo: Los Karst mediterráneos que pueden observarse

con herederos de otras épocas en las que el clima fue más propicio. La actual arroyada ha arrasado con las formas vegetales, dejando un relieve de lapiales, dolinas y poljes tan sólo cubiertos por una capa de gravas. En estos climas los Karst más avanzados pertenecen a las zonas con mayores precipitaciones.

Clima Tropical: Aquí, puesto que la erosión litoral no es importante, el karst toma formas características. Existen dolinas con bordes quebrados y los poljes toman formas bien definidas debido a la rápida acción del agua.

Clima Desértico: A causa de la ausencia de lluvias no es posible el desarrollo del Karst en este clima. Los restos kársticos en los desiertos suelen ser indicios de una época pasada con un clima propicio, que actualmente se conserva como campos de piedras.

Modelado Aluvial: Forma típica cuando existe un río cercano y las calizas solubles están en profundidad. En estos casos el agua del río disolverá hasta dónde alcance el nivel freático, formando una red kárstica que no podrá ser apreciada desde la superficie.

5.9-MODELADO LITOLÓGICO Y ESTRUCTURAL.

Los agentes geológicos externos (lluvia, viento, ríos, etc) tienen cada uno una manera diferente de actuar originando al cabo del tiempo morfologías diferentes. Pero también existen otros factores propios del terreno que condicionan las morfologías resultantes. Por ejemplo la litología o tipo de roca, en especial su grado de compactación o de cohesión entre sus componentes minerales, y la estructura o posición con que aparecen las distintas masas rocosas y sus diferentes planos de discontinuidad como consecuencia de su ambiente sedimentario o de los esfuerzos tectónicos que han soportado.

Se puede distinguir entre dominios geomorfológicos climáticos, dominios litológicos y dominios estructurales, atendiendo a cuál de los tres factores principales ha determinado el modelado de una zona: el clima, la naturaleza de las rocas y la estructura de las rocas.

La resistencia a la erosión que presentan las rocas depende de varios factores:

-La cohesión o resistencia a disgregarse.

-La permeabilidad, es decir, la mayor o menor resistencia de una roca a permitir el paso de agua a través de ella.

-La alterabilidad o susceptibilidad de una roca a ser atacada por medios químicos.

-La forma de alteración. Hay rocas que al sufrir meteorización química dejan pocos residuos resistentes, y otras que originan muchos.

9.1- Morfologías de influencia estructural.

9.1.1- Rocas con estratificación horizontal.



Confluencia de los ríos Ebro, Cinca y Segre.

Si la estratificación de una zona es horizontal, y además existen alternancias de capas de diferente dureza, van a producirse fenómenos de erosión diferencial. Las rocas más blandas (arcillas, margas) retrocederán más rápidamente, y las capas de mayor dureza (calizas, areniscas) soportarán mejor la erosión, por lo que acabarán sobresaliendo en las laderas.

Mesas o muelas.

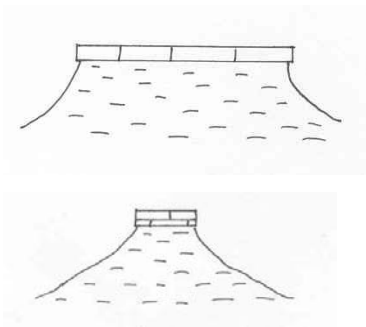


Muelas (Monzón)

Son elevaciones de techo plano y paredes muy verticales. Por lo general este relieve está culminado por un estrato duro menos afectado por la erosión que las laderas, donde se sitúan rocas de menor cohesión. Los estratos superiores van quedando desprovistos de base y acaban rompiéndose y causando desprendimientos. Con el paso del tiempo van reduciendo su extensión quedando convertidos en **cerros testigo**.



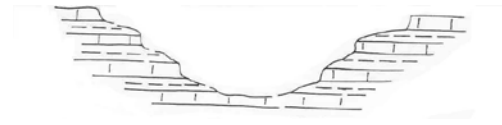
Relieve estructural (La Muela)



Graderíos.

Son relieves escalonados causados por la existencia de alguna capa dura en las laderas, y no sólo en el

techo. Si este relieve se repite a ambos lados de un cauce fluvial, se habla de valles en graderío.



9.1.2- Rocas con estratificación plegada.

Cuestas.

Son relieves asimétricos en el que la ladera de menor pendiente coincide con la superficie de un estrato duro, mientras que la ladera más abrupta corresponde a las rocas más blandas.



Cuestas (Sahara)

Si la inclinación o buzamiento de los estratos es muy alto, en vez de cuestas se habla de **hog-backs**.





Hog-backs (Albelda)

Crestas.

Son relieves diferenciales que se forman por la existencia de alternancias de capas duras y blandas con un buzamiento próximo a los noventa grados. Se reconocen en el paisaje como murallas naturales de roca.



Crestas estructurales. (Sahara)

Si la estructura del terreno está muy plegada encontramos:

- Relieves conformes: se dan cuando las crestas o anticlinales coinciden con las montañas y los surcos o sinclinales coinciden con los valles.



Autor: <http://paisajeyrelieve.blogspot.com.es/2013/06/estructura.html>

- Relieves invertidos: se produce cuando las montañas coinciden con los surcos o sinclinales.



Autor: <http://geomorfologia4.blogspot.com.es/2012/12/geomorfologia-estructural.html>

9.2-Morfologías de influencia litológica.

Paisajes calizos.

La fuerte cohesión entre los minerales que componen las calizas y su dureza, hacen que estas rocas sean muy resistentes a la erosión mecánica. Sin embargo también son rocas solubles (a través del fenómeno de la carbonatación) por lo que son muy sensibles a la meteorización química y a la disolución. Los ríos acaban excavando en ellas unos valles verticales llamados **cañones** o **gargantas**.

Cuando una región caliza es masivamente afectada por la acción disolvente de las aguas, da lugar a un relieve característico denominado **Karst** del que ya hemos hablado. La karstificación se ve favorecida por la existencia de climas frescos y húmedos, así como de relieves planos preexistentes y suelos con abundante actividad biológica.

Entre las formas kársticas superficiales destacan los **lapiaces**, pequeños valles en miniatura y acanaladuras de hasta varios centímetros de profundidad, que se forman por la acción de las aguas de arroyada cargadas de dióxido de carbono. También pueden contemplarse **dolinas**, depresiones cerradas de contornos más o

menos circulares, y limitados por paredes rocosas escarpadas y con un perfil en forma de embudo. Se forman por el colapso del techo de alguna galería subterránea.

Entre las formas kársticas subterráneas destacan las **cavernas** que van minando el subsuelo hasta provocar simas y dolinas por hundimiento de sus bóvedas. La reacción de la disolución del carbonato cálcico es reversible, por lo que a veces puede precipitar de nuevo formando **estalactitas**, **estalagmitas** y **columnas kársticas**.

Paisajes graníticos.

Si en una región granítica no existen discontinuidades de origen tectónico, el relieve estará determinado por los agentes propios del clima, y el modelado evolucionará hacia el fluvial, el glaciar, etc. Pero con frecuencia, las masas graníticas suelen verse afectadas por diaclasas de descompresión, que dividen los antiguos batolitos en bloques limitados por familias de grietas paralelas. El agua circula entonces por ellas, alterando a la roca químicamente, y ensanchándolas por la acción de cuña del hielo (crioclastia). Los bloques se irán separando y los vértices y aristas se irán redondeando, hasta que acaben por caer al pie de los relieves. Este relieve característico se denomina berrocal.

Antes de caer los bloques, pueden quedar formando una acumulación inestable de bolos esféricos llamados "piedras caballeras"

Paisajes volcánicos.

Una vez que la actividad magmática ha cesado, el paisaje volcánico está constituido por conos y coladas entre los que todavía puede haber actividad hidrotermal. Los relieves cónicos serán rápidamente desmantelados abriéndose abanicos aluviales que progresarán rápidamente, ya que las acumulaciones de piroclastos forman capas porosas y deleznable. En este estadio el paisaje se denomina Planeze. Por último, cuando los conos hayan sido arrasados por completo, sólo resistirán los rellenos de las antiguas chimeneas volcánicas: los pitones volcánicos.

En los paisajes volcánicos también aparecen otros hechos destacables como la existencia de coladas ocupando antiguos lechos fluviales, el desvío de ríos por la formación de diques naturales, etc



Planeze volcánica.

ANEXO: EL CICLO HIDROLÓGICO

https://es.wikipedia.org/wiki/Ciclo_hidrol%C3%B3gico