

Tema 16. El modelado fluvial, costero y glaciar. Las aguas subterráneas. Los impactos en las costas.

2º ESO. Bloque II.
4º ESO. Bloque I: Modelado litora.
2º Bach. Ciencias de la Tierra y del medio ambiente. Bloque II: Los sistemas terrestres.
2º Bach. Optativa de Geología. Bloque: Los procesos geológicos

SUMARIO

16.1. SISTEMA FLUVIAL Y DE VERTIENTES

16.1.1. Sistema fluvial

16.1.1.1. Hidrodinámica.

16.1.1.2. Clasificación de los canales

16.1.1.3. Red fluvial.

16.1.1.4. Procesos fluviales: erosión, transporte y sedimentación

16.1.1.5. Principales formas y depósitos de un río

16.1.1.6. Abanicos aluviales

16.2. Las aguas subterráneas:

16.2.1. Ley de Darcy. Circulación subterránea del agua:

16.2.2. Acuíferos, pozos y surgencias:

16.2.3. Explotación de las aguas subterráneas (OPCIONAL)

16.3. Modelado costero

16.3.1. Erosión marina:

16.3.2. Los fenómenos litorales de transporte y depósito.

16.3.3. Tipos de costas y su evolución:

16.4. Modelado glaciar

16.4.1. Formación de un glaciar. Clases de glaciares:

16.4.2. Acción geológica de los glaciares:

16.4.3. (OPCIONAL) Modelado periglaciar. Lagos de origen glaciar. (Ver tema 13)

16.5. Los impactos en las costas.

16.1. SISTEMA FLUVIAL Y DE VERTIENTES

16.1.1. Sistema fluvial

Una gran parte del agua de lluvia que cae sobre la superficie terrestre se concentra en flujos o corrientes que circulan canalizadas en los ríos.

16.1.1.1. Hidrodinámica.

- a) **Forma del canal.** El “canal” de un río es la zona del cauce por la que circula normalmente la corriente. El término “cauce” hace referencia a una zona más amplia que comprende tanto el conducto habitual del río como la zona potencialmente inundable.
- b) **Caudal.** Es la cantidad de agua que fluye a través de la sección transversal de un cauce en un periodo de tiempo determinado. Se suele expresar en m³/segundo.

$$Q = A \cdot v; v = \frac{V}{t}$$

A = superficie de la sección hidráulica; v = velocidad media; V = volumen; t = tiempo.

Esta fórmula sólo se aplica en flujos laminares. Cuando el flujo es turbulento hay que acudir a otras fórmulas.

El caudal es un término aproximadamente igual a “descarga”. La descarga de una cuenca es muy variable en el tiempo, ya que es el resultado de contribuciones de agua a través de varios conductos. La representación gráfica de esa variabilidad es el hidrograma. Hay dos tipos de hidrogramas: de aforo y de caudal.

- c) **Velocidad.** La velocidad de flujo o corriente en su superficie es máxima en el centro del canal y, a su vez, va aumentando desde el lecho hasta la superficie. La velocidad de un río viene determinada por tres factores.
- **Pendiente:** A mayor pendiente, mayor velocidad.
 - **Profundidad.** Partiendo de una misma pendiente, una corriente profunda circula más rápidamente que una poco profunda, ya que la corriente profunda pierde una parte menor de su energía cinética total por fricción con el lecho del río.
 - **Naturaleza del fondo del canal.** Los canales que presentan un fondo rugoso, es decir, gran cantidad de cantos y bloques, ofrecen una mayor resistencia al flujo que los canales que, por el contrario, tienen el fondo del canal tapizado con material arcilloso o rocas pulidas.

16.1.1.2. Clasificación de los canales

Según su morfología, los canales se dividen en: rectos, meandriformes, braided y anastomosados., siendo los parámetros utilizados en la determinación de dicha morfología la sinuosidad del canal, el nº de canales, el gradiente del cauce, la relación entre la anchura y la profundidad del canal. La morfología del canal está en estrecha relación con el tipo de carga que transporta.

- a) **Sistema de canales rectilíneos.** Presentan un único canal y baja sinuosidad (S < 1'5). Suelen ser corrientes de alta energía y, por lo tanto, alta capacidad para el arranque y arrastre de material. Transportan cargas en suspensión (proporción mínima), de fondo y mixta.
- b) **Sistema de canales braided.** Son corrientes fluviales de múltiples canales separados por barras fluviales de baja sinuosidad (S < 1'5). Se caracterizan por la movilidad de sus canales, aunque en época de crecida la corriente puede ocupar todo el valle, formando un único canal y desapareciendo las barras. Puede haber braided de grava y braided de arena.
- **Braided de gravas:** Las gravas constituyen la carga de fondo dominante y las arenas la carga en suspensión. Las formas de sedimentación características son las barras de gravas, alrededor de las cuales circula el agua. Las barras se forman al disminuir la energía de la corriente que permite el depósito de los cantos.
 - **Braided de arena.** Se suelen formar aguas abajo del sistema anterior. Las arenas constituyen la litología más grosera, que es transportada como carga de fondo, y las arcillas, aunque en una proporción muy

pequeña, como carga de suspensión. La sedimentación más característica es la producida en los canales y la formación de llanuras aluviales arenosas.

- c) **Sistemas de canales meandriformes.** Son cursos de agua de canal único móvil y de alta sinuosidad ($S > 1'5$). El canal sólo ocupa una parte de la llanura aluvial, existiendo una clara diferencia entre el depósito de canal y el depósito de llanura de inundación. La sedimentación característica en estos sistemas son: los points bars (barras de meandro) y los depósitos de lag en la zona de canal y los diques naturales (leeves) y los lóbulos de derrama (crevasse) en la llanura de inundación. (Ver 1.1.5)

En las corrientes meandriformes existe un flujo secundario, perpendicular al flujo principal (flujo helicoidal), responsable de la erosión y sedimentación en los meandros que describe este tipo de río, de forma que en el lado externo del arco del meandro se produce la erosión de materiales que se depositan en el lado interno del mismo (points bars o barras de meandro).

Debido a este flujo, los canales meandriformes migran lateralmente, trasladando el arco del meandro debido a la erosión y sedimentación antes reseñada. Hay otros mecanismo que también producen el desplazamiento de parte de los canales y el abandono de fragmentos de éste (estrangulamiento o neck cut off y el acortamiento o chute cut off). El origen de ambos procesos es la recuperación por el río del trazado anterior a la evolución y migración de los meandros. El estrangulamiento es un proceso rápido tiene como resultado el abandono de un meandro que queda desconectado de la red principal, el acortamiento es un proceso más lento en el cual el río acorta su trayectoria, en el meandro, por un nuevo canal que irá adquiriendo mayor actividad hasta convertirse en el canal principal.

- d) **Sistemas de canales anastomosados.** Son corrientes fijas formadas por varios canales de alta sinuosidad ($S > 1'5$). También han sido definidos como láminas de agua separadas por barras emergentes. Son ríos de carácter estacional que transportan material de granulometría media (arenas y gravas).

16.1.1.3. Red fluvial.

O red de drenaje se la llama al conjunto de segmentos de cauces individuales que, interconectados, forman un sistema de corrientes de aguas.

El área limitada por divisoria de aguas y por la que circula la red fluvial que va a parar a un mismo río se denomina “cuenca hidrográfica”. Las cuencas pueden tener diferentes morfologías: elongadas, circulares, regulares, irregulares, etc.

La organización de la red de drenaje depende de varios factores como la litología, la pendiente, el tipo de suelo, su estado evolutivo, el clima, etc. Las más comunes son:

- **Dendrítica.** Formada por arroyos organizados de una forma jerárquica que convergen en la corriente principal. Se producen en litologías de tipo arcósico y en zonas de granitos alterados.
- **Paralela.** Los arroyos y la corriente principal circulan en la misma dirección. Se asocian a zonas de cuarcitas plegadas.
- **Dendrítica-regular.** Hay una dirección de flujo predominante que corresponde con las corrientes principales, perpendicularmente a ellas se desarrollan pequeños arroyos. Se produce en esquistos plegados.
- **Rectangular:** Los arroyos de orden jerárquico menor confluyen pero perpendicularmente a la corriente principal. En este caso, la red suele circular a favor de un sistema de fracturas y diaclasas, como, por ejemplo, en zonas de granitos fracturados.
- **Radial.** Los ríos comienzan a circular en todas las direcciones a partir de un punto elevado, como sería el caso de los conos volcánicos.
- **Anular.** Se produce en domos y diapiros.
- **Multicuencas.** Se dan en zonas de depósito till.
- **Irregular.** Son redes sin morfología definida.

16.1.1.4. Procesos fluviales: erosión, transporte y sedimentación

Los cursos fluviales son masas acuosas que se desplazan por gravedad sobre un cauce y que dependen de la viscosidad del fluido, del rozamiento con el lecho y de la carga de materiales transportados. El sistema fluvial transforma energía potencial en energía 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.

a) Erosión

- Hay varios tipos de erosión:
- Erosión producida por la acción del agua: Arranque, arrastre y desgaste de materiales, del fondo y de las paredes del cauce.
- Erosión química. La “corrosión” son procesos químicos que tienen lugar sobre los materiales que van por el lecho o el canal, por ejemplo, hidrólisis, hidratación, oxidación-reducción, etc.
- Erosión mecánica. Se produce por el choque entre partículas. Si se realiza sobre las paredes del cauce se denomina abrasión. Y si se produce entre la carga soportada se llama atricción.

b) Transporte

Los efectos y las características del transporte fluvial vienen definidas por la energía del agua y por su distribución.

La energía total (E) del agua es igual a la suma de la energía potencial y de la cinética, que depende de la altitud, pendiente y masa de agua.

$$E = \frac{V_0 \cdot g \cdot d \cdot h}{V_0 \cdot d \cdot g} + \frac{1}{2} \cdot \frac{V_0 \cdot d \cdot v^2}{V_0 \cdot d \cdot g} = E = h + \frac{v^2}{2g}$$

V_0 = Volumen de agua; g = gravedad, d = densidad del agua, h = profundidad del río, v = velocidad

Aunque hay distintos tipos de flujo, el de los ríos suele ser turbulento, haciendo posible que el río mantenga sedimentos en suspensión.

Se denomina “**carga**” al volumen de material transportado por la corriente. Esta carga se puede transportar de varias formas (disolución, suspensión y como carga de fondo).

La “**capacidad**” en un río se define como la máxima cantidad de sedimento de un determinado tamaño que puede transportar como carga de fondo. La capacidad aumenta con el aumento de velocidad y con el aumento de caudal.

La “**competencia**” de una corriente fluvial se expresa por el tamaño máximo de grano que un río puede arrastrar sobre su lecho (carga de fondo).

Los tipos de transporte son:

- **En disolución.** Así son transportados los iones derivados de la corrosión, otros iones atmosféricos y residuos orgánicos.
- **En suspensión.** La carga se desplaza por sustentación en el fluido, el tamaño del grano debe ser $< 0'064$ mm (limo, arcilla y coloides). La carga en suspensión puede medirse por muestreo a diferentes profundidades.

$$Q_s = \frac{(Q \cdot C_s)}{1000}$$

Q_s = caudal (m^3/s); Q = caudal de sedimentos en suspensión (Kg/s); C_s = concentración de sedimentos ($g/m^3 = ppm$).

- **Como carga de fondo.** Si el tamaño del grano es $> 0'064$ mm, la carga no se puede transportar de ninguna de las formas anteriores, son transportados por el fondo del lecho. Dentro de esta modalidad los hay de diverso tipo: rodadura (movimiento de rotación), arrastre (deslizamiento) y saltación. La carga de fondo presenta más dificultades en el muestreo que la carga en suspensión.

c) Sedimentación

- Por precipitación. Cuando se sobrepasa los límites del producto de solubilidad, es decir, cuando el fluido está sobresaturado y ya no es capaz ni de soportar ni de transportar material, la carga se precipita sobre el fondo del canal.
- Por decantación. Se produce una pérdida de velocidad de la corriente en zonas de remansos, estancamientos, etc. Al disminuir la velocidad, disminuye también 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 las fuerzas de empuje y arrastre, reduce la capacidad de transporte de la corriente, la cual abandona la carga de fondo que transporta.

16.1.1.5. Principales formas y depósitos de un río

a) Formas de erosión

La incisión fluvial es la principal forma de erosión. En las zonas de cabecera, donde el río presenta un bajo grado de evolución, forma gargantas y barrancos. En el tramo medio las formas más comunes son los valles en artesa con aterramientos. Ya en las zonas bajas de los ríos las formas de agradación predominan sobre las de degradación.

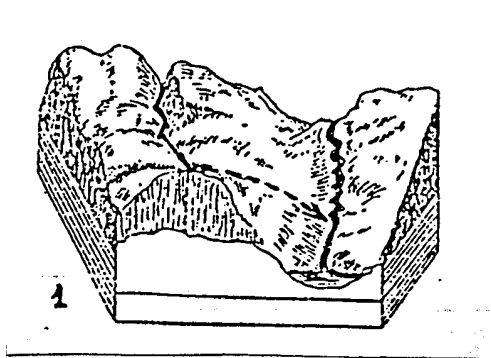
El **perfil longitudinal** de un río es el dibujo a escala de un río, después de “estirar los meandros, en él podemos ver las pendientes de cada tramo¹. En realidad se trata de una curva complicada en la que no es siempre posible distinguir los tres tramos (alto, medio y bajo). A lo largo del curso fluvial se producen sucesivas situaciones de erosión y de sedimentación, el resultado final es la atenuación de los resaltes y de las irregularidades del cauce, cuyo perfil longitudinal tiende a ser el **perfil de equilibrio**. Este modelo sólo es válido para los climas templados.

Este perfil de equilibrio es más un concepto teórico que real, se podrá definir como perfil a lo largo del cual el río emplea. Toda su energía en vencer el rozamiento sin producir erosión ni sedimentación. Aunque todos los ríos tienden a suavizar su perfil longitudinal, existen otros factores o procesos geológicos, independientes de la dinámica fluvial, que actúan contra la acción niveladora de los ríos, modificando su perfil longitudinal.

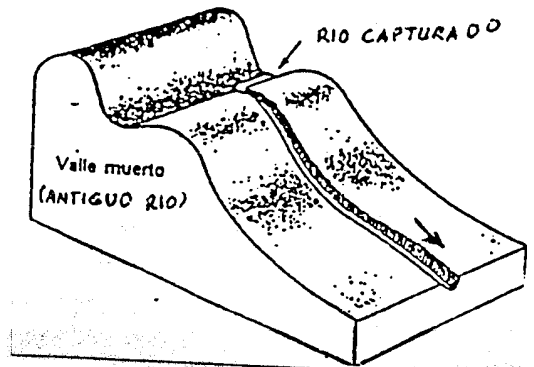
Las mayores pendientes se localizan en la cabecera, en tanto que la desembocadura es tangente al nivel de base. El perfil no sólo depende del caudal y de la pendiente, sino de las unidades morfoestructurales y litológicas.

Nivel de base. Es el punto más bajo del perfil longitudinal (desembocadura). Los ríos que desembocan en el mar tienen un nivel de base más estable que los que no lo hacen. Cualquier variación de nivel de base induce a la variación del perfil de equilibrio, si desciende origina una **erosión remontante** de incidencia restringida a fenómenos locales. El resultado final, tanto el ascenso como el descenso, depende del caudal, como ha quedado claro con el estudio de las terrazas fluviales del cuaternario.

Capturas. Se producen como consecuencia de la erosión remontante, la cabecera retrocede y alcanza la línea divisoria de aguas y, el río, captura el caudal de otro río que discurra por la ladera opuesta. La captura también se puede producir por derrame, cuando el caudal de un río rebasa una de sus riberas (por acumulación de materiales en su lecho), y vierte el caudal a un lecho que vierte a un nivel inferior.



Captura por derrame



Captura por erosión remontante

b) Depósitos de agradación

Se forman por acumulación de material. Se produce cuando hay pérdida de la capacidad de transporte o en la competencia del canal. Los principales tipos son:

- **Depósitos de desbordamiento.** Suceden cuando se depositan materiales fuera del canal cuando la corriente de agua lo abandona. Se distinguen los siguientes tipos
 - Llanuras de inundación.** Son las franjas potencialmente inundables situadas a ambos lados del canal y que pueden ser removilizadas por éste.
 - Diques o levees.** Son depósitos marginales y puntuales en la llanura de inundación. Se trata de facies finas arenosas.

¹ En ordenadas se representa la altura en metros y en abscisas la longitud en kilómetros.

Crevasse-splay. Son depósitos marginales por rotura del canal y que tienen una morfología de cono o abanico.

- **Depósitos de canal.** La deposición de materiales se produce dentro de los límites del canal fluvial. Hay de varios tipos:

Lag. Son los cantos y bloques que se depositan en el fondo del canal.

Barras fluviales. Se forman por acreción en el centro o en los márgenes del canal activo. Están constituidos por gravas o por arenas.

Barras de meandro. Depósitos de acreción semilunares situados en la cara interna de los meandros.

Relleno de canal. Resultan de la colmatación del canal o cauce. Se producen cuando el río abandona el canal.

- **Terrazas fluviales.** Son superficies más o menos planas que no están relacionadas con el cauce actual. Representan depósitos fluviales abandonados en los que el río se va encajando progresivamente. Las terrazas pueden ser simétricas, asimétricas y colgadas.

Terrazas fluviales.

Se producen cuando el río ahonda su lecho, a ambos lados su antiguo lecho queda elevado, dividido en dos zonas planas separadas ambas por un talud. Se barajan varias hipótesis para explicar la formación de las terrazas:

1. **Hipótesis eustática.** Al descender el nivel de base el río se encaja y al elevarse se produce sedimentación. Esto queda restringido al curso bajo.
2. **Hipótesis orogénica.** Se producirían por la elevación provocada por procesos endógenos; no explica el origen de otras muchas terrazas.
3. **Hipótesis de los cambios climáticos.** Las terrazas se producirían por la alternancia de fases de biostasias y de rexistias, en estas últimas se depositarían los aluviones.

En cualquiera de los casos los ríos renuevan su capacidad erosiva; la erosión comienza su reactivación en el tramo bajo del río que, debido al cambio de condiciones ocurrido, es el que presenta ahora mayor pendiente; a medida que transcurre el tiempo el frente erosivo se desplaza a los tramos medio y alto por erosión remontante, quedando excavado un nuevo valle en el fondo del valle del periodo anterior; pueden formarse así gargantas y meandros encajados.

Alternancia de periodos de excavación y de sedimentación pueden originar una serie de **terrazas aluviales escalonadas**; esto ha ocurrido en los cursos bajos de los grandes ríos durante el Cuaternario, debido a la alternancia de periodos interglaciares y glaciares; durante los periodos glaciares, descendió el nivel del mar (entre 50 y 100 m), excavando los ríos sus valles dentro de la llanura aluvial existentes; durante los periodos interglaciares, el ascenso del nivel del mar determinó la formación de una nueva llanura aluvial en el fondo del nuevo valle.

En unos casos el río se encaja en sus propios sedimentos (terrazas aluviales), otras veces afloran las rocas (**terrazas rocosas**). Es frecuente que haya terrazas encajadas unas dentro de otras (**relieves policíclicos**). Cuando el encajamiento del río corta todo el espesor de su aluvión y el estrato rocoso subyacente se forman las terrazas escalonadas, si no sobrepasa todo el espesor son terrazas encajadas.



La mayoría de los ríos de las zonas templadas presentan cuatro terrazas situadas entre los 0 y 100 m. sobre la llanura de inundación. Su formación se atribuye a los últimos períodos glaciares que produjeron notables fluctuaciones en el régimen de precipitaciones y, por tanto, en el nivel de los ríos. En la etapa glaciár predomina la erosión por el aumento del caudal y en la interglaciár la de depósito de las arrastres de los materiales de las morrenas glaciares.

16.1.1.6. Abanicos aluviales

Son depósitos con forma de cono o abanico que tienen su origen en una corriente fluvial encauzada procedente de zonas elevadas (zonas de montaña), y que pierden la mayor parte de la capacidad de transporte al llegar a una zona llana, sedimentando los materiales que transporta. Las dimensiones de un abanico pueden variar desde algunos metros hasta bastantes kilómetros, siendo proporcional a la cuenca de drenaje. Se dan en todo tipo de climas: áridos y subáridos, húmedos, periglaciares, etc.

Para que se produzca este tipo de depósitos es preciso un brusco cambio del relieve (macizo montañoso y cuenca sedimentaria) y un material que transportar. Los cambios bruscos de pendiente suelen estar definidos por un escarpe de falla y el material que transportan dependen del área madre.

Las corrientes fluviales que fluyen por las laderas del macizo montañoso son rectilíneas, encajadas y jerarquizadas, cuando llegan a la zona de depósito pierden velocidad y se convierten en una red de canales múltiples y dispersos.

Los sedimentos más groseros se localizan en la “zona de cabecera”, donde predomina el transporte masivo (debris flow). En la zona central (zona de cuerpo) del abanico, el tamaño del material sedimentado es menor y la red de drenaje evoluciona a sistemas braided y anastomosados. En la “zona de pie” del abanico se depositan los materiales más finos. El perfil longitudinal de un abanico es cóncavo y el transversal es convexo.

16.2. Las aguas subterráneas:

Parte del agua caída por la lluvia puede penetrar en el suelo, si la permeabilidad de las rocas es apta para ello, y acumularse en zonas más o menos profundas. Representan el 0'6 % de la hidrosfera. Otras aguas contenidas bajo la superficie de la Tierra tienen otro origen y reciben nombres distintos; así, **agua juvenil o virgen** a aquellas de procedencia magmática, que puede llegar a la superficie formando fuentes termales y geysers (aunque durante su ascenso se mezcla con agua subterránea de origen meteórico); se llama **agua congénita** a la que queda retenida en los poros de los sedimentos, que es expelida hacia la superficie a medida que éstos se compactan y durante el metamorfismo.

En general, las cuencas hidrográficas subterráneas no coinciden con las superficiales, por lo que la investigación de acuíferos requiere estudios geológicos regionales (litología, estructura, permeabilidad, etc.). Con los datos se realizan mapas, en los que se indican localización, caudal, calidad del agua y profundidad del nivel hidrostático.

Las aguas subterráneas en general están libres de bacterias, debido a la filtración que sufren al atravesar las rocas o los sedimentos, siempre que se hallen en zonas no habitadas.

En función de su capacidad para contener y transmitir agua, se distinguen distintos tipos de formaciones geológicas:

- **Acuicluido:** Formación geológica que contiene agua, incluso hasta la saturación, pero que no la transmite y, por tanto, no es explotable. Esto ocurre con los limos y arcillas.

- Acuitardo: Formación geológica que contiene una importante cantidad de agua, pero que la transmite lentamente y, por tanto, tampoco es adecuado para la explotación.
- Acuífugo. Formación que no contiene agua ni la puede transmitir (granitos poco fracturados y poco meteorizados).
- Acuífero: Formación geológica de dimensiones variables, pero de explotación rentable, capaz de almacenar en sus poros o fisuras un fluido, o de permitir su movimiento bajo la acción de la gravedad.

Se define **permeabilidad** como la cantidad de agua que circula en una unidad de tiempo por el interior de una roca. Depende de la relación de tamaño entre las partículas que la forman y los huecos intercomunicados que deja (**coeficiente de porosidad**), y del grado de fracturación de la roca, ya que al fracturarse rocas impermeables dejan pasar el agua. Una vez que el agua se ha infiltrado en el suelo (**Agua de infiltración**), queda distribuida de la siguiente forma:

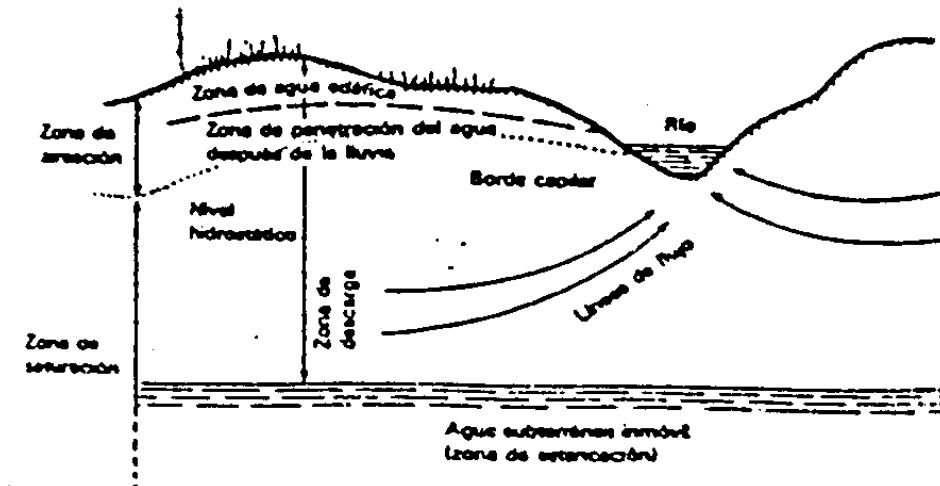


Fig. Esquema de las diferentes zonas de penetración del agua

Zona de saturación. Parte del subsuelo, de profundidad variable, cuyos poros están saturados de agua.

Zona de aireación o vadosa. Aquella en la que los poros están llenos de aire.

Nivel freático o piezométrico. Parte superior de la zona de saturación en contacto con la de aireación. Es el máximo nivel del agua en cada momento, depende de las precipitaciones y de la evaporación. Aflora en la superficie cuando el terreno se encharca y la zona de aireación desaparece. En profundidad sigue la forma de la topografía o del relieve terrestre.

Agua edáfica. Es la comprendida entre el nivel freático y la superficie o sea la localizada en la Zona de infiltración.

Franja capilar, es la zona de contacto entre Zona de aireación o zona vadosa y el nivel freático a través de la cual el agua pasa a una zona o a otra según el régimen de precipitaciones.

En la **Zona de estancación o saturación** predomina la circulación horizontal en la parte superior, mientras que en la inferior la tendencia es a permanecer estancada.

La **porosidad** (η) de una roca es el volumen total ocupado por poros y grietas en un volumen determinado de roca. Indica la cantidad de fluido que una roca puede almacenar. Se calcula mediante el cociente entre el Volumen de los huecos o poros (V_P) y el volumen total (V_T), y se expresa en %.

Cuando tratamos con sedimentos y rocas sedimentarias podemos distinguir:

- Porosidad primaria. Originada durante la sedimentación. Depende del tamaño y de las características de los granos, y de la ordenación de las partículas (las arenas contienen y transmiten bien el agua subterránea, las arcillas la contienen pero la transmiten mal).
- Porosidad secundaria: Consecuencia de la evolución posterior de los sedimentos; pueden modificar la porosidad primaria (la compactación y la cementación de la diagénesis disminuyen la porosidad, la fisuración o la disolución la aumentan).
- Porosidad eficaz. Se trata del volumen de poros que están interconectados; sin duda es el dato más importante, ya que una roca muy porosa, en la que sus poros no estén interconectados (volcánicas),

no sirve para almacenar agua subterránea. Indica el volumen de agua que puede circular por la roca en relación con el volumen de ésta.

En gravas y arenas sin cementar la porosidad supone hasta el 50%, en areniscas hasta el 20 %, arcillas un 5 %, las calizas presentan una porosidad entre el 5 % (calizas compactas) y el 30 % (creta), las pizarras sólo un 3 %. Las rocas ígneas carecen de poros.

La **permeabilidad** es la facilidad con que un fluido atraviesa un material poroso o la facilidad con que una roca porosa deje circular un fluido a través de ellas.

Se determina a partir del volumen de fluido que atraviesa una distancia determinada, en una roca de sección constante y en un tiempo dado:

Q = Volumen de fluido que atraviesa una sección S con un gradiente hidráulico y (diferencia de presión, dividida por distancia recorrida), por unidad de tiempo.

μ = viscosidad; γ = peso específico; H = altura entre dos puntos desde y hacia los que va el fluido; L = distancia que recorre el fluido.

$$K = \frac{\mu}{\gamma} \times \frac{Q}{S \times i} = \frac{\mu}{\gamma} \times \frac{Q}{S \times dh/dl}$$

En consecuencia, la permeabilidad varía de unas rocas a otras: Gravas y arenas son muy permeables, las arcillas, aunque tienen numerosos poros microscópicos, la circulación del agua es muy lenta, por lo que resultan prácticamente impermeables; las areniscas lo son más o menos (según el cemento). Son impermeables las margas, las pizarras, el resto de rocas pueden ser muy permeables si están diaclasadas.

16.2.1. Ley de Darcy. Circulación subterránea del agua:

El agua puede circular por el interior de la tierra de tres formas: a) a través de los poros intercomunicados, b) por estrechas fracturas (de menos de 1 mm.), y c) por canales subterráneos de gran sección o por amplias fracturas.

Cuando el fluido es agua, como en el caso que nos ocupa, se utiliza la permeabilidad como conductividad hidráulica con el valor de una medida de velocidad, siendo:

$Q = K \times S \times i = K \times S \times dh/dl$; (ley de Darcy); la velocidad del agua (V) que pasa a través de una sección por unidad de tiempo es: $V = Q/S$.

De donde se deduce que el flujo de agua subterránea depende de la permeabilidad, ya que el resto de factores son geométricos.

16.3.2. Acuíferos, pozos y surgencias:

Teniendo en cuenta la topografía y la geología (litología y estructura) de una zona determinada, podemos encontrar distintos tipos de acuíferos:

- Acuíferos libres: Tienen el nivel freático sometido solamente a la presión atmosférica. Presentan amplia superficie libre en contacto con el aire.
- Acuíferos confinados o cautivos: Están recubiertos en casi toda su extensión y situados entre dos formaciones de rocas impermeables. El agua se encuentra sometida a una presión superior a la atmosférica y ocupa casi toda la formación que la contiene, por lo que llega saturarla. Según el tipo de salida al exterior que pueda encontrar distinguimos:

Manantiales de valle. Se dan cuando una superficie topográfica corta el nivel freático. Si el nivel freático desciende y asciende a causa de las lluvias, la surgencia será intermitente

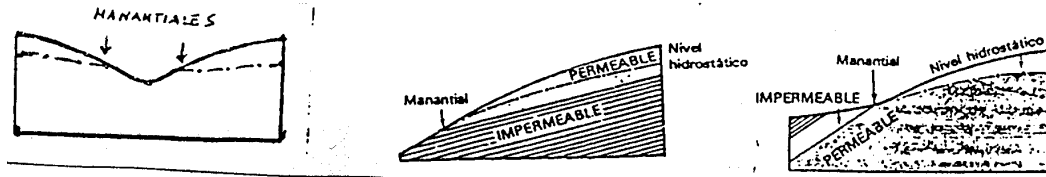


Fig. Manantial de valle

Manantial de estrato

Manantial de rebose

Manantial de estrato, cuando el nivel freático está en contacto con una capa impermeable infrayacente. **Manantial de rebose**, en caso de contacto con una capa impermeable suprayacente.

Pozos artesianos. Se forman cuando una serie de estratos tienen una estructura sinforme (cuenca artésiana), de tal modo que el agua se acumula en las zonas más bajas, ascendiendo por ambos flancos y aumentando así la presión hidrostática. Al perforar en el núcleo del sinclinal o en las partes más bajas de los flancos, el agua surgirá merced a la presión hidrostática y alcanzará una determinada altura, según la ley de los vasos comunicantes.

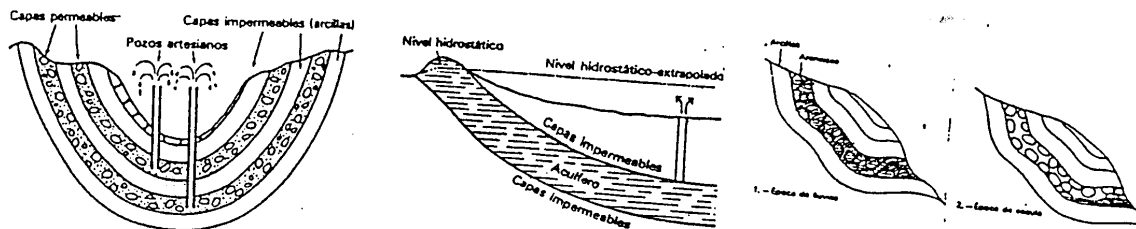


Fig. Cuenca artésiana

Ladera artésiana

Fuentes intermitentes (1 y 2)

Si se trata de una serie inclinada con las características anteriores, se dice que es una ladera artésiana. **Fuentes intermitentes**, cuando los estratos adoptan la estructura indicada en la figura y las lluvias son intermitentes.

Otras veces son los accidentes tectónicos los que determinan las afluencias, por ejemplo en el caso de una falla que corte una serie de estratos permeables e impermeables, el agua corre a lo largo de la línea de la falla hasta que consigue afluir.

Otra clasificación de los acuíferos tienen en cuenta la circulación del agua:

- **Acuífero:** el agua circula con facilidad, suele tratarse de litologías detríticas o con porosidad intergranular.
- **Acuitardos:** Transmisión muy lenta. Puede tratarse de rocas muy compactas por donde la circulación es poco eficaz.
- **Acuícluido:** Almacenamiento de aguas confinado, es decir, sin transmisión de flujo.
- **Acuífugo:** No transmite el agua ni la almacena. Se asocia a rocas plutónicas, aunque dependiendo del grado de alteración pueden almacenar pequeñas cantidades de agua en las grietas, y pueden transmitirla si existe una red de fracturas interconectadas.

En función de su posición morfológica:

- **Acuíferos libres:** son aquellos cuya capa de almacenamiento se encuentra en contacto directo con la superficie. El nivel del agua se encuentra a la presión atmosférica y fluctúa según la época del año y el régimen de lluvias. Es lo que conocemos como nivel freático.
- **Acuíferos confinados o cautivos:** Se encuentran separados de la superficie por materiales impermeables. El agua, por esta causa, está sometida a una presión superior a la atmosférica, por lo que al realizar pozos el agua asciende hasta alcanzar su nivel de equilibrio con la presión atmosférica (superficie piezométrica). Estos pozos pueden ser surgentes o artesianos, como ya hemos visto.
- **Acuíferos colgados:** Se encuentran desconectados de la superficie freática definida a nivel regional. Suelen ser pequeños acuíferos cuyas aguas son retenidas por "lentejones" de material impermeable (arcillas), o acuíferos desconectados del acuífero principal por fallas.

16.3.3.Explotación de las aguas subterráneas (OPCIONAL)

Afluencia del agua a los pozos. Si se efectúa un sondeo y se encuentra agua subterránea, que ocupa los huecos intercomunicados de la roca, la afluencia de agua al pozo dependerá directamente de la permeabilidad de la roca. Si se llega al punto en que el nivel de extracción sea igual a la afluencia, el nivel tiende a estabilizarse y adopta la forma de un cono invertido (**Conoide de depresión**), cuya base tiene un \varnothing próximo a los 500 m.

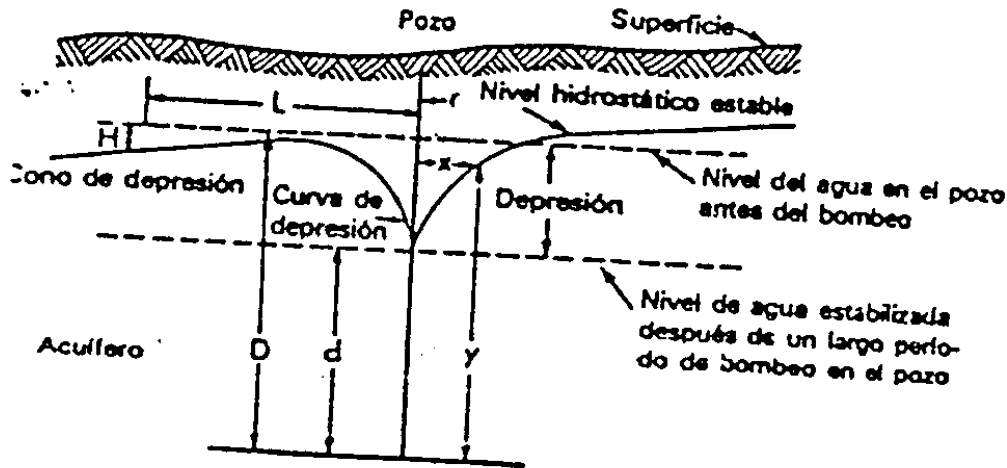


Fig. Esquema de un pozo. Formación de un conoide de depresión

Este radio es de gran utilidad ya que si se quiere construir otro pozo la distancia entre ambos debería ser mayor que el \varnothing del conoide, para que los caudales no interfieran. Se puede calcular la cantidad de agua q , que se puede extraer de un pozo de radio r , para lo que es preciso conocer la porosidad del terreno.

$$q = \frac{p \cdot P \cdot (D - d)}{2,3 \log R/r}$$

P = coeficiente de permeabilidad de la roca del acuífero; D = Potencia del acuífero en metros, d = la potencia del acuífero en metros medidos desde la base del pozo cuando se está extrayendo agua y R = radio de la base del conoide de depresión

En las regiones costeras la sobreexplotación de pozos puede causar un flujo de agua salada desde el mar hacia ellos; esto es debido a la menor densidad del agua dulce, por lo que se sitúa encima de la salada. Si el nivel hidrostático en una región costera se eleva un metro por encima del nivel del mar, el acuífero se extiende hasta 40 m más abajo, por encima del agua salada infiltrada desde él; si disminuye el acuífero, el contacto entre el agua dulce y salada asciende y, en consecuencia, puede entrar agua salada a los pozos; la única solución es permitir que se reconstruya el acuífero y que el agua dulce desplace por gravedad a la salada.

Un posible efecto de la sobreexplotación de acuíferos es el hundimiento del terreno; esto suele ocurrir allí donde el acuífero sobreexplotado está formado por gravas y arenas sin consolidar; la extracción del agua hace que se amplíe la zona de aireación, por lo que las partículas arcillosas situadas en los poros de esos sedimentos se compactan, además de por el peso de los materiales suprayacentes, lo cual conlleva que el terreno ceda y se hunda (algunos bloques de la ciudad de Murcia se han visto afectados por el descenso del nivel freático durante los años 1995 y 1996).

El vertido de aguas residuales y desechos industriales en zonas de infiltración pueden contaminar las aguas subterráneas, que luego aparecen en pozos, ríos, lagos o fuentes.

16.3. Modelado costero

Las aguas marinas ocupan las 7/10 partes de la superficie total del globo. Debido a su extensión, a su incesante dinámica (olas, corrientes, mareas) y a su composición química, permite el desarrollo de muchos seres vivos, actúa como disolvente, y ejerce un importante papel erosivo sobre las costas. Toda esta enorme masa de agua no permanece estática, sino que se halla en continuo movimiento, pudiéndose

hablar de una **dinámica marina**. Su acción se hace notar, sobre todo, en las zonas litorales, y con menos intensidad en los fondos oceánicos. De estos movimientos depende su capacidad erosiva. Estos movimientos pueden ser rítmicos (Olas, Mareas) o de traslación (corrientes litorales de fondo y oceánicas).

- Las corrientes marinas pueden estar causadas por el viento (superficiales o eólicas) o, lo más frecuente, por la diferente t^a y densidad entre masas de agua (corrientes termohialinas) y tienen, a diferencia de las anteriores, un componente vertical en su movimiento, además de una componente horizontal. Estas corrientes pueden ser superficiales y profundas. En la costa, y debido a la refracción del oleaje contra ella, se producen las corrientes de deriva litoral, que redistribuyen los sedimentos a lo largo de la costa (ver página 14).
- Las mareas son causadas por la atracción que ejercen la Luna y el Sol sobre nuestro planeta. La deformación o protuberancia mareal va girando alrededor de la Tierra, al mismo tiempo que lo hace la Luna, lo que provoca la alternancia de momentos de marea alta (pleamar) y de marea baja (bajamar) en las costas. Este fenómeno se produce dos veces al día.
- El oleaje tiene varias causas, pero la más importante es la acción del viento sobre la superficie del agua. Es un movimiento ondulatorio en alta mar, lo que origina olas simétricas de oscilación. En ellas, las partículas de agua giran en movimientos circulares, pero no se trasladan. Sin embargo, las zonas próximas al litoral son olas de traslación, pues al acercarse a la costa acaban rompiendo contra ella debido al rozamiento del agua con el fondo, que además hace que se trasladen las partículas de agua.

El **litoral** comprende la zona situada entre el límite de marea alta y el de marea baja y además la parte de la costa hasta la que llegan las olas y la parte siempre sumergida, cuyo fondo recibe la influencia del oleaje. Tiene una extensión de unos 150.000 Km². Cualquiera que sea el origen de una costa (ya sea por una transgresión o una regresión marina, debida a una erupción volcánica, por crecimiento de arrecifes coralinos o por otras causas), la erosión, transporte y sedimentación llevados a cabo por el mar dan lugar a la formación de una gran variedad de formas litorales y paisajes costeros.

16.3.1. Erosión marina:

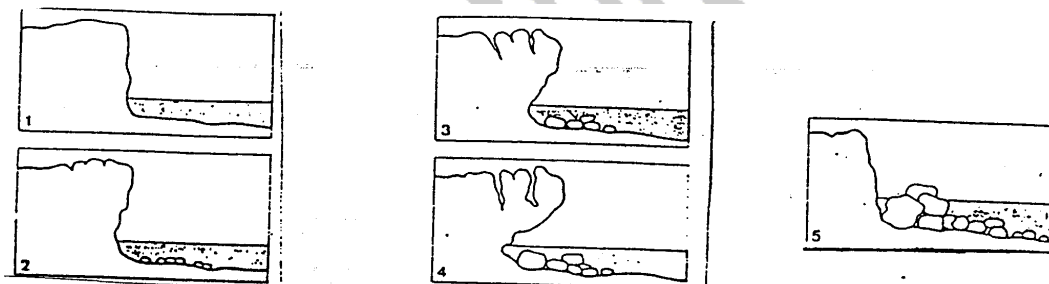


Fig. Esquema del retroceso de un acantilado y formación de una playa

El mar ejerce un importante papel en el modelado de las costas y de la plataforma. La erosión que realiza viene determinada por los siguientes factores:

- **Acción del agua.** Se debe fundamentalmente a la enorme energía que pueden alcanzar las olas. Al romper las olas de un temporal fuerte pueden alcanzar una fuerza de hasta 30.000 Kg./m², las olas medianas de alrededor de 1000 Kg/m². Esta fuerza no actúa sola sino que hay que añadirle el efecto la **corrosión** y de **abrasión** de los materiales que son movilizadas por el agua en cada embate. Al romper la ola el agua retorna al mar arrastrando una serie de materiales que van siendo depositados según su tamaño, quedando los más pesados cerca de la costa, erosionándose estos materiales al chocar entre sí.
- **Composición de las rocas costeras.** Este aspecto tiene importancia teniendo en cuenta el poder disolvente del agua, que si bien no es muy grande, al actuar durante largos períodos de tiempo puede terminar teniendo importancia.
- **Estructura de los materiales de la costa.** Según la litología de las rocas, la erosión marina será más o menos rápida y el tipo de costa diferente. En el caso de unos materiales resistentes, el agua, junto con los materiales arrastrados por las olas, irá socavando la parte baja del acantilado hasta producirse el desplome de la zona superior. A su vez, estos materiales se incorporan al proceso erosivo.

Los acantilados son fuertes pendientes (15 - 90 %) sin vegetación y formados por la erosión de bloques, que posteriormente se utilizan como metralla. Se forman por la alternancia entre la compresión y dilatación del aire que hay entre las grietas de las rocas, a causa del embate de las olas, y que producen las consiguientes fracturas y desplomes.

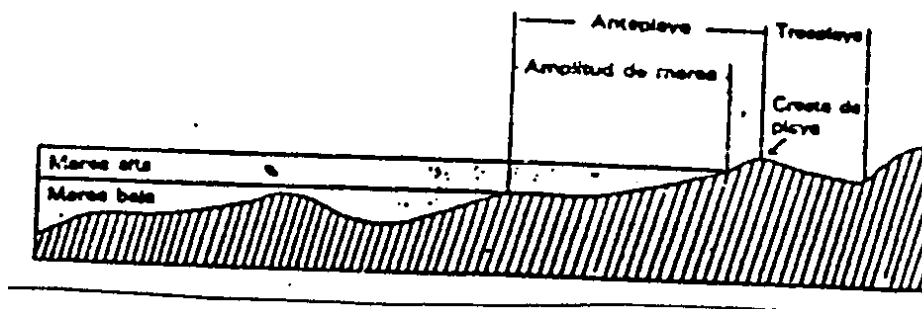
Según **Strahler**, se pueden distinguir tres **fases en la formación de un acantilado**:

1. Ataque de las olas produciendo un pequeño acantilado;
2. Retroceso del acantilado (cuevas, socavaduras, arcos, grietas, etc.), y
3. Equilibrio, con la formación de una plataforma de abrasión y terrazas marinas. Si la costa está formada por materiales blandos (llanuras aluviales, morrenas glaciares, etc.) serán rápidamente desgastados y pronto formaran una playa suave.

Si las rocas costeras no presentan igual resistencia a la erosión (por ser rocas de distinta composición o estar diversamente diaclasadas), el acantilado retrocede con mayor rapidez en sus partes menos resistentes formando **ensenadas**, mientras que las partes más resistentes del acantilado quedan formando promontorios e islotes; el resultado es una costa irregular.

Mientras que las costas son recortadas, las olas rompen con fuerza contra los promontorios, erosionándolos y labrando a su pie la plataforma de abrasión; los clastos arrancados son arrastrados por el oleaje hacia las ensenadas, en donde se depositan formando playas.

Se puede definir **playa** como un conjunto de materiales depositados por la constante acción de las olas cerca de la línea de costa, formados por guijarros, cantos rodados y arena. Dentro de una playa distinguimos varias partes como se aprecia en la figura siguiente:



El **cordón playero** sólo es rebasado por las olas de los fuertes temporales. Las playas irán extendiéndose o reduciéndose, según el balance de aportes y transportes de las corrientes.

16.3.2 Los fenómenos litorales de transporte y depósito.

La continua acción del oleaje durante cierto tiempo en la misma dirección, no solo se traduce en el transporte de materiales mar adentro sino que debido al ángulo de incidencia del oleaje con la playa, se produce una traslación de materiales a lo largo de esta. Si la acción del viento es lo suficientemente intensa, se produce una ligera elevación del nivel del agua que tiende a escapar produciéndose una corriente paralela a la costa (**corriente litoral**), que desplaza a la arena en la dirección del viento. En muchas playas, para evitar que la arena sea transportada, se construyen diques perpendiculares a la costa. Así disminuye la velocidad de la corriente y se deposita la arena.

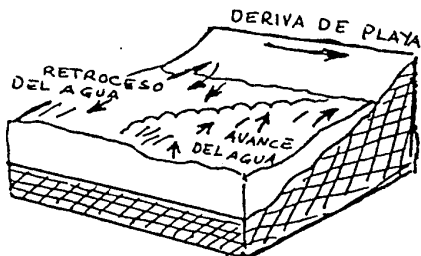
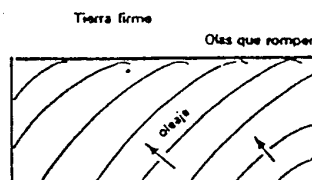


Fig. Deriva de playa



Acción de una corriente paralela a las olas

Cuando una ola incide oblicuamente respecto a la línea de costa (lo que sucede en la mayoría de las playas, aún teniendo en cuenta el fenómeno de refracción de las olas), arrastra a los cantos y arenas en la dirección en que avanza; a continuación el refluo tiende a arrastrarlos mar adentro, hasta que estos

materiales son alcanzados por la siguiente ola, habiendo sufrido un desplazamiento lateral; cada uno de estos desplazamientos sobre la playa puede ser de unos decímetros, pero, sumados los desplazamientos de muchas olas, el efecto es una **deriva de sedimentos a lo largo de la playa**.

Cuando los vientos fuertes empujan grandes olas hacia el litoral, se eleva ligeramente el nivel de agua sobre la playa; en consecuencia, se forma una corriente de agua paralela a la costa, siguiendo la dirección del viento; a esta corriente se le llama **deriva litoral** y es capaz de transportar arena por el fondo de la playa, paralelamente a la línea de costa.

La deriva litoral y la de playa pueden actuar a la vez y en la misma dirección, transportando sedimentos a lo largo de decenas de km. Cuando en una costa hay una bahía o golfo, las corrientes de deriva forman una barra de arena, que puede transformarse en flecha. La unión de dos flechas forma un cordón litoral o restinga, que aísla la bahía del mar abierto formando una albufera, con canales de comunicación con el mar abierto (golas). También las corrientes de deriva pueden formar una barra de arena (a veces más de una), al quedar frenadas entre una isla y la costa, formando un tómbolo, p. ej., Peñíscola.

Entre las principales **formas de sedimentación** destacamos:

Cordón litoral, restingas o barras. Son depósitos producidos por oleaje o corriente (cierran albuferas, forman tómbolos,...). Ej. La Manga del Mar Menor.

Deltas. Sólo se forman en determinadas condiciones (equilibrio entre el empuje del río y el del mar). Requiere poco oleaje y nulas mareas, ríos con bastante capacidad de carga y poca profundidad.

Estuarios. Es frecuente que se trate de deltas sumergidos ya que los procesos de erosión alternan con los de sedimentación.

Marismas. Se trata de sedimentos que se cubren de agua durante las mareas alternativamente (pleamar y bajamar). Hay importantes depósitos de limos y de arcillas en los canales de marea, lo que origina una vegetación salobre. Los del Guadalquivir se forman al quedar el estuario de río parcialmente cerrado por los cordones litorales.

Arrecifes. Pueden ser calcáreos (Corales, Braquiópodos y Moluscos) o silíceos. Requieren agua muy limpia, bien oxigenada, tª cálida y poca profundidad. Los espesores de estos sedimentos de origen orgánico pueden alcanzar espesores de hasta 1000 m.

Flechas litorales, son cordones litorales con un extremo unido a la costa.

Tómbolo. Acumulación de sedimentos que une una isla con la costa. Ej. Peñíscola, Mazarrón (entre playa de Bahía y playa Grande)

16.3.3. Tipos de costas y su evolución:

Como ya hemos dicho las costas evolucionan principalmente por la acción del oleaje. Pero este proceso puede verse modificado por otros factores. Atendiendo a los más destacados las costas se pueden clasificar según distintos criterios:

Según su madurez

Costas jóvenes o primarias (Costa Brava). Las costas de calas se originan cuando existe una alternancia de materiales más resistentes y menos resistentes a la erosión. Con el tiempo, la línea recortada se convierte en rectilínea por colmatación de las calas y retroceso de los promontorios.

Costas secundarias o viejas, con playas en toda su longitud.

Según los movimientos epirogénicos:

Costas de emersión: Aparecen en las costas que se produce un levantamiento de la corteza, por ejemplo, por reajuste isostático al desaparecer un casquete de hielo o por descenso eustático del mar, por ejemplo, al acumularse parte de éste en forma de hielo (glaciaciones). También se pueden dar dos formas de costas de emersión según sea la configuración de la antigua plataforma de abrasión que quede al descubierto: Llanuras costeras (cuando emerge una plataforma llana sin relieves apreciables), o Vertientes escarpadas (cuando lo que emerge es una plataforma o terraza labrada sobre relieve escarpado).

Las costas de emersión tienden a ser rectilíneas y tanto los sedimentos que han quedado al descubierto como los que son arrastrados por los ríos pueden ser redistribuidos por el viento y las corrientes acumulándose en forma de barras litorales paralelas a la costa. Entre las barras y la costa se forma una laguna o albufera (lagoon) que queda protegida y en la que se acumulan sedimentos (deltas de marea) que tienden a colmatarla. La laguna y el mar están enlazados por canales profundos que, aunque muy activos, pueden quedar colmatados, siendo frecuente que se abran otros nuevos cuando hay tormenta. Ej. El Mar Menor, la Albufera de Valencia.

Costas en erosión. La plataforma continental (zona nerítica), puede considerarse, en parte, fruto de la erosión marina desarrollada durante las últimas glaciaciones (bajo el nivel de 160 m.). En alguna ocasión esta erosión fue de tipo glaciar litoral por desplazamiento de las masas de hielo.

Como ejemplos más representativos tienen las costas de arrecifes coralinos: Arrecifes costeros (en la plataforma y frente a los salientes); Arrecifes barrera (sobre el borde de la plataforma y, mediante bocanas, comunica el mar con la laguna interior) y los atolones (de forma circular). Para explicar la formación de los atolones. Darwin desarrolló la teoría de la subsidencia. Inicialmente el arrecife se formó alrededor de una isla, casi siempre volcánica, en proceso de hundimiento por subsidencia, lo que produjo que el arrecife creciera hacia arriba para mantener una profundidad constante.

Costas de inmersión o hundimiento. Bien por hundimiento del continente o por elevación del nivel del mar, la zona que bordeaba la línea de costas con una morfología determinada, ahora se encuentra sumergida. Se pueden distinguir los siguientes tipos:

Costas de Rías. Se forman por la invasión del mar en antiguos valles fluviales que quedan como estuarios.

Costas de fiordos. Son valles glaciares sumergidos, pueden quedar o no sumergidos algunos depósitos glaciares

Costas de fallas: Se forman a partir de procesos tectónicos, en las que el bloque hundido queda sumergido y la costa es un acantilado que se corresponde con la superficie de falla. Se les llama de tipo californiano. El labio elevado forma falsos acantilados dando costas rectilíneas (ej. costas Cantabria).

Según la dirección y buzamiento de los estratos

Costas de tipo atlántico. Las estructuras son perpendiculares a la costa por lo que se formarán una especie de entrantes (sinclinales) y salientes (anticlinales) que se acentuarán más o menos de acuerdo con la resistencia de los materiales (occidente de Asturias, sudoeste de Irlanda)

Costas de tipo pacífico. Si la tectónica de la región ha dado lugar a estructuras en pliegues paralelos a la costa, ésta resulta poco accidentada y emergen islotes alargados (crestas anticlinales), como sucede en la costa dálmata de la antigua Yugoslavia.

Costas neutras: Se forman cuando no ha habido ningún movimiento relativo entre el nivel del mar y el continente. La erosión que se produce en algunos salientes de las costas de inmersión forman farallones. Al incidir en ellos las olas, los materiales que arrastran las corrientes litorales se acumulan en formas de flechas paralelas a la línea de costa que tienden a cerrar las zonas sumergidas y, en definitiva a rectificar la línea de costa.

Costas en delta: Se originan por la acumulación de los materiales que arrastran los ríos en su desembocadura. Según la cantidad de aportes y el efecto de las corrientes en redistribución, los deltas se clasifican en Deltas en pata de pájaro (domina el aporte fluvial. Ej. Mississippi), Deltas de oleaje (la arena la

distribuyen las corrientes y el oleaje. Ej. Nilo) y Deltas de marea (caracterizados por una llanura mareal muy extensa, con muchos canales anastomosados. Ej. Ganges).

16.4. Modelado glaciar

Se desarrolla en las regiones polares y en las altas montañas por encima de la isoterma de 0 °C, o sea, por encima de las nieves perpetuas. En la península Ibérica la isoterma de 0 °C se halla hacia los 3000 m. de altura, de modo que sólo afecta a las cumbres más altas del Pirineo y de Sierra Nevada, pero durante el Pleistoceno (en los últimos dos millones de años) se sucedieron cuatro glaciaciones o períodos de clima frío en el que dicho nivel descendió unos 1000 m., con lo cual los hielos cubrieron, además de las citadas, parte de las cordilleras Cantábrica, Ibérica y Central, dejando impresas en todas ellas sus características formas de erosión. Una gran parte del modelado que se puede observar en casi todo el mundo emergido, excepto la mayor parte de África, es el resultado de la importante acción geológica glaciar durante estas últimas glaciaciones.

Actualmente hay unos 15 millones de Km² de tierras bajo la nieve o el hielo. El nivel de las nieves perpetuas se sitúa a nivel del mar en las regiones polares, a 600 m de altitud en el sur de Groenlandia, a 1500 m en el sur de Alaska y Noruega, a 2.700 m en Alpes y Pirineos, a partir de 3600 en el Himalaya y de 5200 en África y Sudamérica.

16.4.1. Formación de un glaciar. Clases de glaciares:

Los glaciares son masas de hielo permanentes situadas sobre los continentes, que están o han estado en movimiento. Existen en zonas de latitud elevada (Groenlandia, Alaska, Antártida), y en las altas montañas (Alpes, Himalaya, Rocosas, Andes, etc.). En estas zonas la nieve se va acumulando sobre la ya existente.

Para que se produzca la acumulación de nieve, la precipitación de la misma debe superar a su fusión veraniega. El coeficiente nivométrico, es la relación entre las precipitaciones en forma de nieve y en forma de agua. Si el coeficiente está próximo a la unidad y las precipitaciones son elevadas, se dan las óptimas condiciones para la formación de un glaciar (Inlandsis de Groenlandia y del Antártico).

Al irse acumulando los copos de nieve (densidad 0'1), en forma de cristales hexagonales, si no se funde, se forma una capa de cierto espesor que presiona a los cristales de hielo de las zonas inferiores; así se forma la névée o neviza (agregados redondos de 2-4 mm. de Ø, y de densidad 0'702). Al congelarse, entre los granos, el agua que funde durante el día los cementa. Debido al gran espesor de la neviza termina transformándose en hielo glaciar (densidad 0'9). Por tanto la transformación de nieve en hielo requiere, por este orden: Compactación, fusión y rehielo en forma de recrystalizaciones intersticiales.

A medida que la nieve se acumula, el hielo tiende a desplazarse hacia zonas más bajas, hasta que al superar la isoterma de 0 °C comienza a fundir (zona de ablación), o bien en el caso de los casquetes polares, el hielo llega hasta el mar produciendo los icebergs. Por lo que en todo glaciar cabe distinguir una zona de acumulación (circo) y otra de ablación. El glaciar es, por lo tanto, un sistema de equilibrio dinámico que se desplaza de la zona de acumulación a la de ablación. Este equilibrio se puede romper por cualquier modificación de la zona de ablación.

De acuerdo con las características de las masas de hielo y de su emplazamiento cabe distinguir los siguientes diferentes tipos de glaciares. Los glaciares locales (el 2 % del hielo glaciar), ocupan las laderas de las montañas, son de modestas dimensiones y dentro de ellos distinguimos tres tipos:

Glaciares de valle o Alpinos.

Formados por el circo y la lengua glaciar que llega hasta la zona de ablación. Son los más típicos y abundantes. En el circo adquiere una forma cóncava.

La masa de hielo se desplaza por gravedad, facilitándose este movimiento por la plasticidad que adquiere la masa helada en las zonas bajas, debido a la presión que ejerce la masa suprayacente. A lo largo de la superficie del glaciar se detectan zonas de compresión y de tensión. Las de compresión se originan cuando el desplazamiento del hielo adquiere distinta velocidad en zonas próximas, de forma que se producen elevaciones en la superficie y en su interior se pueden detectar planos de cabalgamiento con la formación de pliegues de arrastre.

Las grietas se producen en la zona de transición entre el circo y el valle, debido a la poca plasticidad del hielo en la zona de neviza. También aparecen fracturas, en la lengua glaciaria, en la zona de inflexión del valle. El roce de la masa de hielo con las paredes del valle origina unas tensiones transversales que forman otro tipo de grietas (crevasses), que se disponen de forma oblicua al desplazamiento. Los seracs o pilares de hielo son grietas muy profundas cuando existe un desnivel importante en el lecho glaciario. Las rimas son profundas grietas entre el lecho glaciario rocoso y la lengua que no está adherida a él.

Si la alimentación y la ablación se mantienen constantes, el flujo de hielo no varía, pero si se modifican el frente de la lengua experimentará un avance o retroceso.

El desplazamiento de la lengua glaciaria (el hielo adquiere un estado viscoso-plástico) no es uniforme; existen desplazamientos diferenciales, debido a los rozamientos y a la diferente plasticidad según las zonas. La zona central es la que tiene un avance más rápido, lo que se puede comprobar clavando estacas alineadas en su superficie y, posteriormente, observar cómo se han desplazado. La velocidad media de los glaciares de valle no sobre pasa los 150 m./año.

Glaciares de pie de monte o Alaskianos. Son el resultado de la unión de varias lenguas glaciares en el valle, dando una gran extensión de hielo de desplazamiento lento, lo que evita la aparición de grietas. Se forman en zonas montañosas en cuya base se extiende una gran llanura y forman complejos aparatos glaciares. El coeficiente nivométrico se aproxima a la unidad.

Glaciares de circo o colgados, también llamados pirenaicos. Están formados sólo por el circo glaciario. Los procesos crio-nivales son los responsables del despegue entre el hielo y la pared, ya que la masa de hielo queda separada de ésta por una profunda grieta, por donde penetra el agua y realiza el proceso de fragmentación al helarse de nuevo.

Inlandsis o mantos de hielo.

Suponen el 98 % de hielo glaciario. Se les suele llamar glaciares en casquete o de latitud, por su localización geográfica (zonas de latitud elevada). Cubren una extensión de unos 15 millones de Km², englobando todas las formas de relieve que encuentran a su paso (valles, montañas, mesetas); sólo se detienen cuando llegan a la zona de ablación.

El inlandsis de Groenlandia tiene forma de domo o cúpula aplanada, con una extensión de 1'75 millones de Km² y unos 2.000 m. de espesor; rellena una cuenca cuya zona central está bajo el nivel del mar. Su velocidad de desplazamiento es baja (10-30 cm./día), pero las orlas que alcanzan la costa alcanzan hasta un metro por día, fragmentándose en bloques que navegan a la deriva (icebergs). El inlandsis de la Antártida, alcanza una extensión de unos 13 millones de Km², con un espesor medio de 4000 m. cubriendo un relieve, al parecer, bastante montañoso. Las plataformas de hielo son enormes masas flotantes de hielo (no marino), que ocupan grandes bahías (la de Ross tiene una superficie casi igual a la de la nuestra península), con un espesor de 70 m. Sus "icebergs" son distintos a los árticos, ya que son grandes masas tabulares formadas a partir de plataformas (algunas superan la extensión de la isla de Mallorca).

16.4.2. Acción geológica de los glaciares:

Erosión (Exaración).

Depende de varios procesos: arranca fragmentos del sustrato rocoso, cuando el glaciar permanece pegado a él sin agua de fusión entre ambos, meteoriza mecánicamente las rocas por acción del hielo-deshielo, y el efecto de pulido que ejercen los bloques que arrastra el hielo al rozar contra el fondo y las paredes. Todos estos fragmentos se incorporan a las zonas marginales (morrenas laterales), o bien a la parte delantera (morrena frontal).

En los glaciares de tipo alpino la erosión se centra en el circo aunque también la lengua excava el valle. La acumulación de nieve en los circos provoca un aumento en sus dimensiones, separándose unos de otros por agudas crestas, dominando a todos ellos un pico rocoso (horn) como el Matthehorn o Monte Cervino (Alpes suizos). La acción de la lengua va modelando el antiguo valle fluvial de modo que su sección transversal adopta la forma de U; en las paredes de algunos grandes valles desembocan otros más

pequeños (valles colgados), también en forma de U y producto de la excavación de pequeñas lenguas que confluyen en la principal.

El perfil longitudinal presenta una serie de depresiones más o menos extensas que, tras fundir la lengua, quedan ocupados por lagos glaciares o ibones y de salientes o umbrales, que se pueden interpretar como roturas de pendientes heredadas y, posteriormente, modeladas por el glaciar. Entre las formas de modelado destacan las estrías y las rocas aborregadas. La dirección de las primeras indica el desplazamiento de la lengua glaciar. Las rocas aborregadas son consecuencia de la deformación del sustrato rocoso, sobre el que se mueve el glaciar; presentan un aspecto liso y estriado en la superficie del lado orientado en el sentido del avance del glaciar, y una superficie rugosa en la lado contrario; además se caracterizan por tener una pendiente suave (stoss) en su parte anterior, y otra abrupta (lee), en su parte posterior.

Erosión debida a los Inlandsis. La erosión también se manifiesta por la presencia de rocas aborregadas con estrías superficiales. Cuando el lecho glaciar es de roca blanda, éste lo excava formando grandes depresiones que, al fundir el hielo, forman grandes lagos (Onega en Rusia, los Grandes Lagos entre USA y Canadá). También aparecen con frecuencia los drumlings (también aparecen en los valles de glaciares alpinos), formaciones orientadas en el sentido del avance del glaciar que presentan el aspecto de pequeños montículos (hasta de 100 m. de longitud) y que corresponden a la morrena de fondo.

Transporte: Cantos erráticos.

La mayoría de los materiales que arrastran los glaciares (morrenas) proceden de los desprendimientos de las paredes del valle y de los bloques que arrancan del fondo las masas de hielo. La gran viscosidad del hielo, confiere al glaciar: gran poder de arrastre, una capacidad de selección casi nula, y baja capacidad de redondeo de los fragmentos (apenas chocan entre sí). Los depósitos glaciares típicos (tillitas) lo reflejan con su baja redondez y mala clasificación. En el caso de transportar un gran bloque, el hielo permanece debajo de él, tarda más tiempo en fundirse y adquiere una forma típica (mesa glaciar), llamándose también bloques erráticos.

Sedimentación.

Las morrenas glaciares pueden ocupar distintos lugares; según la sección transversal de una lengua glaciar distinguimos:

Morrenas laterales, a ambos lados de la lengua, cuando confluyen forman una Morrena media. La Morrena de fondo, formada por los fragmentos del cauce que arranca el glaciar. La Morrena terminal, son los bloques que arrastra el frente de la lengua.

Al llegar a la zona de ablación las morrenas se van depositando, dando una sedimentación heterométrica (till o tillitas). Estos materiales son fácilmente distinguibles de los sedimentos fluviales, no aparecen estratificados y conservan la litología de la roca madre al ser prácticamente nula la meteorización química.

A veces el depósito morrénico puede cerrar el paso a las aguas de fusión que se acumulan en la zona terminal formando un lago. Estas aguas transportan materiales finos durante el verano, al helarse en invierno no hay transporte arcilloso por el lago, por lo que en éste predominarán los sedimentos orgánicos. Esta alternancia de sedimentos claros y oscuros producen las varvas (pareja de sedimentos finos y oscuros, y gruesos y claros, correspondientes a esas dos estaciones); cada pareja corresponde a un año y nos permite datar la actividad de un glaciar, por lo que se han utilizado en la geocronología.

En épocas algo más cálidas se pueden formar corrientes superficiales de agua líquida sobre el glaciar (arroyo supraglaciar) que, en ocasiones, desaparece por la grietas o bien se ramifica y forma bloques de hielo de forma cónica (hielos penitentes).

Sedimentos originados por los Inlandsis. Tillitas típicas. Cuando funde el hielo en la zona de ablación, las corrientes que se forman, erosionan, transportan y redistribuyen las típicas tillitas, dando sedimentos fluvioglaciares (gravas, arenas y arcillas) que forman extensas llanuras (sandur), que aparecen surcadas por numerosos cauces anastomosados. A éstos sedimentos fluvioglaciares también se les llama drifts estratificados. Las Morrenas de retroceso se van produciendo cuando la ablación es más intensa que los aportes, tienen forma arqueada formando cinturones. Los materiales depositados por las

corrientes de fusión pueden acumularse formando terrazas fluviales (kames de terrazas) o bien deltas (kames deltaicos).

El hielo en movimiento deposita arcillas y cantos, produciendo formas alargadas (drumlings). La fusión de los glaciares en océano da lugar a sedimentos glacio-marinos (tillitas marinas) que deforman las capas de sedimentos blandos que cubren el fondo marino; estos cantos son recubiertos posteriormente por nuevos sedimentos.

16.4.3. (OPCIONAL) Modelado periglacial. Lagos de origen glaciar. (Ver tema 13)

16.5. Los impactos en las costas.

Como las costas son zonas de contacto (interfases) entre la tierra y el mar. Los gradientes ecológicos y físicos (mesológicos) son bastante acusados y muy variables. Podemos señalar la existencia de:

- **Interfases primarias.** Es la zona de contacto donde la energía marina (olas, mareas, corrientes) se disipa, no siempre coincide con la costa (arrecifes). Toda modificación en esta interfase primaria repercute sobre las interfases secundarias de la costa. Fijar las arenas costeras es un ejemplo de modificación de una interfase primaria. Al estabilizar la línea de playa la biocenosis se adapta, se sustituyen los organismos más tolerantes por los menos.
- **Interfases secundarias.** Se originan por la elevación periódica o episódica del nivel del mar por encima del de las mareas lunares (tempestades, mareas vivas o muertas, aporte eólico de las partículas de arena y de sal). El desplazamiento de la interfase primaria hacia tierra, modifica la salinidad y la naturaleza del suelo. La construcción de grandes diques o dunas artificiales para atenuar fluctuaciones extremas del nivel del mar, pueden producir estas transformaciones. Las modificaciones de una cualquiera de estas interfases repercute sobre las otras partes del sistema. Con la construcción de diques y dunas-barrera para estabilizar el litoral, la hierba es reemplazada por arbustos y por árboles. En las praderas litorales pueden desaparecer muchas especies que dependían de los ecotonos costeros modificados.

En suma, salvaguardar los ecosistemas costeros representativos es de extrema importancia, porque las interfases entre los biomas marinos y los terrestres, albergan fauna y flora únicas en su género, y figuran entre los métodos físicos y biológicos más dinámicos.

CONTAMINACIÓN MARINA. Algunos casos concretos nos pueden ilustrar sobre la necesidad de adoptar soluciones al este grave problema. A modo de ejemplo señalamos:

Las **Mareas negras** producidas por los naufragios y accidentes de grandes petroleros que transportan crudo, producen unos problemas ambientales difíciles y costos de reparar. Estas mareas producen efectos devastadores cuando llegan a las costas, pues contaminan tanto la fauna como la flora. La limpieza de petroleros en alta mar, en menor medida, puede acarrear la contaminación de las playas por alquitrán.

Otro efecto colateral es el **derrame de petróleo en pozos marinos** abiertos para extraer el petróleo de la plataforma continental. El petróleo a presión se puede abrir paso a través de fallas en rocas contiguas al pozo, y salir incontrolado. En 1969 en Santa Bárbara, California, se produjo un reventón de este tipo, provocando la salida de gran cantidad de petróleo contaminando, gravemente, las playas y el puerto de la ciudad.

En general, los principales efectos negativos se producen no durante la extracción propiamente dicha, sino como consecuencia del transporte, tratamiento posterior o utilización.

Son dignos de resaltar los efectos que sobre el mar tienen los **vertidos de minas** (Bahía de Portmán). En esta bahía, cuyo calado en los años cuarenta era de unos 7 m., hoy día es tierra firme, debido a la colmatación producida por el vertido incontrolado de los estériles procedentes de la explotación minera. En el terreno destaca la silueta y los puntos de amarre de un antiguo puerto, en donde atracaban grandes buques para cargar blenda, galena y pirita.

La fosa atlántica no es el lugar más apropiado para depositar los **residuos radiactivos** procedentes de centrales nucleares; sobre todo si se tiene en cuenta que los doubles bidones de plomo en donde se guardan, antes o después, se pueden romper y no son previsibles sus efectos sobre los ecosistemas marinos. Por ello, hoy día, se tiende a guardar los residuos radiactivos o bien en recintos blindados de granito, o en pozos especiales en zonas profundas de la tierra.

Frente a la creciente preocupación por la opinión pública y a los controles ambientales, cada vez más estrictos, algunas empresas de eliminación de residuos han intentado resolver el problema exportándolos a países del tercer Mundo. Una alarmante industria exportadora.

Las aguas marinas son el destino final de las aguas dulces corrientes; son también el vertedero directo y asequible para residuos de poblaciones e industrias. Esta contaminación se agrava en los mares cerrados y de superficie relativamente pequeña (Mediterráneo). Los estados ribereños del Mediterráneo adoptaron en 1980 un acuerdo, mediante el cual los países signatarios se comprometen a adoptar las medidas apropiadas para prevenir, reducir, combatir y controlar la contaminación causada por las descargas de los ríos, establecimientos costeros o emisarios, o procedentes de cualquier otra fuente terrestre situadas dentro de sus respectivos territorios.

En concreto se **comprometen a eliminar** en la zona la contaminación de origen terrestre provocada por las siguientes sustancias, en función de su toxicidad, persistencia y bioacumulación, y teniendo en cuenta los límites definidos y aceptados por las partes: Organohalogenados, organofosforados, compuestos orgánicos de Sn, Hg y compuestos, Cd y compuestos, aceites lubricantes usados, materiales sintéticos persistentes, sustancias cancerígenas, teratógenas (que provocan malformaciones) o mutágenas, sustancias y deshechos radiactivos.

A **reducir** estrictamente la contaminación de origen terrestre provocada por las sustancias, con los mismos criterios que las anteriores, aunque afecten a zonas costeras más limitadas: 20 Elementos químicos y sus compuestos (entre otros, Zn, Cu, Ni, Cr, Pb, Se, As, Sb, Ti, Mo, Sn,...), compuestos biocidas y derivados no incluidos en la relación anterior, compuestos orgánicos de Si salvo los inocuos o biodegradables, petróleo crudo e hidrocarburos, Cianuros y fluoruros, detergentes, compuestos inorgánicos de P, microorganismos patógenos, descargas térmicas (cambian la distribución y la composición de las especies marinas con movilidad y destruyen el plancton), sustancias del mal olor o sabor que incidan en la fauna marina, sustancias que consuman oxígeno, ácidos y bases según concentración.

A considerar los siguientes factores antes de conceder **autorización para efectuar descargas contaminantes**:

1. **Características y composición de los deshechos**: tipo, dimensiones de la fuente, forma (sólidos, líquidos, etc.), cantidad, modalidad de descarga, concentración de los componentes, propiedades de los deshechos.
2. **Nocividad de los componentes de los deshechos**: Persistencia, Toxicidad, Acumulación, transformación bioquímica, efectos sobre el contenido de oxígeno, sensibilidad a las transformaciones e interacción con el medio acuático.
3. **Características del lugar de descarga y del medio marino receptor**: Características hidrográficas, meteorológicas, geológicas y topográficas del litoral; Emplazamiento y tipo de descarga (emisario, vertedero,...); dilución inicial lograda en el punto de descarga; características de dispersión por mareas, oleaje, etc.; capacidad de recepción del medio marino, etc.
4. **Disponibilidad de tecnologías** relacionadas con los deshechos, de forma que se pueda aplicar: alternativas en materia del proceso de depuración, métodos de reutilización o depuración, alternancia de descarga en tierra y tecnología de bajo nivel de deshechos.
5. **Posible perturbación de los ecosistemas marinos** y de los usos del agua del mar, sobre todo los que tengan que ver con la salud humana, tales como la incidencia en: los organismos comestibles, las aguas de zonas de baño, la estética, etc., así como los que afecten a los recursos vivos y a los usos legítimos del mar.