

El Agua de Mar: Composición y Propiedades

Las dos propiedades físicas más importantes del agua de mar son, sin duda, la temperatura y la salinidad, que determinan la densidad del agua. En el océano, la densidad suele aumentar con la profundidad, de modo que las capas de agua superiores se apoyan siempre en otras de mayor densidad. No obstante, esta situación de equilibrio puede verse rota por multitud de factores y, en un momento dado encontrarse aguas más densas sobre otras de una densidad ligeramente inferior. Esto provoca una inestabilidad gravitacional que empuja al agua más "pesada" a hundirse mientras la capa subsiguiente, más "ligera", asciende para ocupar su lugar, estableciéndose una circulación en la vertical.

Pero no son estas las únicas propiedades interesantes del agua de mar. Aunque son esas las que tienen mayores connotaciones físicas, resulta de vital importancia para la oceanografía biológica estudiar y conocer cómo se propagan la luz y el sonido en el océano.

La Temperatura en el Agua de Mar

La Temperatura del agua de mar varía entre -2°C (Aguas polares) y 42°C (máximos valores registrados en aguas costeras someras). El rango de temperaturas en tierra es mucho más amplio y abarca desde los -68°C (Siberia, 1892) hasta los 58°C (Libia, 1922). Esto da cuenta del gran poder termoestabilizante del mar.

Antes del desarrollo de los satélites era imposible observar los cambios estacionales de temperatura a gran escala, hoy en cambio podemos conocer la temperatura de la superficie marina a escala global con una precisión de décimas de grado centígrado. No obstante, la única manera de tener información de la temperatura en profundidad sigue siendo mediante medidas *in situ*.

La temperatura de la superficie del océano depende de la cantidad de radiación solar que reciba y de qué fracción de ésta refleje. En cualquier caso, la penetración de la luz solar es escasa y se reduce a los primeros metros (entre 15m en algunas aguas costeras y 200m en aguas oceánicas abiertas muy claras). Por otro lado, el mar pierde calor por conducción, ya que en promedio la superficie oceánica está más caliente que el aire, y por efecto de la evaporación, aunque es éste último el medio de pérdida de calor más efectivo, disipando del orden de 10 veces más que la conducción.

Distribución de la temperatura con la profundidad

Hoy en día, la temperatura del agua del mar se mide con **termistores**, que van midiendo y registrando los datos a medida que descienden en la columna de agua. De este modo proporcionan la información necesaria para la elaboración de perfiles. Observando estos perfiles, se observa que, en general, la temperatura del agua disminuye con la profundidad. Si miramos con detalle uno de estos perfiles podemos establecer claramente (de forma análoga ocurre con la salinidad) tres zonas con características bien definidas:

Capa de mezcla: Zona que abarca alrededor de los 100 primeros metros que corresponde a la zona de la columna de agua que se ve afectada por el *stress* del viento. Se caracteriza por tener unos valores de temperatura casi inalterables.

Termoclina: Inmediatamente por debajo de la capa de mezcla se produce un fuerte descenso de la temperatura hasta rondar los 5°C en torno a los 1000m.

Capa profunda: Cuando la temperatura se estabiliza y, aunque sigue disminuyendo, lo hace de forma muy suave y apenas perceptible.

En cualquier caso, los espesores de estas capas son relativos y pueden (y de hecho así sucede) variar sensiblemente de una localización a otra, e incluso, en un mismo lugar, varían estacionalmente dando lugar a lo que se conoce como **termoclina estacional**. Se puede distinguir también una **termoclina diurna** debida al calentamiento rápido de los primeros 10 o 15 metros. En cualquier caso, estas variaciones estacionales y diarias suelen ser de pequeña magnitud frente a la termoclina permanente.

Movimiento del agua

No hay que perder nunca la idea de que el agua del mar está constantemente en movimiento. Aunque las estructuras suelen ser muy estables y tener escalas de tiempo de, incluso, décadas, su estabilidad es dinámica y las parcelas de agua se mueven y a lo largo de muchos miles de kilómetros, siendo sustituidas constantemente por otras nuevas. Las variaciones de temperatura afectan además a la densidad del agua, provocando movimientos verticales y circulaciones oceánicas profundas.

Salinidad en el Océano

Se entiende por salinidad a la concentración de sales disueltas en el agua oceánica. Un valor medio para esta propiedad puede ser 3,5% en peso, pero generalmente no se expresa de esta manera sino en partes por mil. No obstante, este símbolo se omite generalmente, debido a que la salinidad se define formalmente como un cociente de conductividades y es, por lo tanto, adimensional.

Aunque podemos suponer que la salinidad ronda el valor de 35 (treinta y cinco gramos por kilogramo de agua), lo cierto es que en distintas zonas del planeta este valor varía sensiblemente. Así la salinidad en zonas más cerradas como el Mediterráneo o el mar rojo es muy superior a este valor medio y en otras como el Mar Báltico, con gran aporte fluvial, desciende bastante por debajo del mismo.

La sal más abundante es el cloruro sódico, que supone la mayor parte de la sal disuelta en el mar, pero existe gran cantidad de otros iones que se presentan en concentraciones menores pero muy significativas, por lo que suponen para el sustento de la vida en el mar. En general se acepta que, aunque el valor total de salinidad varíe de una zona a otra, las proporciones relativas entre estos iones permanecen prácticamente constante, aunque existen multitud de casos particulares en que esto no se cumple:

- Mares cerrados, estuarios y otras zonas con un considerable aporte fluvial que puede alterar las proporciones iónicas.
- Zonas profundas o de poca circulación en las que las condiciones puedan llegar a ser anóxicas, y en las que la acción bacteriana extrae del agua los iones sulfato para usarlo en lugar del oxígeno.
- Zonas de aguas cálidas y someras caracterizadas por una intensa precipitación química o biológica del carbonato de calcio, disminuyendo su presencia en disolución.
- Zonas de activo vulcanismo submarino (como las dorsales submarinas), en las que suele darse una intensa liberación de gases

La Variación de la Salinidad

La salinidad en el océano, fuera de estos casos particulares que hemos observado, varía muy poco. En superficie el valor de la salinidad depende directamente de la relación entre la evaporación y la precipitación, y, por tanto, de las condiciones climáticas. Por debajo de los 1000 metros de profundidad, en cambio, la influencia de estas variaciones superficiales no es apreciable y la salinidad suele mantenerse entre 34.5 y 35 en cualquier latitud.

Distribución de la salinidad en superficie.

En la superficie del océano, se alcanzan los valores máximos en torno a los 20° de latitud en ambos hemisferios, ya que en estas zonas la evaporación es mayor que la precipitación. Esta zona corresponde con los cinturones desérticos en tierra. Los valores mínimos se alcanzan en bajas latitudes, en las que hay un mayor aporte fluvial y se funden los hielos polares.

Distribución de la salinidad en profundidad.

Los valores de salinidad suelen ser bastante altos en los primeros metros en relación con las zonas más profundas. Tras una zona que varía entre los 30 y 100 metros de profundidad y que presenta un valor constante (capa de mezcla). Se produce un fuerte descenso hasta cerca de los 1000 m, en que se estabiliza en torno a 34.5 o 35, como ya se ha dicho. Esta zona de intenso gradiente es conocida como haloclina.

Densidad y presión en las aguas oceánicas

La temperatura y salinidad del agua son factores determinantes de sus propiedades físicas y en su distribución, sobre todo en lo que a la escala vertical se refiere. Esto se debe al efecto que estas propiedades tienen sobre la densidad, que aumenta al incrementarse la salinidad y disminuye cuando el incremento se da en la temperatura.

Si suponemos una masa de agua estática (en equilibrio hidrostático) y en la que no existen fenómenos de difusión molecular, las porciones de agua más "pesadas" se hunden y de este modo se obtiene una columna de agua estratificada en la que se pueden distinguir capas con diferentes densidades decrecientes a medida que nos acercamos a la superficie. Esto es lo que trata de mostrar la figura de la derecha, en la que las aguas más densas tienen un color más oscuro.



Esta estructura tan perfectamente estratificada podría romperse fácilmente si agitásemos el agua y entonces las distintas porciones, cada una con su densidad tendería a reubicarse de nuevo en el nivel que le corresponde, oscilando en torno a él con amplitud decreciente hasta alcanzar de nuevo el estado de equilibrio, en un proceso de **reajuste hidrostático**. A modo de símil, es como si tuviésemos un corcho flotando y lo empujásemos hacia el fondo. El corcho tiende a colocarse de nuevo de modo tal que tenga por debajo a todo aquello que sea tenga mayor densidad y por encima lo que tenga una densidad menor. Por eso vuelve a la superficie y allí estará sobre el agua, de mayor densidad, y bajo el aire, de densidad menor. Este fenómeno es crucial en los procesos de mezcla en el océano.

En las zonas polares, por citar un ejemplo, la densidad del agua aumenta por dos motivos: al congelarse el agua, ésta deja atrás su contenido en sales, aumentando localmente la salinidad del agua. Por otro lado, el descenso de la temperatura hace aumentar también la densidad. Estas aguas polares más densas se hunden originando toda una serie de corrientes y circulaciones.

En las zonas más cálidas, una elevada tasa de evaporación produce un considerable aumento de la salinidad, y por ello, de la densidad originando un efecto similar.

En oceanografía es usual encontrar en lugar de la densidad otro concepto casi equivalente: σ_t (sigma-t) y que no tiene más finalidad que la de simplificar los cálculos y los desarrollos matemáticos. Conocida la densidad (en g/cm^3) sólo hay que hacer este sencillo cálculo:

$$\sigma_t = (\rho - 1) \times 1000$$

donde ρ es la densidad. De este modo, una densidad de 1024 g/cc pasa a ser una σ_t de 24. También a σ_t se le llama densidad, pero esto no debe conducir a error fijándose en el valor al que se refiera.

En general, el océano está estratificado y la densidad aumenta linealmente con la profundidad, aunque este aumento es de pequeña magnitud y, a efectos prácticos, muchas veces se considera el océano como de densidad constante. En cualquier caso, las variaciones de densidad están ligadas al aumento de la presión según la **ecuación de la hidrostática**:

$$p = g\rho z$$

en la que p es la presión, medida en atmósferas (atm); g es la aceleración debida a la gravedad, con un valor promedio de 9.81 m/s^2 ; y z es la profundidad medida en metros (m).

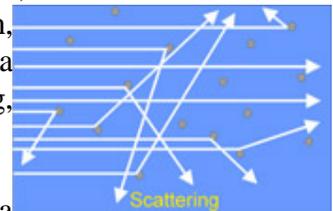
Si suponemos la densidad constante, esta expresión nos da una relación muy interesante entre la profundidad y la presión, que será muy útil para determinar profundidades en el océano.

La propagación de la luz en el agua de mar

La propagación de la luz depende del medio que atraviese. Así la luz no viaja a la misma velocidad en el aire que en el agua.

Cuando la luz se propaga en un medio acuoso, su intensidad decrece exponencialmente, en un fenómeno de **atenuación** que tiene dos causas fundamentales:

- **Absorción:** la energía luminosa se convierte en otro tipo de energía, generalmente calor o energía química. Esta absorción es producida por:
 - Las algas, que utilizan la luz como fuente de energía.
 - Materia orgánica e inorgánica particulada (MOP y MIP) en suspensión.
 - Compuestos inorgánicos disueltos.
 - El agua en sí.
- **Scattering (dispersión).** Este fenómeno consiste, simplemente, en el resultado de la colisión del haz de luz con las partículas en suspensión, provocando múltiples reflexiones. Cuanto más turbia sea el agua (más partículas en suspensión) mayor será el efecto de scattering, dificultando la penetración de la luz.



Por efecto de este fenómeno de atenuación de la luz, la zona suficientemente iluminada como para albergar vida vegetal se reduce a unos pocos metros en la zona superficial del océano, lo que se conoce como **zona** (o capa) **fótica**. Toda la columna de agua por debajo de esta capa es llamada **zona afótica**. La capa fótica tiene un espesor variable que depende, como ya se ha visto, de la turbidez del agua, y que oscila entre los 15 metros en ciertas zonas costeras y los 200 metros en aguas claras en océano abierto.

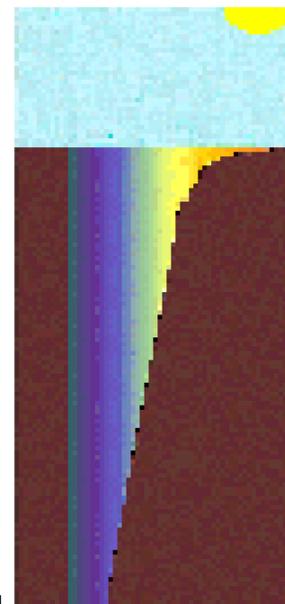
No hay que confundir el término de capa fótica con el de máxima penetración de la luz. La luz (una pequeña parte de ella) llega a mayor profundidad, hasta casi los 1000m, pero no con intensidad suficiente para sostener la fotosíntesis de los vegetales.

La luz en el océano se torna difusa por efecto de la dispersión. Esto implica que la luz no siempre sigue el camino más corto hasta iluminar un objeto, sino que muchos rayos llegan reflejados y desviados de su trayectoria original. Esto provoca algunos problemas con la visión submarina, ya que el ojo necesita que la imagen de los objetos viaje directamente hasta la retina para poder conformar una imagen coherente. La difusión de la luz entre el objeto y el ojo hace que el primero pierda contraste, más cuanto más lejos esté, por lo que la figura se ve borrosa y difuminada. Esto se puede comprobar fácilmente en cuando nos estemos bañando en la playa o la piscina. Tan solo hay que tratar de ver (bajo el agua, claro) nuestras manos extendidas y luego muy cerca, y comparar el nivel de detalle para sacar nuestras propias conclusiones.

La medida de la atenuación de la luz nos da información cuantitativa de la turbidez del agua.

La propagación de la luz en el agua de mar

La luz no es sino una mezcla de radiaciones electromagnéticas de frecuencias distintas. Cada color es una radiación con cierta frecuencia particular, y no todos penetran en el agua de mar de la misma manera. Así, los colores rojos son los primeros en desaparecer, mientras que los últimos son los verdeazules. Cuando vemos un objeto de un color determinado, es porque su superficie refleja radiación luminosa corresponde a ese color. La vida en el océano se ha adaptado a estas peculiaridades, y así, como un ejemplo curioso, muchos peces de aguas profundas son de color rojo, ya que a cierta profundidad, la luz roja ya no penetra y no puede reflejarse sobre su cuerpo, por lo que son casi invisibles y lucen negros y sin contraste. Los carotenoides, responsables del color rojo, absorben casi totalmente la radiación de la mayoría de los órganos luminiscentes de los peces de aguas profundas, con lo que son invisibles hasta para los peces con "linterna". Pero la evolución ha llevado a que algunos de estos órganos luminiscentes emitan luz roja, con lo que los peces rojos se iluminan como un faro, mientras que el cazador, de color negro, permanece casi invisible.



El esquema de la derecha trata de mostrar la profundidad hasta la que penetran los distintos colores del espectro visible. Se puede observar cómo los rojos no pasan de los primeros metros y los azules alcanzan profundidades mayores.

La medición de la luz bajo el nivel del mar

El método más económico para medir la turbidez de las aguas superficiales es el **disco de Secchi**, que consiste en una placa metálica circular de color blanco que se hace descender dentro del agua de manera paralela a la superficie, de modo que se pueda ver desde la borda de un barco. Su funcionamiento es bien sencillo y consiste en ir bajando el disco hasta que deje de verse, y anotar esa profundidad, que es la llamada profundidad de Secchi (Z_s). Con ayuda de unas sencillas ecuaciones empíricas obtenemos una información muy útil:

$$Z_s = F / (C + K)$$

donde C es el coeficiente de atenuación de la luz direccional, K es el coeficiente de atenuación difusa para la luz no direccional (también llamado coeficiente de extinción) y F es un factor que depende de la reflectividad del disco y otros factores, y que varía entre 8.7 en océano abierto y 6 en aguas turbias de estuarios. Los valores de K y C han de estimarse por medio de otros aparatos más caros, pero la ventaja que nos ofrece el disco de Secchi consiste en que relaciona las dos variables, de modo que midiendo una, rápidamente conoceremos la otra.

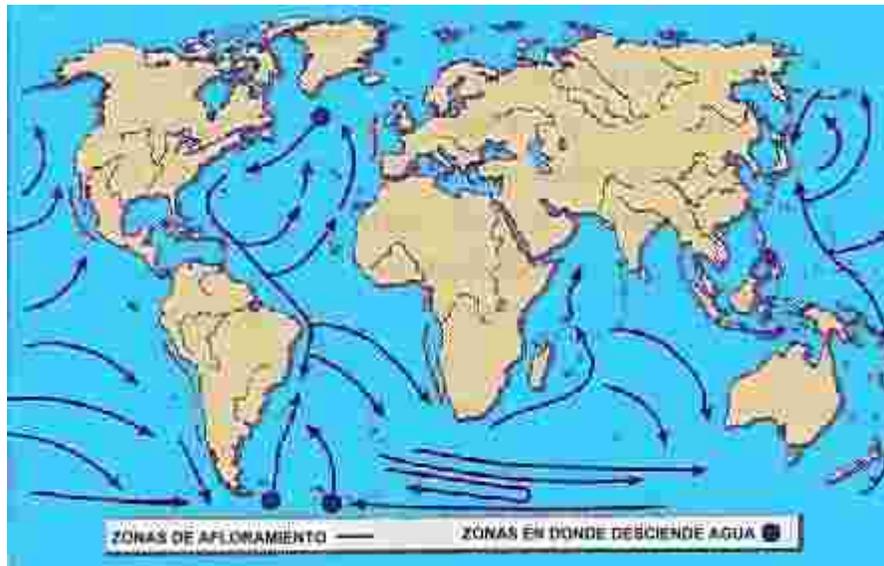
En cualquier caso, es interesante observar que ni la temperatura ni la salinidad afectan de modo apreciable a la difusión de la luz.

OCÉANO

Corrientes marinas: Las aguas de la superficie del océano son movidas por los vientos dominantes y se forman unas gigantescas **corrientes superficiales** en forma de remolinos.

El giro de la Tierra hacia el Este influye también en las corrientes marinas, porque tiende a acumular el agua contra las costas situadas al oeste de los océanos, como cuando movemos un recipiente con agua en una dirección y el agua sufre un cierto retraso en el movimiento y se levanta contra la pared de atrás del recipiente. Así se explica, según algunas teorías, que las corrientes más intensas como las del **Golfo** en el Atlántico y la de **Kuroshio** en el Pacífico se localicen en esas zonas.

Este mismo efecto del giro de la Tierra explicaría las zonas de **afloramiento** que hay en las costas este del Pacífico y del Atlántico en las que sale agua fría del fondo hacia la superficie. Este fenómeno es muy importante desde el punto de vista económico, porque el agua ascendente arrastra nutrientes a la superficie y en estas zonas prolifera la pesca. Las pesquerías de Perú, Gran Sol (sur de Irlanda) o las del África atlántica se forman de esta manera.



En los océanos hay también, **corrientes profundas** o termohalinas en la masa de agua situada por debajo de la termoclina. En estas el agua se desplaza por las diferencias de densidad. Las aguas más frías o con más salinidad son más densas y tienden a hundirse, mientras que las aguas algo más cálidas o menos salinas tienden a ascender. De esta forma se generan corrientes verticales unidas por desplazamientos horizontales para reemplazar el agua movida. En algunas zonas las corrientes profundas coinciden con las superficiales, mientras en otras van en contracorriente.

Las corrientes oceánicas trasladan grandes cantidades de calor de las zonas ecuatoriales a las polares. Unidas a las corrientes atmosféricas son las responsables de que las diferencias térmicas en la Tierra no sean tan fuertes como las que se darían en un planeta sin atmósfera ni hidrosfera. Por esto su influencia en el clima es tan notable.

OLAS

Corrientes Marinas

Desde su formación hace casi 4000 millones de años los océanos contienen la mayor parte del agua líquida de nuestro planeta. Entender su funcionamiento es muy importante para comprender el clima y para explicar la diversidad de vida que hay en nuestro planeta

Océanos y mares

Llamamos océanos a las grandes masas de agua que separan los continentes. Son cinco. El más extenso es el Pacífico, que con sus 180 millones de km² supera en extensión al conjunto de los continentes. Los otros cuatro son el Atlántico, el Índico, el Antártico o Austral y el Ártico.

Dentro de los océanos se llama mares a algunas zonas cercanas a las costas, situados casi siempre sobre la plataforma continental, por tanto con profundidades pequeñas, que por razones históricas o culturales tienen nombre propio Mediterráneo, Cantábrico, Alborán, etc.

La importancia de las corrientes en la configuración de las características climáticas mundiales es fundamental, influyendo también en las características biológicas en las zonas marinas próximas, por lo que suponen de regulación de la temperatura del agua y aporte de nutrientes.

La costa atlántica europea está bajo la influencia directa de la corriente del golfo, que determina no sólo el clima, sino también la productividad pesquera de sus costas, en las que Galicia está incluida.

PRINCIPALES CORRIENTES DEL ATLÁNTICO

LABRADOR	Fría	N- →SW	Comienza en el ártico y baña la costa atlántica de América del norte.
CORRIENTE DEL GOLFO	Cálida	SW- →NE	Parte de las costas de Florida hasta las costas atlánticas europeas
CANARIAS	Fría	N-→S	Desde las Azores al Cabo Verde
N. ECUATORIAL	Cálida	E-→W	Parte de la costas africanas hasta la costa americana, prolongándose por el mar Caribe
CONTRACORRIENTE ECUATORIAL	Cálida	W-→E	Es una corriente opuesta a las ecuatoriales del norte y del sur.
S. ECUATORIAL	Cálida	E-→W	Similar a la corriente ecuatorial del norte.
FALKLAND	Fría	SW-→E	Parte de la Patagonia hasta las costas sudafricanas
BERENGUÉLA	Fría	S-→N	Desde la costa Sudafricana hasta el ecuador

LA CORRIENTE DEL GOLFO

Esta corriente, que influye en el clima y en la productividad pesquera de las costas gallegas constituye el circuito más largo y caudaloso del mundo y da lugar a una de las mayores despensas marinas. Terranova y el noroeste europeo, en el punto de encuentro de sus aguas calientes con las frías del ártico, son los bancos de salmón y bacalao más productivos del planeta.

Además la corriente es fundamental por sus efectos climáticos sobre la costa occidental de Europa. Ni Galicia ni la Cornisa Cantábrica mantendrían temperaturas tan suaves, de no ser por un ramal de corriente que penetra hasta el golfo de Vizcaya.

Relieve del fondo oceánico

La profundidad media de los océanos es de unos cuatro o cinco kilómetros que comparados con los miles de km que abarcan nos hacen ver que son delgadas capas de agua sobre la superficie del planeta. Pero la profundidad es muy variable dependiendo de la zona:

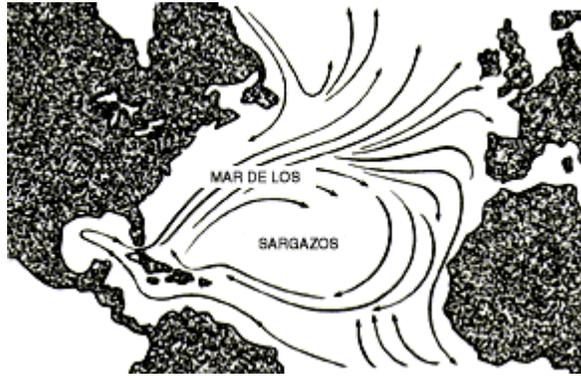
Plataforma continental.- Es la continuación de los continentes por debajo de las aguas, con profundidades que van desde 0 metros en la línea de costa hasta unos 200 m. Ocupa alrededor del 10% del área oceánica. Es una zona de gran explotación de recursos petrolíferos, pesqueros, etc.

Talud.- Es la zona de pendiente acentuada que lleva desde el límite de la plataforma hasta los fondos oceánicos. Aparecen hendididos, de vez en cuando, por cañones submarinos tallados por sedimentos que resbalan en grandes corrientes de turbidez que caen desde la plataforma al fondo oceánico.

Fondo oceánico. Con una profundidad de entre 2000 y 6000 metros ocupa alrededor del 80% del área oceánica.

Cadenas dorsales oceánicas.- Son levantamientos alargados del fondo oceánico que corren a lo largo de más de 60.000 Km. En ellas abunda la actividad volcánica y sísmica porque corresponden a las zonas de formación de las placas litosféricas en las que se está expandiendo el fondo oceánico.

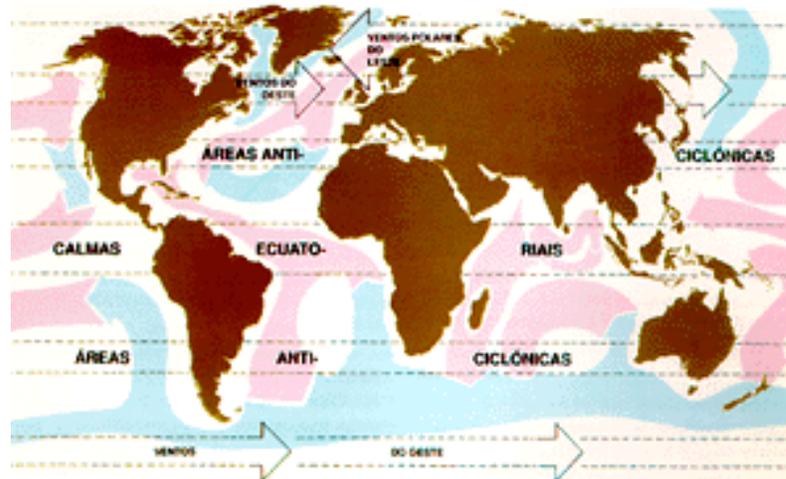
Cadenas de fosas abisales.- Son zonas estrechas y alargadas en las que el fondo oceánico desciende hasta más de 10 000 m de profundidad en algunos puntos. Son especialmente frecuentes en los bordes del Océano Pacífico. Con gran actividad volcánica y sísmica porque corresponden a las zonas en donde las placas subducen hacia el manto.



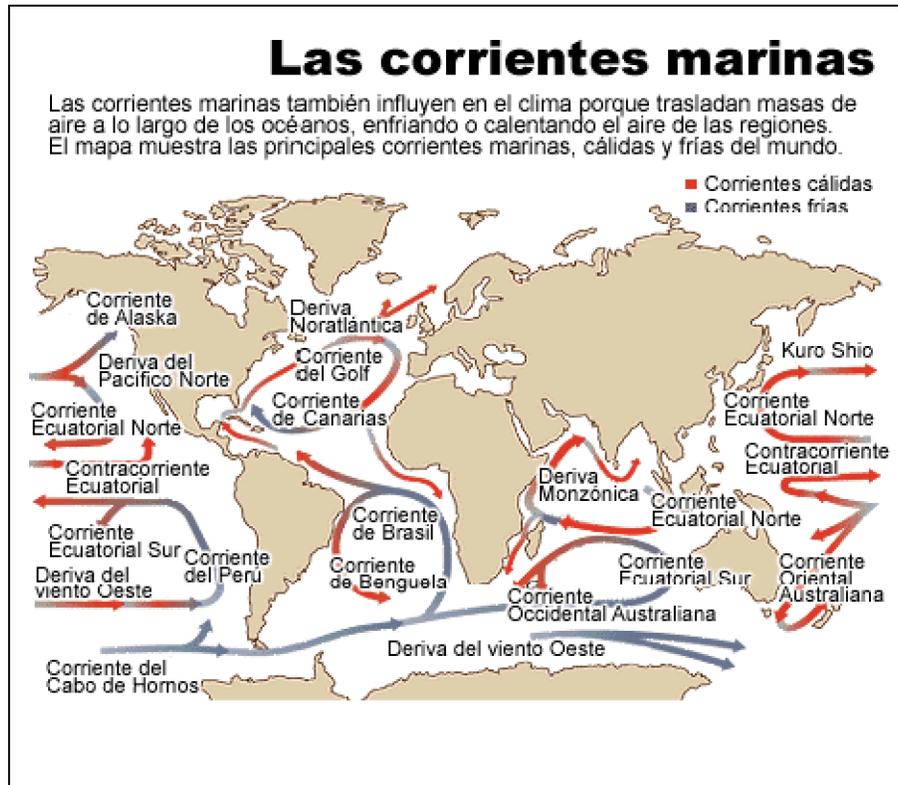
Temperatura

En los océanos hay una capa superficial de agua templada (12° a 30° C), que llega hasta una profundidad variable según las zonas, de entre unas decenas y 400 o 500 metros. Por debajo de esta capa el agua está fría con temperaturas de entre 5° y -1° C. Se llama termoclina al límite entre las dos capas. El Mediterráneo supone una excepción a esta distribución de temperaturas porque sus aguas profundas se encuentran a unos 13° C. La causa hay que buscarla en que está casi aislado al comunicar con el Atlántico sólo por el estrecho de Gibraltar y por esto se acaba calentando toda la masa de agua.

El agua está más cálida en las zonas ecuatoriales y tropicales y más fría cerca de los polos y, en las zonas templadas. Y, también, más cálida en verano y más fría en invierno.



Corrientes Marinas



Las aguas de la superficie del océano son movidas por los vientos dominantes y se forman unas gigantescas corrientes superficiales en forma de remolinos.

CORRIENTE: es el desplazamiento de una masa de agua. Podemos establecer una clasificación de los distintos tipos de corriente según su origen.

CORRIENTE DE DENSIDAD: Debido a diferencias de temperatura y salinidad entre dos masas de agua situadas en distintos lugares o profundidades se produce una variación de densidad. La tendencia natural es a compensar esta diferencia de densidad, por lo que una de las masas se desplaza hacia la otra a una velocidad en nudos proporcional a la diferencia de densidad. Por ejemplo, el agua de superficie puede sufrir un aumento de salinidad por evaporación. Estas corrientes no suelen ser muy intensas.

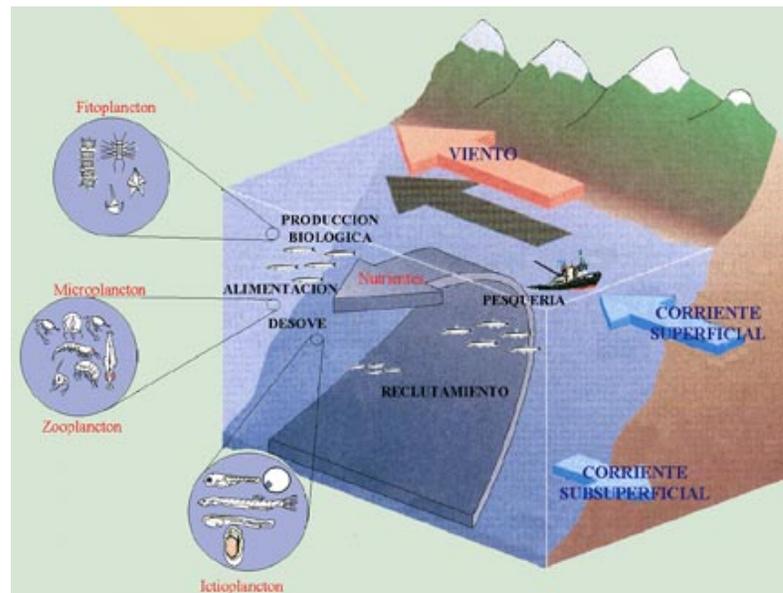
CORRIENTE DE ARRASTRE: Son las corrientes que se establecen en superficie por la acción directa del viento siendo de mayor intensidad cuando el viento es constante sobre una masa extensa de agua, como es el caso de los alisios que soplan NE y SE en el Atlántico y Pacífico creando corrientes de grandes masas de agua en dirección W.

CORRIENTES DE MAREAS: Son debido exclusivamente por la variación del nivel del mar debido a la atracción de la luna y el sol, y su dirección cambia a la vez que cambian las mareas. La velocidad de estas corrientes suele ser muy intensa dependiendo de la configuración de la

costa, en pasos estrechos pueden llegar a alcanzar 10 nudos siendo un peligro o una atracción para los buceadores. En altamar suelen carecer de importancia.

CIRCULACIÓN OCEÁNICA: Se establece una circulación de grandes masas de agua más o menos constante debido a la combinación de dos tipos de corriente, una por la compensación de densidad y la otra por corrientes de arrastre. De este tipo de corriente, las más conocidas son: la corriente del golfo que fluye en dirección NE transporta las cálidas aguas del golfo de México hasta las costas de Europa. La corriente del labrador fluye en dirección contraria desde las costas del labrador y terra-nova transportando agua **de las regiones cálidas**.

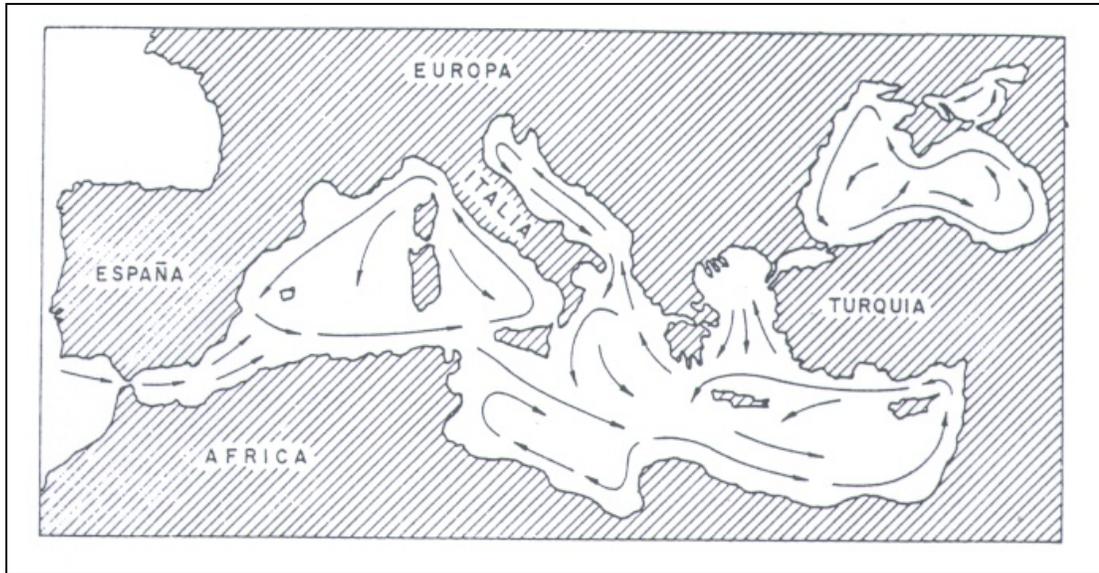
El giro de la Tierra hacia el Este influye también en las corrientes marinas, porque tiende a acumular el agua contra las costas situadas al oeste de los océanos, como cuando movemos un recipiente con agua en una dirección y el agua sufre un cierto retraso en el movimiento y se levanta contra la pared de atrás del recipiente. Así se explica, según algunas teorías, que las corrientes más intensas como las del Golfo en el Atlántico y la de Kuroshio en el Pacífico se localicen en esas zonas.



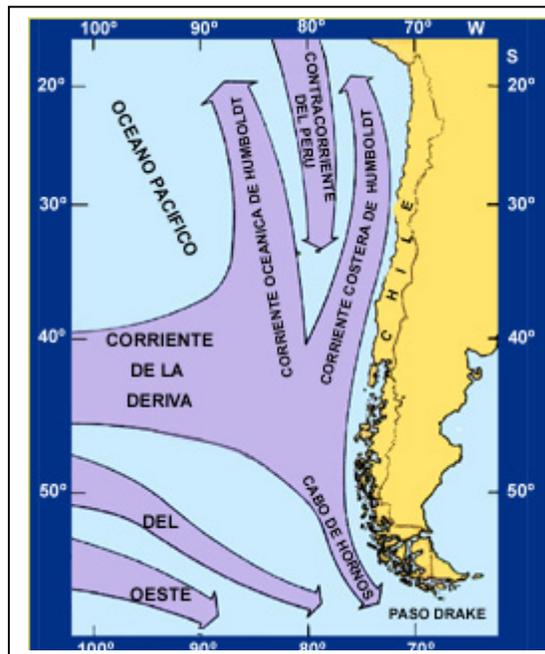
Este mismo efecto del giro de la Tierra explicaría las zonas de afloramiento que hay en las costas este del Pacífico y del Atlántico en las que sale agua fría del fondo hacia la superficie. Este fenómeno es muy importante desde el punto de vista económico, porque el agua ascendente arrastra nutrientes a la superficie y en estas zonas prolifera la pesca. Las pesquerías de Perú, Gran Sol (sur de Irlanda) o las del África atlántica se forman de esta manera.

Corrientes oceánicas. En los océanos hay también, corrientes profundas o termohalinas en la masa de agua situada por debajo de la termoclina. En estas el agua se desplaza por las diferencias de densidad. Las aguas más frías o con más salinidad son más densas y tienden a hundirse, mientras que las aguas algo más cálidas o menos salinas tienden a ascender. De esta forma se generan corrientes verticales unidas por desplazamientos horizontales para reemplazar el agua movida. En

algunas zonas las corrientes profundas coinciden con las superficiales, mientras en otras van en contracorriente.



Las corrientes oceánicas trasladan grandes cantidades de calor de las zonas ecuatoriales a las polares. Unidas a las corrientes atmosféricas son las responsables de que las diferencias térmicas en la Tierra no sean tan fuertes como las que se darían en un planeta sin atmósfera ni hidrosfera. Por esto su influencia en el clima es tan notable.



La Corriente Humboldt: Frente a las costas de Chile y Perú, existe la corriente de Humboldt, la cual se relaciona con un sistema de corrientes más complejo. Dentro de este sistema se distinguen distintos componentes:

Las mareas tienen una gran influencia en los organismos costeros que tienen que adaptarse a cambios muy bruscos en toda la zona intermareal: unas horas cubiertas por las aguas marinas y azotadas por las olas seguidas de otras horas sin agua o, incluso en contacto con aguas dulces, si llueve. Además, en algunas costas, por la forma que tienen, se forman fuertes corrientes de marea, cuando suben y bajan las aguas, que arrastran arena y sedimentos y remueven los fondos en los que viven los seres vivos.

En la cercanía del litoral se suelen producir corrientes costeras de deriva, muy variables según la forma de la costa y las profundidades del fondo, que tienen mucho interés en la formación de playas, estuarios y otras formas de modelado costero.

La energía liberada por las olas en el choque continuo con la costa, las mareas y las corrientes tienen una gran importancia porque erosionan y transportan los materiales costeros, hasta dejarlos sedimentados en las zonas más protegidas. En la formación de los distintos tipos de ecosistemas costeros: marismas, playas, rasas, marjales, dunas, etc. también influyen de forma importante los ríos que desemboquen en el lugar y la naturaleza de las rocas que formen la costa.

Fenómeno de El Niño

Término derivado de la "Corriente El Niño", descubierta a comienzos del siglo pasado por pescadores peruanos, con que se denominó a una corriente marina de aguas anormalmente cálidas que aparecía cada cierta cantidad de años, desplazándose desde el norte hacia el sur paralela a la costa sudamericana y que producía una gran alteración en la fauna marina con una importante pérdida en la producción pesquera.

Actualmente se sabe que corresponde a todo un fenómeno natural de interacción océano-atmósfera que ocurre en la región del Pacífico intertropical cada cierta cantidad de años y que se caracteriza por presentar condiciones de la temperatura del mar más cálidas que lo normal en una extensa área entre las costas sudamericanas y de Oceanía.

¿Qué ocurre en la atmósfera en presencia del Niño?

Los vientos alisios que normalmente soplan en la región intertropical desde América hacia Oceanía, se debilitan y pueden llegar a cambiar de sentido, facilitando así el transporte de aguas calientes características del sector de Indonesia hacia las costas intertropicales sudamericanas y posteriormente hacia el istmo de Panamá y las costas norte de Chile. En la atmósfera media y alta del Pacífico ecuatorial, los vientos del este también se debilitan, permitiendo que la nubosidad convectiva del sudeste asiático se desplace hacia Sudamérica, produciendo intensas precipitaciones en Ecuador y Perú. Estas alteraciones atmosféricas, también hacen que la zona de altas presiones que se ubica sobre el Océano Pacífico frente a la parte norte y central de Chile (anticiclón del Pacífico), se desplace hacia el oeste, debilitando sus efectos en Chile y permitiendo así que los sistemas frontales que provienen del Pacífico sur, alcancen la zona central y norte chico del país, incrementándose la cantidad e intensidad de las precipitaciones en estos sectores.

¿Cómo afecta El Niño el clima de Chile?

Cada cierta cantidad de años, se presentan condiciones cálidas en el Pacífico ecuatorial y costas del norte de Chile, Perú, Ecuador y Colombia, asociadas a disminución de la presión atmosférica, evidenciando así la presencia de un Fenómeno El Niño. Este calentamiento del agua marina inhibe la surgencia en la superficie del mar (afloramiento de aguas frías, ricas en microorganismos, desde las profundidades marinas), aumentándose la temperatura del aire en 1 a 2° sobre lo normal, lo que es sensible en la costa norte de Chile durante el período de máxima intensidad del Niño. La parte central, sur y austral del país no experimentan variaciones térmicas importantes.

El elemento climático más afectado por un Fenómeno El Niño es la precipitación. Desde la III hasta la VII región del país, muchas veces se experimenta un importante aumento en los totales de precipitaciones y en su intensidad, que han dejado consecuencias catastróficas en la infraestructura vial y en algunos sectores económicos del país, como el sector agrícola, ganadero, de vivienda y minero.

¿Porqué las lluvias aumentan en Chile durante El Niño?

Situación normal: La circulación atmosférica en Chile, que determina las características climáticas del país, está definida por las características de dos factores: el anticiclón subtropical del Pacífico suroriental y el cinturón de bajas presiones subpolares. El primero corresponde a un área de altas presiones semipermanentes que afecta la zona norte y central del país, con fluctuaciones norte-sur en la ubicación de su borde sur durante el invierno (30° a 35° de latitud) y en verano (35° a 40° de latitud). El segundo factor es el cinturón de bajas presiones que se localiza entre los 45° y 55° de latitud sur, cuyos desplazamientos hacia latitudes menores ocurren con frecuencia en invierno, originando el desarrollo de sistemas frontales que incursionan regularmente entre La Serena y Concepción.

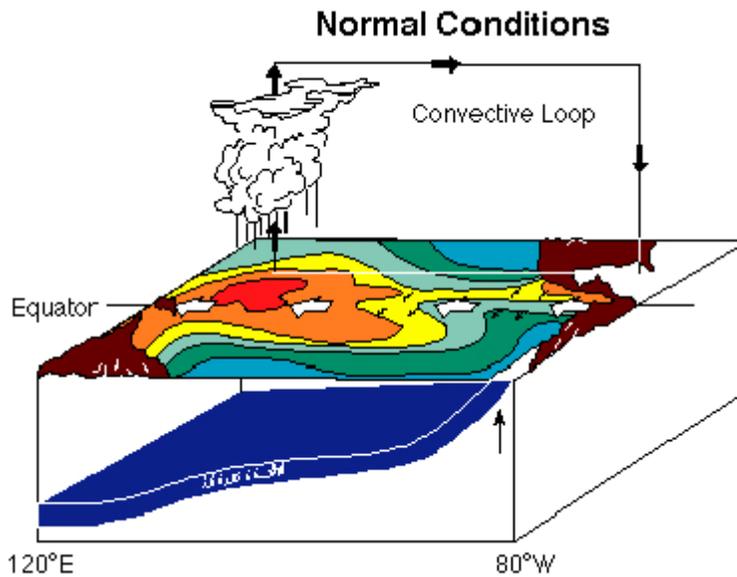
Situación de El Niño: En presencia de un evento de El Niño, el anticiclón subtropical del Pacífico se debilita en el sector oriental (frente a Chile) disminuyendo sus efectos en la zona central y norte chico del país y facilitando el desplazamiento de los sistemas frontales que provienen de la región oeste del Pacífico. Esta condición atmosférica, aumenta la frecuencia de bandas nubosas frontales y las intensifica, generándose así una mayor cantidad de precipitaciones. El desplazamiento del anticiclón subtropical del Pacífico hacia el oeste, facilita la presencia de capas atmosféricas inestables cercanas a la superficie, que se asocian a precipitaciones.

¿Cuántas veces se presentó El Niño durante el pasado siglo?

Los análisis de registros históricos de la temperatura superficial del mar y de información satelítica de las últimas décadas en la región del Pacífico ecuatorial, definen como períodos cálidos o El Niño, los siguientes años del pasado siglo, en los cuales se inició uno de estos eventos: 1902, 1905, 1911, 1914, 1918, 1925, 1929, 1939, 1941, 1953, 1957, 1965, 1972, 1976, 1982, 1986, 1992 y 1997. Es importante señalar que la mayoría de estos episodios tienen una duración que comprende desde la primavera-verano de un año hasta el otoño-invierno del

año subsiguiente.

COMPRENDAMOS LOS MECANISMOS "EL NIÑO"



Condiciones Normales

- Baja presión sobre Indonesia (gran gradiente de presión).
- Fuertes vientos alisios.
- Contra corriente débil.
- Surgencia en la costa de Perú (y California), aguas frías ricas en nutrientes.
- Al oeste, aguas más cálidas; al este aguas más frías, produciendo una alta productividad en la costa de Perú.
- Las tormentas se concentran en el oeste, sobre las aguas cálidas.
- En condiciones normales, condiciones no El Niño, los vientos alisios soplan hacia el oeste a través del Pacífico occidental, de tal manera que la superficie del mar, en Indonesia, es cerca de medio metro más alta que en el Ecuador.
- La temperatura superficial del mar es cerca de 8° C más alta en el oeste, con presencia de temperaturas frías en la costa de América del Sur, debido a la surgencia de aguas más frías desde aguas más profundas.
- Estas aguas frías son ricas en nutrientes; lo que sustenta los niveles elevados de producción primaria, los ecosistemas marinos diversos y las principales pesqueras.
- Las lluvias se presentan en los aires ascendentes sobre las aguas más cálidas, mientras que el Pacífico este es relativamente más seco

Fenómeno de La Niña

Término empleado para describir un fenómeno natural de interacción océano-atmósfera, que ocurre en la región del Pacífico ecuatorial cada ciertos años y que se caracteriza principalmente por presentar condiciones de la temperatura del mar más frías que lo normal en una extensa área, entre las costas de Sudamérica y Oceanía.

¿Qué ocurre en la atmósfera en presencia de La Niña?

Los vientos alisios que en condiciones naturales se encuentran en la región intertropical del océano Pacífico, soplando desde las costas americanas hacia el sector asiático, comienzan a ser más intensos, favoreciendo de esta manera el arrastre de aguas superficiales más frías que existen en la región oriental del Pacífico hacia la parte occidental. En la atmósfera media y alta del Pacífico ecuatorial central, bajo estas condiciones frías, aparece una intensificación de la circulación de las masas de aire que descienden desde la alta atmósfera (15 km de altura) hasta la superficie. Esto origina que la zona de altas presiones ubicadas en la parte norte y central de Chile y área oceánica, aumente en intensidad y extensión espacial, impidiendo el ingreso de sistemas frontales y el desarrollo de nubosidad asociada a precipitaciones en las zonas central y sur de Chile.

¿Cómo afecta La Niña en el clima de Chile?

Cada ciertos años se presentan condiciones oceánicas frías en el Pacífico ecuatorial y costas del norte de Chile, Perú, Ecuador y Colombia, manifestando la presencia de un Fenómeno La Niña asociado a procesos intensos de surgencia (afloración hacia la superficie de aguas frías y profundas por causa del viento). Esto provoca que las condiciones de temperatura del aire sean más frías, entre 1 y 2 °C por debajo del promedio en la costa norte de Chile, durante el período en que La Niña presenta su máxima intensidad. La parte sur y austral de Chile, no experimenta grandes cambios desde el punto de vista térmico. La precipitación es el elemento climático más afectado. En el país, desde la VIII región (Los Angeles) al norte, aparece un déficit de lluvias importante que predomina gran parte del año. Específicamente, la región central de Chile, entre la V y la VII Región, ha experimentado una disminución de la pluviometría de hasta un 79%, con consecuencias catastróficas en algunos sectores económicos del país, tales como el sector agrícola (secano costero), ganadero, energético (disminución de recursos hidroeléctricos) y minero.

¿Porque las lluvias disminuyen en Chile durante La Niña?

Estado normal: La circulación atmosférica en Chile, en condiciones normales, se caracteriza por dos factores: el anticiclón subtropical del Pacífico suroriental y el cinturón de bajas presiones subpolares. El primero corresponde a un área de altas presiones de manera casi permanente durante todo el año, afectando la zona norte y central del país, con fluctuaciones norte-sur en la ubicación de su borde sur en el invierno (30 a 35° de latitud sur) y en el verano (35 a 40° de latitud sur). El segundo factor que regula el clima en Chile, corresponde a la ubicación del cinturón de bajas presiones que se ubica entre los 45 y 55° de latitud sur, cuyos desplazamientos hacia latitudes de más al norte ocurren con frecuencia en períodos de invierno, originando el desarrollo de sistemas frontales que incursionan regularmente entre La Serena y Concepción.

Estado de La Niña: En presencia de un evento La Niña, el anticiclón subtropical del Pacífico suroriental, se intensifica aún más, aumentando su área de acción más al sur de lo normal e impidiendo el normal desplazamiento de los sistemas frontales que provienen de la región oeste del Pacífico. Esta condición atmosférica disminuye la frecuencia de bandas nubosas frontales hacia la zona central y norte y además inhibe el normal desarrollo de la nubosidad de los frentes, que son imprescindibles para la generación de la precipitación. Los anticiclones subtropicales, se caracterizan por tener una gran extensión en la vertical (15-20 km) y horizontal (1000-3000 km) y poseer una estabilidad atmosférica que impide la formación de nubes de origen frontal que causan las precipitaciones.

¿Cuántas veces se ha presentado La Niña durante el presente siglo?

Los análisis de la temperatura superficial del mar en la región del Pacífico ecuatorial, definen como períodos fríos de La Niña, los siguientes años de inicio: 1904, 1908, 1910, 1916, 1924, 1928, 1938, 1950, 1955, 1964, 1970, 1973, 1975, 1988, 1995 y 1998. Es importante señalar que la mayoría de estos episodios tienen una duración que abarca entre la primavera-verano de un año hasta el otoño-invierno del año siguiente

Mareas

¿Te has preguntado alguna vez por qué una playa cambia tanto de aspecto según tenga marea alta o baja? Pues la causante es la Luna, que ejerce una atracción gravitatoria sobre nuestro planeta y determina que el caudal de las aguas ascienda o descienda en ciclos periódicos. Si no hubiera ningún astro alrededor de la Tierra, el nivel de agua no se alteraría. Pero la Luna influye hasta el punto de que su efecto es mayor o menor dependiendo de la posición en la que se encuentre

Una marea es el ascenso y descenso periódico de las aguas del mar. Se trata de un efecto producido por la atracción gravitatoria de la Luna y del Sol sobre el agua y la Tierra. Este ciclo se repite en periodos de 12 horas (mareas semidiurnas) y de 24 horas (diurnas). Lo normal es que sean mixtas; es decir, que en la misma costa se den los dos tipos de mareas

Para explicar por qué se produce este fenómeno tenemos que remontarnos a la Ley de la Gravedad, descrita por Newton. Según éste, la atracción gravitatoria depende de tres cosas: las masas de dos cuerpos y la distancia que los separa. Demostró que la fuerza es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia. En otras palabras, que la fuerza de la marea depende de la distancia a la que esté el astro. Por eso sólo el Sol y, sobre todo, la Luna (más cercana a nuestro planeta) ejercen esa atracción gravitatoria. Si no hubiera ningún astro alrededor de la Tierra, el nivel de agua no se alteraría.

La influencia de la Luna es tan grande que, según la posición en que se encuentre, la atracción será mayor o menor. Cuando la marea está alta, se llama pleamar. Y si está baja, bajamar.

Para poder desarrollarse, las mareas necesitan grandes extensiones marinas. En los mares cerrados o pequeños, los desplazamientos son pequeños y las mareas alcanzan poca altura. En cambio, hay puertos en los que las mareas son tan fuertes que la navegación está condicionada a su ritmo. Hasta tal punto que los barcos sólo pueden entrar cuando sube la marea y salir cuando baja.

Por eso, existen unas tablas que explican cómo serán las mareas a lo largo de todo un año y los pescadores las tienen muy en cuenta. Fíjate: para algunos tipos de pesca, como la pesca variada, es muy importante ir en horario de pleamar. Para otros tipos, como la pesca del lenguado, hay que aprovechar la bajamar.

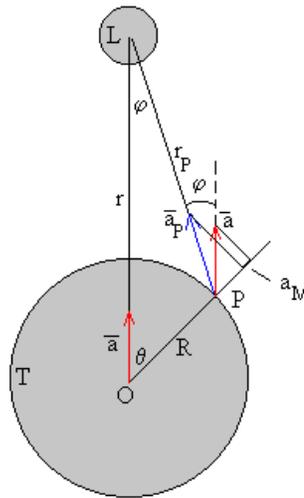
En la actualidad, dos terceras partes de la superficie de la Tierra están cubiertas de agua, y casi la totalidad de esta agua (el 97,7%) se encuentran en el mar. El resto corresponde a los casquetes polares y glaciales, está suspendida en la atmósfera, o integra los ríos, arroyos y lagos. La cantidad de agua que constituye los ríos, arroyos y lagos es ínfima, en comparación con el volumen que hay en el mar: menos del 0,01 % del agua que hay en la Tierra. La diferencia fundamental entre el agua dulce y el agua de mar es su contenido en sales. Los diferentes niveles de sal plantean problemas diversos para los riñones de los peces, y la mayoría de ellos viven o bien en un hábitat marino o bien en agua dulce. Unos pocos se han adaptado para vivir en ambos medios. Peces notables, como el salmón, se reproducen y pasan la primera parte de su vida en agua dulce, y después emigran al mar, donde comen plancton y llegan a la madurez antes de regresar. Algunas especies resistentes que suelen vivir en agua dulce, como por ejemplo varias tilápias, soportan también niveles salinos muy altos.

El mar, por su misma inmensidad, es un ambiente muy estable. Está compuesto de agua pura en un 96,4%, aproximadamente, y de minerales disueltos en un 3,6%. De estos minerales, tres cuartas partes corresponden a la sal común (cloruro de sodio).

COMPONENTES INORGÁNICOS EN EL AGUA DE MAR

Cloro	Cl-	55.04%
Sodio	Na+	30.61%
Sulfato	SO ₄ ⁻⁻	7.68%
Magnesio	Mg ⁺⁺	3.69%
Calcio	Ca ⁺⁺	1.16%
Potasio	K+	1.16%
Acido carbónico	HCO ₃ ⁻	0.41%
Bromo	Br-	0.19%
	H ₃ Bo ₃	0.07%
Acido Bórico	Sr ⁺⁺	0.04%
Estroncio		
		99.28%
Total		

El contenido mineral del agua de mar se debe a que la lluvia va disolviendo minerales del suelo a lo largo de millones de años, o simplemente a que arrastra tierra hacia el mar. La montaña más alta del mundo se encuentra, en realidad, debajo del agua, frente a la desembocadura del río Amazonas, donde se han depositado sedimentos hasta una altura de unos 11.000 m. La concentración de minerales en el primitivo mar de Tetis era de nueve partes por mil. En la actualidad, los mares del mundo son muchísimo más salados, y tienen una concentración de minerales de alrededor de 36 partes por mil. Esta cifra experimenta ligeras variaciones en diferentes partes del mundo. La evaporación abundante que tiene lugar en las regiones subtropicales, sobre todo en el mar de los Sargazos y el Caribe, provoca una mayor salinidad del agua, que alcanza las 37 partes por mil, y las 40 a 41 partes por mil en el mar Rojo.



La abundancia de precipitaciones en algunas regiones, como la cuenca del Amazonas, hace que el agua de las inundaciones fluya hacia el mar, donde se reduce el nivel de salinidad. En cierta medida, estas diferencias locales se equilibran cuando las aguas se combinan, por acción de las corrientes oceánicas y los vientos. Aunque, la salinidad del agua varía considerablemente en todo el mundo, dentro de cada zona permanece bastante constante. Esto significa que la mayoría de los peces de mar pueden contar con que las condiciones se mantendrán muy estables. Existen zonas con gran diversidad de concentraciones salinas como el caso del ártico en el que en la franja costera se aprecian cambios en el color del agua debido a la diferencia de salinidad.

El agua de mar es por tanto más pesada que el agua dulce. En el mar se forman capas horizontales ya que el peso específico depende también de la temperatura, por lo que estas capas serán más diferenciadas en razón a su salinidad y temperatura.

Las mareas son los ascensos y descensos periódicos de todas las aguas, como resultado de la atracción lunar y del sol.

La luna por estar más cerca que el sol influye más sobre la tierra por lo que es causa principal de las mareas. El agua, al coincidir la luna en un punto determinado de la tierra, sufre una atracción elevándose de su nivel normal (marea alta).

El sol al igual que la luna crea mareas pero de menor fuerza. Al coincidir la luna con el sol en las lunas nuevas y llenas, de tal forma que están alineados los tres planetas, las atracciones se suman por lo que resultan las mareas más altas y las bajas más de lo normal.

Además de las mareas verticales (alta y baja), otro factor importante son las mareas horizontales (corrientes de marea). Quede bien claro que estas son mareas totalmente distintas de las corrientes oceánicas. En zonas cerradas, una corriente de marea fluye durante unas 6,12 horas aguas arriba o hacia la costa, correspondiendo con la marea alta y después se invierte y corre durante casi el mismo tiempo en dirección contraria, correspondiendo con la marea baja. De tal forma, durante este periodo de direcciones contrarias se establece una inmovilidad o calma denominada repunte de marea.

TIPOS DE MAREAS

Marea de Barlovento: Corriente de marea que va en la dirección que sopla el viento.

Mareas de Cuadraturas: Mareas que se producen cuando la luna está en cuarto menguante o creciente. La amplitud de la marea disminuye en esta época, pero por lo general hay un retardo de uno o dos días en el efecto de la fase lunar sobre la marea que se conoce con el nombre de edad de la desigualdad de fase. Después de tener en cuenta este retardo, la altura media de las bajamares y pleamares, se llaman bajamar y pleamar de cuadraturas respectivamente.

La diferencia de alturas entre ellas se llama amplitud de cuadraturas, que es por lo general de un 10% a 20% menor que la amplitud media, con algunas variaciones para las distintas partes del mundo.

Marea de Apogeo: Se produce cuando la luna se encuentra a mayor distancia de la tierra, o sea, en el apogeo. La amplitud disminuye a medida que aumenta la distancia luna-tierra, pero por lo general el valor mínimo lo alcanza días después que la luna ha pasado por el apogeo. La amplitud del apogeo de la marea es la amplitud media mínima, inmediatamente después del paso de la luna por el apogeo y es, por lo general, un 20% menor que la amplitud media de marea de tipo semi-diurno o mixto y no tiene significación práctica donde el tipo de marea es diurno.

Marea de Equilibrio: Marea hipotética debida a fuerzas productoras de marea según la teoría del equilibrio. También se le conoce como marea de gravitación o astronómico.

Marea de Perigeo: Se produce cuando luna se encuentra a su menor distancia de la tierra, o sea, en el perigeo. La amplitud aumenta a medida que disminuye la distancia luna- tierra y su máximo valor, se registra 1 a 3 días después que la luna ha pasado por el perigeo. La amplitud de la marea de perigeo es, por lo general, un 20% mayor que la amplitud media

Marea de Sicigias: Marea que se produce durante la luna llena o nueva. La amplitud de la marea tiende a aumentar en esta época, pero por lo general con un retardo que se conoce con el nombre de Edad de la Desigualdad de la Fase. El promedio de altura de la pleamar o bajamar de sicigias, se denomina pleamar o bajamar de sicigias. La amplitud de sicigias es por lo general, de 10% a un 30% mayor que la amplitud media del lugar.

Marea Doble: Es una pleamar con dos crestas casi de la misma altura separadas por una pequeña depresión; o una bajamar, con dos senos de casi la mismo altura, separados por una pequeña

elevación. (Estas mareas se registran en Caletas Percy y Clarenia de la bahía Gente Grande en nuestro Estrecho de Magallanes).

Marea Semi-Diurna: 2 plea y 2 baja en 24 hrs. (definición resumida).

Marea Ecuatorial: Tiene lugar semi-mensualmente cuando la luna está sobre el ecuador. En ese momento es mínima la tendencia de la luna a producir una desigualdad diurna de las mareas.

Marea Equinoccial: Se produce cuando el sol está en los equinoccios. (Declinación = 0°)

Marea Diurna: 1 plea y 1 baja en 24 hrs.

Marea Ordinaria: Es la marea normal de un lugar, es decir, la marea más frecuente. Desecha, naturalmente, lo extraordinario o lo menos frecuente.

Marea Mixta: 2 pleas y 1 baja, o 1 plea y 2 bajas, en 24 hrs.

Mareas Trópicas o Tropicales: Son aquellas que ocurren en las épocas de máxima declinación norte o sur de la luna y se caracterizan por un notable aumento en la desigualdad diurna. Este efecto se produce uno o dos días después de la fecha de la máxima declinación de la luna, retardo que se conoce con el nombre de Edad de la Desigualdad Diurna.

Marejada: Oleaje ocasionado, generalmente por una tormenta lejana.

Maremoto (Tsunami): Onda extraordinariamente larga producida no por causas astronómicas o meteorológicas, sino que por terremotos o deslizamientos submarinos. Su efecto en las costas generalmente es destructor. Se caracteriza por su alta velocidad de propagación.

Mareógrafo: Instrumento para registrar y medir oscilaciones de las mareas.

Nivel Medio del Mar: Se define en principio esta expresión como la superficie de marea nula, o la superficie de equilibrio del agua de mar ya depurada de los efectos meteorológicos o ajenos a la marea misma. En la práctica se determina por la integración de la curva mareográfica, es decir, por la media aritmética de los niveles del mar determinados a intervalos iguales, durante una larga serie de observaciones. Este nivel se ha adoptado como plano fundamental o de origen de las nivelaciones geodésicas y desde el cual se cuentan las alturas topográficas. El nivel medio puede ser diario, semanal, mensual y anual y se obtiene promediando las alturas horarias, según el período de observaciones. Se emplean 19 años ininterrumpidos para completar el ciclo fundamental para la fijación de un DATUM de carácter permanente. Este período, después de determinado, se llama la época del DATUM y el período de 19 años se llama Ciclo de Metón. Este último consiste en que los tres valores principales astronómicos que tienen influencia en la marea, a saber: fase, declinación y paralaje, han completado un ciclo bien determinado.

Nivel de Reducción de Sondas: Es el plano al cual están referidas las sondas o profundidades de una localidad. Cada país adopta el nivel de reducción de sondas de acuerdo con el régimen de marea de sus costas y su significado físico sería: el de un plano que pasara tangente al límite inferior de la curva descrito por la mayor bajamar de la localidad. Desde este nivel se cuentan las alturas de las mareas de las tablas.

El SHOA emplea como Nivel de Reducción de Sondas el plano de la mayor bajamar de sicigias de la localidad, estando la luna en el perigeo. (punto más cercano de la órbita lunar a la Tierra).

Nudo: Unidad de velocidad equivalente a una milla por hora, es decir, 1852 metros por hora o 0.5144 metros por segundo. Para convertir cm. por segundo en nudos se aplica el factor 0,0 1 94.

Perigeo: Punto de la órbita de la luna que está más próximo a la Tierra.

Semidiurna: Que tiene un período o ciclo de aproximadamente la mitad de un día de marea. El tipo predominante de marea en todo el globo es la semidiurna con dos pleamares y dos bajamares cada día. La corriente de marea se dice semidiurna cuando hay dos períodos de flujo o creciente y

dos períodos de reflujo o vaciante cada día. Una componente semidiurna tiene dos máximos y dos mínimos cada día y su símbolo se acompaña por el subíndice 2

Sicigia: Fase de la luna cuando es llena o nueva. (Luna, Tierra y Sol en línea).

Seno de la Ola: La parte más baja entre las crestas.

Solsticios: Puntas de la eclíptica en los que Sol alcanza su declinación máxima Sur o Norte; también son los instantes en que el sol alcanza esos puntos. El sol alcanza la máxima declinación norte el 21 de Junio aproximadamente y señala el comienzo del verano en el hemisferio Norte y del invierno en el Sur. La máxima declinación sur se produce el 22 de Diciembre y Señala el comienzo del invierno en el hemisferio norte y del verano en el Sur.

Sondas: Profundidad obtenido en la operación de sondaje la cual una vez corregida por la marea, se vacía en la carta náutica.

Surgencia: Ascenso vertical de agua profunda, rica en nutrientes, producida por la acción combinada de corrientes geostroóficas y vientos s regulares a lo largo de una costa.

Veriles: Líneas que unen los puntos de igual sonda o profundidad en una carta náutica

TSUNAMIS O MAREMOTOS

Olas de gran tamaño y fuerza destructiva, producidas por un sismo en el fondo del mar, por efecto de la actividad volcánica submarina o por derrumbes en dicho fondo marino, suelen alcanzar gran altura y penetrar varios kilómetros tierra adentro.

El término maremoto tiene el mismo valor que el vocablo japonés Tsunami, universalizado en los tratados de sismología.

El maremoto se propaga en el mar abierto a extraordinaria velocidad, con una gran longitud y baja amplitud de onda, se transforma en una ola destructiva de gran altura (se han registrado olas de 55 metros de altura), al acercarse a la costa y en especial al entrar en una bahía por el confinamiento del fondo y los márgenes.

Los Tsunamis se clasifican en el lugar de arribo a la costa, según la distancia(o el tiempo de desplazamiento) desde su lugar de origen, en: Tsunamis locales, Tsunamis regionales o Tsunamis lejanos (o remotos transpacíficos o teletsunamis.

En los Tsunamis locales, el lugar de arribo a la costa está muy cercano o dentro de la zona de generación del maremoto, por tiempo de desplazamiento: a menos de una hora.

Los Tsunamis regionales, el litoral invadido está a no más de 1 000 Km. O a pocas horas de la zona de generación.

En los Tsunamis lejanos, el sitio de arribo está muy alejado, en el océano pacífico, a más de 1 000 Km de distancia de la zona de generación, aproximadamente a medio día o más.

Las olas de los tsunamis al acercarse a la costa, a medida que disminuye la profundidad del fondo marino, también se desaceleran, y la longitud se acorta. En consecuencia, su energía se concentra,

aumenta la altura, y al arribar al litoral las olas así resultantes pueden asumir características destructivas.

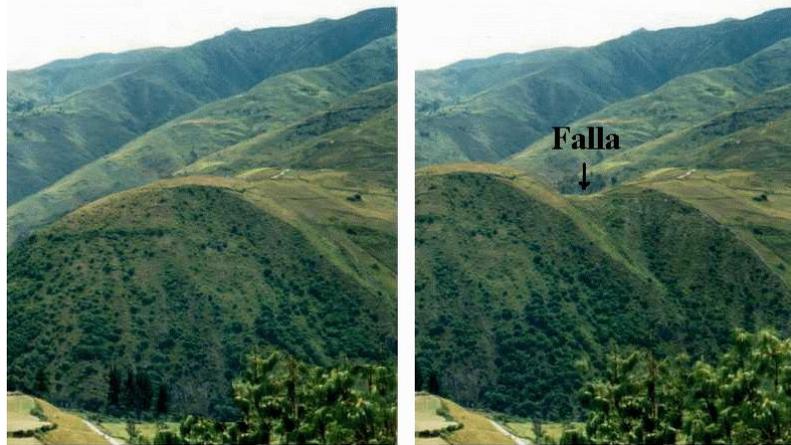
El riesgo de que un maremoto se presente existe en los dos litorales de la República, y aunque con mayor probabilidad en el del Pacífico, sobre las costas de Colima, Jalisco y Michoacán, no menos importante es establecer un plan de contingencias que pueda prever las medidas y las acciones necesarias para enfrentar este tipo de fenómenos en las costas del Estado.

Aunque aún no existe algún modelo teórico ni método operacional totalmente satisfactorio que permita determinar si un sismo es generador de un tsunami, el tamaño, magnitud, intensidad o la altura de las olas que lo acompañarán, por su naturaleza, habremos de considerar como altamente peligroso, todo efecto que la ola pueda causar, o cause en tierra

PLACAS Y FALLAS GEOLOGICAS

En el marco de los elementos discutidos hasta el momento, se acepta que la corteza terrestre está compuesta por varios pedazos (placas tectónicas) que están en movimiento. Como estos pedazos se mueven con velocidades diferentes unos con respecto a otros, se producen choques entre ellos en los que se genera una zona de contacto entre dos placas (por ejemplo, la cordillera Himalaya es la expresión superficial de la zona de contacto entre la placa de Asia y la Hindú, y usted puede ver el esplendor de esa expresión). Las zonas de contacto entre dos placas tectónicas se extienden generalmente a lo largo de cientos o miles de kilómetros y son conocidas con el nombre de **FRONTERAS DE PLACAS**. Estas fronteras están conformadas por una serie de **FALLAS GEOLÓGICAS** o **ZONAS DE FALLAS GEOLÓGICAS**, que son los planos en los que se establece el contacto entre las dos placas. En otras palabras, se puede pensar que una falla geológica es una superficie en la que se unen dos placas tectónicas o dos bloques rocosos de la corteza terrestre. En las fallas las placas tectónicas están “trabadas” momentáneamente (no se desplazan), pero se deforman continuamente debido a la acción de las fuerzas que tienden a ponerlas en movimiento. Al igual que cuando se estira una goma, este proceso de deformación continuará en tanto que las rocas de la zona de contacto puedan comportarse elásticamente. Sin embargo, llegará un momento en el que estas rocas no soporten más deformación y entonces se romperán (tal como también le pasa a la goma muy estirada), permitiendo que las placas tectónicas se deslicen (“reboten”) repentinamente hasta alcanzar una posición de equilibrio. Cuando esto ocurre, la energía elástica almacenada durante el periodo de deformación se libera y se propaga en todas direcciones a partir del lugar donde se inicia la ruptura, bajo la forma de ondas elásticas.

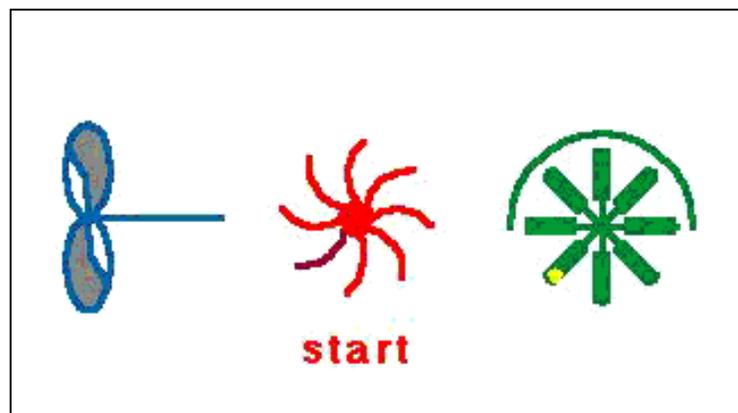
Este proceso de liberación y transporte de energía se conoce con el nombre de **TERREMOTO**. En la figura se ha intentado representar este proceso, usando como base un paisaje andino atravesado por una falla. Lo que se hizo fue tomar el paisaje actual (figura a la derecha) y retroceder imaginariamente en el tiempo para representar el mismo paisaje como era hace miles de años, antes de que se produjeran unos 8 o 9 terremotos.



Correntímetros

Las corrientes oceánicas se pueden medir de dos maneras. Un instrumento puede registrar la rapidez y la dirección de la corriente, o puede registrar los componentes este-oeste y norte-sur de la corriente. Ambos métodos requieren la información direccional. Todos los correntímetros por lo tanto incorporan un compás magnético para determinar la orientación del instrumento con respecto al norte magnético. Basados en el método usado para medir la intensidad de la corriente, se pueden distinguir cuatro clases de correntímetros.

Los **correntímetros mecánicos** usan un dispositivo tipo propela, un rotor Savonius o un rotor de rueda de paletas para medir la rapidez de la corriente y una paleta en vertical más grande para determinar la dirección de la corriente. Los sensores de hélice miden la rapidez correctamente sólo que para lograrlo tienen que estar orientados en la dirección de donde viene la corriente. Para lograr esto, tales instrumentos están equipados con una paleta direccional muy grande que da vuelta al todo el instrumento y con ello orienta la hélice en esa dirección.



Las propelas se pueden diseñar para responder en función del coseno del ángulo de incidencia de la corriente. Dos de tales propelas, orientadas a 90° una de otra, pueden medir los vectores de corriente y no requieren por tanto de una paleta de orientación.

La ventaja del rotor Savonius es que su velocidad de rotación es independiente de la dirección de incidencia de la corriente. Un correntímetro con rotor de tipo Savonius, por lo tanto, no tiene que estar orientado en la dirección incidente de la corriente, y su paleta puede rotar independientemente y ser bastante pequeña; sólo se requiere de un tamaño justo para medir la dirección de la corriente de manera confiable.

A excepción del correntímetro que utiliza dos hélices colocadas a 90° una de la otra, los correntímetros mecánicos miden la rapidez de la corriente contando las revoluciones de la hélice o rotor por unidad de tiempo y la dirección de la corriente determinando la orientación de la paleta a intervalos fijos. Es decir, estos correntímetros combinan un tiempo integral o rapidez media sobre un intervalo del tiempo del sistema (el número de revoluciones entre las grabaciones) con una lectura instantánea de la dirección de la corriente (la orientación de la paleta a la hora de la grabación). Esto da solamente una grabación confiable de la corriente del océano si la corriente cambia lentamente en el tiempo. Tales correntímetros mecánicos no son por lo tanto convenientes para la medición de corrientes en la capa superficial oceánica donde está la mayoría del movimiento oceánico, debido al oleaje.

El rotor de Savonius es particularmente problemático en este aspecto. Si el correntímetro está en una situación donde el único movimiento del agua es debido al oleaje de la superficie, la corriente se alterna hacia adelante y atrás, pero la corriente media es cero. Un rotor de tipo Savonius medirá entonces la corriente del oleaje independientemente de su dirección, y el número de revoluciones efectuadas dará la impresión de una fuerte corriente en promedio. El rotor de la rueda de paletas está diseñado para rectificar esto; la rueda de la paleta rota hacia adelante y hacia atrás con la corriente del oleaje, de modo que su cuenta represente la verdadera corriente promedio durante el intervalo de medición.



Un correntímetro mecánico con una hélice de rueda de paletas. Cuando el instrumento se coloca en un anclaje el cable se conecta con la barra de acero en la parte superior e inferior. El instrumento rota libremente alrededor de la barra y es orientado dentro de la corriente por la paleta grande en la derecha. La rueda de la paleta se blindada en un lado de tal forma que gira cuando la corriente pasa sobre ella. Debajo de la rueda de la paleta están los sensores para la temperatura, conductividad y presión.

Los correntímetros mecánicos son robustos, confiables y comparativamente de bajo costo. Por esto se utilizan extensamente donde las condiciones son apropiadas, por ejemplo en las profundidades fuera del alcance de las olas superficiales.

Los **correntímetros electromagnéticos** utilizan el principio de que un conductor eléctrico que se mueve a través de un campo magnético induce una corriente eléctrica. El agua de mar es un conductor muy bueno, y cuando se mueve entre dos electrodos, la corriente eléctrica inducida es proporcional a la rapidez de la corriente oceánica entre los electrodos. Un correntímetro electromagnético tiene una bobina para producir un campo magnético y dos sistemas de electrodos, colocados en ángulo recto el uno del otro. Combinando la rapidez medida por los dos sistemas, el instrumento determina la rapidez y dirección de la corriente oceánica.

Los **correntímetros acústicos** se basan en el principio de que el sonido es una onda de compresión que viaja con el medio. Suponga un arreglo de dos receptores con un transmisor sónico en el centro. Si se diseña de tal manera que un receptor *A* esté localizado aguas arriba del transmisor, y un receptor *B* aguas abajo, entonces en una señal acústica que se genera en el transmisor, la corriente oceánica causará que la señal llegue primero al receptor *B* antes que al receptor *A*.

Un correntímetro acústico típico transmite a través de distancias aproximadas de 100 m en trayectorias ortogonales, con un receptor/transmisor en cada extremo. Un pulso sónico de alta frecuencia se transmite simultáneamente desde cada transductor y la diferencia en el tiempo de llegada del sonido que viaja en direcciones opuestas determina la velocidad del agua a lo largo de la trayectoria.

Los correntímetros electromagnéticos y acústicos no tienen ninguna pieza móvil y pueden por lo tanto tomar medidas a una razón de muestreo muy alta (hasta diez lecturas por segundo). Esto los hace útiles no solamente para la medición de las corrientes oceánicas, sino también para las mediciones de corrientes y turbulencia inducidas por el oleaje.

Los **Perfiladores Acústicos de Corrientes Doppler** (Por sus siglas en inglés ADCPs; Acoustic Doppler Current Profilers) operan bajo el mismo principio que los correntímetros acústicos, pero tienen el transmisor y el receptor en una unidad. Para la medición usan las reflexiones de las ondas acústicas desde las partículas presentes en el agua. El agua de mar contiene una multiplicidad de pequeñas partículas suspendidas y otra materia sólida que no podrían ser visibles al ojo humano pero que sin embargo, siempre reflejan el sonido. Si el sonido se transmite en cuatro rayos inclinados en ángulo recto el uno del otro, el corrimiento Doppler en la frecuencia del sonido reflejado respecto al transmitido, permite conocer la velocidad de la partícula en la dirección del rayo emitido (velocidad radial). Se requieren por lo menos 3 rayos inclinados en la vertical para determinar las 3 componentes de la velocidad del flujo. Los diferentes tiempos de llegada indican que el sonido es reflejado desde diferentes distancias respecto a los transductores, así que un ADCP proporciona la información no sólo sobre la rapidez de la corriente y su dirección en un punto del océano, sino en todo un rango de profundidad; es decir un ADCP produce un perfil de corriente contra profundidad.

Los diferentes diseños de ADCPs sirven para diferentes propósitos. Los ADCPs para aguas profundas tienen una resolución vertical típica de 8 metros, esto es, una medición de corriente cada 8 metros de incremento de profundidad, y un rango típico de hasta 400 m. Los ADCPs diseñados para las mediciones en aguas someras tienen una resolución típica de 0,5 m y un rango hasta de 30 m. Los ADCPs se pueden poner en anclajes, instalar en las barcos para mediciones mientras transitan, o bajar con un CTD y roseta para dar un perfil de corriente sobre un rango amplio de profundidad.



Dos ejemplos de un ADCP. Las piezas coloreadas anaranjadas son los transmisores/receptores de sonido, el cilindro blanco contiene la electrónica. El instrumento a la izquierda se diseña para aplicaciones en aguas profundas; tiene una resolución de 32 m y un rango de 600 m. El instrumento a la derecha es un diseño típico para aguas someras; su resolución se puede variar entre 1 m y 4 m, lo que le da un rango desde 20 m hasta unos 110 m.

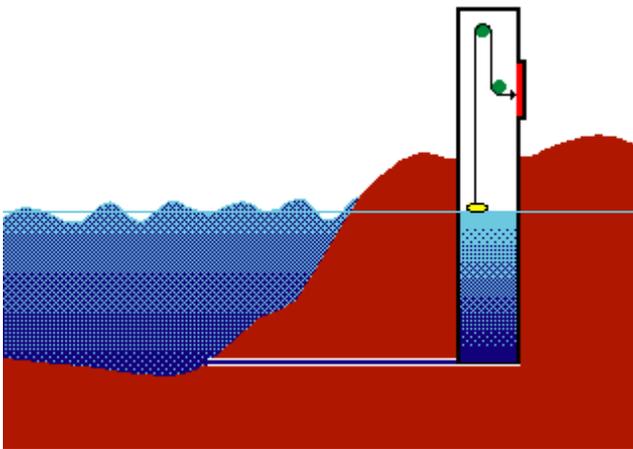
Mediciones de Oleaje

Los parámetros de interés en la medición del oleaje superficial son la altura de la ola, el período y su dirección. Cerca de la costa, la altura de ola y el período se pueden medir usando el principio del mareógrafo de flotador, descrito en la sección de mareógrafos más adelante, con una abertura completa lo suficientemente grande como para dejar pasar las olas superficiales sin estorbo. Las mediciones del oleaje sobre la plataforma, pero a cierta distancia de la orilla se pueden obtener a partir de un medidor de presión (manómetro) (véase también la sección mareógrafos).

Un instrumento apropiado para todas las localidades, incluyendo el océano abierto es el **olígrafo de superficie (wave rider)**, una pequeña boya superficial en un anclaje que sigue el movimiento de la ola. Un acelerómetro vertical construido dentro del olígrafo mide la aceleración de la boya generada por las olas. Los datos se almacenan internamente para posterior recuperación o se transmiten a la costa. Este tipo de olígrafos proporcionan la información sobre la altura y período de la ola. Si se los acondiciona con un sistema de 3 acelerómetros ortogonales es posible también medir la dirección de las olas.

Mareógrafos

Las mareas son ondas largas de período conocido, así que las principales características de interés para su observación son: la altura de la onda, o rango de marea, y la corriente inducida por la marea. Esta última se mide con los correntímetros; cualquier tipo de instrumento de los descritos anteriormente, se puede utilizar para tal fin. Para medir el rango de marea se utilizan dos tipos de mareógrafos. El **mareógrafo de flotador** consiste de un cilindro con una conexión al mar en la base. Esta conexión actúa como un filtro paso bajo. El orificio es tan reducido que el movimiento hacia adelante y atrás del agua asociado al oleaje inducido por el viento y otras ondas de períodos cortos no puede pasar a través de él; solamente el cambio lento del nivel del agua asociado a la marea puede entrar en el pozo. Este cambio del nivel del agua es recogido por un flotador y registrado.



Bosquejo de un mareógrafo de flotador. El mareógrafo está conectado hacia el mar por debajo del nivel de la marea más baja a través de un tubo estrecho. Las fluctuaciones rápidas del nivel del mar producidas por (por ejemplo) el oleaje inducido por el viento, no pueden penetrar este tubo porque su pequeño diámetro no permite el transporte rápido de agua a través de él.

La línea fina indica el nivel del mar después que se han removido las olas de viento y otras fluctuaciones de alta frecuencia (el "filtro pasa bajo del nivel del mar"). El lento movimiento de ascenso y descenso del nivel del mar entra en el pozo, así que el nivel del agua en el pozo es siempre igual al nivel del mar. Un flotador está conectado con una pluma registradora, la cual escribe sobre un tambor rotatorio (rojo). Esto produce un registro del nivel del mar en un papel unido al tambor.

Los mareógrafos de flotador modernos utilizan medios no-mecánicos para medir el nivel del agua en el pozo (acústico o láser) y registran los datos electrónicamente, pero permanece el mismo fundamento.

Los mareógrafos de flotador permiten la lectura directa del nivel del agua en todo momento, pero requieren una instalación algo laboriosa y son poco prácticos lejos de la orilla. En localidades remotas y lejos de la costa es a menudo más fácil usar un **mareógrafo de presión**. Tal instrumento se coloca sobre el lecho marino y mide la presión de la columna de agua sobre él, la cual es proporcional a la altura de agua encima del sensor. Los datos se registran y almacenan internamente y no son accesibles hasta tanto se recupere el mareógrafo.

Los registros de mareas se utilizan con mayor frecuencia para analizar los posibles cambios a largo plazo en el nivel del mar asociados a la variabilidad climática y al cambio del tiempo. La rapidez prevista del cambio del nivel del mar es, a lo sumo, de algunos milímetros por año, de manera que se requiere de una precisión muy alta para verificar tales cambios. La mayoría de los mareógrafos no son convenientes para tal tarea, por muchas razones. Por ejemplo, una tendencia a largo plazo en el nivel del mar se puede producir también por una subida o una descenso del terreno en la cual se ha construido e instalado el mareógrafo (Esto se conoce como deriva del estándar de comparación). El alambre del mareógrafo de flotador que conecta el flotador con la unidad de grabación se estira y se contrae a medida que la temperatura del aire sube y baja. Tales efectos son insignificantes cuando el mareógrafo se utiliza para verificar la profundidad del agua para propósito de la navegación, pero no así cuando se desean determinar tendencias de milímetros por año. Una nueva generación de mareógrafos está siendo instalada por todo el mundo, que da registros del nivel del agua a las exactitudes absolutas de algunos milímetros con estabilidad a largo plazo comparado al patrón estándar. En estos instrumentos, el arreglo del flotador y del alambre del mareógrafo de flotador son substituidos por una medición de distancia basada en láser, y los datos se transmiten mediante un enlace satelital a un centro mundial del nivel del mar que a su vez, continuamente supervisa el funcionamiento de cada mareógrafo.

Necton

EL NECTON está integrado por aquellos animales dotados de medios de locomoción capaces de contrarrestar los movimientos del mar

Los animales nadadores pertenecientes al "necton" viven en la zona pelágica, región del océano que representa un medio ecológico de extraordinaria uniformidad, por lo que las formas nectónicas se reducen a pocos modelos de organización tanto en estructuras como en funciones, presentándose múltiples casos de convergencia evolutiva, o sea el parecido entre organismos pertenecientes a grupos zoológicos muy distantes, como por ejemplo la similitud de los peces con los mamíferos marinos, como los delfines. La condición de seres nadadores, que han de moverse en un medio tan denso como el marino, imprime a estos organismos características determinadas en su anatomía y en el funcionamiento del cuerpo, para contar con los elementos propulsores que les permitan su locomoción. Frecuentemente se presentan en ellos las formas hidrodinámicas pisciformes en sus más diversas modalidades y su cuerpo se encuentra lubricado por recubrimientos mucosos, que reducen la fricción con el agua al mismo tiempo que protegen a la piel contra traumatismos e infecciones.



Los principales grupos de animales que forman la asociación ecológica del necton son los crustáceos, moluscos, peces, reptiles y mamíferos, todos ellos dotados de adaptaciones especiales para su desplazamiento por medio de la natación, para la captura de su alimento, para su defensa y el ataque de sus presas, lo que les permite aprovechar las características del medio ambiente.

Este tipo de actividades hacen que las funciones de los animales nectónicos se aceleren, lo que complica su organización anatómica, siendo frecuente el gran desarrollo de la musculatura para poder efectuar sus movimientos, de los sistemas circulatorio y respiratorio para contar con el oxígeno suficiente que les permita liberar la energía que necesitan para sus actividades, y del sistema nervioso, con gran desarrollo de los órganos de los sentidos y especialmente de los de la visión.

También en estos organismos se acentúa el proceso de cefalización, es decir la diferenciación de la región anterior del cuerpo o cabeza, lo que está relacionado con su condición de organismos depredadores, que necesitan una boca especialmente dispuesta para capturar las presas de su alimentación.

La cefalización de los crustáceos del necton se señala por la presencia de las antenas, apéndices largos que utilizan en su función táctil, por un par de ojos pedunculados y móviles, y por la boca dotada de dos fuertes mandíbulas masticadoras con un borde interior dentado, con el que machacan a las presas, que previamente son despedazadas por las fuertes pinzas o que las situadas en su tórax.

A este grupo pertenecen los cangrejos nadadores; éstos no tienen órganos especiales para la flotación, sin embargo, su densidad es muy pequeña en relación con la del agua, por lo que se mantienen fácilmente en la superficie, únicamente se advierte la adopción de una forma laminar y un aplanamiento extraordinario de sus patas que actúan como remos, pero que también aumentan la superficie horizontal del animal y favorecen la flotación.

Los moluscos cefalópodos, a los que pertenecen el pulpo, el calamar y el nautilus, tienen una organización muy especializada para formar parte del necton. Su cefalización es clara y en ellos se distingue una cabeza caracterizada por contener a un sistema nervioso central muy desarrollado, protegido por una cápsula cartilaginosa que recuerda el cráneo de los vertebrados inferiores, y por tener un par de ojos grandes parecidos a los ojos de los vertebrados. De esta cabeza salen de 8 a 10 tentáculos implantados alrededor de la boca, y su cuerpo es de forma alargada, fusiforme y está perfectamente acomodado para surcar las aguas, en las que nadan con gran agilidad.

En los peces se observa una cefalización muy clara: la cabeza se distingue fácilmente del cuerpo, tanto por su forma como por los órganos que presenta. En los peces cartilagosos, como los tiburones, las rayas y los torpedos, la cabeza es más o menos triangular, prolongándose en su extremo anterior por un rostro, formando un hocico; debajo de éste se abre la boca en forma de hendidura transversal como arco o media luna y por delante de ella se encuentran los órganos olfatorios, que se conectan por dos orificios situados a uno y otro lados de la cabeza. Los ojos, localizados lateralmente, son ovalados y carecen de párpados; atrás de ellos y a cada lado de la cabeza se encuentran cinco hendiduras branquiales verticales.

La vejiga natatoria desempeña un papel importante en la natación de los peces del necton: la utilizan como órgano hidrostático que les permite flotar a un nivel determinado, sin hundirse ni ascender. Esta vejiga está localizada en la región ventral del cuerpo del pez y es por esta razón que cuando pierden el

control de su función natatoria o cuando mueren se van hacia arriba y flotan.

El órgano del oído de los peces del necton es otra adaptación indispensable para la natación, por encontrarse en él el sistema del equilibrio. Los peces tienen en su oído tres vejigas que contienen, cada una, un pequeño cuerpo esférico llamado "otolito", y en su pared, un fino nervio ramificado que es el del equilibrio. Cuando los peces cambian de postura, los otolitos se mueven dentro de las vejigas y los nervios registran este movimiento comunicándolo al cerebro del pez, el que se da cuenta de su posición, manteniéndola o cambiándola según sus necesidades.

Los peces cuentan con un órgano extra para determinar su posición en el agua, la "línea lateral", pequeñas estructuras sensoriales que se localizan a lo largo de los costados del cuerpo, desde la cabeza hasta la cola, dividiéndolo en dos regiones, más o menos equivalentes: la dorsal, más pigmentada, y la ventral, generalmente blanquecina. La línea lateral también registra los cambios repentinos de presión de agua que lo rodea. Cuando se acerca al fondo o a la orilla, a una planta u objeto cualquiera, el agua que el pez rechaza al nadar vuelve de nuevo hacia él y, entonces, ese efecto de eco hace que cambie de rumbo a fin de evitar el obstáculo.

Los reptiles del necton también presentan adaptaciones para moverse en el seno de las aguas oceánicas, como las tortugas marinas, con caracteres muy particulares que las diferencian de los demás reptiles. Su cuerpo es muy grande (algunas llegan a medir hasta 2 metros) y está protegido por un caparazón duro, dentro del cual pueden esconder su cabeza y extremidades; para nadar modifican la parte final de sus extremidades; quedan unidos los dedos, tomando un aspecto de paletas, que les sirven para desplazar fácilmente el agua.

Los mamíferos acuáticos también presentan adaptaciones a la vida nectónica; por ejemplo, entre los sirenios la adaptación es parcial: sus extremidades anteriores tienen aspecto de aleta, pero recuerdan a las pezuñas de otros mamíferos; viven en estuarios, bahías y grandes ríos, como el manatí. Los pinnípedos ya presentan una adaptación mayor: su cuerpo es pseudopisciforme, sus extremidades torácicas tienen forma de aleta sin uñas y el extremo posterior del cuerpo se transforma en una aleta caudal horizontal, como es el caso de las focas.

Los cetáceos están totalmente adecuados a la vida nectónica, su cuerpo es pisciforme con extremidades anteriores en forma de aleta, como en los delfines y las ballenas. Los delfines, que se pueden considerar como los mejor adaptados, se desplazan en el agua a gran velocidad, sin gran esfuerzo muscular exagerado, debido a que su piel está estructurada de modo que les permite reducir los remolinos del agua y, por lo tanto, la fricción.

Existen especies de animales que durante toda su vida están integrados en el necton, sin embargo hay otras que sólo lo hacen parte de ella; por ejemplo, las que tienen vida larvaria planctónica, o aquellas que incluso siendo adultas poseen fases determinadas de su vida en el mar, como ocurre con los salmones, que son nectónicos en sus fases adultas, pero abandonan este tipo de vida para marchar a los ríos a reproducirse.

Plancton



Generalidades del Plancton

La superficie de nuestro planeta está constituida en un 70% por océanos y mares que cubren 361 millones de kilómetros cuadrados, con una profundidad media de 4000 metros y fosas oceánicas que sobrepasan los 10.000 metros de profundidad. En esta inmensa masa de agua habitan infinidad de seres, desde las microscópicas bacterias hasta las enormes ballenas, que lo pueblan en las tres dimensiones del espacio. Al considerarlo en conjunto, relacionados con el medio que lo circunda, podemos mirar el mar como un ecosistema dividido en dos grandes regiones bioecológicas: la béntica que corresponde a los fondos y la pelágica que atañe a las masas de agua, cada una con seres muy diversos adaptados para vivir en estas regiones. Los organismos que viven adheridos al fondo o dependen de él para su alimentación constituyen el bentos. Aquellos que habitan las aguas pertenecen a dos grupos ecológicos bien diferenciados: el plancton, que son todos los organismos que viven suspendidas en el agua, con independencia del fondo, y que por la debilidad de sus medios de natación acompañan pasivamente los movimientos de ésta; y el necton que se diferencia del anterior por estar constituido por organismos que tiene mecanismos de natación que les permite desplazarse en sentido horizontal y vertical con absoluta independencia de las aguas en movimiento.

La definición del plancton es muy amplia por lo que su estudio en profundidad necesita clasificarlo en categorías más limitadas de acuerdo a diferentes criterios.

Por la naturaleza de sus componentes y modalidades de nutrición se distinguen el fitoplancton o plancton vegetal del zooplancton o plancton animal, definiéndose el primero como el plancton capaz de sintetizar su propia sustancia orgánica por fotosíntesis a partir del agua, gas carbónico y energía luminosa. El zooplancton, por el contrario, está constituido por organismos heterótrofos que no pudiendo sintetizar su propia sustancia orgánica, la obtienen del medio exterior por ingestión de partículas vivas o muertas.

En el pelagial se incluyen otras dos comunidades cuya importancia en el medio marino, ha sido enfatizada en el último tiempo por investigadores soviéticos: Estas son el neuston y el pleuston. La primera está formada por poblaciones de organismos aerobiontes e hidrobiontes que habitan la

interfase océano atmósfera y están estrechamente relacionados con película superficial del agua, tales con los hemípteros Halobates, protozoos, copépodos pontélidos, y algunos huevos de larvas de peces. El pleuston agrupa ciertos animales marinos hidrobiontes, de los cuales una parte del cuerpo sobresale de la superficie del agua, lo que hace que sus desplazamientos pasivos sean la resultante de la deriva de las corrientes y de la acción del viento. Los organismos pleustónicos más conocidos en el medio marino son los celenterados de los géneros Physalia y Vellela.



Todo el material sólido en forma de partículas que se encuentra en suspensión en el agua recibe el nombre seston, el cual contiene una parte viva o plancton y una parte inerte o tripton constituido por partículas de naturaleza orgánica o inorgánica, tales como organismos muertos y partículas minerales.

La repartición vertical y horizontal del plancton puede servir de base a una separación en epiplancton, que habita en la zona superficial iluminada del mar (zona fótica), que varía según las regiones hasta una profundidad de 20 a 120 metros y un escotoplancton que habita en la zona no iluminada del mar (zona afótica): entre ambas se puede separar el cnefoplancton o plancton de penumbra. La distribución horizontal del plancton permite diferenciar el plancton nerítico, que habita aguas de la plataforma continental, del plancton oceánico que vive más lejos de la costa, en aguas del talud y llanura abisal.

Otros criterios de clasificación del plancton se basan en el tamaño de los organismos en relación obvia con las técnicas de captura utilizadas. Es así como se distinguen cuatro categorías que agrupan la mayor parte de los elementos del fitoplancton: el picoplancton de talla inferior a 2 micrones, el ultraplancton de 2 a 5 micrones, el nanoplancton de 5 a 50 micrones y el microplancton de 50 a 500 micrones, y otras tres que agrupan a la mayor parte de los elementos de zooplancton: el mesoplancton de 0,5 a 5 mm., el macroplancton de 5 a 500 mm. y el megaloplancton de tallas mayores a 500 mm.. Esta terminología es relativamente imprecisa por lo que la tendencia actual de los planctólogos es definir la medida de la malla de la red de plancton o tamaño de poro del filtro utilizado en la separación de los organismos planctónicos, indicando la dimensión entre paréntesis seguida de una barra oblicua (/0.45 μ m; /500 μ m.).

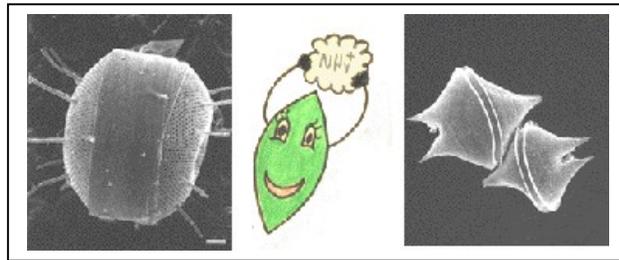
Existe una clasificación esencialmente biológica del plancton que separa al meroplancton del

holoplancton. El primero está constituido por seres que conforman el plancton solamente durante una parte de su ciclo de vida a diferencia del holoplancton, constituido por organismos cuyo ciclo biológico completo se desarrolla en el plancton.

Cuando lo esencial (para la vida en el mar) es invisible a nuestros ojos

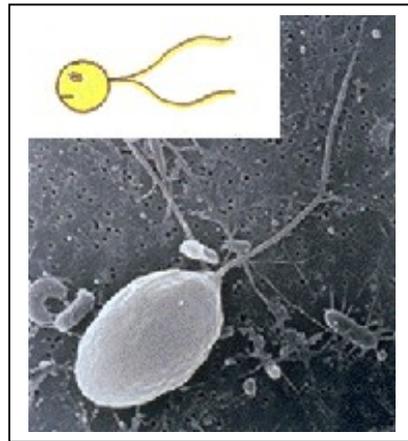
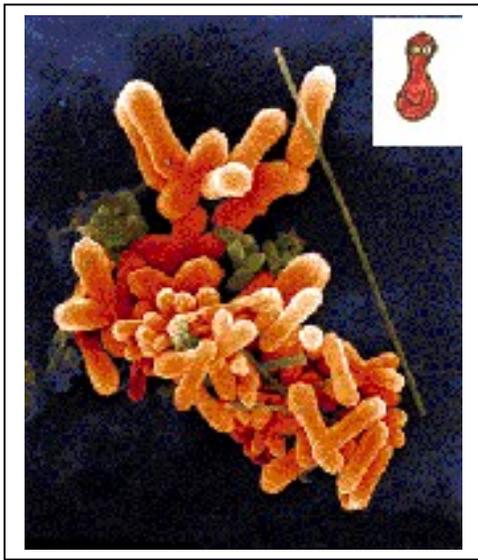
Cuando estamos en la playa y decidimos remojarnos un poco, difícilmente pensamos en lo que nos está mojando. Agua, agua salada y poco más. Ciertamente sabemos que en esa agua viven peces, medusas, pulpos y calamares. Si llevamos gafas igual los vemos del mismo modo que vemos también las algas creciendo sobre las rocas. ¿De qué viven estos animales? ¿Cómo pueden vivir en el mar?

Esta es la historia del alimento de los peces. Esta es la historia de aquello que no se ve, de lo que es invisible a nuestros ojos pero que en cambio es esencial. Esencial para que existan los corales, las medusas, las esponjas... y los peces en el mar. Esencial para que el mar esté lleno de vida, y esencial para que del mar podamos obtener comida. Con el permiso del Principito, vamos a explicar qué veríamos en el mar si tuviéramos un microscopio de bolsillo y, cuando nos bañamos en la playa observáramos lo que habita en el agua.

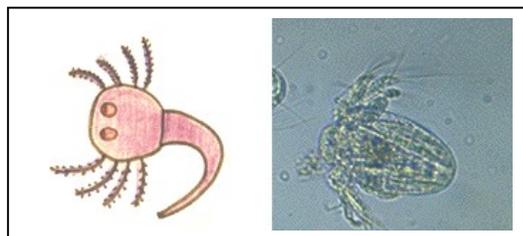


De entrada presentamos a los protagonistas: De color verde, las algas. Son el equivalente a las plantas terrestres, los árboles y arbustos que nos rodean. Pero mucho más pequeñas, dotadas de gran belleza microscópica. Para imaginarnos su tamaño, debemos mirar nuestro dedo pulgar y dividirlo en cien trozos. Y cada uno de estos trozos, dividirlo en diez partes. Éste sería el tamaño de las algas. Son de colores amarillos, marrones y verdes porque tienen unos pigmentos, unos tintes, que aparte de darles color les permite captar la energía del sol.: son la clorofila y los carotenos. Con esta energía las algas incorporan minerales disueltos (los nutrientes) en el agua de la misma forma que los árboles incorporan los nutrientes del suelo, hacen la fotosíntesis y crecen. Crecen al tiempo que se duplican y aumentan su masa. Aparte de los nutrientes y la luz, las algas necesitan dióxido de carbono que extraen del agua o de la atmósfera. Mientras las algas crecen y se dividen excretan sustancias (la materia orgánica disuelta) y oxígeno.

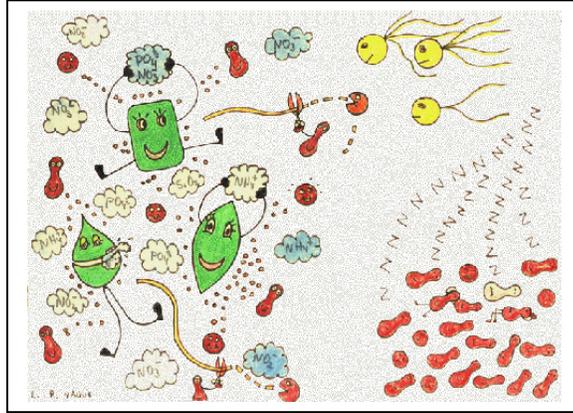
Aunque parte del oxígeno del agua proviene de la atmósfera, la contribución de las algas es muy importante para mantener las aguas suficientemente oxigenadas de forma que la mayoría de seres vivos puedan respirar. De hecho, se cree que todo el oxígeno de la atmósfera, que nos permite respirar, fue creado por las algas hace millones de años. Los siguientes protagonistas son las bacterias. Son todavía más pequeñas que las algas: puestas en fila, son necesarias veinte de ellas para poder llegar al tamaño de las algas. Las hemos pintado de rojo, pero no tienen este color. Su función es el utilizar la materia orgánica producida por las algas y volver a producir dióxido de carbono que puede volver a la atmósfera. En cierta manera realizan la función contraria a la de las algas. Pero también crecen.



Los terceros protagonistas son los protozoos flagelados (los hemos pintado de amarillo en los dibujos) y los ciliados que no salen en los dibujos. Los protozoos están especializados en alimentarse de bacterias. Al comérselas las digieren y liberan nutrientes que pueden volver a ser captados por las algas. Y finalmente que dan los copépodos (pequeños crustáceos) que ya son algo más grandes (algunos incluso visibles a simple vista) y sus larvas, que se llaman nauplis. Copépodos y nauplis comen algas y son a su vez comidos por una gran cantidad de animales marinos, como las medusas, esponjas y corales y por las larvas de peces y los peces pequeños.

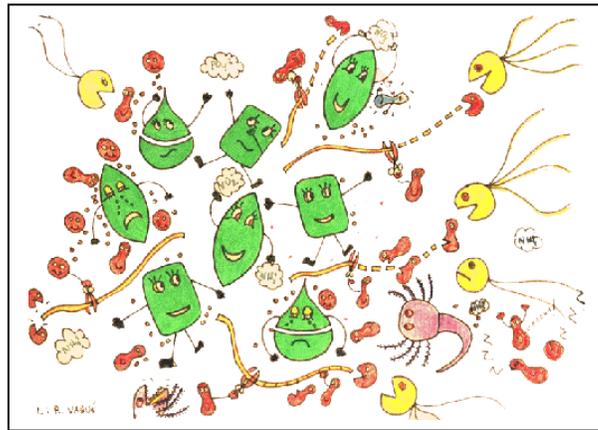


Cuando, por la razón que sea aparece una alta concentración de nutrientes en el agua de mar, y además hay luz solar, las algas pueden crecer.



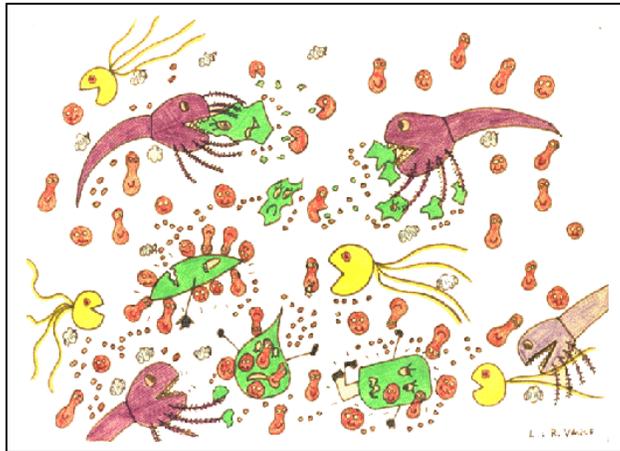
Lo hacen dividiéndose y liberando parte de la materia orgánica en el medio (las cadenas del dibujo). Los nutrientes (nitratos, fosfatos y silicatos dibujados en forma de nubes) aparecen cuando los hombres arrojan residuos humanos o industriales en el mar, pero también pueden aparecer cuando hay temporales, o cuando los movimientos del agua de mar provocan que agua del fondo, fría y cargada de nutrientes suba a la superficie. A menudo, cuando las algas están empezando a crecer, muchas bacterias están inactivas, "dormidas" o en reposo y tardan un poco a ponerse a punto. Los copépodos no están presentes, o hay muy pocos de ellos y como crecen muy lentamente, les cuesta ponerse en marcha. En estos momentos las algas pueden llegar a crecer tanto que le dan color verde al mar. Fijaros cuando os bañéis, si el agua es verde sabréis que hay muchas algas en crecimiento.

En la segunda fase, los nutrientes empiezan a terminarse.



Hay muchas algas, y algunas empiezan a no tener suficientes nutrientes y a no poder “quitarse de encima” a las bacterias que, como las pulgas, rodean las algas en pero estado de salud e intentan no solo usar la materia orgánica excretada al exterior, sino también “comiéndoselas” a ellas! (sorbiendo el alimento como si fueran garrapatas). Las algas con mejor salud pueden sacarse de encima a las bacterias. Los protozoos están comiendo muchas bacterias y por tanto cada vez hay más. Las nauplis de los copépodos empiezan a comerse algunas algas y protozoos.

Unos días después, las cosas han cambiado.



No hay casi nutrientes, la mayor parte de las algas está muy poco saludable, rodeada por bacterias que las degradan, y los copépodos se están comiendo muchas otras algas. A menudo las propias algas se agrupan formando partículas que se van hacia el fondo y que, cuando estamos nadando a veces se pueden observar. Los copépodos también pueden comerse a los protozoos y a veces las bacterias pueden volver a crecer, puesto que los copépodos son algo chapuceros y al comer liberan mucha materia orgánica. Cuando ya no hay algas, las bacterias no tienen más comida, y se vuelven a situar en reposo, haciendo la siesta esperando tiempos mejores.

Y vuelta a empezar ! No hay algas, y el agua vuelve a ser azul o transparente, Muchos de los copépodos serán comidos por peces y deberemos esperar otra ocasión para que vuelva a haber minerales, para que vuelvan a existir nutrientes que permitan a las algas crecer, y a las bacterias, y a los copépodos, etc...

De hecho las cosas son más complicadas de como lo hemos dibujado: nos faltan los virus, y existen algas tan pequeñas como las bacterias y algas tan grandes como los copépodos. Incluso existen algas que comen bacterias, protozoos y otras algas, de la misma manera que en tierra existen las plantas carnívoras ! Pero de momento es suficiente con lo explicado. Todo sucede sin que lo notemos. Pero si no sucediera... no podríamos comer aquellos platos de pescado que tanto nos gustan!

¿Es o no es esencial, al tiempo que fascinante, todo lo que pasa en el mar y es invisible a nuestros ojos?