

1. INTRODUCCIÓN.

Este capítulo tiene un carácter básicamente informativo y descriptivo y aporta información sobre la dinámica oceánica que servirá de base para ulteriores profundizaciones.

En la primera parte de este capítulo se describe las principales masas de agua oceánica y su clasificación a la luz de sus propiedades características. En la segunda parte, se analiza la dinámica marina y se esboza los modelos de algunas de sus manifestaciones más relevantes: el oleaje, las mareas meteorológicas y las corrientes de viento y de gradientes de densidad. Finalmente, se describe someramente las circulaciones de superficie y fondo y algunos casos particulares de la circulación oceánica.

2. LAS MASAS DE AGUA OCEÁNICAS.

Una característica importante de la distribución de muchas de las propiedades del agua oceánica es que están estratificadas más o menos horizontalmente. Esto quiere decir que los gradientes horizontales de una propiedad suelen ser mucho menores que los verticales. Por ejemplo, en las cercanías del Ecuador, la temperatura del agua puede variar desde los 25°C en la superficie a 5°C a 1000 m de profundidad, siendo necesarios 5000 Km hacia el N o el S para encontrar temperaturas superficiales de 5°C. Sin embargo, los gradientes horizontales existen y por lo tanto las propiedades del agua oceánica están distribuidas en tres dimensiones. Lo usual para simplificar, es la utilización de secciones verticales.

2.1. DISTRIBUCIÓN DE LA DENSIDAD.

La distribución media de la densidad en la superficie con la latitud se ha representado en la figura 1, junto con la distribución de temperatura y salinidad.

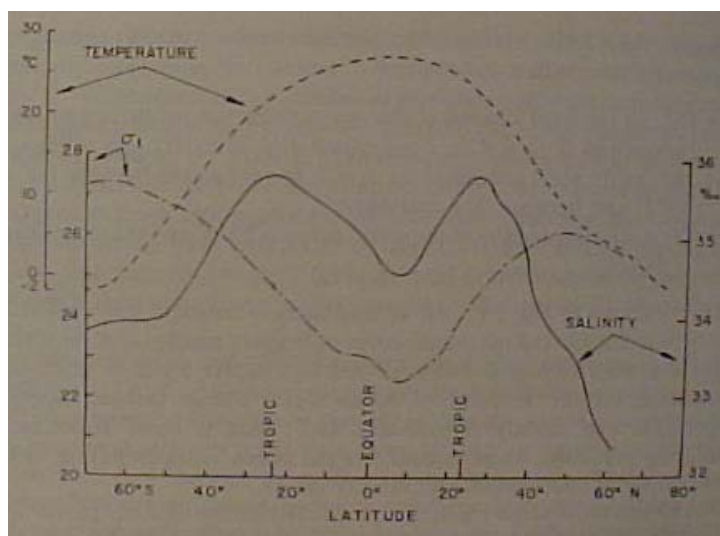


Figura 1. Variación de la salinidad, temperatura y densidad del agua de superficie con la latitud. Fuente: Pickard, 1982.

De sur a norte, la densidad alcanza un máximo en las proximidades de la Antártida, debido a la baja temperatura y salinidad intermedia. En el Ecuador, las altas temperaturas y elevadas precipitaciones producen un mínimo de densidad. Finalmente, hacia los 50° de latitud norte se vuelve a alcanzar otro máximo de densidad, combinación de salinidad media y bajas temperaturas; más hacia el norte, la disminución de salinidad predomina sobre la bajada de temperatura, por lo que se produce un descenso de densidad.

La distribución de densidad es muy diferente en profundidad. En la figura 2 se muestran tres secciones verticales de densidad tomadas en el Ecuador, en los Trópicos y en las proximidades de los polos. En las zonas ecuatoriales existe una delgada capa de agua que, debido a las altas temperaturas y baja salinidad (por la abundante precipitación) es poco densa, con un espesor de algunos centenares de m. Por debajo de dicha capa se produce un rápido incremento de la densidad, asociado a un descenso de la temperatura, hasta unos 1000 o 2000 m de profundidad. A partir de estas profundidades, los cambios de densidad son debidos mayoritariamente a la variación de presión. El agua superficial, mucho menos densa es muy estable, por lo que hay poco intercambio con las capas profundas. La zona donde se produce el rápido cambio de densidad se denomina pycnoclina.

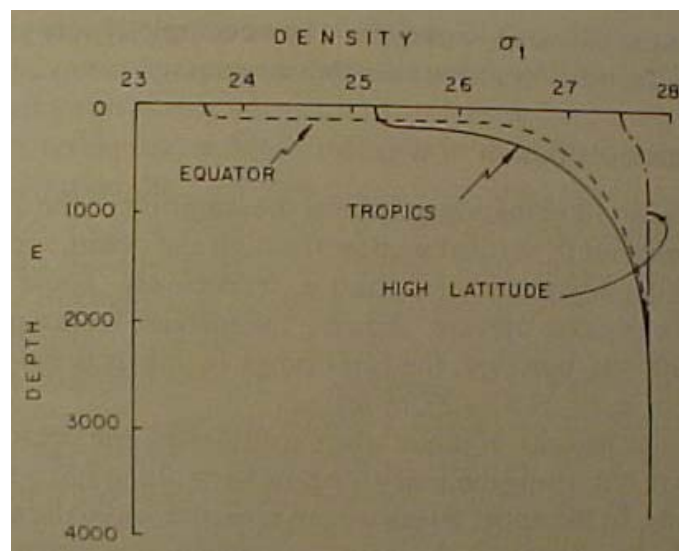


Figura 2. Perfiles típicos de densidad – profundidad a distintas latitudes. Fuente: Pickard, 1982.

A medida que se asciende de latitud, la pycnoclina se va haciendo menos evidente y en latitudes intermedias y altas puede desaparecer estacionalmente. En latitudes intermedias y en invierno, por ejemplo en el mar Cantábrico, los vientos fuertes y fríos invernales enfrían la superficie, lo que asociado a la agitación del oleaje, favorece la mezcla, disminuyendo fuertemente la estabilidad al hacerse muy débil la pycnoclina. En algunos casos, en zonas polares o en masas de agua sometidas a vientos muy fríos y secos (por ejemplo en el Golfo de León con vientos del NW o del N) se puede invertir el perfil de densidad, produciéndose fuertes movimientos verticales.

En las zonas polares, al helarse la superficie del mar formando la banquisa, el hielo formado expulsa la sal del agua, que forma burbujas de salmuera ultraenfriadas. Estas burbujas descienden por el hielo hasta quedar liberadas en el mar, formando una masa de

agua muy fría y densa, tanto por salinidad como por temperatura. Estas aguas polares invernales se hunden hasta el fondo de los océanos, siendo la fuente de las masas de agua de fondo.

2.2. DISTRIBUCIÓN DE LA TEMPERATURA.

Como se ha visto en la figura 1, la distribución de la temperatura de la superficie del océano es zonal, siguiendo los paralelos. Existen, sin embargo, efectos locales debidos a la interacción de las corrientes oceánicas con los contornos continentales que pueden producir variaciones importantes en las isotermas, como es el caso de las márgenes Este de los océanos, donde los grandes circuitos superficiales giran por la acción de los continentes. Los ramales que se mueven hacia el Norte en el hemisferio Norte y hacia el Sur en el hemisferio Sur tienden a mantenerse pegados al margen continental (por Coriolis) en superficie. Como transportan agua caliente, propician una situación estable, transportando el calor hasta elevadas latitudes. Los ramales que se mueven hacia el Sur en el hemisferio Norte y hacia el Norte en el hemisferio Sur por efecto de la aceleración de Coriolis, tienden a separarse del margen continental, propiciando la salida de agua fría del fondo en el margen continental. Este surgimiento “upwelling” de agua de fondo se ve reforzado por la acción de los vientos alisios. El agua de fondo transporta nutrientes hacia la superficie, lo que hace de estas costas las más ricas en pesca de la Tierra.

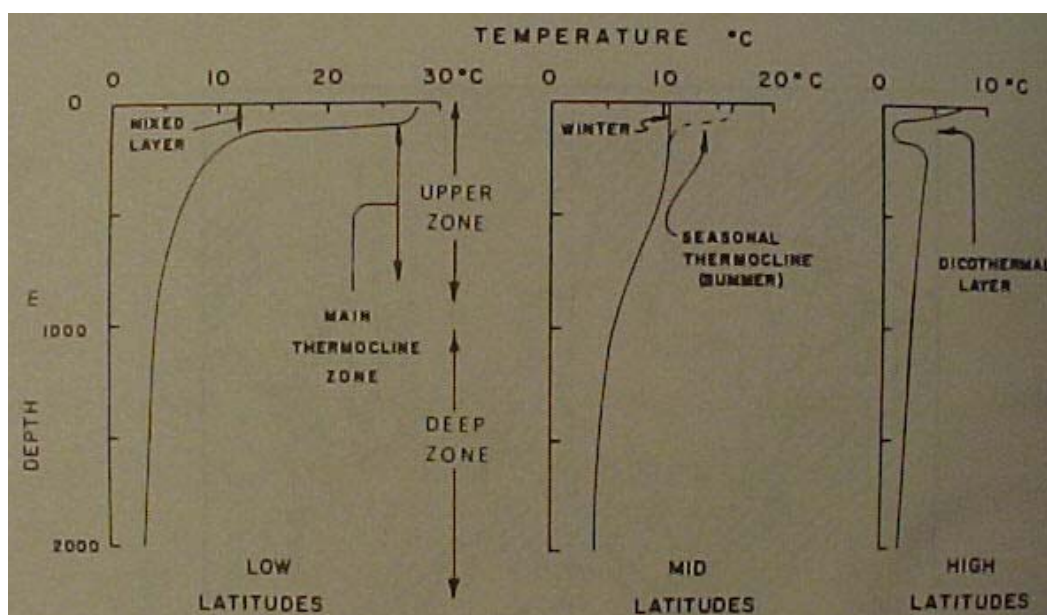


Figura 3. Perfiles verticales típicos de temperatura a diversas latitudes. Fuente: Anikouchine, 1981.

En sección vertical, figura 3, se puede distinguir tres zonas en la curva de temperaturas: una zona superior de 50 a 200 m con temperaturas similares a las de superficie, una zona entre 200 y 1000 m en la que la temperatura disminuye rápidamente y una zona profunda en la que la temperatura cambia lentamente. La profundidad en la que el gradiente de temperaturas es máximo se denomina termoclina y dada la fuerte relación de la densidad con la temperatura, suele coincidir con la pycnoclina. Los perfiles

verticales típicos de temperatura en distintas latitudes que se muestran en la figura 3 muestran como la termoclina en latitudes bajas está siempre muy marcada. En latitudes intermedias la termoclina está muy marcada en verano (al igual que la pycnoclina) siendo la columna muy estable, mientras que en invierno puede llegar a desaparecer, favoreciendo los procesos de mezcla vertical. Por último, en latitudes altas, la curva de temperatura es muy uniforme y puede sufrir inversiones inestables, por lo que en dichas zonas se producen procesos de vuelco o hundimiento de la columna de agua.

La masa de agua por encima de la termoclina tiene una temperatura relativamente constante en vertical, porque se halla sometida a un proceso de mezcla debido al oleaje y las corrientes de viento. En verano y periodos de calma se forma una capa superficial de alta temperatura de pocos metros de espesor que se mantiene estable sobre el resto. Esta capa desaparece por mezcla en periodos de agitación o por movimientos ascensionales provocados por el viento.

2.3. DISTRIBUCIÓN DE LA SALINIDAD.

La salinidad de las aguas superficiales es básicamente zonal en su distribución aunque no claramente asociada a la temperatura sino a los niveles de evaporación, ver figura 1. Como puede verse en dicha figura, aparecen dos máximos de salinidad superficial en las proximidades de los trópicos, donde la insolación es elevada y la precipitación baja. Los valores mas altos de salinidad superficial se dan en los mares interiores con alta evaporación y poca aportación de los ríos, como es el caso del Mar Rojo, con salinidades superficiales de hasta el 41 ‰. Los valores mas bajos de salinidad se dan en zonas cercanas a las costas con mucha aportación fluvial o precipitación, como es el caso del mar Báltico.

La distribución vertical de salinidad no está tan clara como las distribuciones verticales de temperaturas o densidades, debido a que las variaciones de salinidad no son determinantes, en la mayoría de los casos para el control de la densidad. En las grandes profundidades oceánicas, a mas de 4000 m de profundidad, la salinidad es prácticamente uniforme, comprendida entre 34.6 y 34.9 ‰ en todo el océano. Como el rango de temperaturas también es muy estrecho (-0.9 a 2 °C) se concluye que el agua de fondo es un medio de carácter muy uniforme.

2.4. LAS MASAS DE AGUA OCEÁNICAS.

El análisis de la distribución global de la temperatura y salinidad del agua ha demostrado que inmensos volúmenes de agua marina se pueden distinguir por características únicas de temperatura y salinidad. Las masas de agua son identificables porque el agua de superficie tiende a circular dentro de amplios márgenes latitudinales, donde va adquiriendo temperatura y salinidad características, determinadas por las condiciones de calentamiento, enfriamiento, precipitación y evaporación.

También el agua que se hunde en una región posee las características del agua superficial de esa región. Por lo tanto, cuando una masa de agua se hunde y fluye hacia otra zona, sus características físicas pueden servir como indicadores de su origen. De esta manera, se puede seguir la trayectoria de una masa de agua a través de miles de Km desde su origen, observando solamente su temperatura y salinidad. Las masas de agua oceánica se dividen convencionalmente en superficiales, intermedias y profundas.

Por conveniencia, las aguas superficiales, que ocupan los primeros centenares de m del océano, se denominan Centrales cuando pertenecen al interior de los grandes circuitos oceánicos, Subárticas y Subantárticas son las que se encuentran entre las convergencias subtropicales y las convergencias Ártica y Antártica (más adelante se hablará de las convergencias). Por último, el agua situada al Sur de la convergencia Antártica se denomina Antártica Circumpolar.

Las aguas intermedias se extienden en profundidad hasta los 1500 m y, por último, las aguas profundas se sitúan desde esta profundidad hasta el fondo. En la tabla 1 se presentan las características de las principales masas de agua del océano de la Tierra.

	Masa de agua	Temperatura °C	Salinidad ‰
Sup. Central	N. Atlántica	8-19	35.1-36.5
	S. Atlántica	6-17	34.7-36.0
	N. Pacífica	6-18	34.0-34.9
	S. Pacífica	10-17	34.5-35.6
	Índica	7-16	34.5-35.6
Sup. Altas Latitudes	Atlán. Subártica	4-5	34.6-34.7
	Pacíf. Subártica	3-6	33.5-34.4
	Subantártica	3-10	33.9-34.7
Intermedias	Ant. circumpolar	0-2	34.6-34.7
	Ártica	3-5	34.7-34.9
	N. pacífico	4-10	34.0-34.5
	Antártica	3-7	33.8-34.7
	Mediterránea	6-12	35.3-36.5
Profundas y fondo	Mar rojo	8-12	35.1-35.7
	N. atlántico	2-4	34.8-35.1
	Antártica	-0.4	34.7

Tabla 1. Las principales masas de agua del océano.

3. LAS VARIACIONES DEL NIVEL MEDIO DEL MAR.

Para comprender la configuración actual de las costas y plataforma continental, es importante conocer las causas que producen variaciones lentas del nivel del mar y cual ha sido su evolución en tiempos cuaternarios e históricos.

Básicamente, las variaciones importantes, del orden de decenas de metros en el nivel del mar (relativo al nivel de las tierras emergidas), se deben a dos causas:

- a) Variaciones en el volumen de agua líquida disponible, debidas a la acumulación de hielo continental en los periodos glaciales.
- b) Variaciones verticales de las placas continentales debidas a la tectónica o a la isostasia.

3.1. VARIACIONES DEL NIVEL MEDIO DEL MAR ASOCIADAS A LAS GLACIACIONES.

Durante el último medio millón de años el nivel del mar ha experimentado procesos de ascenso y descenso debido al retroceso o avance, respectivamente, de los glaciares continentales. Durante los períodos interglaciales cálidos, la línea de costa avanzaba

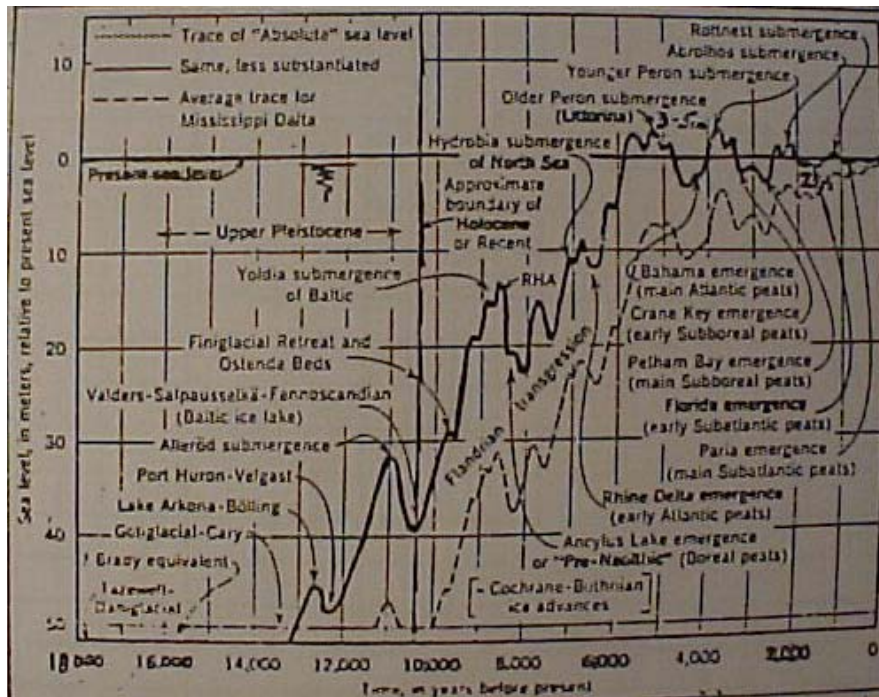


Figura 5. Detalle de las variaciones del nivel del mar en los últimos 14000 años. Fuente: Bruun, 1962.

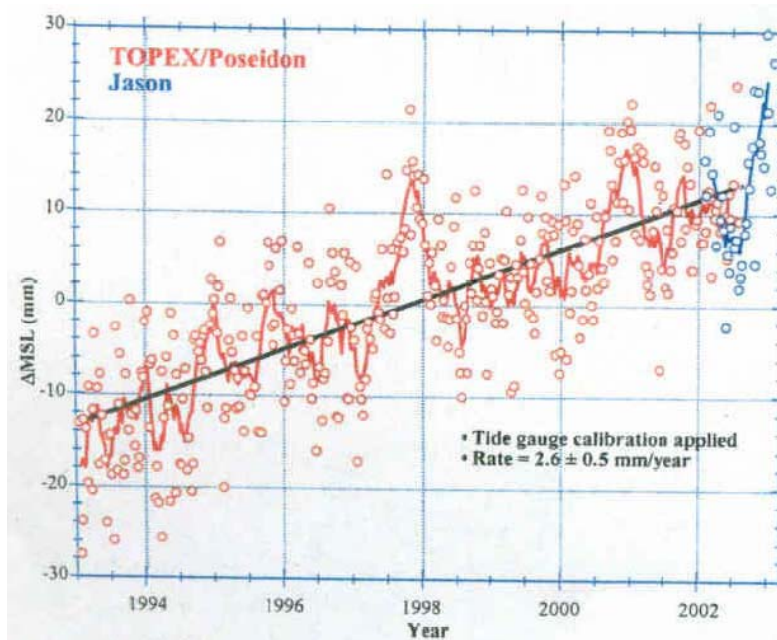


Figure 5. Global mean sea level variations from T/P and Jason.

Figura 6. Variaciones del nivel del Océano al final del Siglo XX.

En el Siglo XX, la tendencia ha sido a un lento aumento del nivel del mar, comprobado por los registros medidos, figura 6, con una velocidad del orden de 1.5 a 2.5 mm anuales. La influencia antrópica en el clima, por el aumento del efecto invernadero de la atmósfera, ha suscitado numerosos estudios sobre el efecto del aumento de la temperatura atmosférica en el mar. Los modelos predicen un aumento de la tasa de aumento del nivel del Océano, tanto por la expansión térmica como por el deshielo de los glaciares, ver tabla 2

Tabla 2. Ascenso estimado del nivel del mar entre los años 2000 y 2100, en cm (entre paréntesis, en pulgadas).

Year	Conservative	Mid-Range Scenarios			Historical Extrapolation
		Moderate ^a	High	High Scenario	
2000	4.8 (1.9)	8.8 (3.5)	13.2 (5.2)	17.1 (6.7)	2-3 (0.8-1.2)
2025	13.0 (5.1)	26.2 (10.3)	39.3 (15.5)	54.9 (21.6)	4.5-8.25 (1.8-3.2)
2050	23.8 (9.4)	52.3 (20.6)	78.6 (30.9)	116.7 (45.9)	7-12 (2.8-4.7)
2075	38.0 (15.0)	91.2 (35.9)	136.8 (53.9)	212.7 (83.7)	9.5-15.5 (3.7-6.1)
2100	56.2 (22.1)	144.4 (56.9)	216.6 (85.3)	345.0 (135.8)	12-18 (4.7-7.1)

Source: From J. Hoffman, D. Keyes, and J. Titus, 1983, *Projecting Future Sea Level Rise: Methodology, Estimates to the Year 2100, and Research Needs*, 2nd rev. ed., U.S. GPO No. 055-000-00236-3, Washington, D.C.: Government Printing Office.

Note: Scenarios recorded here differ slightly from those in other chapters because of refinements made in the treatment of trace gases in the second revised edition.

^aCalled the low scenario in other chapters.

El lento aumento del nivel del mar se traduce en un progresivo retroceso de las costas, especialmente importante en aquellos lugares donde la plataforma costera es muy tendida y pequeños aumentos del nivel de mar obligan a costosas obras de protección si se quiere mantener la línea de costa.

3.2. VARIACIONES DE LA LÍNEA DE COSTA DEBIDAS A LA TECTÓNICA O A LA ISOSTASIA.

La línea de costa puede también modificarse por levantamientos o hundimientos de la corteza producidos por la tectónica o por el equilibrio isostático de los bloques continentales sobre el manto. Lógicamente, estos movimientos no presentan la uniformidad global de las variaciones del nivel del mar, sino que cada área es un caso particular a estudiar geológicamente.

Existe un tipo de movimiento isostático asociado a las glaciaciones en aquellas regiones sometidas en la última glaciación al peso de varios millares de metros de espesor de hielo. Estas regiones (Canadá, Noruega, etc.) se están levantando todavía a un ritmo superior al del ascenso del nivel del mar. Por ejemplo, la costa del mar del Norte de Noruega se está levantando a un ritmo de unos 250 m cada 10000 años y el puerto de Oslo ha tenido que ir avanzando sus líneas de muelles hacia el mar para poder mantener los calados.

4. DINÁMICA OCEÁNICA.

Las principales fuentes de energía que actúan sobre el océano se pueden dividir en energía solar radiante, viento, presión atmosférica, energía de rotación de la Tierra y energías geotérmica y tectónica, ver figura 7.

La energía solar que atraviesa la superficie del océano se disipa en unos pocos metros de profundidad, calentando las capas superficiales del agua. Este calentamiento y el aumento de la velocidad de evaporación modifican las condiciones de densidad del agua y establecen *corrientes por gradientes de densidad*.

El desigual calentamiento de la superficie de la Tierra, genera asimismo gradientes de densidad y presión en la atmósfera, lo que se traduce en vientos. El viento es determinante en la evaporación del agua de superficie y su enfriamiento y en la generación de oleaje y corrientes, favoreciendo con todo los procesos de mezcla.

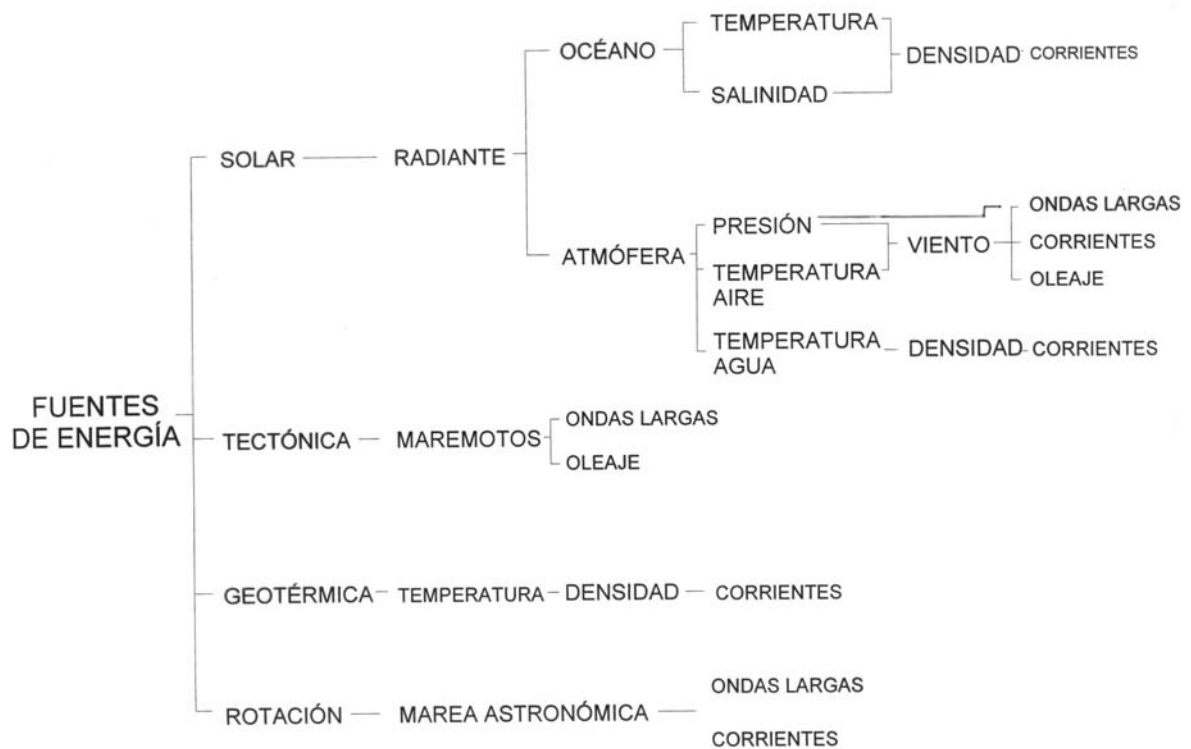


Figura 7. Fuentes de energía oceánica.

Las fuerzas actuantes sobre la superficie del agua (presión atmosférica y viento) y las variaciones de densidad provocan oscilaciones y desplazamientos de las masas de agua. Para cada fuerza impulsora o generadora existen fuerzas restauradoras que tratan de devolver el equilibrio a la masa de agua. En último término, los movimientos se disipan por fricción. Una característica importante de los movimientos del mar es su escala, tanto en espacio como en tiempo. La mayoría de los movimientos del mar son cíclicos u oscilatorios, por lo que el período da una medida de su escala. Sin embargo, en un punto local, movimientos cíclicos de gran escala pueden ser percibidos como continuos, por lo que la división entre oscilaciones y corrientes es muchas veces convencional. En la tabla 3 se muestran las escalas, fuerzas generadoras y restauradoras y algunos ejemplos de los movimientos del océano. Algunos de estos son superficiales, afectando a una capa de unos pocos centenares de m de la superficie. Otros movimientos son intermedios y profundos y raramente se manifiestan en la superficie.

A continuación, se describe brevemente algunos de los movimientos más comunes en el océano: oleaje de viento, mareas y maremotos. Además, se describen con algo más de detalle los modelos de Ekman y geostrófico de generación de corrientes.

MOVIMIENTO	PERIODO O LONGITUD CARACTERÍSTICA	PROFUNDIDAD	FUERZAS GENERADORAS	FUERZAS RESTAURADORAS	EJEMPLOS
Corrientes oceánicas	Año / 10^6 m	Todo el rango	Gradientes de densidad y viento	Fricción, coriolis, gravedad	Corriente del Golfo
Corrientes costeras	Mes / 10^5 m	Profundas	Viento y corrientes oceánicas	Fricción, coriolis, gravedad	Surgencias costeras
Corrientes de rotura	Minutos / 10^2 m	Profundas	Ondas gravitatorias	Fricción, gravedad	Corriente longitudinal
Ondas capilares	0.1s / 10^{-2}	Superficiales	Viento	Tensión sup., gravedad	Rizado de viento
Ondas ultragravitatorias	0.1– 1 s / 10^{-2} – 1 m	Superficiales	Viento	Gravedad	Ondas en un estanque
Ondas gravitatorias	1 – 25 s / 1 – 1000 m	Todo el rango	Viento y oleaje de viento	Gravedad, fricción	Oleaje de viento y de fondo
Ondas infragravitatorias	25 s- 5 min / 10^3 – 10^5 m	Profundas	Ondas gravitatorias	Gravedad, coriolis fricción	Ondas largas en playas
Maremotos	5 min. / 10^5 – 10^6 m	Profundas	Tectónica	Gravedad, coriolis, fricción	Maremoto
Marea meteorológica	10 min – 24 horas / 10^6 – 10^7 m	Profundas	Viento y presión atmosférica	Gravedad, coriolis, fricción	Sobreelevación huracán
Marea astronómica	12 – 24 h / 10^7 m	Profundas	Rotación de la Tierra	Gravedad, coriolis, fricción	Marea en Santander
Ondas internas	4 min – 24 h / 10 – 10^5 m	Todo el rango	Borrascas, ondas de gravedad	Gravedad, coriolis, fricción	Ondas en la pycnoclina

Tabla 3. Propiedades de algunos movimientos oceánicos.

4.1. EL OLAJE GENERADO POR EL VIENTO.

Las pequeñas perturbaciones de presión atmosférica asociadas a la turbulencia del viento en las proximidades de la superficie del mar, generan ondas capilares circulares que arrugan la superficie del mar. Sobre esta superficie rugosa, actúa el arrastre del viento, transmitiendo energía a las ondas que viajan en la dirección del viento. De esta manera, el oleaje crece progresivamente en altura y período, figura 8, hasta que se alcanza un determinado equilibrio, “oleaje desarrollado”, en el que la energía transmitida por el viento a los periodos mas altos se ve compensada por la energía perdida por turbulencia y por rozamiento con la atmósfera de las ondas de períodos más elevados, que viajan a mayor velocidad que el viento. Una vez generado, *el oleaje de viento* se desplaza a costa de su propia energía, a grandes distancias. En este proceso de propagación, las ondas de periodos mayores, más rápidas, se adelantan al resto, por lo a medida que aumenta la distancia, la separación del oleaje en paquetes de ondas de periodos similares es mas clara, formado el denominado *oleaje de fondo o mar tendida*.

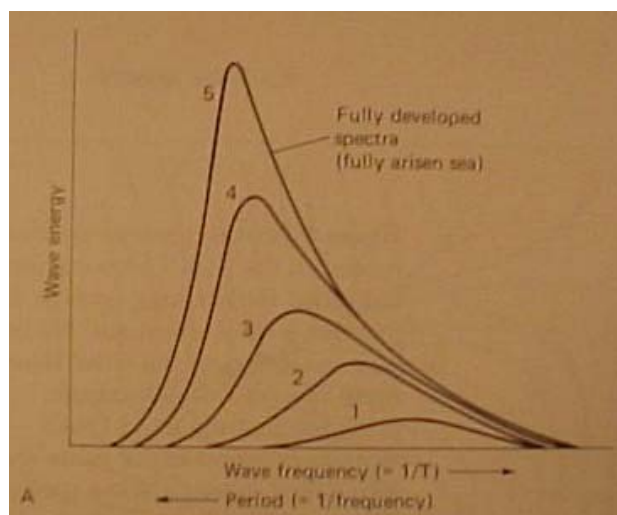


Figura 8. Crecimiento del espectro de oleaje. Fuente: Anikouchine 1981.

Al alcanzar la plataforma continental, el oleaje comienza a sentir la costa, frenando su velocidad a medida que disminuye la profundidad (refracción). Este proceso de *refracción*, figura 9, concentra el oleaje sobre los bajos, aumentando su altura y lo expande sobre las ensenadas, y es fundamental en la formación de las playas.

Si la costa es acantilada, el oleaje incide contra los acantilados, disipando parte de su energía y reflejándose hacia el mar. En fondos de pendiente suave, el oleaje se hace inestable y rompe, disipando su energía en una estrecha franja de costa denominada *zona de rompientes*, que bien puede ser una rasa rocosa o una playa arenosa. En estos procesos de rotura el oleaje libera asimismo ondas largas y genera corrientes, fundamentales en la formación de las playas. En las costas abiertas, el oleaje es el principal motor de la dinámica en la franja costera, por su capacidad de puesta en suspensión del sedimento y de generación de corrientes, figura 10.

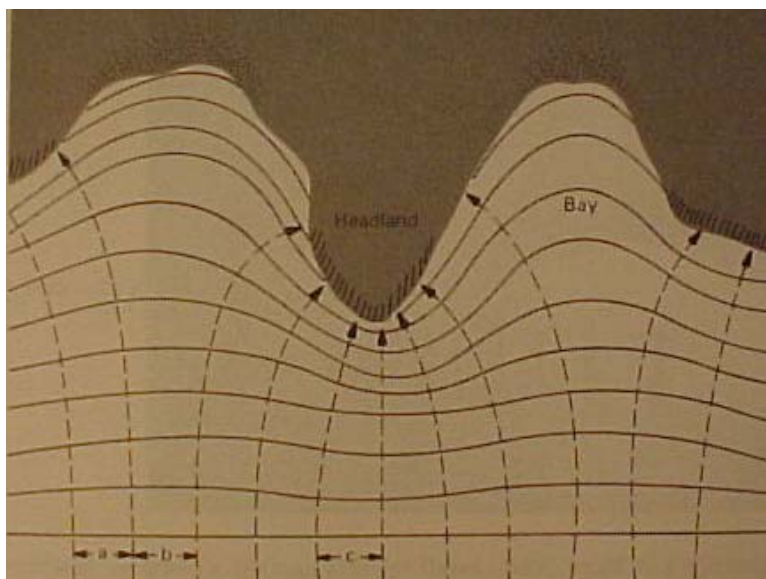


Figura 9. Refracción del oleaje en la costa. Fuente: Anikouchine, 1981.

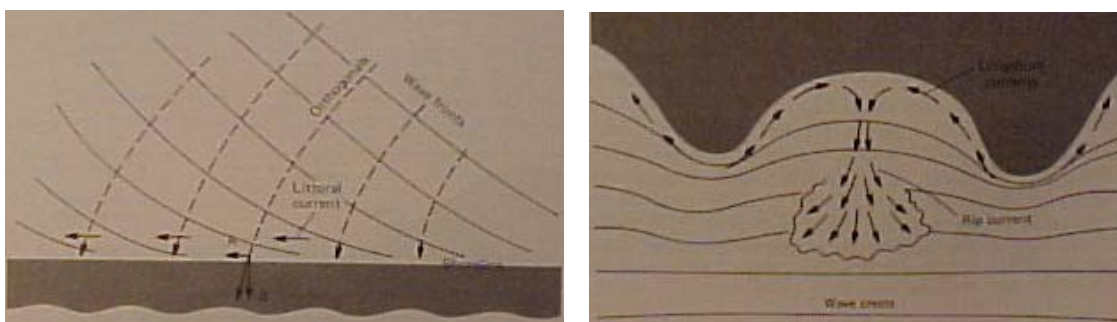


Figura 10. Corrientes generadas por el oleaje en la zona de rompientes. Fuente: Anikouchine, 1981.

Cuando la dirección de propagación del oleaje es normal a la batimetría, figura 11 y si la geometría de la batimetría es bidimensional, la fuerza media (vertical y en el tiempo) debida a la variación de la cantidad de movimiento asociada al oleaje (tensión de radiación) que provoca la rotura del oleaje, empuja el agua hacia la costa, donde se acumula, generando una sobreelevación del nivel medio, prácticamente lineal con la distancia al punto de rotura y proporcional a la altura de ola en rotura, denominada set-up. Esta sobreelevación se equilibra mediante la componente gravitatoria que impone la pendiente del nivel medio.

Si la dirección de propagación no es normal a la batimetría, el vector fuerza tiene una componente longitudinal, que acelera el flujo, hasta que se equilibra por fricción con el fondo, estableciéndose una corriente longitudinal. La componente del vector fuerza en la dirección a la costa, seguirá manteniendo un set-up.

Si no promediamos en vertical, la cantidad de movimiento de la onda en la zona de rompientes, promediada en el tiempo, tiene una distribución vertical no uniforme. Las fuerzas debidas a la variación en la dirección de propagación de esta cantidad de

movimiento, no tienen por lo tanto una distribución vertical uniforme, siendo mayores en las proximidades de la superficie, que en las proximidades del fondo. Esta variación en la distribución vertical de fuerzas, facilita el establecimiento de una corriente superficial en dirección a tierra, figura 1.8, compensada por una corriente de fondo en dirección al mar. A esta corriente de fondo, se le denomina **corriente de resaca o undertow**.

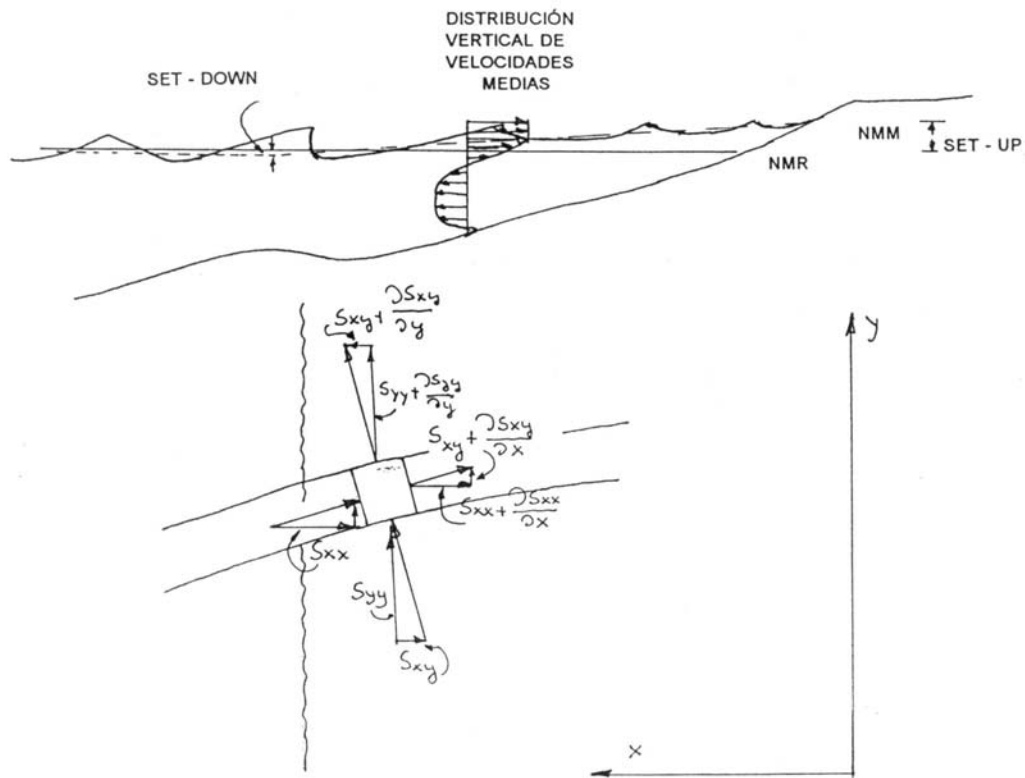


Figura 11. Hidrodinámica de las playas bidimensionales

Las variaciones topográficas del fondo de las playas, tanto las debidas a los contornos, fijos (topo- batimetría rocosa, estructuras artificiales, etc) o móviles (fondos de arena con variaciones rítmicas o no), modifican los procesos del asomeramiento del oleaje, de manera que rompe en las playas con alturas de ola y direcciones de incidencia variables longitudinalmente. Las ondas de borde estacionarias pueden, asimismo, modificar la distribución longitudinal de la altura de ola en rotura. En estos casos, la hidrodinámica de las playas es tridimensional.

En el caso de incidencia normal del oleaje, figura 12, la variación longitudinal de la altura de ola en rotura (sea cual sea su origen), genera variaciones longitudinales de la tensión de radiación, y del nivel medio, que provocan la aparición de corrientes longitudinales desde las zonas de mayor altura de ola en rotura hacia las de menor. En las zonas de menor altura de ola, las condiciones de contorno obligan al giro de la corriente hacia el mar en un flujo estrecho y concentrado, cuello del rip, formando una corriente de retorno. Traspasada la zona de rotura (que es un mínimo en el nivel medio), la corriente encuentra una pendiente motriz negativa y se frena y expande en un abanico denominado cabeza del rip. Sobre la zona de mayor altura de ola, la corriente media es hacia tierra, en un flujo menos concentrado que en el rip, que cierra el circuito. Si las variaciones longitudinales de la altura de ola son rítmicas, el sistema de corrientes adquiere también una forma rítmica y se desarrolla con relativa uniformidad a lo largo de la playa.

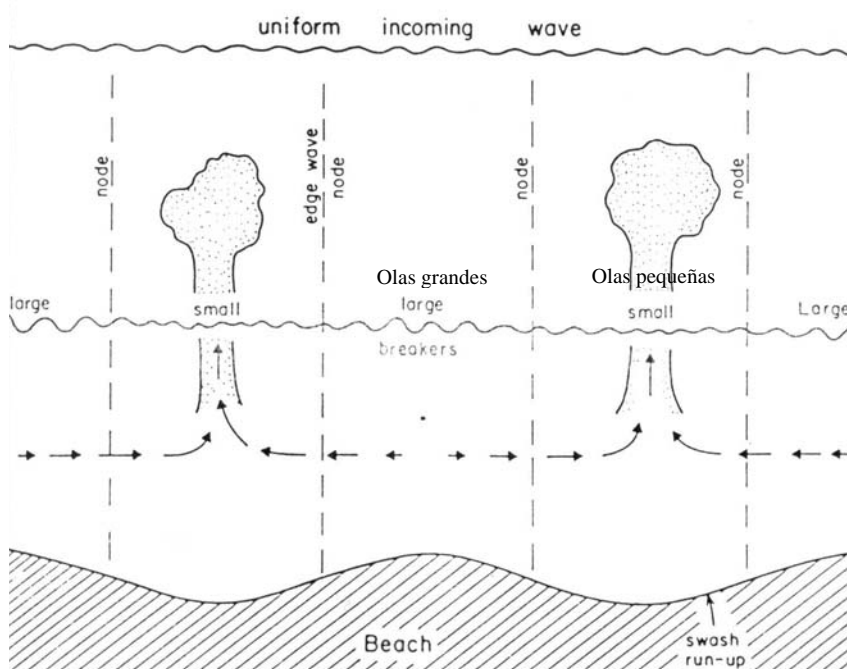


Figura 12. Sistema circulatorio rítmico con incidencia normal.

La fuerte corriente en la zona del rip, excava un canal profundo, sobre el que el oleaje se refracta y peralta (por la corriente opuesta a la propagación y el cambio de la batimetría), lo que se aprecia por la zona de rompientes de menor entidad (menos bores) pero con un oleaje peraltado más caótico. La distribución vertical de velocidades sobre el rip es siempre hacia el mar, con menores velocidades en superficie (por el efecto de bombeo de los bores).

En la zonas de entrada de flujo, la barra avanza hacia tierra (barra creciente o transversal). La facilidad de desagüe dada por el rip no permite el establecimiento de la corriente de resaca y todo el flujo en la sección vertical en la zona de rompientes es hacia tierra, con velocidades mayores en superficie.

En el caso de incidencia oblicua, figura 13, el sistema rítmico antes expuesto, se superpone la corriente longitudinal, por lo que todo el esquema de corrientes de retorno y barras se inclina en la dirección de incidencia tal como se indica en la figura.

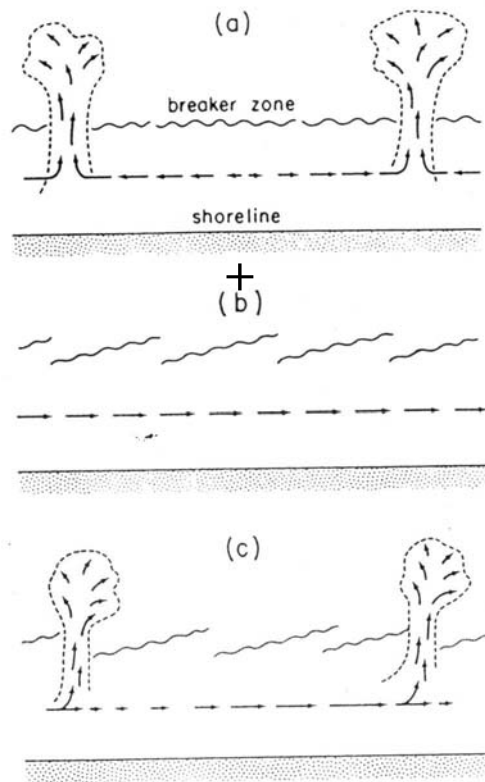


Figura 13. Sistema circulatorio con incidencia oblicua.

4.2. LA MAREA METEOROLÓGICA.

Las fluctuaciones de la presión atmosférica asociadas a las grandes perturbaciones y el arrastre del viento contra o desde la costa crean ondas largas *denominadas marea meteorológica*.

El arrastre del viento contra la superficie del mar tiende a desplazar las partículas de la superficie en la dirección del viento. Por arrastre viscoso, esta corriente se propaga en profundidad, corriente de Ekman, ver apartado 4.5. Cuando el viento sopla en dirección a la costa, el agua de superficie tiende a acumularse en la misma, provocándose corrientes de retorno en profundidad. Cuando la plataforma continental es muy somera, la formación de estas corrientes de retorno implica un gran gradiente vertical de velocidades, lo que impide su formación. En estos casos, el equilibrio se alcanza de forma gravitatoria, es decir con la fuerza del viento sobre la superficie equilibrando el gradiente gravitatorio generado por la sobreelevación del nivel del mar. Si además de la acción del viento, la presión atmosférica está por debajo de lo normal, la superficie del mar asciende buscando el equilibrio. Ambos fenómenos, sobreelevación por arrastre de viento y marea de presión generan la marea meteorológica, especialmente dañina en el caso de huracanes, donde los vientos son muy fuertes y la presión extremadamente baja. En el caso de las costas españolas, no azotadas por huracanes y rodeada de una plataforma continental relativamente profunda, las mareas meteorológicas están fundamentalmente asociadas al paso de las bajas de presión de las borrascas y no suelen superar el metro de amplitud.

4.3. LA MAREA ASTRONÓMICA.

El sistema Tierra-Luna gira alrededor del centro de gravedad común, situado en el eje que une ambos cuerpos celestes y en las proximidades de la superficie de la Tierra. En la figura 14 puede verse como las fuerzas centrífugas debidas al movimiento de giro del sistema, la atracción gravitatoria desequilibrada y la rotación de la Tierra sobre su eje generan una onda sobre el océano (y de menor amplitud en la corteza sólida), que denominamos marea astronómica.

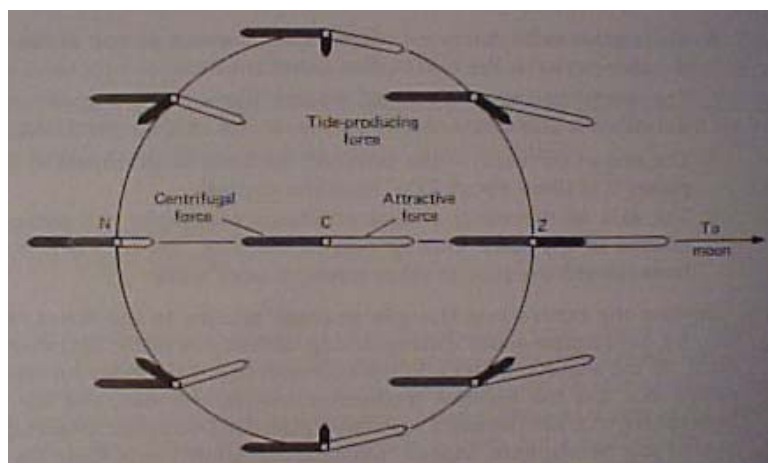


Figura 14. Fuerzas generadoras de la marea Lunar. Fuente: anikouchine, 1981

De esta manera, en una Tierra cubierta completamente por el océano, la combinación de la atracción gravitatoria y las fuerzas centrífugas, genera dos abultamientos opuestos, situados en el eje Tierra – Luna, figura 15.

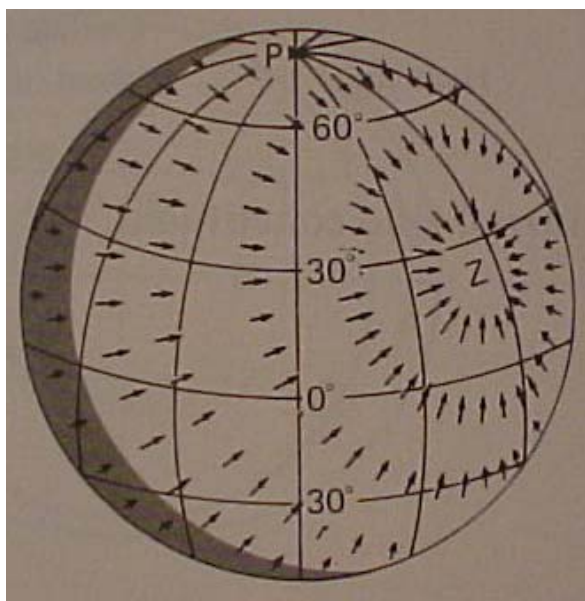


Figura 15. Fuerza generadora de marea. Fuente: Anikouchine, 1981

Con el giro de la Tierra sobre su eje, dichos abultamientos pasan sobre la posición de un observador hipotético aproximadamente cada 12 horas, lo que se denomina marea semidiurna. Como la Tierra – Luna tardan 29 días en completar un giro, cada 24 horas se produce un retraso de la marea de $1/29$ de día, figura 16.

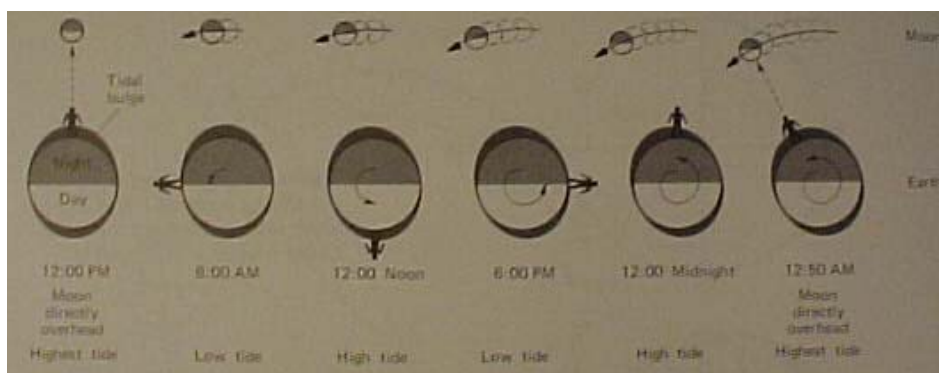


Figura 16. Explicación de la marea lunar semidiurna. Fuente: Anikouchine, 1981

En la marea astronómica intervienen otros cuerpos celestes y movimientos de la Tierra. El segundo cuerpo en importancia en dicha influencia es el Sol. Cuando la Luna y el Sol están colineales con la Tierra (lunas llena y nueva), se suman los efectos gravitatorios de la Luna y el Sol, produciéndose las *mareas vivas*. Cuando el Sol y la Luna están en cuadratura, las marea lunar y solar se restan, generando mareas de menor amplitud, denominadas *mareas muertas*, figura 17.

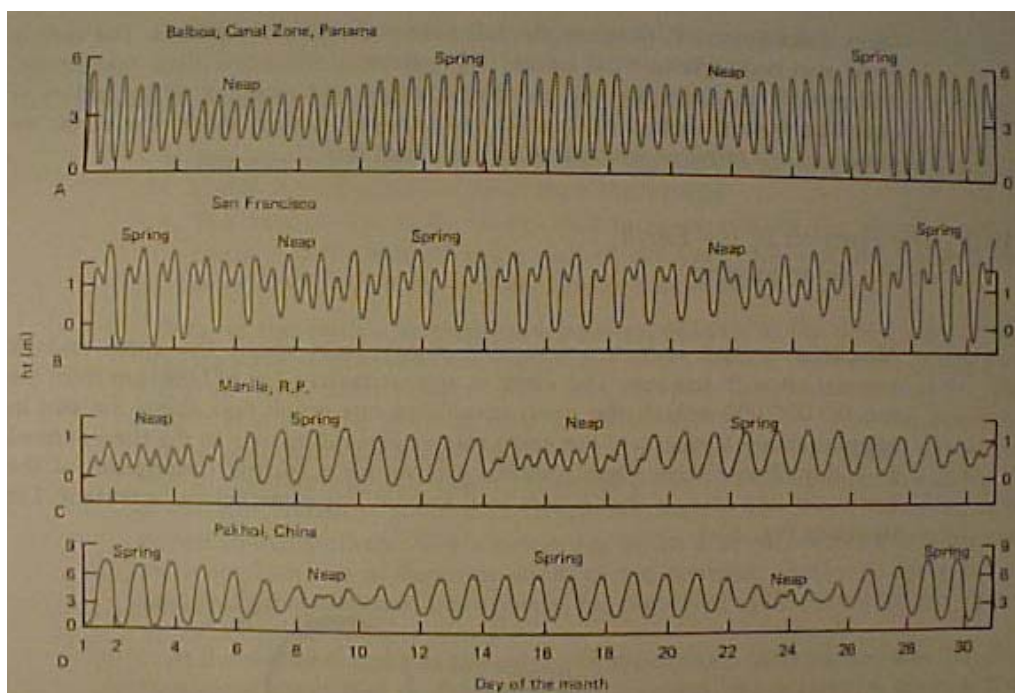


Figura 17. Mareas astronómicas en varios lugares de la Tierra. Fuente: Anikouchine 1982.

La onda de marea es una onda larga en el sentido de que siempre siente el fondo. En su propagación sobre el océano, su trayectoria se altera por Coriolis y al alcanzar las plataformas continentales sufre los mismos fenómenos de reflexión y refracción que las ondas del oleaje. El efecto de los contornos hace que no sea económico predecir la onda de la marea mediante modelos numéricos, por lo que se suele acudir a medir en las zonas de interés y a determinar las componentes armónicas de la marea in situ. Una vez determinadas dichas componentes, se puede predecir la marea en cualquier tiempo pasado o futuro. Otra consecuencia de los contornos es que la onda de marea es muy diferente de unos puntos a otros, existiendo zonas donde se alcanzan amplitudes en mareas vivas de hasta 16 m (Bahía de Fundy en Canadá) mientras que otras zonas apenas tienen 15 cm de marea astronómica (Mediterráneo). Además, la forma del océano puede amortiguar la componente semidiurna, dando lugar a mareas diurnas o mixtas, ver figura 17.

4.4. MAREMOTOS.

Otra fuente esporádica de energía en el océano es la tectónica, que transmite sus movimientos al mar, creando ondas largas. Para que un movimiento sísmico pueda producir un maremoto, se requiere que el movimiento de la corteza produzca un desplazamiento neto de un volumen de agua. Esto ocurre con frecuencia en el talud continental, donde los terremotos provocan enormes deslizamientos. El volumen de agua desplazado provoca una o varias ondas largas, de muy pequeña amplitud en profundidades oceánicas, que se propagan a una velocidad que solo depende de la profundidad ($\sqrt{9.81 \cdot h}$), por lo que, en 5000 m de profundidad superan los 700 Km/h.

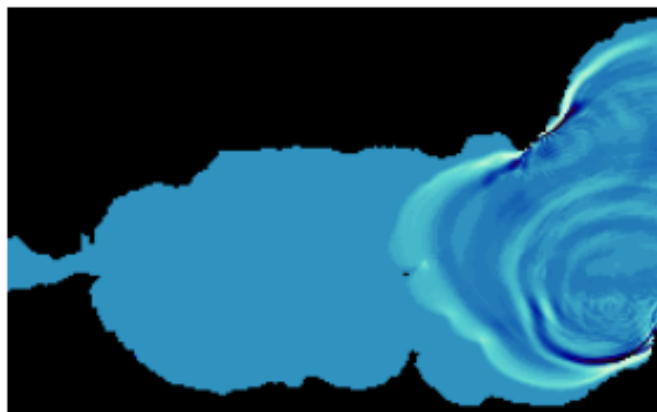


Figura 18. Modelo numérico de la propagación de un maremoto en el mar de Alborán.

Dada su pequeña amplitud, estas ondas, denominadas solitarias, pasan desapercibidas en alta mar y viajan a través del océano con una pérdida de energía pequeña, debida principalmente a la dispersión angular (como las ondas que provoca una piedra al caer en un estanque).

Sin embargo, cuando alcanzan la plataforma continental, figura 18, sufren procesos de asomeramiento, refracción y difracción, que hace que en determinados lugares, su altura aumente de forma espectacular, provocándose la rotura y descomposición en trenes de ondas largas rotas denominados *bores*. Dado su elevado periodo, el ascenso provocado por estas olas es proporcionalmente muy superior al debido al oleaje de viento, siendo más parecido a una violenta marea. Si la costa es baja, el maremoto puede penetrar tierra adentro, provocando cuantiosos daños, figura 19. Si el movimiento generador creó inicialmente una depresión, esta onda negativa se propaga en primer lugar, seguida de un tren oscilatorio. La gran mortandad que se produjo en el terremoto de Lisboa (1779) y en el maremoto de Diciembre de 2004 en el Índico fue debida en parte a la curiosidad y falta de formación en el peligro que se avecinaba tras el descenso del nivel del mar muy por debajo de las marcas habituales de marea, figura 20.

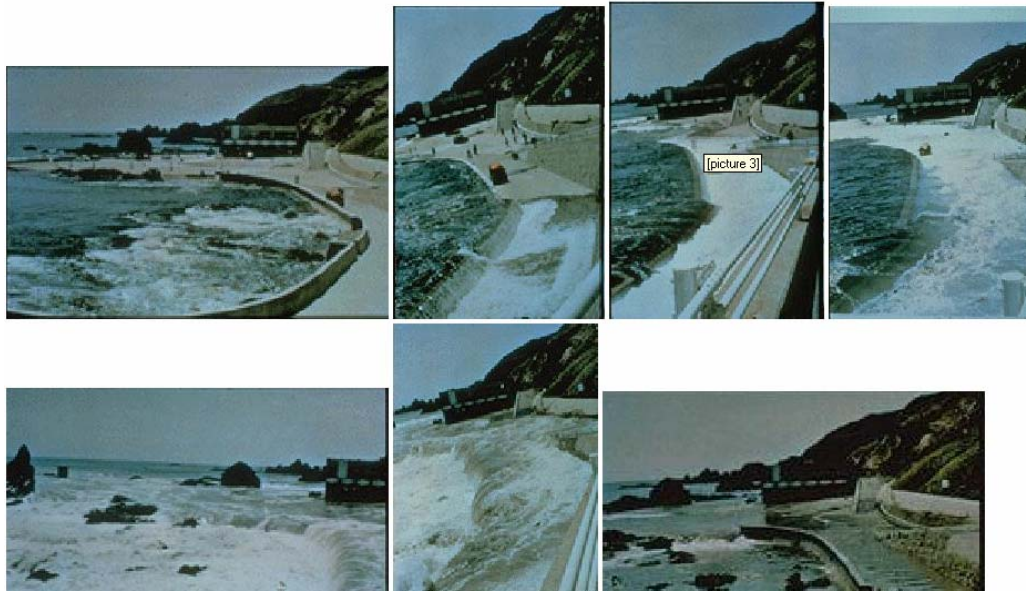


Figura 19. Secuencia de imágenes de un maremoto en japon.

En el Pacífico, rodeado de márgenes tectónicamente activos, Japón y Estados Unidos mantienen una red de alerta contra maremotos, que se detectan mediante sensores de presión situados en el fondo. Si el maremoto se produce en una costa alejada, la población de las zonas de riesgo puede disponer de varias horas para su evacuación.

Otra fuente de energía asociada a la tectónica, es el flujo de calor a través de la corteza. Determinadas zonas del fondo del océano se ven afectadas por un flujo ascendente en el manto, que adelgaza y calienta la corteza oceánica, creando líneas y puntos calientes, que en ocasiones provocan erupciones submarinas, responsables de la mayoría de las islas volcánicas del océano. En estas zonas, el flujo de calor puede afectar localmente a la estabilidad de la columna de agua, creando potentes flujos verticales.



Figura 20. Kalutara Beach Sri Lanka.Tsunami del 26/12/2004.

4.5. GENERACIÓN DE CORRIENTES POR EL VIENTO. MODELO DE EKMAN.

Las primeras observaciones escritas de la circulación debida al viento fueron hechas por el explorador noruego Nansen, en su histórico viaje con el Fram a través del Ártico. Nansen se dio cuenta que los icebergs, cuya parte sumergida supone la 9/10 partes de su volumen, no se movían en la dirección del viento, sino desviados 20° a 40° hacia la derecha del viento.

En 1902, Ekman modeló este fenómeno matemáticamente, igualando vectorialmente la fuerza de fricción producida por un viento estable soplando sobre la superficie del mar, con la fuerza de fricción interna de las capas inferiores de agua. Las hipótesis simplificadoras fueron:

- Océano homogéneo (sin gradientes de presión horizontales).
- Mar infinito (sin influencia de los contornos).
- Movimiento estacionario (no se modela en movimiento transitorio, sino la situación de equilibrio).

Si planteamos vectorialmente el sistema de fuerzas entre las capas de agua, comenzando por la situada en contacto con la superficie, el esquema de fuerzas que se obtendría se puede observar en la figura 21.

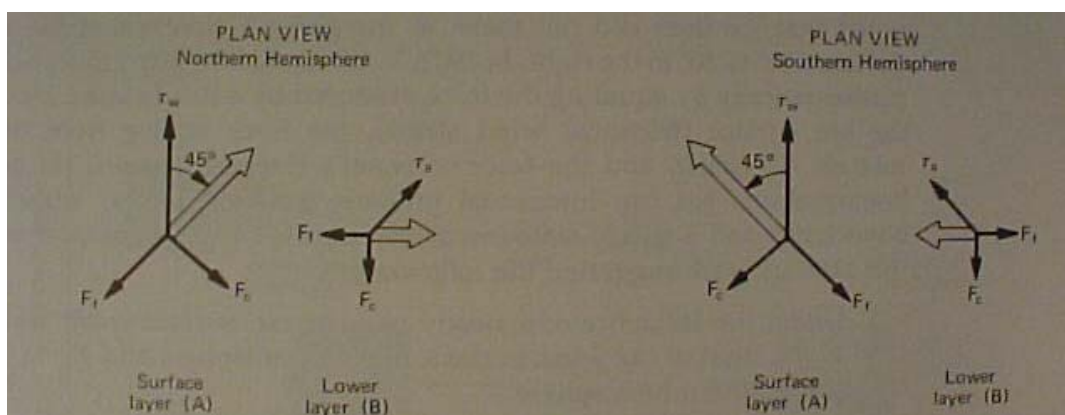


Figura 21. Diagrama de fuerzas para las corrientes debidas al viento. Fuente: Anikouchine, 1981.

En la capa superficial, si el sentido de la corriente de equilibrio viene dado por la flecha blanca, las fuerzas de fricción del viento, τ_w , fricción con la capa líquida inferior, F_{f1} y fuerza de Coriolis, F_c , se encuentran en equilibrio cuando la corriente forma un ángulo de 45° con la dirección del viento. En la capa de agua inmediatamente subyacente, las fuerzas actuantes en el equilibrio son el arrastre por fricción de la capa superior, $\tau_a = -F_{f1}$, la fuerza de Coriolis, F_c y la fricción con la capa inferior, F_{f2} . En el equilibrio, la corriente en esta capa se desvía hacia la derecha de la fuerza motriz τ_a , al igual que pasaba en la capa superior con respecto a la dirección del viento. Siguiendo así sucesivamente hacia abajo, la corriente va girando hacia la derecha a medida que aumenta la profundidad.

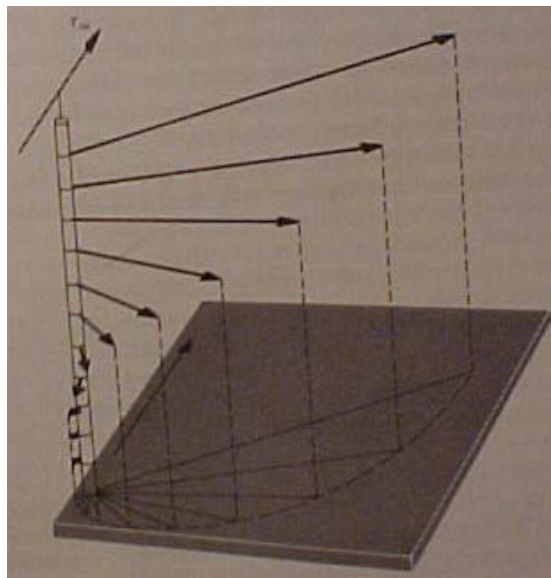


Figura 22. Espiral de Ekman. Fuente: Anikouchine, 1981.

Si se dibujan los vectores de velocidad a diferentes profundidades, se obtiene la espiral de la figura 22, denominada *espiral de Ekman*. Los resultados de este modelo se pueden resumir en:

1. Bajo la influencia de un arrastre de viento estacionario, la corriente de superficie que se genera forma 45° con el viento, hacia la derecha en el hemisferio Norte y hacia la izquierda en el hemisferio Sur.
2. A medida que aumenta la profundidad, la corriente se desvía en el mismo sentido que en la superficie, disminuyendo su velocidad.
3. La profundidad en la que el sentido de la corriente es opuesto al de la superficie se denomina *profundidad de resistencia friccional*. En esta profundidad (alrededor de los 100 m), el valor de la velocidad es muy bajo, aproximadamente $1/23$ de su valor en la superficie y se considera que por debajo de esta profundidad, el efecto del viento es despreciable.
4. La dirección del flujo promediado en profundidad forma 90° hacia la derecha del viento en el hemisferio Norte y hacia la izquierda en el Sur.

El ejemplo mas claro de transporte de Ekman se da en las márgenes orientales de los océanos, figura 23. Por ejemplo, en las latitudes medias y bajas de las costas americanas del Pacífico, los vientos reinantes del componente Norte provocan una corriente de Ekman en las capas superficiales, que mueve la capa superficial hacia el Oeste, es decir hacia el Océano. Para restablecer el equilibrio, se produce una entrada de agua profunda hacia la costa. Esta agua fría y cargada de nutrientes surge en las proximidades de la costa “upwelling”, favoreciendo el crecimiento del plancton y por lo tanto generando una explosión de vida en toda la cadena alimentaria, por ello, en las regiones donde se produce este fenómeno: Costa del africana de Marruecos y Mauritania, costa de California, Costa del Perú, etc, se encuentran algunas de las mejores pesquerías de la

tierra. En España, el “upwelling” debido al transporte de Ekman es habitual en las costas gallegas en la temporada veraniega.

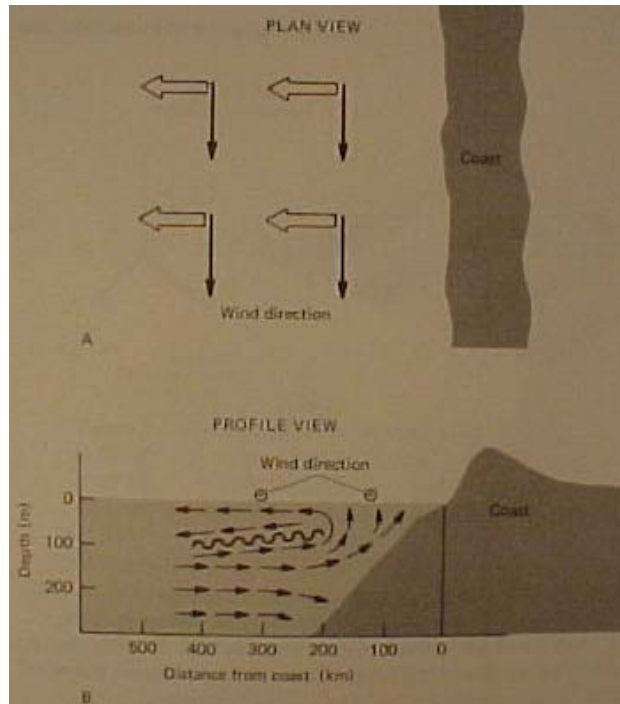


Figura 23. Esquema del proceso de surgimiento de agua debido al transporte de Ekman.
Fuente: Anikouchine, 1981.

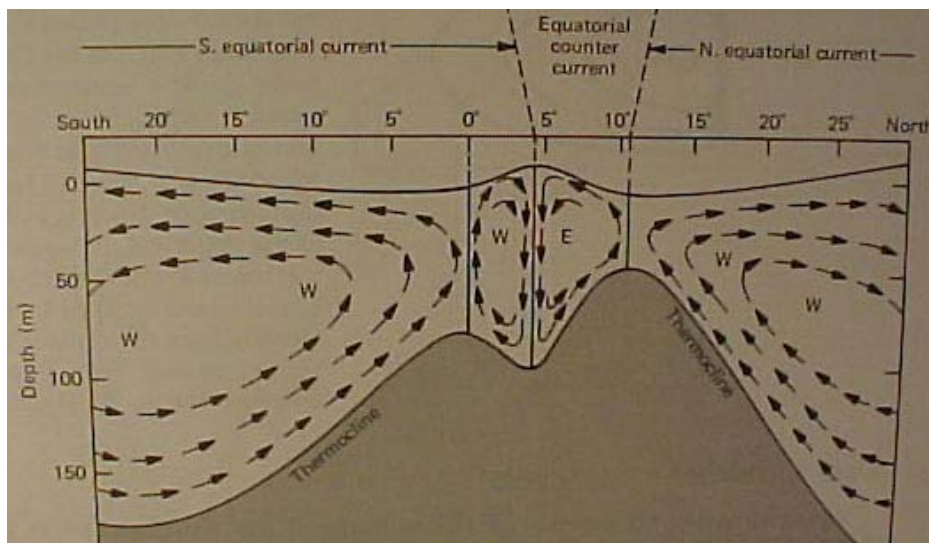


Figura 24. Convergencias y divergencias oceánicas debidas a la acumulación o a la pérdida de agua superficial como consecuencia del transporte de Ekman motivado por los vientos predominantes sobre la Tierra. Fuente: Anikouchine, 1981.

Otro ejemplo importante del transporte de Ekman se ilustra en la figura 24 y es debido a los cinturones de vientos alisios del NE y del SE en las zonas tropicales y del SW y NW en las zonas templadas del hemisferio Norte y Sur. El transporte de Ekman crea dos zonas de acumulación de agua, denominadas convergencias, hacia los 30° de latitud y tres zonas de divergencia: polares N y S y ecuatorial, que obligan al agua a sumergirse o a emerger, respectivamente. La superficie libre se levanta en las convergencias y se

deprime en las divergencias, lo que motiva la aparición de corrientes de gradiente compensatorias.

4.6. EL MODELO GEOSTRÓFICO.

El modelo geostrófico representa un flujo en el que un gradiente horizontal de presiones se equilibra con la aceleración de Coriolis. En la figura 25 se representan los dos principales casos por los que puede aparecer un gradiente de presiones en el océano:

1. Una pendiente en la superficie del mar.
2. Variaciones horizontales de densidad.

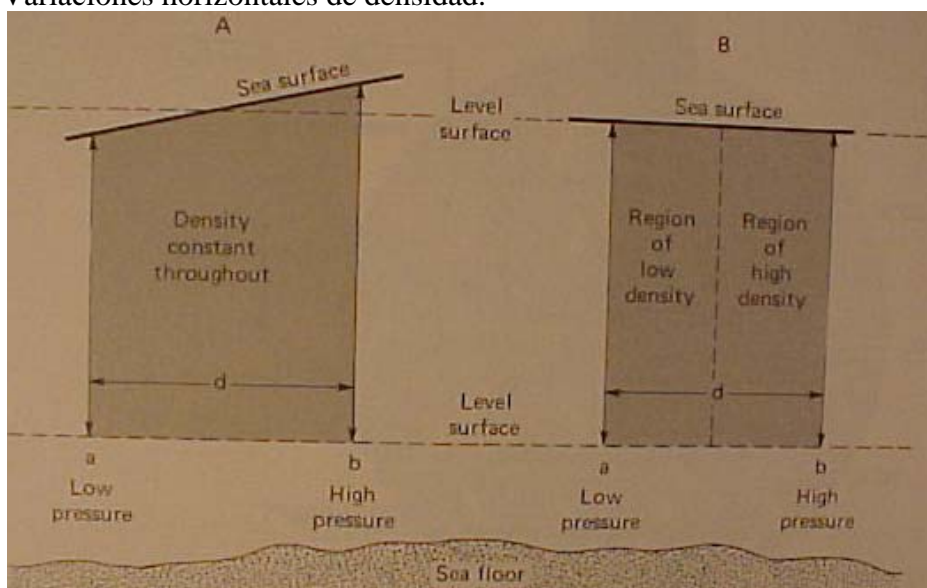


Figura 25. Dos situaciones en las que se crea un gradiente de presiones entre los puntos a y b.
 Fuente: Anikouchine, 1981.

El gradiente de presiones entre a y b viene dado por:

$$(P_b - P_a) / d$$

y representa una fuerza por unidad de longitud actuando sobre cada curva de nivel.

En la figura 26 se representa la evolución de un flujo geostrófico sobre una superficie en la que se ha dibujado las isobaras (líneas de igual presión). Inicialmente, punto 1, sólo existe la fuerza F_p del gradiente de presiones. A medida que el flujo acelera, puntos 2 y 3, aparece la componente F_c debida a la aceleración de Coriolis, que desvía la trayectoria hacia la derecha en el hemisferio Norte. Por último, se llega a una situación de equilibrio, punto 4, cuando F_c y F_p quedan equilibradas y en ese momento, el flujo discurrirá paralelo a las isobaras.

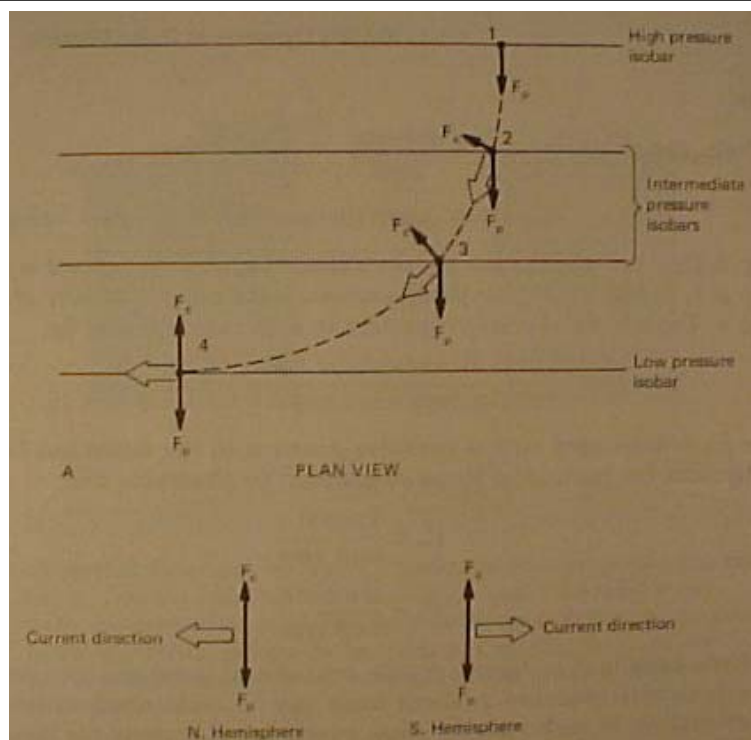


Figura 26. (A) Trayectoria y diagrama de fuerzas actuantes sobre una partícula de agua a medida que acelera en respuesta a un gradiente de presiones en el hemisferio Norte. (B) Situación de equilibrio dinámico final para los dos hemisferios. Fuente: Anikouchine, 1981.

4.7. CIRCULACIÓN DE SUPERFICIE Y FONDO.

La capa superficial en la mayoría de los océanos se puede describir como grandes lentejones poco profundos de agua caliente, salina y de baja densidad, flotando sobre un inmenso volumen de agua más fría, menos salina y más densa. El contorno entre el agua superficial y la profunda viene marcado por la termoclina y debido a la fuerte variación de densidad que en ella se produce, la circulación de superficie es casi independiente de la profunda.

Las corrientes de superficie, figura 27, se mueven primariamente debido a los vientos zonales de la superficie de la Tierra. El transporte de Ekman acumula el agua en las convergencias (hasta 2 m de sobre elevación). La acumulación de agua se equilibra con un flujo geostrofico y un hundimiento en las mismas, debido a los gradientes de presión creados.

En contraste, la circulación intermedia y de fondo, por debajo de la termoclina, está básicamente asociada a corrientes geostroficas por gradientes de densidad. Esta circulación, figura 28, denominada termohalina es todavía poco conocida.

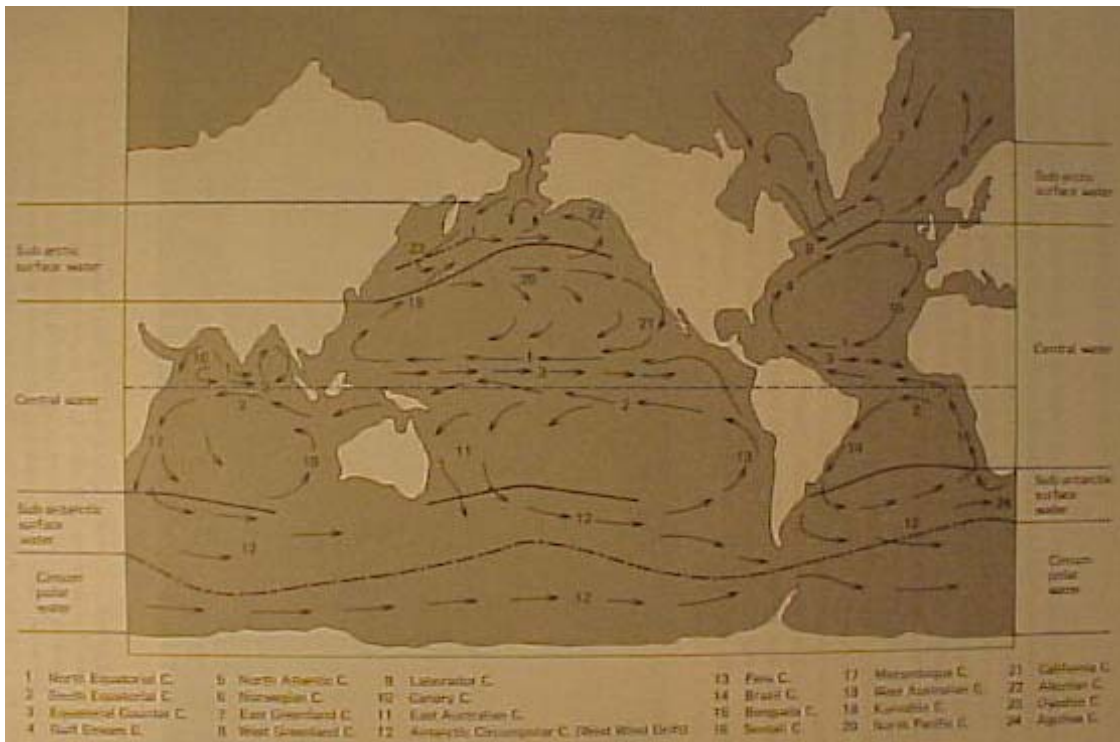


Figura 27. Circulación de superficie en los océanos de la Tierra. Fuente: anikouchine, 1981.



Figura 28. Circulación profunda en los océanos de la Tierra. Anikouchine, 1981

4.8. ALGUNOS CASOS PARTICULARES.

Hasta aquí se ha efectuado un análisis general de la dinámica oceánica y sus formas mas comunes. Los contornos continentales y los fondos imponen condiciones de contorno a la circulación, pudiéndose dar multiplicidad de casos particulares de circulación, aunque todos obedeciendo a las mismas fuerzas generadoras y reguladoras anteriormente indicadas. En lo que sigue, se describe algunos casos particulares importantes de circulación, asociados en cada caso a contornos y condiciones climáticas especiales.

4.8.1. El Mar Mediterráneo.

El Mediterráneo se caracteriza por tener una evaporación neta positiva, lo que le hace tener una salinidad elevada, con temperaturas también relativamente altas. Las aguas de fondo, encerradas en las cubetas son aguas salinas, con salinidades del 38.7 ‰ en la oriental y del 38.4 ‰ en la occidental, con temperaturas de unos 13°C. A nivel intermedio, figura 29, fluye agua algo más salina y relativamente caliente, 15°C de media, que se hunde en el extremo oriental y viaja sobre los umbrales de Malta Sicilia y Gibraltar para penetrar en el Atlántico por debajo de la capa superficial. Esta agua intermedia Mediterránea se detecta en las capas intermedias del Atlántico a grandes distancias del Estrecho. El agua del Atlántico, por su parte, penetra por superficie en el Mediterráneo, aportando agua menos salina, 36.3 ‰, y a una temperatura de unos 15°C. Casos similares a los de Gibraltar en el Mediterráneo se encuentran entre el Mar Rojo y el Océano Índico y entre el Golfo de California y el Pacífico.

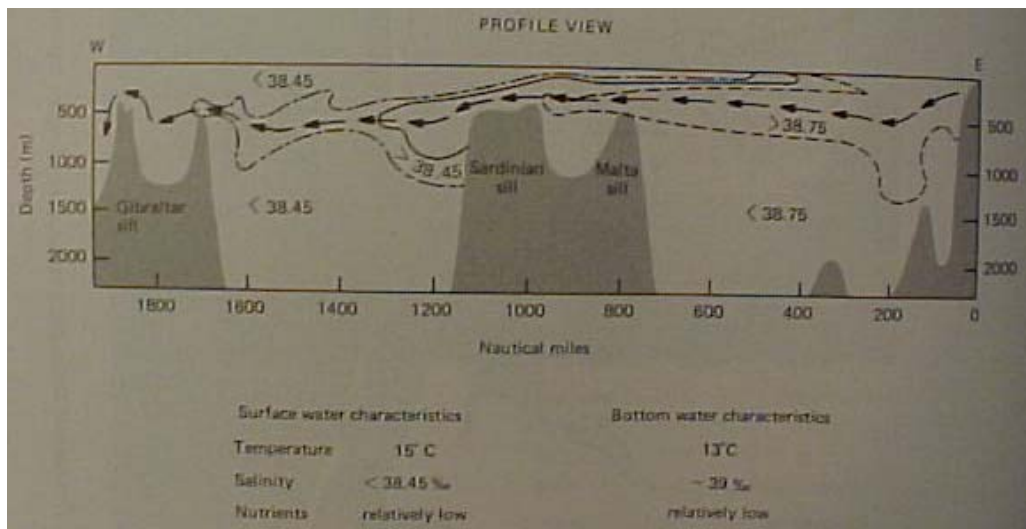


Figura 29. Circulación y características aproximadas de las aguas en el Mar Mediterráneo.
 Fuente: Anikouchine, 1981.

4.8.2. El Mar Negro.

El mar Negro es un mar cerrado muy profundo, hasta 2000 m, con una única salida poco profunda hacia el Mediterráneo, figura 30. En este mar, la aportación de agua dulce debida a los ríos es muy elevada por lo que el balance neto precipitación + ríos – evaporación sea positivo. Esto hace que el agua de superficie, poco salina, 18 ‰, y relativamente fría, circule por la superficie, con una entrada sobre el umbral del Bósforo de agua del Mediterráneo, más templada y salina, 35 ‰, donde se va mezclando con el agua saliente. Por debajo de los 200 m de profundidad queda una gran masa de agua estancada, fría (8.5°C) y medianamente salina (22‰) que al no renovarse es anóxica y muy rica en nutrientes. La vida aerobia a partir de dicha profundidad es imposible. El tiempo de mezcla de esta agua estancada es de unos 3000 años, frente a 70 años en el mar Mediterráneo.

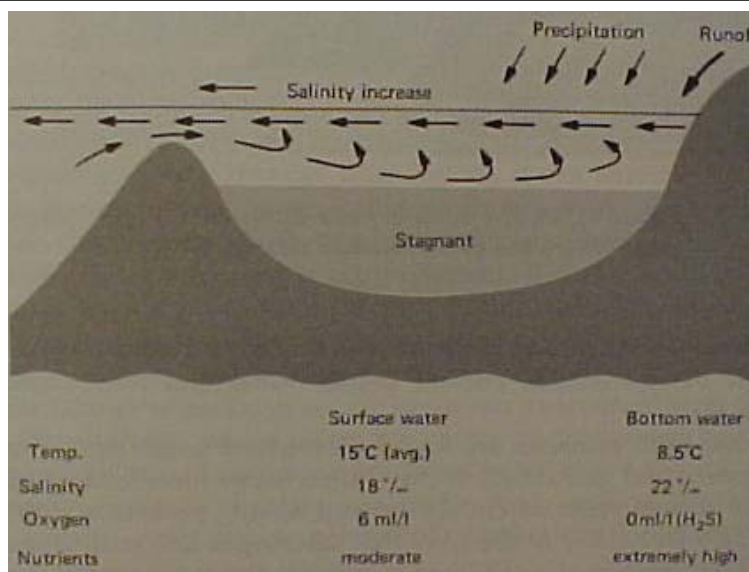


Figura 30. Circulación y características de las aguas del Mar Negro. La capa superficial de agua se extiende hasta una profundidad aproximada de 200 m. Fuente: Anikouchine, 1981.

4.8.3. Circulación en estuarios planos.

En estuarios sin umbrales en la desembocadura suele haber una transición gradual de la salinidad del mar hasta el agua dulce, a medida que se penetra en ellos; sin embargo, el tipo de mezcla depende de las aportaciones relativas de las mareas y ríos, pudiéndose distinguir, con carácter general, tres tipos de estuarios, figura 31:

1. Estuario estratificado. Cuando el flujo del río es superior al prisma de marea (volumen de agua que penetra con la llenante) el agua dulce circula hacia el mar por la superficie y la salina sube y baja con la marea por el fondo, con una mezcla restringida a la pycnoclina.
2. Estuario parcialmente mezclado. Cuando el flujo del río es similar al prisma de marea se produce una mezcla vertical, con entrada neta de agua salina por el fondo. La pycnoclina es menos pronunciada.
3. Estuario homogéneo verticalmente. Cuando el prisma de marea es superior al caudal del río, se produce una mezcla vertical por lo que no existe pycnoclina y la salinidad varía gradualmente según se penetra en el estuario. Dada la importancia relativa de la carrera de marea, todos los estuarios del Atlántico, salvo en el caso de grandes avenidas, son homogéneos verticalmente.
4. Otros casos. Existen otros tipos de estuarios, por ejemplo los cerrados por barras o los fiordos, con características muy particulares y que exigen un estudio individualizado, pues en cada caso, las mareas, climatología, aportación de los ríos, etc., son factores determinantes de la circulación. De hecho, y como ya se ha apuntado, ésta puede variar estacionalmente, modificando las condiciones de tal manera que, como es el caso de algunos fiordos, el vuelco del agua salina marina desalojando el agua anóxica del fondo, pueda producir la muerte por asfixia de los organismos aerobios.

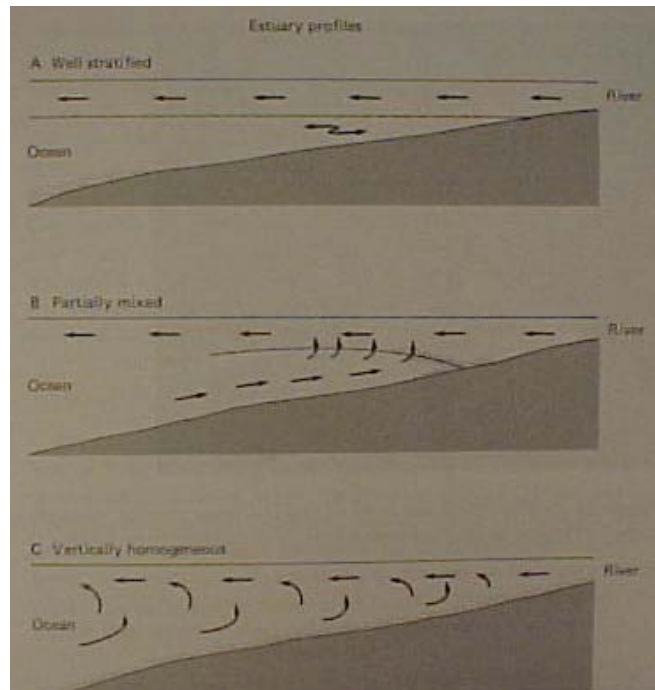


Figura 31. Ejemplos de tipo de mezcla en estuarios planos. La curva de línea discontinua indica la posición de la pycnoclina cuando está bien definida. La zona planteada indica la acumulación de sedimentos. Fuente: Anikouchine, 1981.