



[Inicio](#) [Colaboradores](#) [Notas técnicas](#) [Módulo](#) [Referencias](#) [Encuesta](#) [Prueba](#)

Introducción a las corrientes oceánicas

0. [Objetivos](#)
1. [Introducción](#)
2. [Corrientes de alta mar](#)
 - 2.1 [Introducción](#)
 - 2.2 [Corrientes impulsadas por el viento](#)
 - 2.3 [Descripción de las corrientes superficiales](#)
 - 2.4 [Corrientes submarinas](#)
 - 2.5 [Corrientes geostróficas](#)
 - 2.6 [Afloramiento](#)
 - 2.7 [Corrientes impulsadas por la densidad \(circulación termohalina\)](#)
3. [Corrientes costeras](#)
 - 3.1 [Introducción](#)
 - 3.2 [Corrientes de marea](#)
 - 3.3 [Corrientes impulsadas por el viento](#)
 - 3.4 [Corrientes impulsadas por la densidad](#)
 - 3.5 [Efectos geostróficos](#)
 - 3.6 [Transición de la costa a mar abierto](#)
4. [Técnicas de medición](#)
5. [Productos para describir y pronosticar las corrientes](#)
6. [Consideraciones para el pronóstico](#)
7. [Resumen](#)

0. Objetivos

Cuando termine de estudiar este módulo, debería poder:

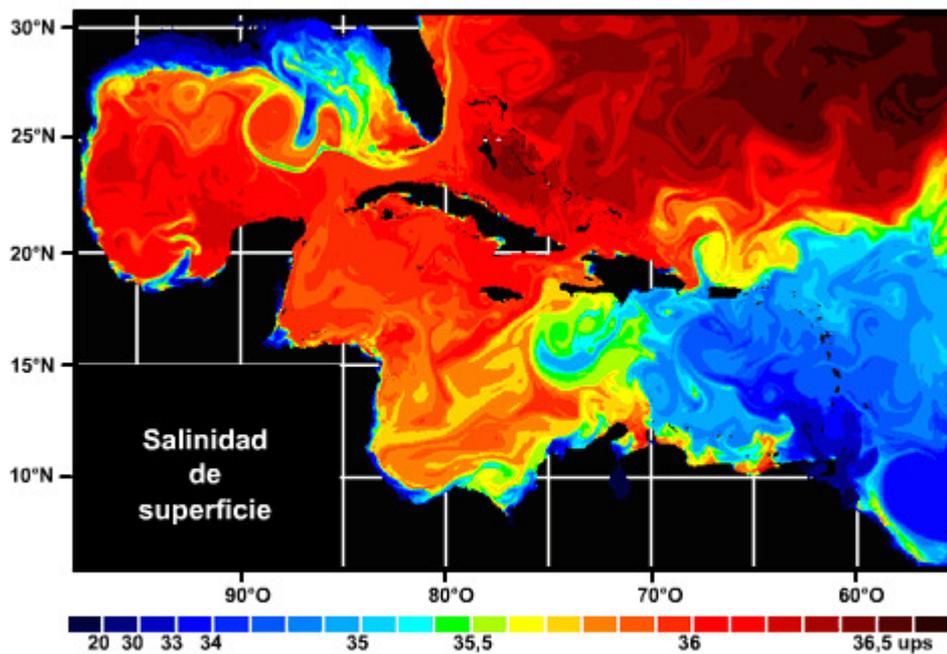
1. Identificar la ubicación de las corrientes oceánicas principales y secundarias y describir sus orígenes.
 - a. Enumerar los factores que causan las corrientes oceánicas.
 - b. Describir cómo cada factor influye en las corrientes oceánicas.
2. Describir las corrientes de alta mar en términos de temperatura, volumen (transporte) y velocidad.
3. Describir el origen de los fuertes gradientes horizontales y verticales de temperatura, salinidad y densidad tanto en mar abierto como en entornos oceánicos costeros.
4. Describir los efectos de la fricción, batimetría y fuerza de Coriolis en las corrientes oceánicas tanto en mar abierto como en entornos oceánicos costeros.
5. Explicar el papel de las corrientes oceánicas en la distribución global del calor (es decir, el balance térmico de la Tierra).
 - a. Definir la circulación termohalina.
 - b. Describir el origen de aguas profundas del Atlántico Norte y el agua antártica de fondo.
6. Describir los actuales métodos de predicción y las consideraciones de pronóstico.

[Volver al comienzo de la página](#)

1. Introducción

1.1.1 ¿Por qué son importantes las corrientes oceánicas?

Salinidad de superficie del 15 de sep. al 14 de nov. de 2006
Sistema Intra-Américas Sea Ocean Nowcast / Forecast del NRL



NRL

[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

Los océanos del mundo están en constante movimiento. Las corrientes, que mueven enormes cantidades de agua a todas las profundidades, tienen un impacto directo en muchas actividades humanas a nivel diario. Las corrientes se deben tener en cuenta para realizar actividades tan diversas como transporte marítimo y pesca, actividades petroleras y de extracción de gas, y operaciones militares. De forma menos directa pero igual de importante, las corrientes oceánicas redistribuyen el calor, de modo que influyen en los procesos atmosféricos y, en consecuencia, su impacto se siente en prácticamente todas las operaciones marítimas.

1.1.2 Peligros en aguas someras

En términos generales, las corrientes afectan principalmente las actividades que realizamos en aguas someras, más que en alta mar, ya que en las zonas donde las aguas son poco profundas las corrientes son muy variables en tiempo y espacio. Como además estas corrientes son difíciles de predecir y presentan muchos peligros, planificar y programar las operaciones con precisión puede resultar problemático.

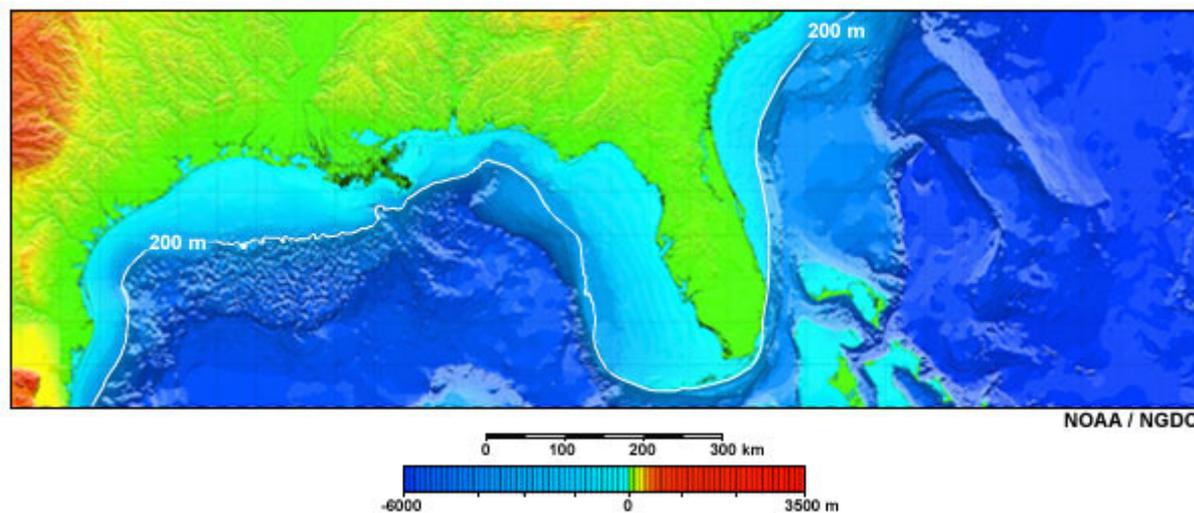


Esta fotografía tomada el 12 de enero de 1943 muestra el buque de guerra USS *Worden* cerca de la isla Amchitka, en la cadena de las Aleutianas. El destructor participaba en maniobras preliminares de desembarco de tropas estadounidenses cuando una corriente muy fuerte lo empujó contra un escollo, donde quedó varado y sin corriente eléctrica. Poco después la corriente torció el *Worden*, dejándolo a merced de las olas. Poco a poco zozobró hacia estribor, se partió en dos y se hundió.

1.2 Aguas profundas y aguas someras

1.2.1 ¿Dónde está el límite?

Batimetría del Golfo de México con isobata de 200 m



En este módulo describiremos por separado las corrientes de aguas profundas y las corrientes de aguas someras, utilizando la profundidad de 200 metros para distinguir entre dichos dominios. Como se ve en esta imagen, la profundidad de 200 metros se aproxima bastante bien al borde de la plataforma continental.

Llamaremos corrientes de alta mar a las corrientes oceánicas en aguas profundas. Esto abarca todas las corrientes, desde la superficie hasta el fondo, con tal de que la profundidad del agua exceda 200 metros. Denominaremos corrientes costeras a las corrientes de aguas someras. Esto incluye tanto las corrientes que se forman en la plataforma continental como las que existen en bahías, estuarios y

desembocaduras fluviales.

Nota: La Armada de Estados Unidos considera aguas someras una profundidad inferior a 100 brazas (183 m).

1.2.2 Fuerzas impulsoras y efectos modificadores



En la zona de contacto entre aguas profundas y aguas someras observamos un cambio en la importancia relativa de las fuerzas impulsoras y los efectos modificadores. En aguas someras, las mareas adquieren mayor importancia y hasta pueden llegar a ser nuestra principal preocupación. A medida que el agua se vuelve menos profunda, la fricción y la batimetría afectan las corrientes en mayor medida. La proximidad al litoral implica la incorporación del agua dulce proveniente de los ríos. El impacto acumulativo de estos factores produce un régimen de corrientes en aguas someras que se parece muy poco a las corrientes que vemos en aguas profundas.

[Volver al comienzo de la página](#)

2. Corrientes de alta mar

2.1 Introducción

2.1.1 Mecanismos de forzamiento

En el océano abierto, lejos de los efectos de tierra firme, las corrientes están sometidas principalmente a dos mecanismos de forzamiento: el viento y los gradientes de densidad. El viento es el elemento primario de impulsión de las corrientes superficiales, mientras los gradientes de densidad impulsan las corrientes profundas.

2.1.2 Caudal de las corrientes oceánicas



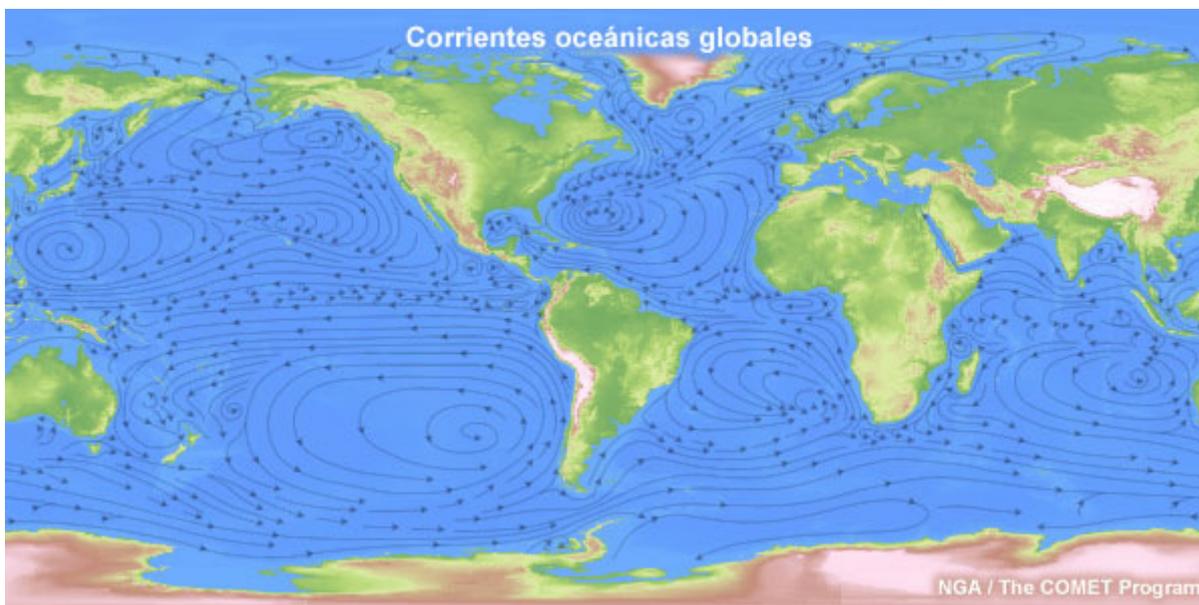
[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

Para medir la magnitud de las corrientes de alta mar recurrimos al sverdrup (Sv), que equivale a un millón de metros cúbicos por segundo. A modo de comparación, la pirámide de Giza tiene un volumen aproximado de 2,5 millones de metros cúbicos, de modo que un flujo de un sverdrup la llenaría en 2,5 segundos. La magnitud de las principales corrientes oceánicas varía de unos pocos sverdrups a más de 100 sverdrups. En contraste, el flujo del río más caudaloso del mundo, el Amazonas, tiene una magnitud aproximada de 0,2 sverdrups. El río Misisipí tiene un caudal aproximado de 0,014 sverdrups.

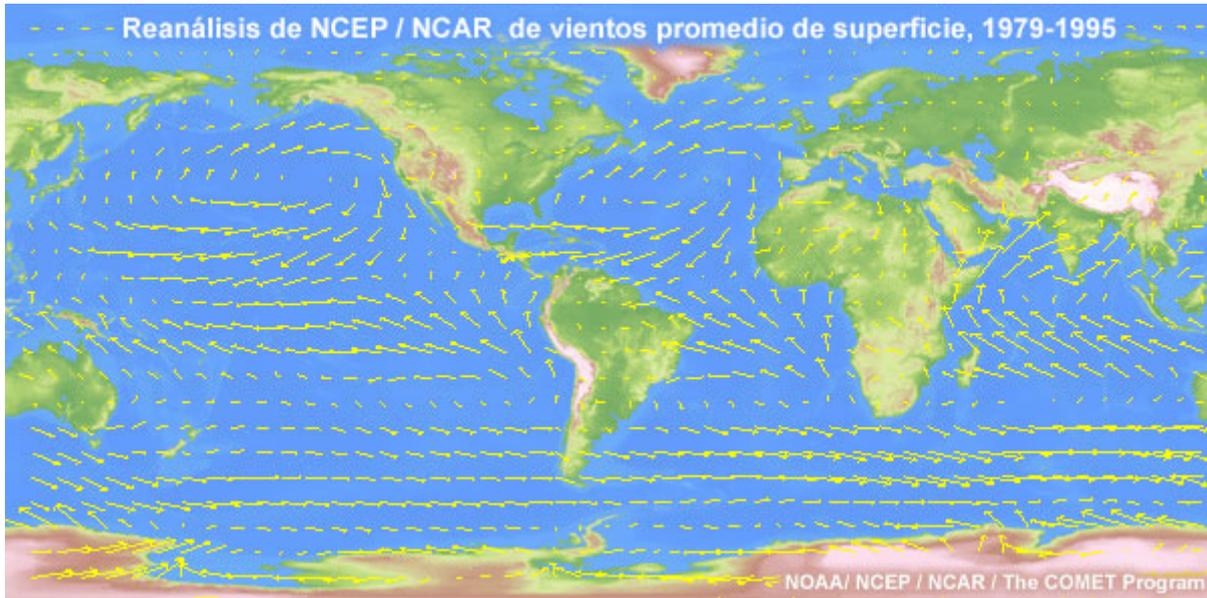
[Volver al comienzo de la página](#)

2.2 Corrientes impulsadas por el viento

2.2.1 Similitud entre los vientos y las corrientes

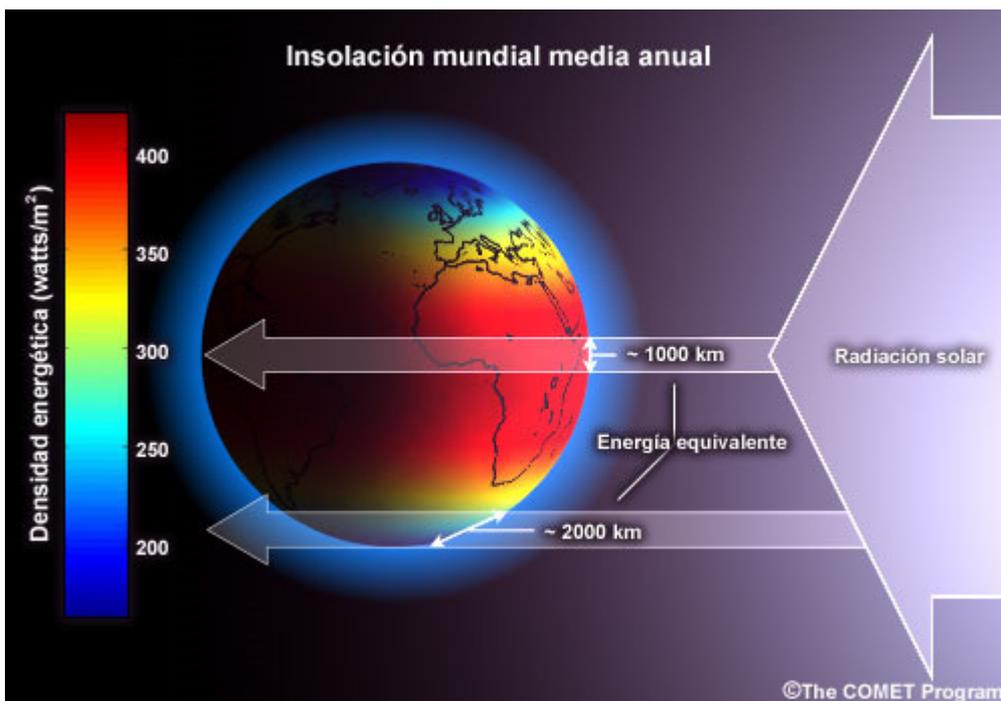


[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)



Si comparamos un mapa mundial de los vientos y las corrientes oceánicas, notamos que comparten la mayoría de las características. Observe especialmente los giros que forman los vientos y las aguas en todas las cuencas oceánicas del mundo. La similitud se debe a que el viento es el mecanismo impulsor fundamental de las corrientes oceánicas superficiales.

2.2.2 Calentamiento solar

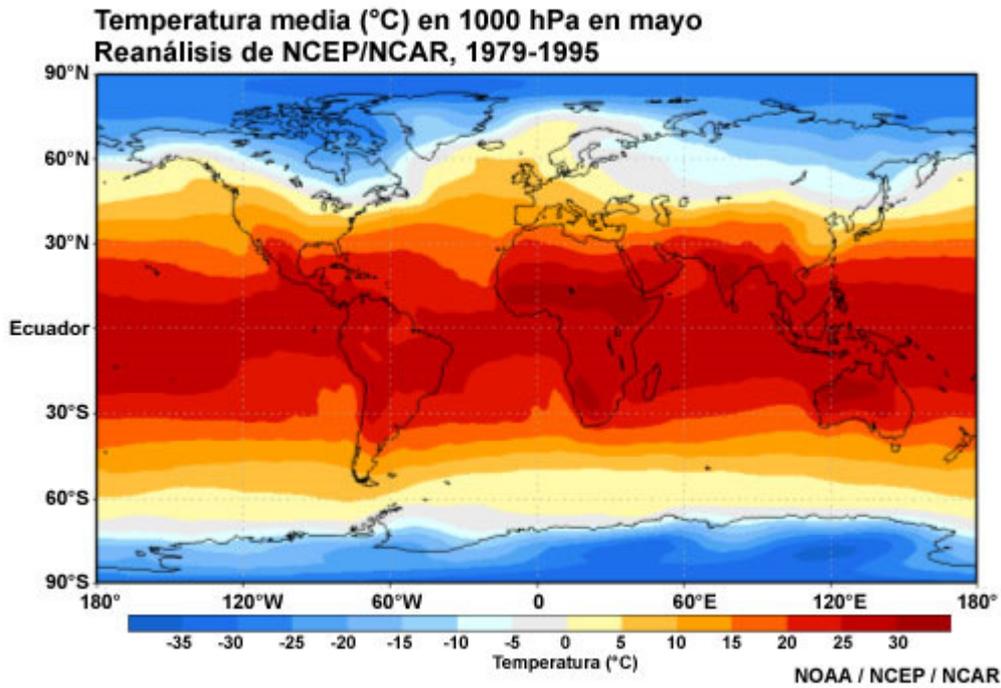


Para comprender la relación entre el viento y las corrientes superficiales, tomaremos como punto de partida la noción fundamental de que todos los vientos son el producto del calentamiento solar no uniforme de la superficie terrestre.

La cantidad de energía solar que incide en la superficie de la Tierra alcanza un máximo en el ecuador (más de 400 watts por metro cuadrado) y un mínimo en los polos (menos de 200 watts por metro cuadrado). Esto se debe a dos factores:

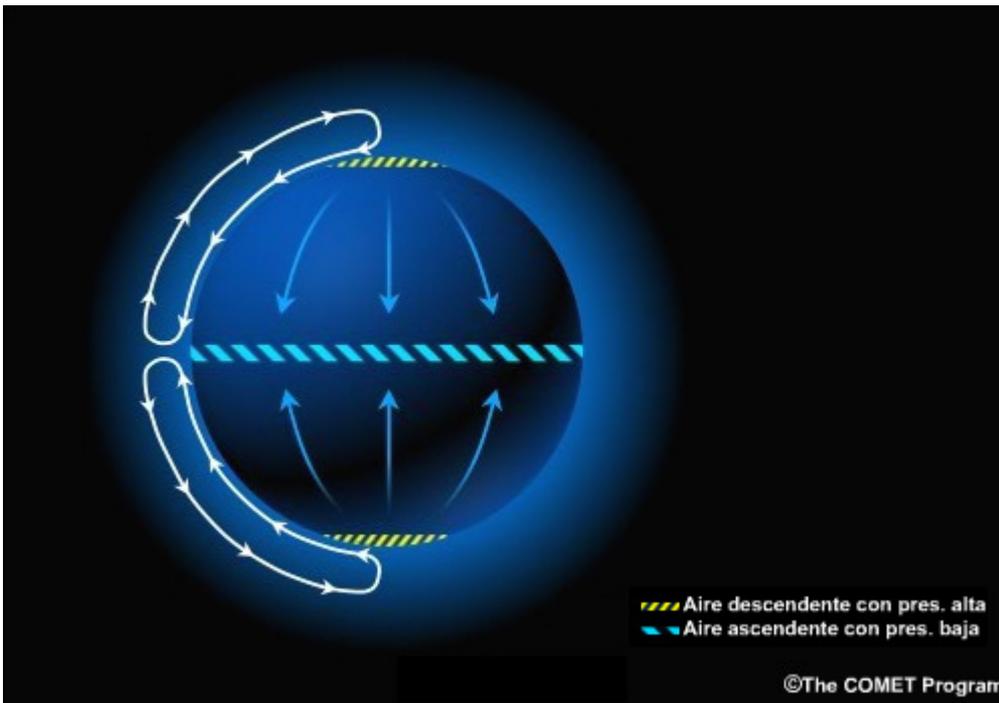
1. En el ecuador, la luz solar incide sobre la Tierra a un ángulo casi perpendicular. A medida que aumenta la latitud, ese ángulo de incidencia disminuye, de modo que la misma cantidad de energía solar se distribuye sobre un área mayor.
2. La atmósfera absorbe cierta fracción de la luz solar que incide sobre la Tierra. Observe que en las latitudes altas la radiación solar cae sobre la superficie terrestre a un ángulo oblicuo. En consecuencia, la luz solar atraviesa una sección más profunda de la atmósfera en latitudes altas

que en latitudes bajas. Por lo tanto, en las latitudes altas una menor cantidad de energía solar alcanza la superficie.



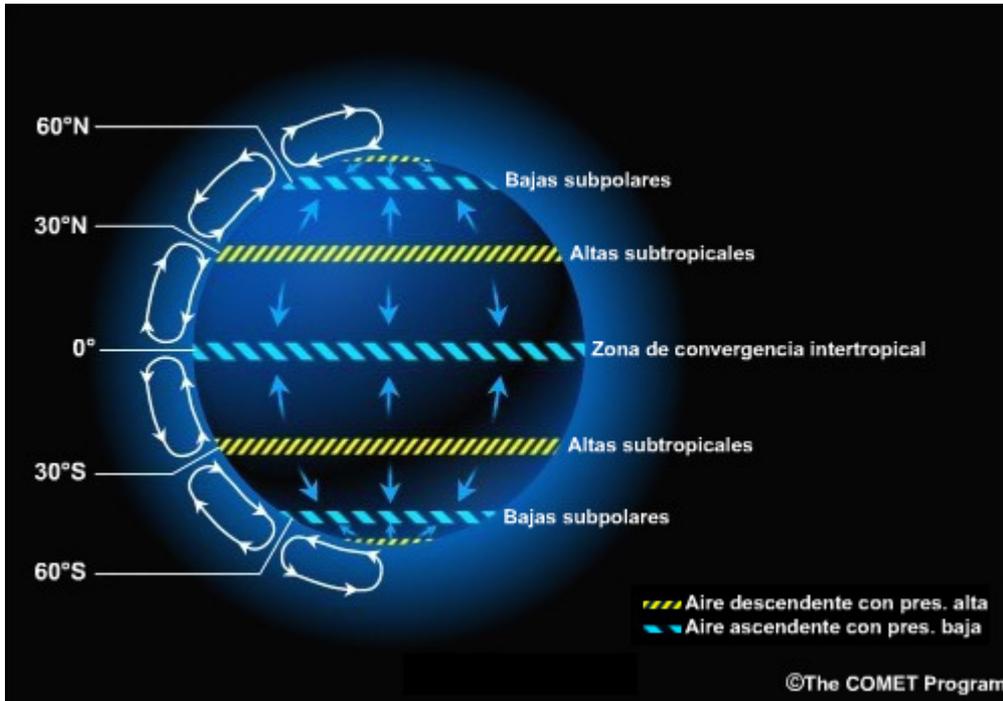
El resultado final del calentamiento solar desigual es que el ecuador es cálido y los polos son fríos.

2.2.3 Convección atmosférica



[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

Debido a que el aire en el ecuador es más cálido que en los polos, también es menos denso. Imagínese un globo terrestre ideal que no gira. Debido a su menor densidad, el aire en el ecuador asciende, mientras que el aire denso y frío de los polos desciende. Este proceso genera una gran célula de circulación con aire ascendente en el ecuador que fluye en las alturas de la atmósfera hasta los polos, donde desciende y fluye de vuelta hacia el ecuador en los niveles inferiores. En nuestro sistema conceptual, este flujo representa la causa principal de todos los vientos.



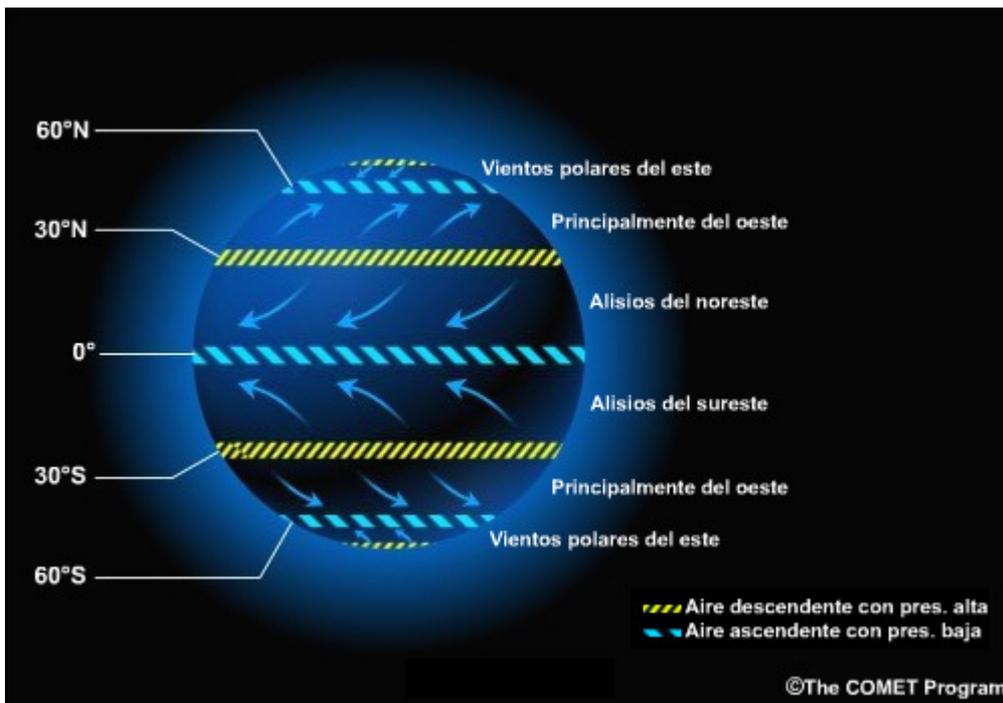
[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

En el mundo real, las cosas son un poco más complicadas. Por motivos que están principalmente relacionados con la profundidad de la atmósfera y la diferencia en el calentamiento de los polos y el ecuador, se forman tres células de circulación entre el ecuador y cada polo.

El aire asciende en el ecuador y se separa, desplazándose ya sea hacia el norte o hacia el sur. En la zona alrededor de 30° de latitud norte y sur, el aire desciende. El aire también asciende en las zonas de 60° de latitud y se desplaza hacia el norte y hacia el sur, para luego descender en las zonas de 30° de latitud y en los polos.

Aunque esta circulación aún representa una visión muy idealizada del mundo, este modelo nos ayuda a explicar las características principales de la circulación global.

2.2.4 Vientos dominantes

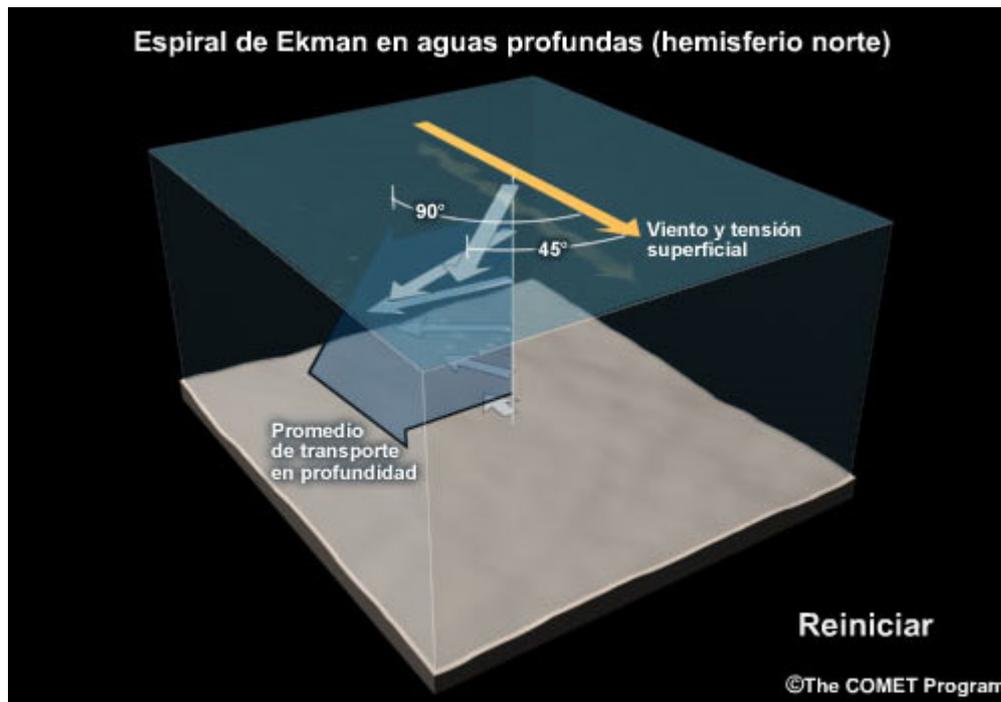


[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

Consideremos ahora el sistema con la rotación de la Tierra. Debido al efecto de Coriolis, el flujo sobre una esfera describe una curva, hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur.

Si combinamos nuestras células convectivas sencillas con el efecto de Coriolis, surgen patrones conocidos. Encontramos los alisios en las latitudes tropicales y los vientos del oeste en las latitudes medias. Éstos son los vientos que impulsan las principales corrientes oceánicas superficiales.

2.2.5 Espiral de Ekman



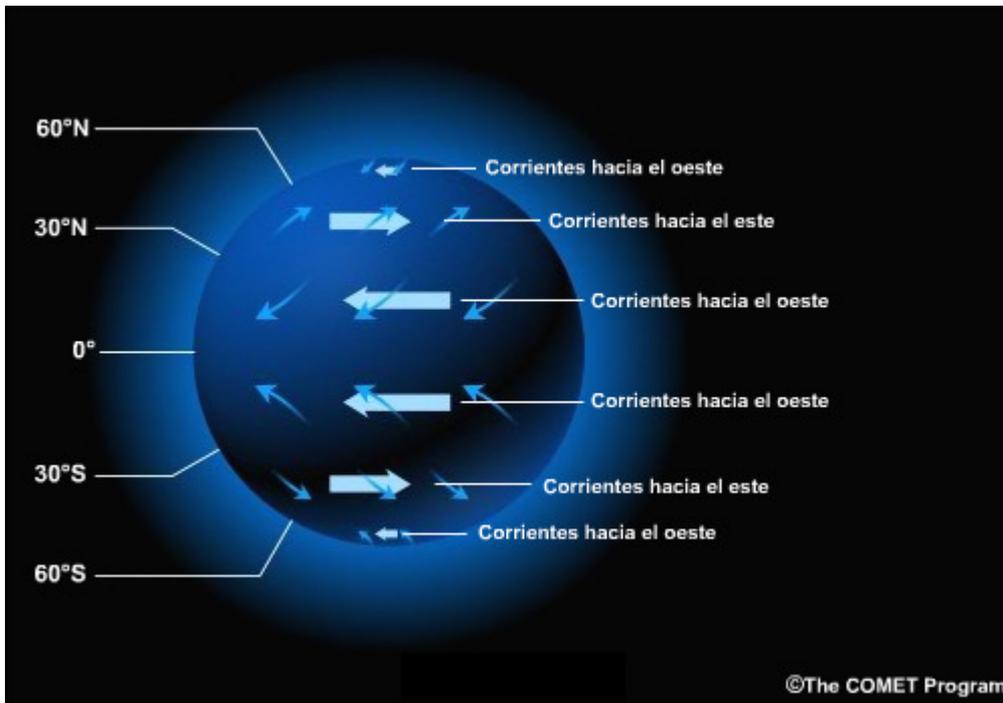
[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

Cuando el viento sopla sobre el agua, la fricción entre el viento y el agua transfiere una pequeña cantidad de la energía del viento al agua, iniciando su movimiento. Con el tiempo y vientos dominantes, se forma una corriente superficial.

Sin embargo, la corriente que se forma no se desplaza en sentido paralelo a la dirección del viento, sino que se mueve formando un ángulo de 20 a 60 grados con respecto a la dirección del viento, hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur. Fridtjof Nansen, oceanógrafo y explorador del Ártico, fue el primero en describir este fenómeno. Como había observado que los icebergs se mueven sistemáticamente a un ángulo hacia la derecha de la dirección del viento, decidió asignarle el problema a uno de sus alumnos, Vang Walfrid Ekman. La solución a la que llegó se conoce como espiral de Ekman.

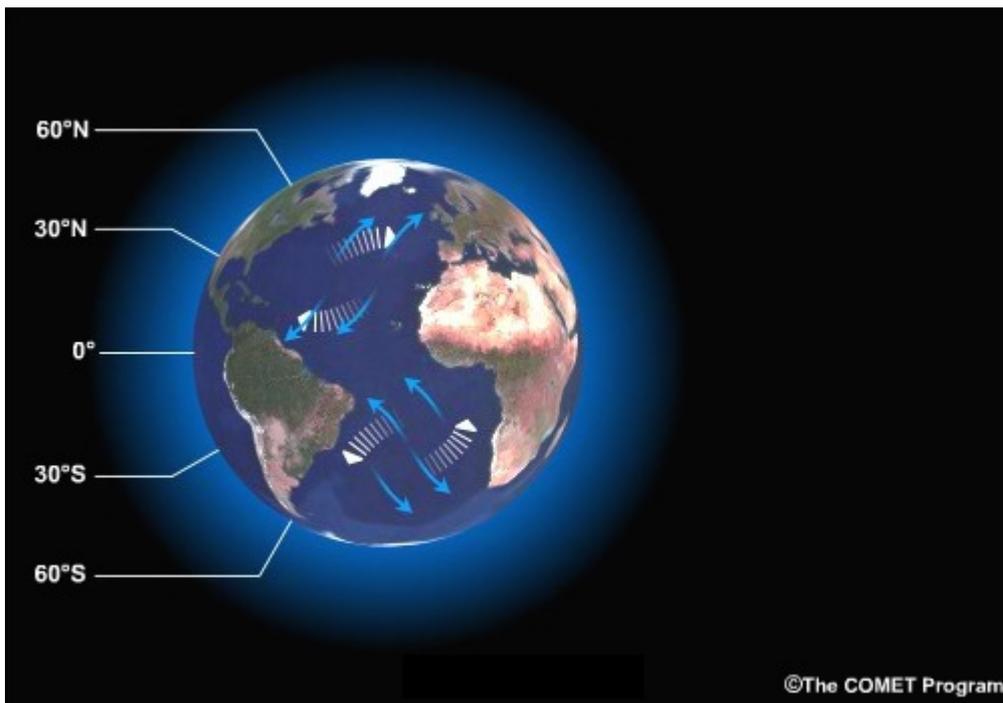
Como muestra la imagen conceptual, de acuerdo con la espiral de Ekman, bajo circunstancias ideales el agua superficial se desplaza formando un ángulo de 45 grados respecto de la dirección del viento. El agua inmediatamente debajo de la superficie no siente los efectos del viento, sino que siente los efectos del agua inmediatamente arriba de ella. Esto provoca un movimiento, aunque no tan rápido, ligeramente desviado hacia la derecha respecto del agua superficial debido a pérdidas de velocidad por fricción. Este proceso continúa hacia abajo en la columna de agua, con cada capa desviándose un poco hacia la derecha y desplazándose un poco más despacio que la capa inmediatamente arriba de ella. Cuando se suman todos los movimientos incrementales, el movimiento general de la columna de agua afectada implica una desviación de 90 grados respecto a la dirección del viento.

2.2.6 Representación ideal de corrientes superficiales



[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

Si combinamos los alisios y los vientos del oeste sobre el océano con la espiral de Ekman, vemos el desarrollo de corrientes ecuatoriales hacia el oeste y corrientes hacia el este en las latitudes medias.



[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

Ahora bien, si agregamos la batimetría, las corrientes van a dar contra los continentes. Las corrientes ecuatoriales se desvían y fluyen hacia los polos siguiendo las costas hasta alimentar las corrientes hacia el este de las latitudes medias. Cuando estas corrientes hacia el este encuentran un continente, se desvían hacia el ecuador, donde se unen a las corrientes ecuatoriales y cierran el bucle. Estos bucles que se forman alrededor de las cuencas oceánicas se conocen como giros subtropicales.

2.2.7 Pregunta

¿Por qué hace más calor en el ecuador que en los polos?

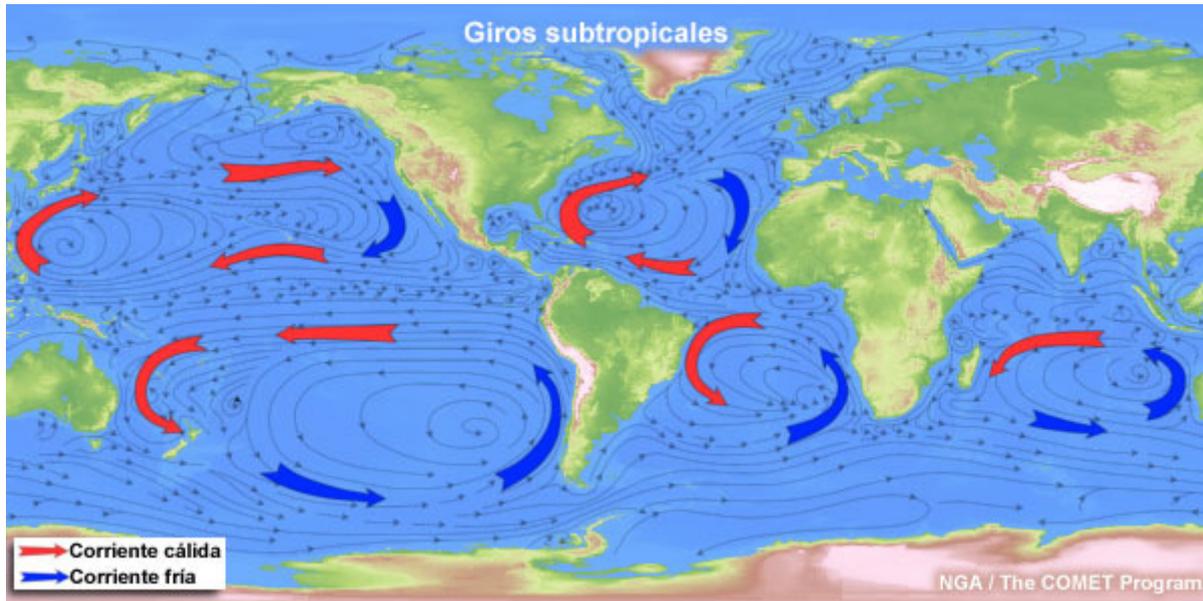
- Las corrientes oceánicas transportan el calor hacia el ecuador.
- La insolación solar es mayor en el ecuador.
- El ecuador está más cerca del Sol.

[Haga clic aquí para ver la respuesta correcta](#)

[Volver al comienzo de la página](#)

2.3 Descripción de las corrientes superficiales

2.3.1 Giros subtropicales

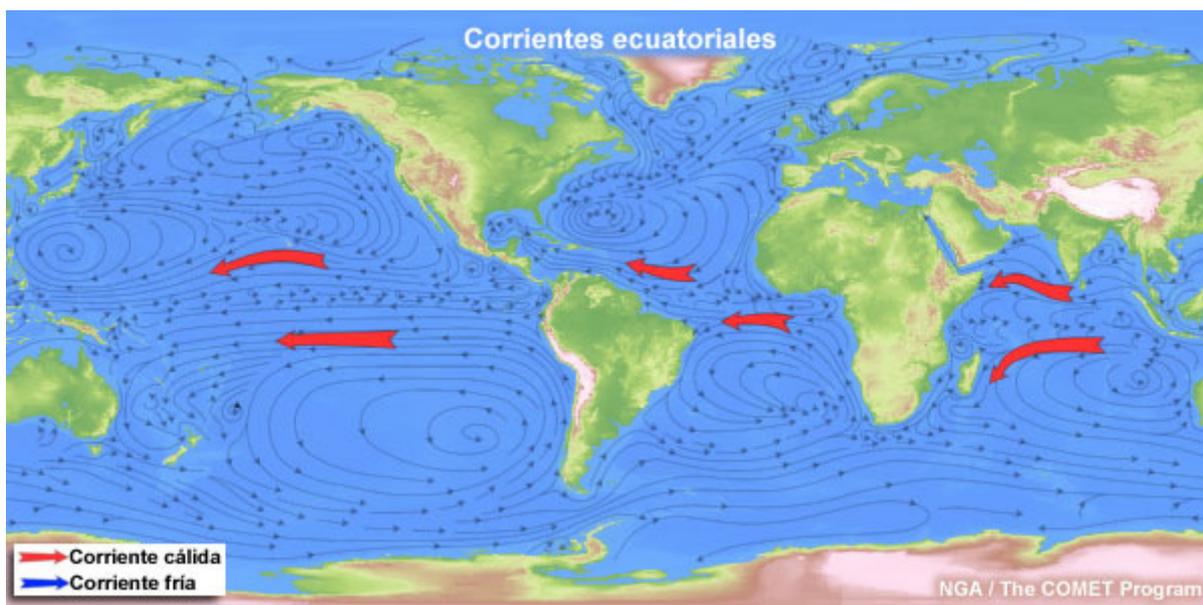


[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

Las corrientes de alta mar de nuestro planeta están dominadas por cinco giros subtropicales, uno en el norte y uno en el sur del Océano Pacífico, uno en el norte y uno en el sur del Océano Atlántico, y uno en el Océano Índico. Cada giro comprende una corriente ecuatorial hacia el oeste, una corriente límite occidental hacia los polos, una corriente de latitudes medias hacia el este y una corriente límite oriental que regresa a la corriente ecuatorial. Observe que en el hemisferio sur la deriva del oeste, que también se conoce como corriente circumpolar antártica, genera el segmento hacia el este de los giros.

En esta sección examinaremos las características comunes de cada tramo de los giros regulares. Más adelante estudiaremos algunas de las corrientes superficiales menores, pero importantes, que contribuyen a la circulación oceánica.

2.3.2 Corrientes ecuatoriales

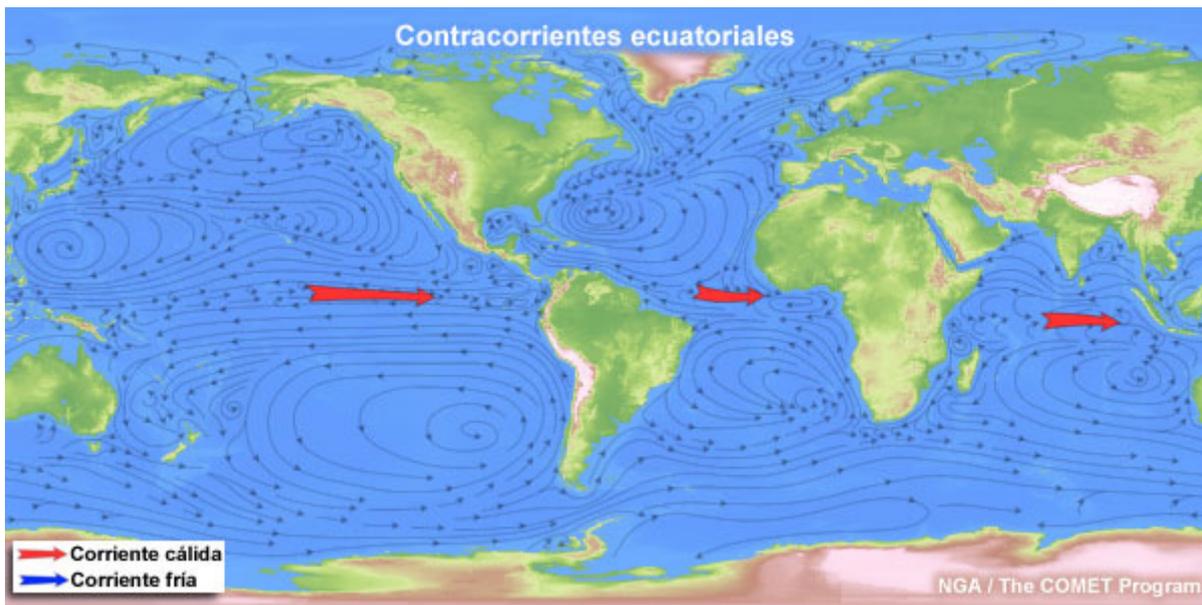


[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

Encontramos corrientes ecuatoriales en todas las cuencas oceánicas. Dichas corrientes forman el tramo de latitudes bajas de los giros subtropicales y son impulsadas hacia el oeste por los vientos

alisios.

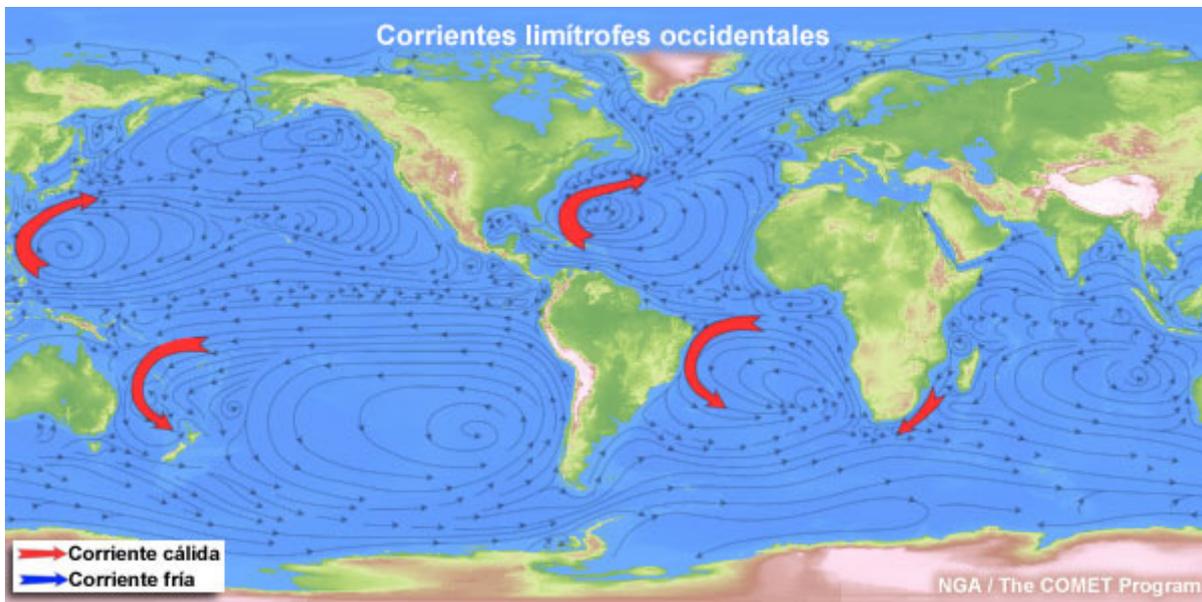
Esta vista sencilla de las corrientes ecuatoriales se complica con la existencia de contracorrientes ecuatoriales hacia el este, las cuales dividen las corrientes ecuatoriales hacia el oeste en ramas septentrionales y meridionales.



[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

Cuando las corrientes ecuatoriales alcanzan tierra firme en la costa occidental de una cuenca oceánica, el agua cálida se acumula, creando una inclinación de la superficie marina que baja hacia el este. A lo largo del ecuador, entre los alisios del norte y del sur, los vientos se tornan muy flojos. Debido a la falta de viento, la inclinación de la superficie marina impulsa parte del agua de vuelta hacia el este, produciendo una contracorriente ecuatorial.

2.3.3 Corrientes limítrofes occidentales



[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

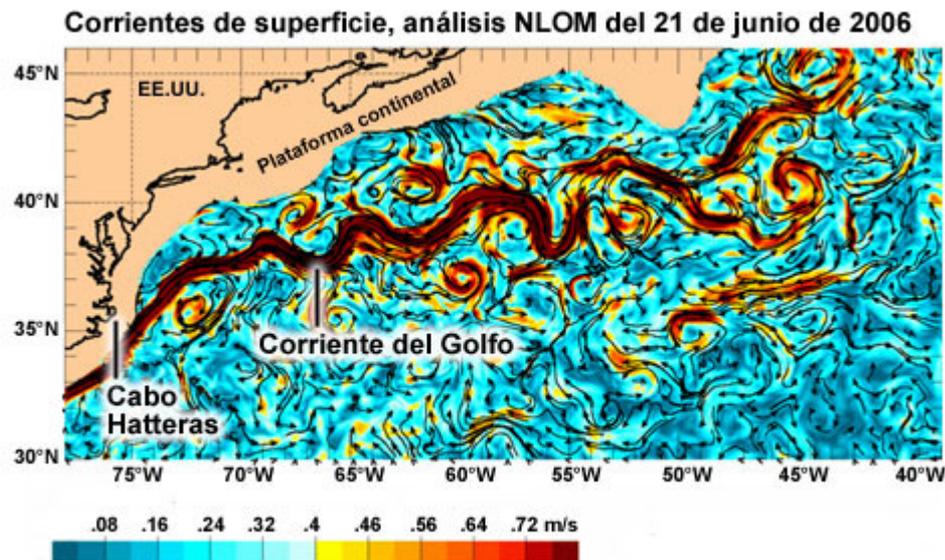
Con toda probabilidad, las corrientes limítrofes occidentales constituyen el grupo de corrientes oceánicas más conocidas, y por buenos motivos: debido a que se originan en las latitudes bajas, estas corrientes transportan calor a zonas de latitudes altas. Por ejemplo, el calor de la corriente del Golfo contribuye a que el norte de Europa sea habitable.

Las corrientes limítrofes occidentales se cuentan entre las corrientes más fuertes. Por ejemplo, la corriente del Golfo tiene un caudal aproximado de 26 sverdrups, superada solamente por la deriva del oeste. La gran velocidad y el enorme volumen de las corrientes limítrofes occidentales es producto de un proceso denominado intensificación occidental. En respuesta a la rotación de la Tierra y a la fricción a lo largo de la costa, el centro de los giros subtropicales se desplaza hacia el oeste. Esencialmente,

en lado occidental de los giros el agua debe pasar por un canal más estrecho y mejor definido. Mientras tanto, el flujo de retorno al este del giro se ve menos limitado y es más difuso.

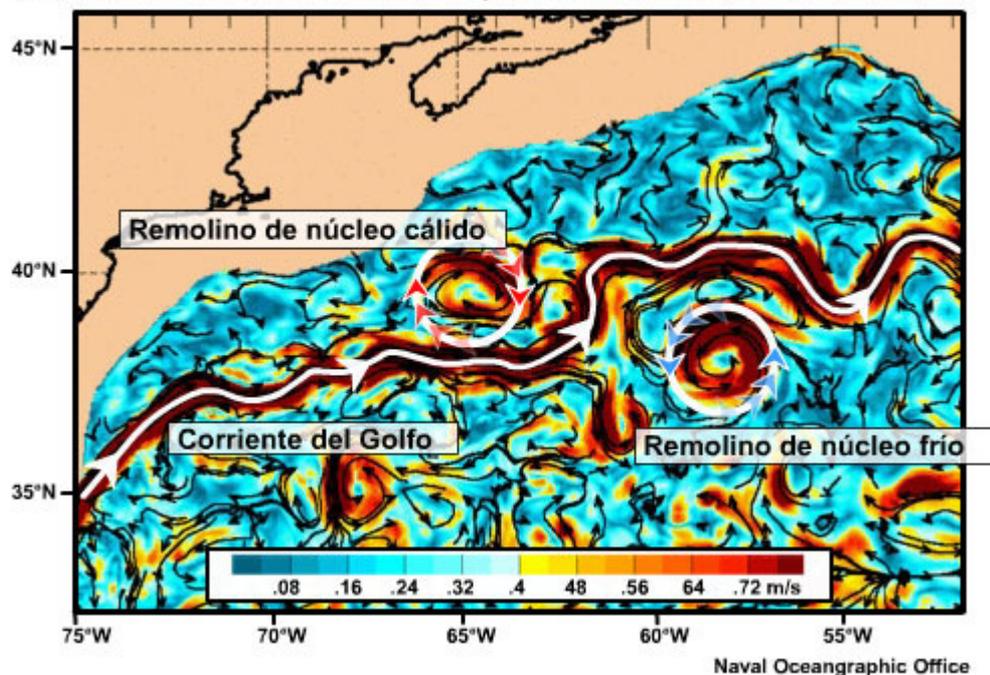
Además de la corriente del Golfo, existen otras corrientes limítrofes occidentales famosas, como corriente de Kuroshio junto al Japón, la corriente de Agulhas en el sureste de África, y la corriente de Brasil.

2.3.4 Remolinos



No es sorprendente que los mapas mundiales de las corrientes oceánicas no logren representar los detalles de las trayectorias de las corrientes. A menudo las corrientes viran y forman meandros. Esto es particularmente cierto en el caso de las corrientes limítrofes occidentales una vez que se alejen del borde de la plataforma continental. Por ejemplo, esta imagen muestra los meandros y las vueltas de la corriente del Golfo al noreste de Cabo Hatteras, junto a la costa oriental de Estados Unidos.

Análisis NLOM de corrientes de superficie 8 de ene. a 8 de mar. de 2006

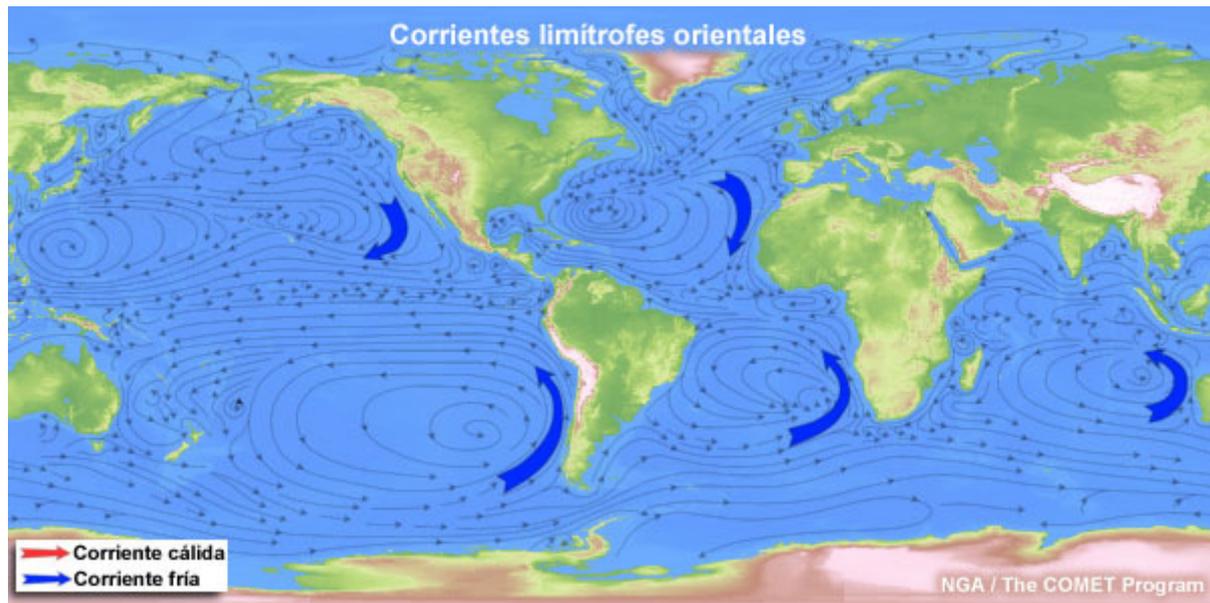


[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

Con frecuencia, las curvas y los meandros de la corriente se cierran y forman remolinos aislados que siguen girando. En el lado cálido de la corriente, el centro de los remolinos que se forman es frío, mientras que en el lado frío de la corriente los remolinos tienen un centro o núcleo cálido. Estos remolinos pueden existir durante meses, incluso años, y siguen migrando con el flujo en el cual están empotrados.

Observe que el remolino de núcleo cálido gira en sentido horario, mientras que el de núcleo frío gira en sentido antihorario. Explicaremos los motivos más adelante en el módulo.

2.3.5 Corrientes limítrofes orientales



[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

Las corrientes limítrofes orientales son más lentas y difusas que las corrientes limítrofes occidentales. Como se originan en latitudes altas, transportan aguas frías a las latitudes más bajas. En consecuencia, la capa límite marina arriba de estas corrientes tiende a ser fría, húmeda y estable, de forma que es propensa a la formación de niebla.

Existen varios ejemplos de corrientes limítrofes orientales, como las corrientes de California, Perú y Benguela.

Nota

Puede aprender más sobre la relación entre las corrientes oceánicas y la formación de la niebla en estos módulos de COMET:

Niebla en la costa del Pacífico (<http://www.meted.ucar.edu/fogstrat/ic31/ic313>)

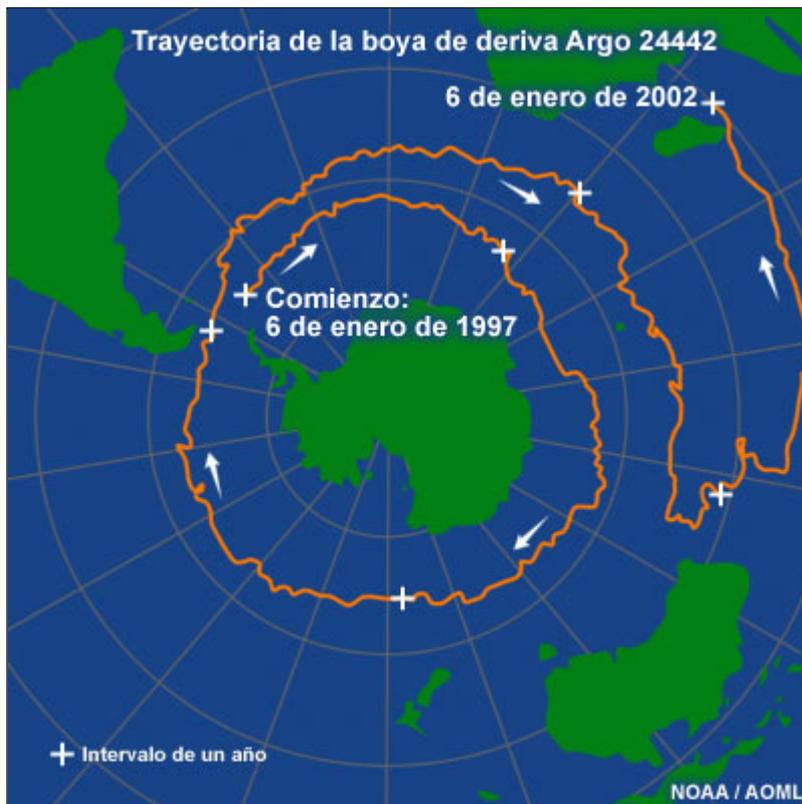
Niebla por forzamiento dinámico (<http://www.meted.ucar.edu/mesoprim/dynfog>)

2.3.6 Corriente circumpolar antártica (deriva del oeste)



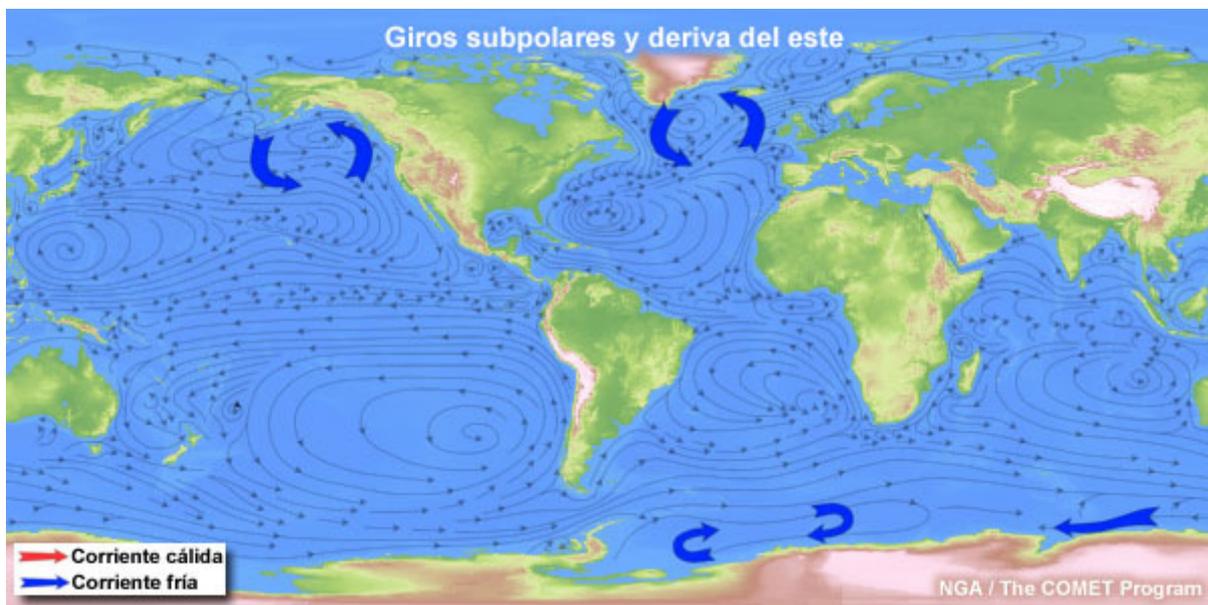
[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

En el hemisferio sur, no hay ninguna masa terrestre entre la Antártida y 40° de latitud sur, excepto la punta de Sudamérica. En consecuencia, los vientos que soplan constantemente del oeste entre los 30 y 60 grados de latitud sur impulsan una corriente oceánica hacia el este que da la vuelta al continente antártico.



Este mapa muestra que una boya a la deriva da la vuelta a Antártida al cabo de varios años.

2.3.7 Giros subpolares



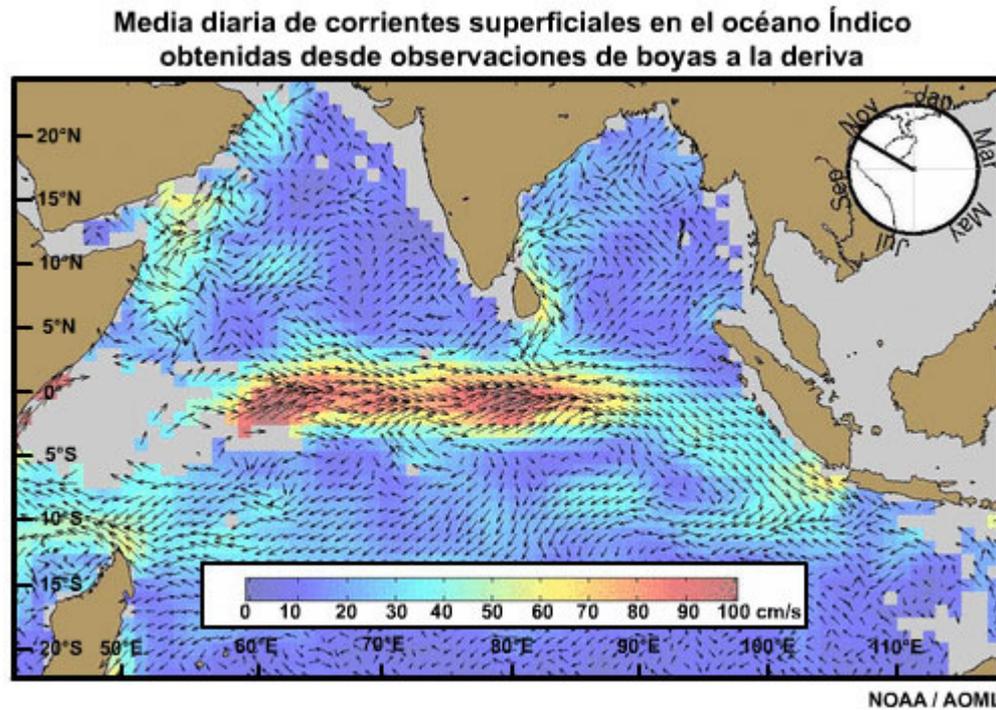
[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

En latitudes superiores a aproximadamente 60°, los vientos persistentes cambian de dirección y soplan del este. Esto produce dos tipos de corrientes que cabe mencionar: (1) una deriva del este a largo de la costa de Antártida y (2) los giros subpolares. Aunque estas corrientes son relativamente poco importantes en términos de la circulación global, pueden transportar icebergs hasta los corredores marítimos y, por tanto, vale la pena examinarlas.

La deriva del este, que también se conoce como corriente costera antártica, es una corriente relativamente débil de una velocidad media del orden de 0,1 a 0,2 nudos que corre principalmente al sur de 66°S.

Los giros subpolares sólo ocurren en los mares marginales de latitudes altas lo suficientemente grandes como para permitir su formación: los mares de Groenlandia y de Weddell, y el Golfo de Alaska. El sentido de rotación de los giros subpolares es contrario al de los giros subtropicales: en sentido antihorario en el hemisferio norte y horario en el hemisferio sur.

2.3.8 Corrientes monzónicas en el océano Índico meridional



[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

El océano Índico meridional presenta características particulares en comparación con los demás océanos. Bajo el impulso de los monzones, las corrientes ecuatoriales cambian de dirección de acuerdo con la estación. Los vientos monzónicos se pueden concebir en términos de una brisa marina estacional. Durante los meses cálidos, la masa terrestre del continente asiático es más cálida que las aguas del mar, de forma que el flujo es hacia tierra firme desde el sureste. Sin embargo, en la estación fría el continente es más frío que el mar y el flujo se dirige hacia el mar desde el noreste.

Durante el monzón de verano, el flujo hacia el suroeste impulsa una fuerte corriente limítrofe occidental. La corriente de Somalia fluye hacia el norte junto a la costa oriental de África hasta el Mar de Arabia y luego hacia el sur, junto a la costa occidental de la India. Luego, esta corriente se junta con la corriente del monzón de verano hacia el este.

Durante el monzón de invierno, la corriente de Somalia se apaga y una corriente ecuatorial septentrional que fluye hacia el oeste toma el lugar de la corriente del monzón de verano.

2.3.9 Pregunta

¿Cuál tiene el caudal mayor, ¿el río más caudaloso del mundo (el Amazonas) o la corriente oceánica más caudalosa del mundo (la deriva del oeste)?

- a. Río Amazonas
- b. Deriva del oeste

[Haga clic aquí para ver la respuesta correcta](#)

2.3.10 Pregunta

¿Cuáles de las siguientes corrientes se pueden clasificar como corriente limítrofe oriental?

- a. Corriente de Brasil
- b. Corriente de California
- c. Corriente de Canarias
- d. Corriente del Golfo

- e. Corriente de Kuroshio
- f. Corriente de Perú

[Haga clic aquí para ver la respuesta correcta](#)

2.3.11 Pregunta

Este mapa muestra la posición de los continentes hace 225 millones de años. De acuerdo con lo que hemos estudiado en las secciones anteriores, describa las corrientes de alta mar que pueden haber existido en aquel entonces.

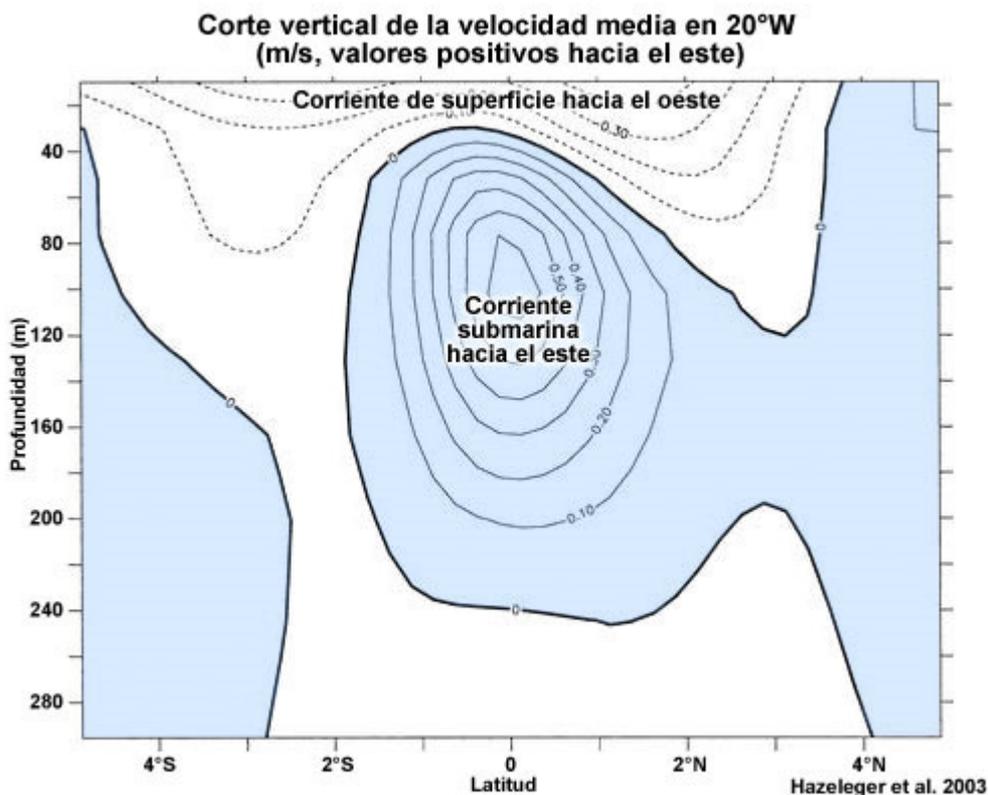


[Haga clic aquí para ver la respuesta correcta](#)

[Volver al comienzo de la página](#)

2.4 Corrientes submarinas

Un examen de las aguas debajo de varias corrientes superficiales en mar abierto revela la presencia de una corriente de dirección opuesta que denominamos **corriente submarina**.



Vemos un ejemplo de tales corrientes en este diagrama, que muestra una sección vertical con orientación norte a sur en el océano Atlántico ecuatorial desde la superficie hasta 300 metros de profundidad. El norte está a la derecha, como si estuviéramos viendo la sección desde África. Las líneas de trazos indican las velocidades del flujo hacia el oeste, mientras que las líneas sólidas indican las velocidades del flujo hacia el este. En la superficie vemos la corriente ecuatorial hacia el oeste. Debajo de ella vemos la correspondiente corriente submarina hacia el este. Esta corriente submarina atraviesa toda la cuenca oceánica, aunque es más fuerte en el oeste del Atlántico.

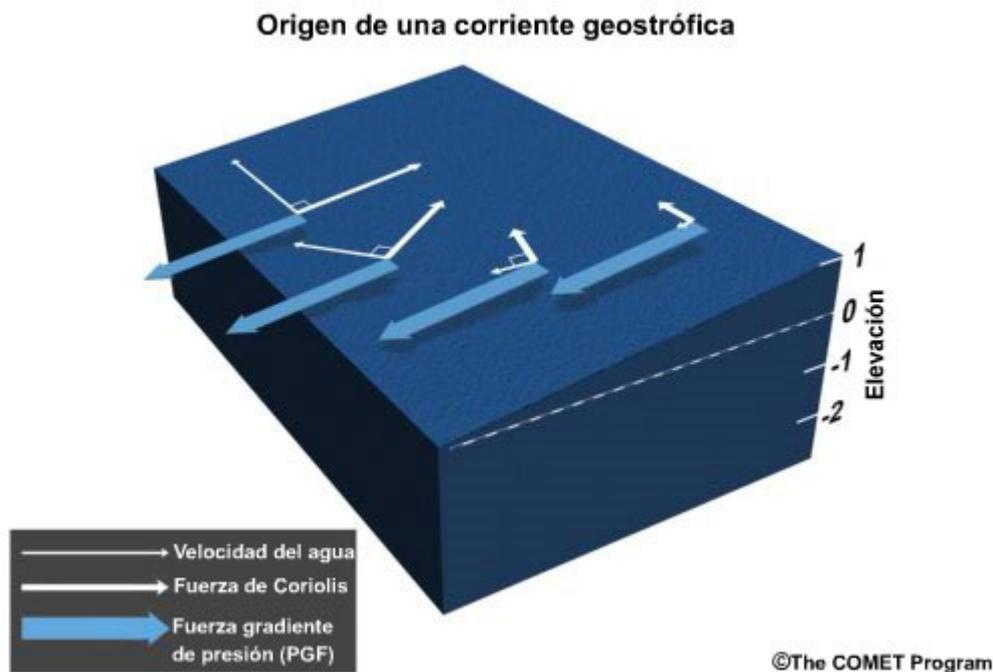
Además de las corrientes submarinas ecuatoriales, se han detectado corrientes submarinas debajo de las corrientes limítrofes orientales y occidentales. En términos generales, las corrientes submarinas se encuentran a profundidades de 50 a 200 metros y tienen velocidades de hasta un metro por segundo (~ 2 nudos). Aunque el origen y el significado de estas corrientes submarinas aún no está claro, parecen desempeñar un papel importante en la circulación oceánica.

[Volver al comienzo de la página](#)

2.5 Corrientes geostróficas

2.5.1 Corrientes geostróficas

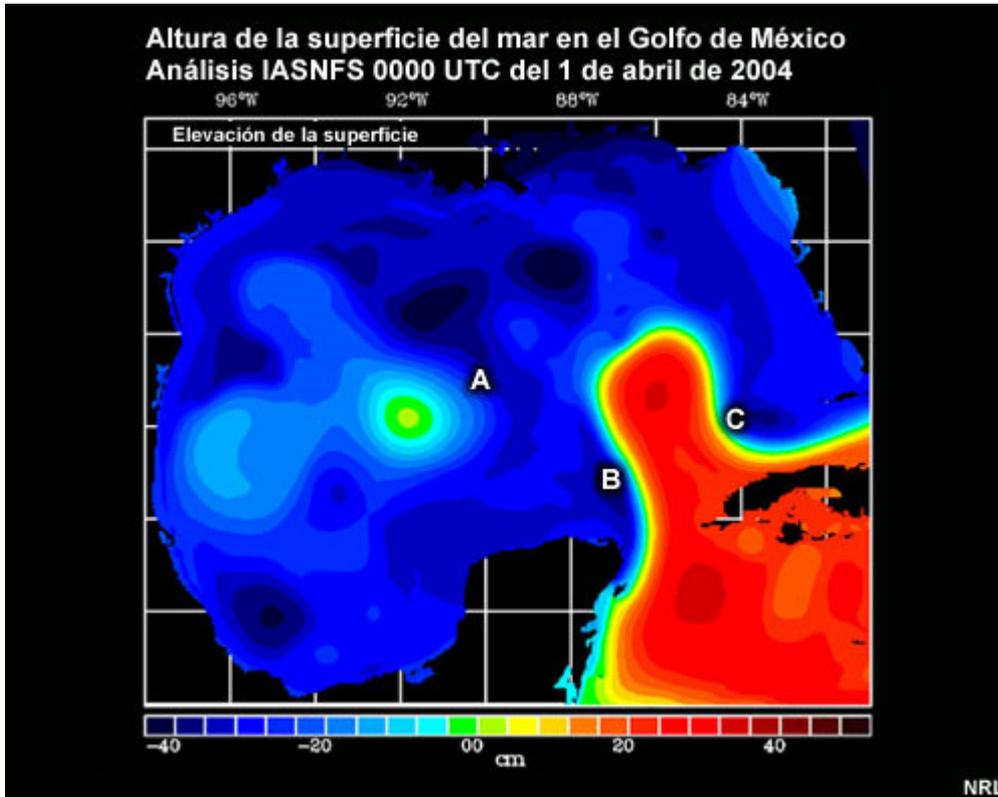
Existe una pendiente permanente en la superficie marina que produce las corrientes que denominamos **geostróficas**. El agua tiende naturalmente a correr hacia abajo desde las zonas elevadas hacia los lugares más bajos.



[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

Sin embargo, la fuerza de Coriolis desvía este flujo hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur. A medida que la corriente acelera cuesta abajo, se desvía cada vez más hasta llegar a fluir en sentido paralelo a los contornos de la superficie. Llegado este punto, la fuerza de Coriolis está en equilibrio con la fuerza del gradiente de presión y decimos que se ha alcanzado el **equilibrio geostrófico**.

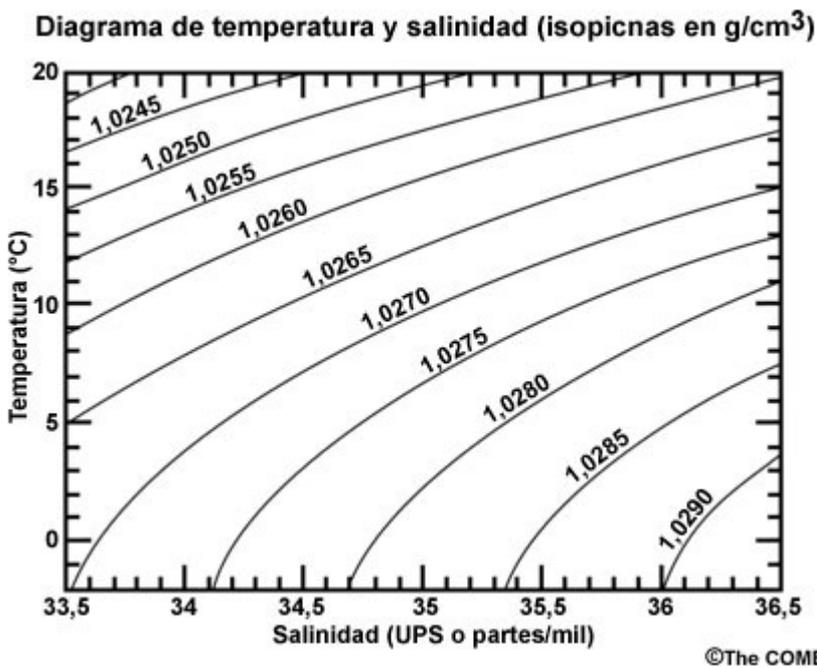
2.5.2 Ejemplo de corrientes geostróficas



Este mapa muestra la altura de la superficie marina en el Golfo de México. Los colores cálidos representan puntos más altos que los colores fríos. De acuerdo con la explicación anterior, describa la corriente cerca de los puntos A, B y C.

[Haga clic aquí para ver la respuesta correcta](#)

2.5.3 Diferencias de densidad



Las inclinaciones de la superficie marina pueden deberse a dos causas: las diferencias de densidad y el transporte de Ekman. La densidad viene determinada por la temperatura, la salinidad y la presión. Esta gráfica muestra las isopicnas (líneas de densidad constante) en función de temperatura y salinidad.

¿Qué densidad tiene el agua de mar con una salinidad de 34 unidades prácticas de salinidad (UPS) a una temperatura de 4°C ?

[Haga clic aquí para ver la respuesta correcta](#)

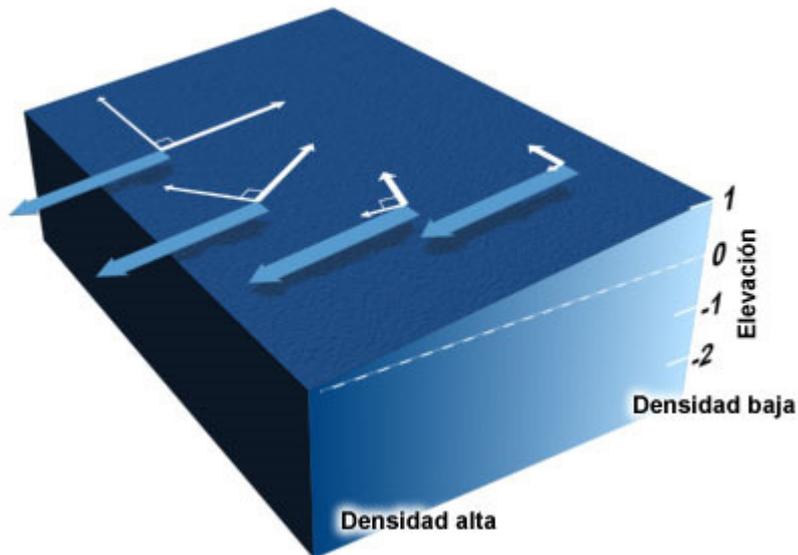
¿Qué densidad tiene el agua de mar con una salinidad de 36 UPS a una temperatura de 14 °C?

[Haga clic aquí para ver la respuesta correcta](#)

Complete la oración siguiente: La densidad aumenta a medida que [aumenta | disminuye] la temperatura y que [aumenta | disminuye] la salinidad.

[Haga clic aquí para ver la respuesta correcta](#)

Relación entre la densidad del agua de mar, la inclinación de la superficie del mar y la corriente geostrofica

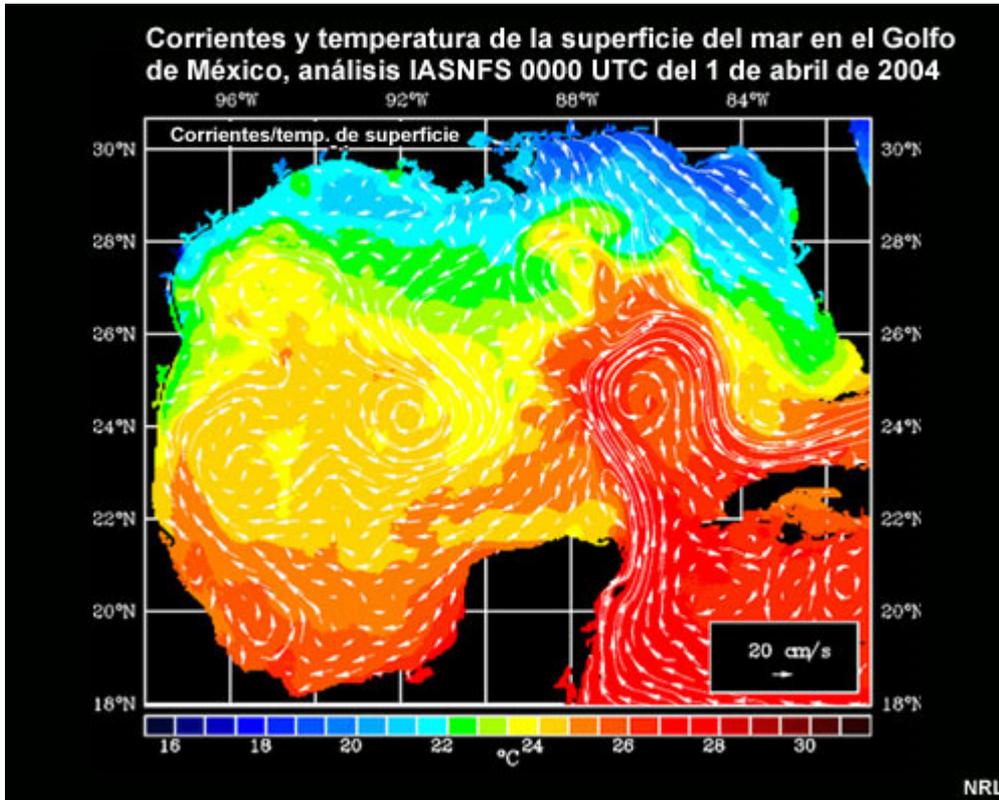


©The COMET Program

La elevación de la superficie de una columna de agua de mar es una función de su densidad. Una columna de agua de mar de densidad inferior a la media será mayor que la de una columna de densidad promedio. Por lo tanto, el agua tiende a fluir de áreas de densidad baja a áreas de densidad alta.

A una latitud dada, cuanto mayor el gradiente de densidad horizontal, tanto mayor la inclinación de la superficie marina y, por lo tanto, tanto más fuerte la corriente geostrofica.

2.5.4 Ejemplo



[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

Las tres imágenes de esta animación muestran la temperatura, la salinidad y la altura de la superficie marina en el Golfo de México. Se observa claramente que la Corriente del Lazo sigue el contorno de un cuerpo de agua más cálido y ligeramente menos salado.

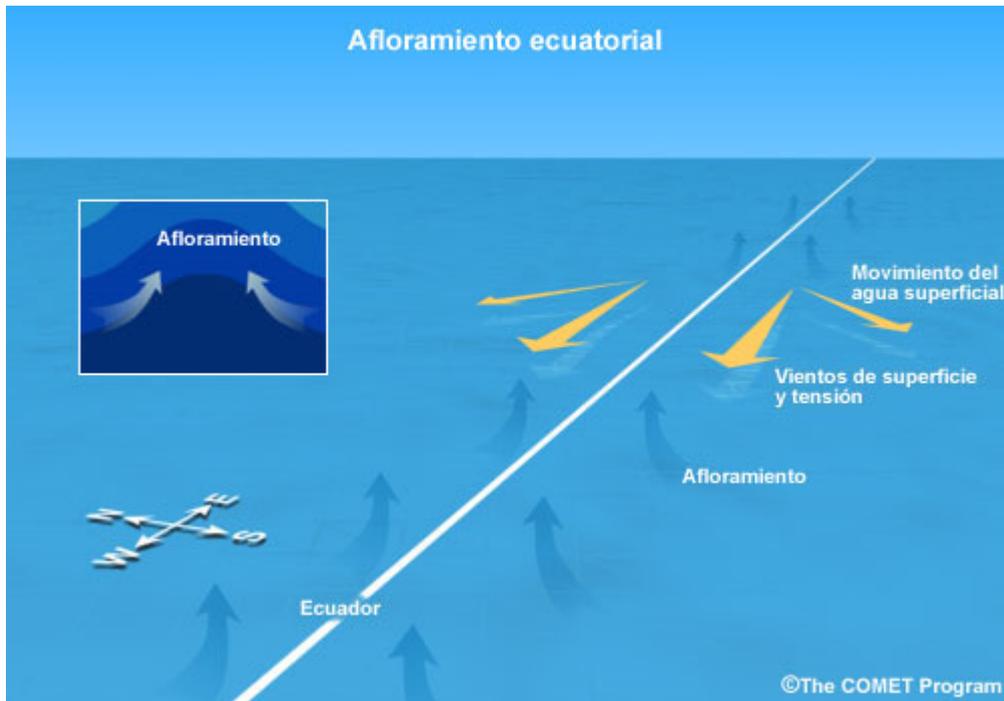
Se nota también el efecto de la escorrentía, más dulce y más fría, a lo largo del norte del Golfo de México. Observe que en este caso la escorrentía no produce una fuerte anomalía de altura, ya que las temperaturas más bajas compensan el menor grado de salinidad.

Además, recuerde que las imágenes de superficie no pueden representar la situación de forma completa, ya que la elevación de la superficie está determinada por la densidad media en toda la columna de agua. Por ejemplo, si sólo consideramos la temperatura y la salinidad de superficie, resulta difícil identificar el origen del bulto de agua elevado que produce el fuerte remolino al oeste de la Corriente del Lazo.

[Volver al comienzo de la página](#)

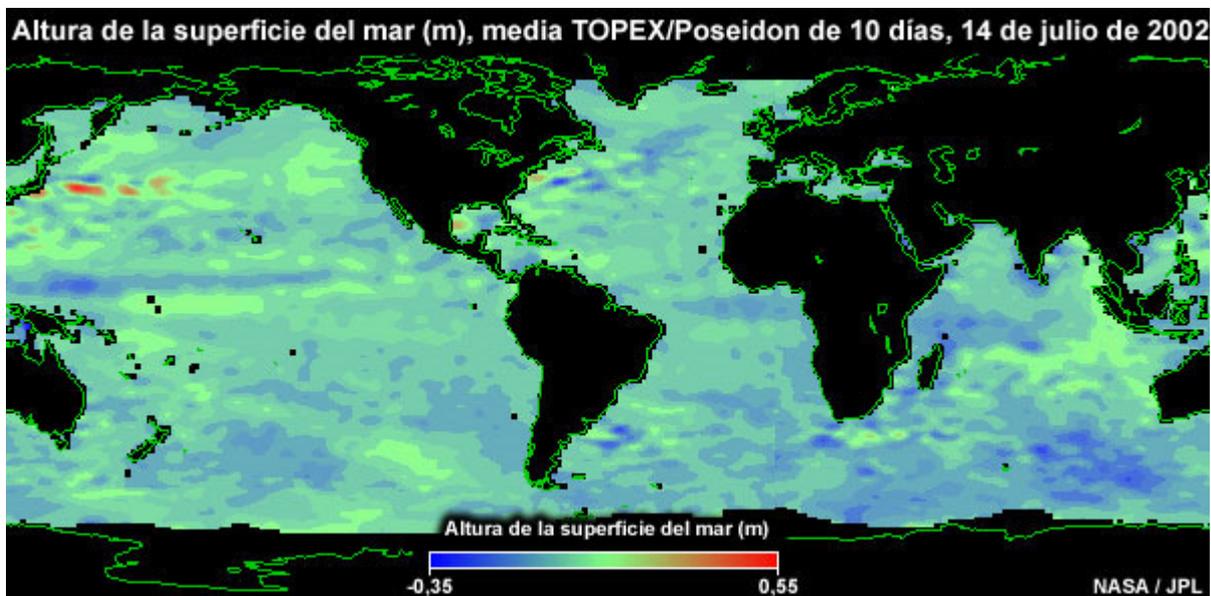
2.6 Afloramiento

2.6.1 Afloramiento ecuatorial



El afloramiento trae a la superficie las aguas más frías de las zonas más profundas. Debido a su menor temperatura, también suele ser más densa que el agua a su alrededor, lo cual explica por qué el afloramiento suele producir una depresión en la altura de la superficie marina, lo cual a su vez genera corrientes geostroficadas.

El afloramiento se observa con mayor frecuencia en dos entornos: a lo largo del ecuador y a lo largo de los litorales. Como muestra la imagen siguiente, a lo largo del ecuador se produce afloramiento en respuesta a los vientos constantes del este. Al norte del ecuador el transporte de Ekman desplaza el agua hacia el norte, mientras que al sur del ecuador el transporte de Ekman mueve el agua hacia el sur.



Esto produce divergencia en el agua superficial que hace subir aguas las profundas a la superficie. El agua que aflora es más fría y, por tanto, más densa. El agua marina más densa crea un nivel del mar menor a lo largo del ecuador, tal como se observa en el mapa de arriba.

2.6.2 Afloramiento costero

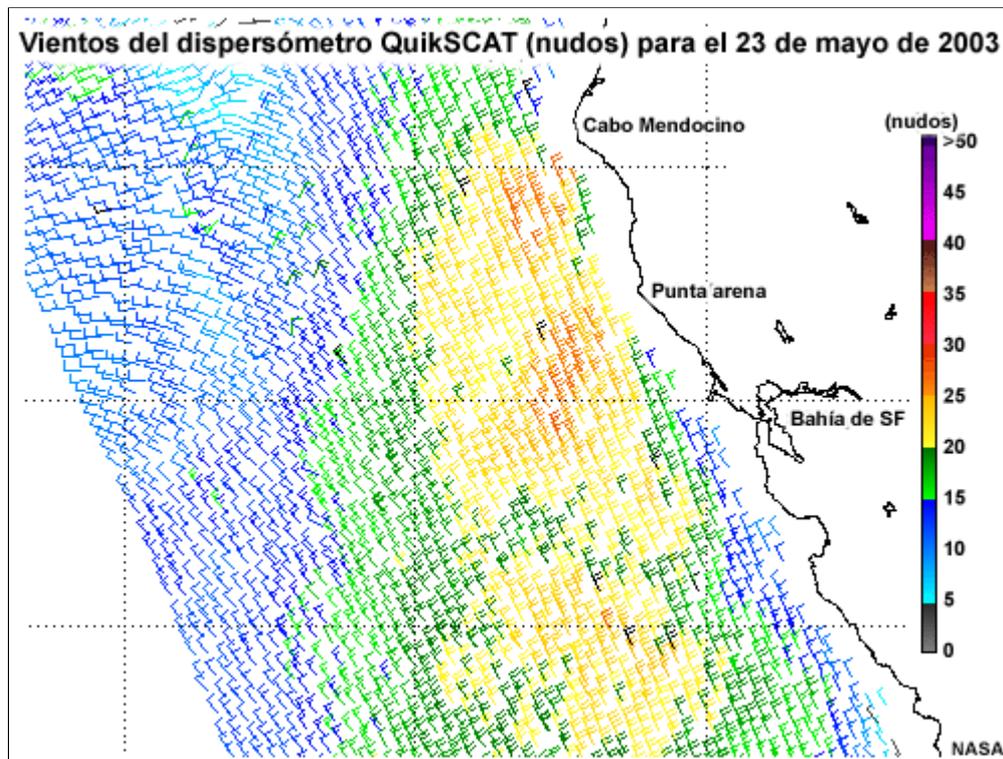


A lo largo del litoral, los vientos persistentes pueden mover las aguas superficiales mar adentro, lo cual produce afloramiento. Lo más común es que esto ocurra cuando el viento sopla en sentido paralelo a la costa y el transporte de Ekman se dirige en dirección opuesta al litoral. Esta figura ilustra esta situación para un lugar en el hemisferio sur (note que el agua superficial se desplaza hacia la izquierda de la dirección del viento).

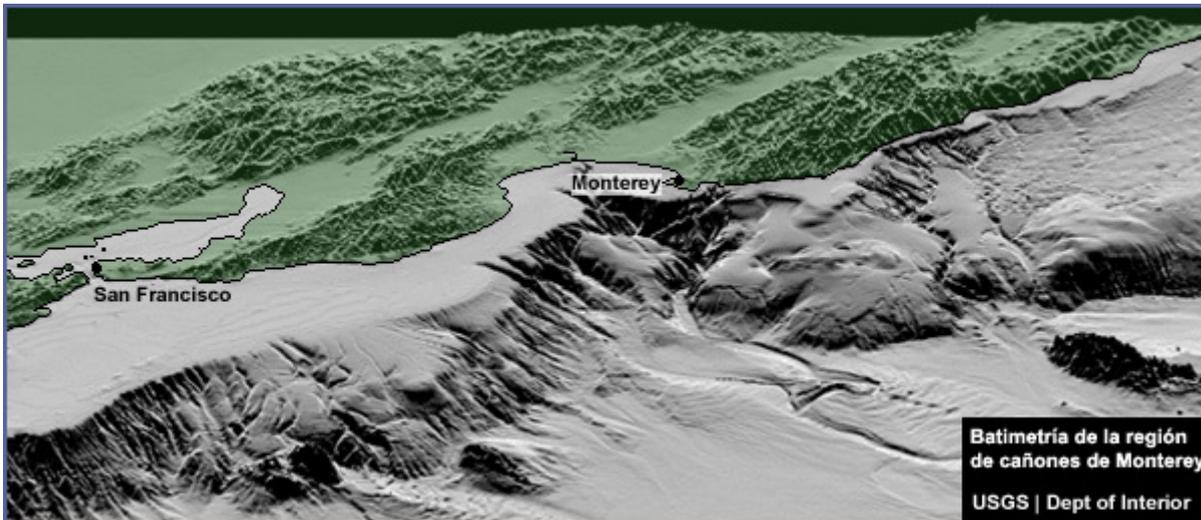
Muchos factores contribuyen a la intensidad y frecuencia del afloramiento, siendo los más importantes una plataforma continental estrecha y vientos favorables. El afloramiento costero es más común a lo largo de las costas occidentales de los continentes, especialmente Norteamérica, Sudamérica y el suroeste de África. Los litorales montañosos y las corrientes limítrofes orientales frías provocan chorros costeros de bajo nivel persistentes que fomentan el afloramiento.

A fondo: afloramiento costero

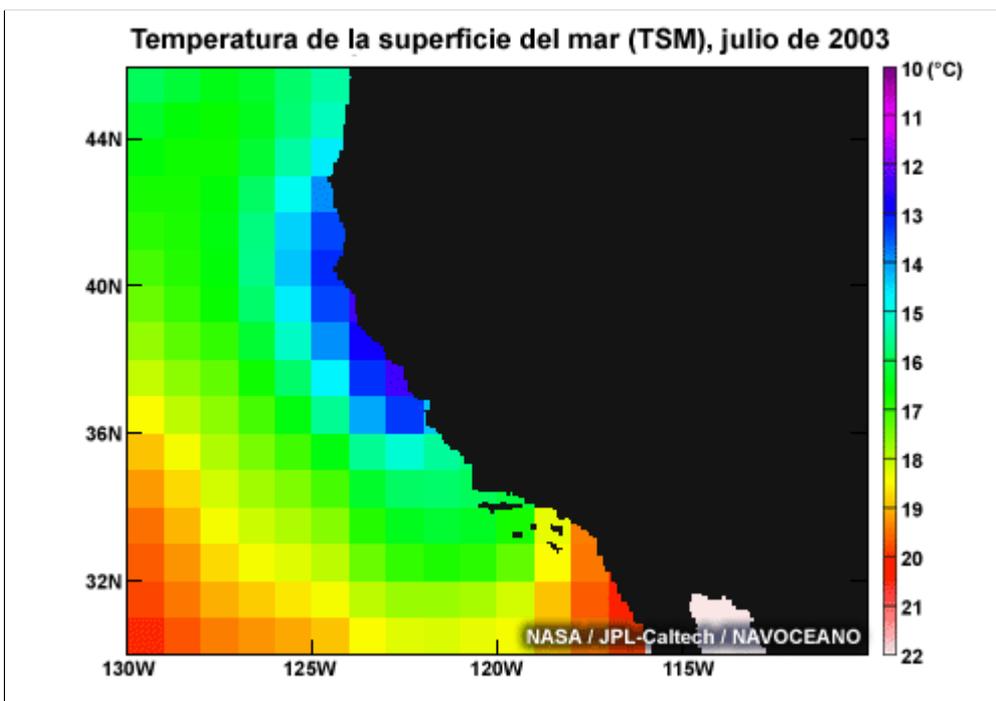
Cuando el viento sopla de forma persistente sobre una superficie marina, la fuerza de Coriolis desplaza el agua superficial a un ángulo respecto de la dirección del viento: hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur. Cuando los vientos empujan el agua hacia el mar, el agua fría sube desde abajo para reemplazarla. Este afloramiento reduce de forma considerable las temperaturas de la superficie marina.



Esta imagen muestra los vientos derivados por satélite a lo largo de la costa de California. Note las velocidades elevadas sobre el mar entre Cabo Mendocino y la bahía de San Francisco. Estos vientos fuertes que soplan en sentido paralelo al litoral son comunes en los meses de verano y pueden persistir durante varios días. Bajo estas condiciones, el mecanismo de transporte de Ekman aleja el agua de la costa y produce afloramiento.



La existencia de aguas profundas cerca del litoral intensifica el efecto enfriador del afloramiento, producto de las aguas más frías que ascienden a la superficie desde las zonas más profundas. Por lo tanto, las zonas costeras donde la plataforma continental es estrecha o donde hay un cañón submarino cerca de la costa experimentan un mayor grado de enfriamiento relacionado con el afloramiento que las áreas donde la plataforma continental es ancha y poco profunda. Esta imagen muestra la batimetría de la costa de California central, cerca de Monterey. Observe el profundo cañón cerca de la costa y la forma relativamente estrecha de la plataforma continental en toda la región.



Como muestra este mapa de temperaturas en la costa del Pacífico de Norteamérica para julio de 2003, el resultado final de la combinación de vientos fuertes paralelos a la costa y una plataforma continental estrecha son temperaturas bajas de la superficie marina cerca del litoral. Las temperaturas bajas implican mayor densidad y eso produce una reducción de la altura de la superficie marina.

[Volver al comienzo de la página](#)

2.7 Corrientes impulsadas por la densidad

2.7.1 Origen de las aguas abisales

Las corrientes por debajo del nivel de la espiral de Ekman son impulsadas principalmente por diferencias de densidad. Es lógico pensar que el agua más densa baja siguiendo el fondo del océano.

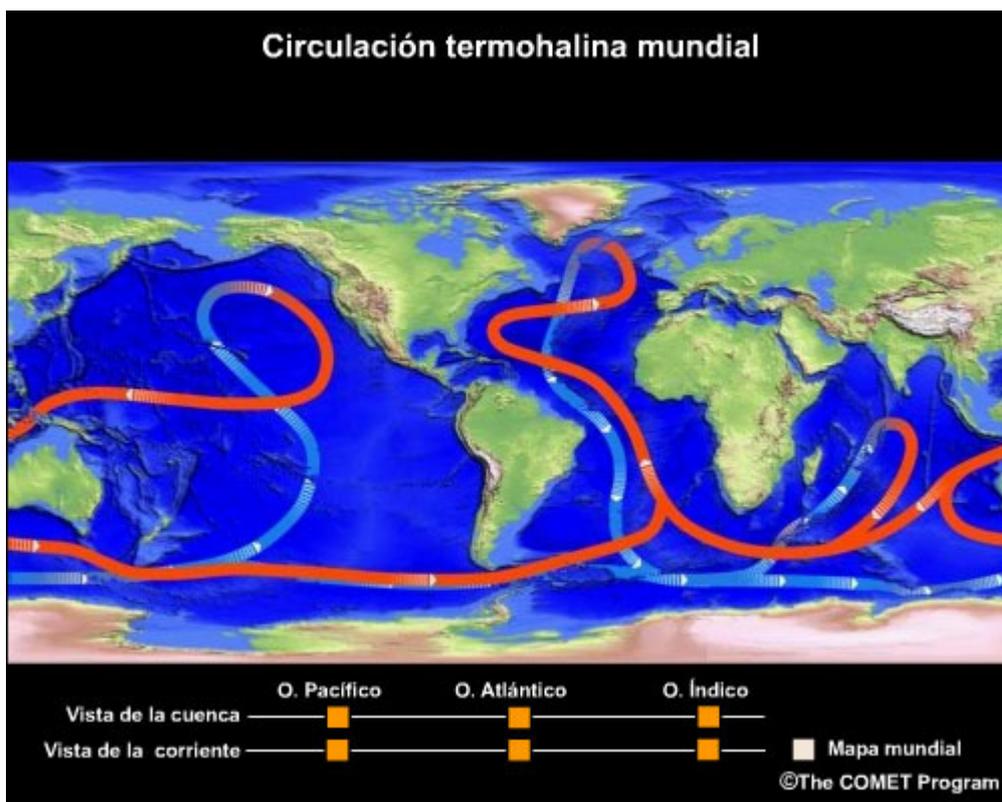
Este proceso crea una estructura oceánica estratificada en sentido vertical, con las aguas más densas debajo de las aguas menos densas. Sin embargo, esta situación plantea varias preguntas: ¿De dónde vienen las aguas profundas del océano? ¿Por qué se mueven? ¿Por qué no se acumulan y se quedan estancadas?

La temperatura y la salinidad determinan la densidad del agua de mar. El agua en el fondo de las cuencas oceánicas es fría y muy salada. La mayor parte de las aguas abisales de las cuencas oceánicas del mundo se originan en el Atlántico Norte, donde las aguas cálidas y saladas de la corriente del Golfo se enfrían al llegar a latitudes altas, produciendo aguas oceánicas muy frías y salinas. Estas aguas luego bajan al fondo e inician la circulación termohalina (a veces se emplean las siglas MOC del inglés *Meridional Overturning Circulation*). Esta animación conceptual muestra la circulación termohalina del océano Atlántico, desde el Ártico hasta el Antártico.



[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

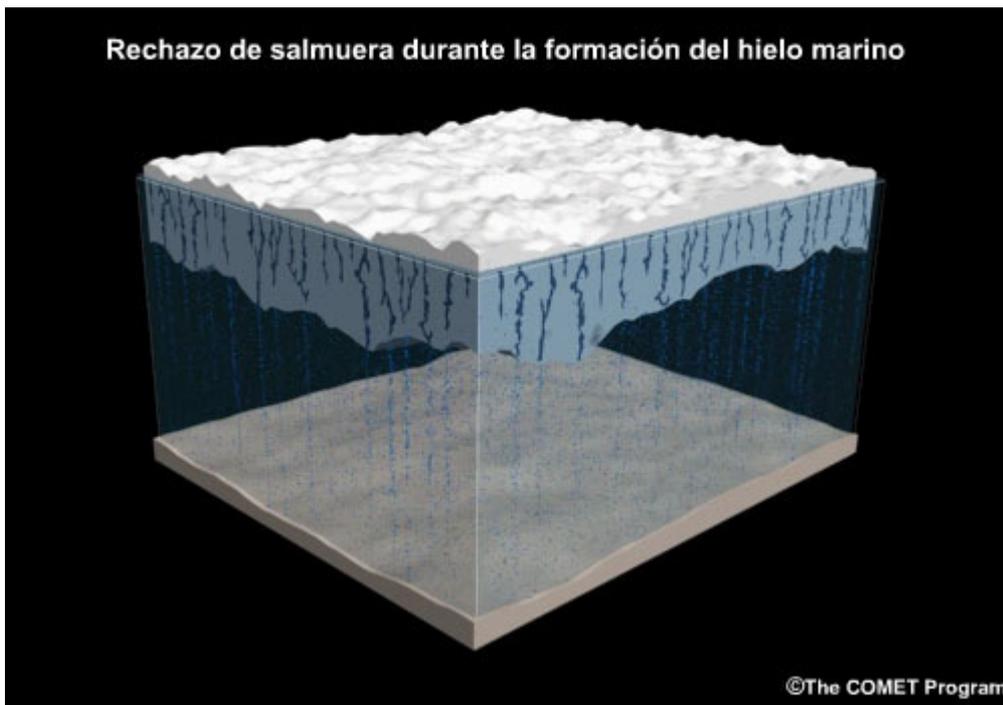
2.7.2 Circulación termohalina



[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

A nivel mundial, la circulación termohalina tiene sus orígenes en el Atlántico Norte, donde el agua fría y muy salina cae hasta el fondo y crea las aguas abisales del Atlántico Norte. Estas aguas fluyen hacia el sur hasta el océano Austral o Antártico, donde viran hacia el este. A medida que esta corriente oceánica profunda se desplaza hacia el este, una parte forma una rama hacia el norte que penetra el océano Índico, mientras el resto continúa su trayectoria hasta la cuenca del Pacífico antes de tomar un rumbo hacia el norte. En el camino, estas aguas abisales se mezclan con otras aguas profundas, volviéndose paulatinamente un poco más cálidas y menos salinas. En el norte del Pacífico y el océano Índico meridional, el afloramiento trae el agua a la superficie. A continuación las corrientes superficiales impulsan el agua de vuelta hacia el oeste, hasta las latitudes bajas. A medida que el agua se calienta, la evaporación aumenta su salinidad. Después de dar la vuelta a la punta de África, el agua atraviesa el Atlántico y continúa hacia el norte, transformándose en la corriente del Golfo. La corriente del Golfo regresa al Atlántico Norte, donde el agua cálida y salada se enfría, cae hasta el fondo y continúa el ciclo de circulación termohalina.

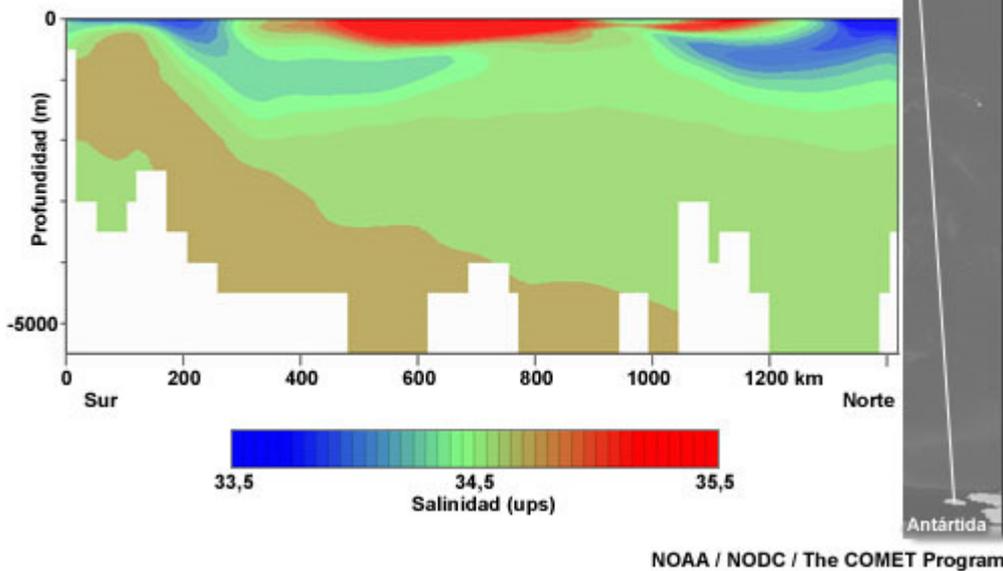
2.7.3 Aguas de fondo del océano Antártico



[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

En realidad, las aguas más densas de las cuencas oceánicas se forman junto a la costa de Antártida, en los mares de Weddell y de Ross, donde se forman aguas muy salinas a través del proceso conocido como **rechazo de salmuera**, que se ilustra en la animación. A medida que se forma el hielo marino, el agua más dulce forma el hielo, dejando atrás el agua "de salmuera" fría y salada que eventualmente cae y forma las aguas de fondo del océano Antártico.

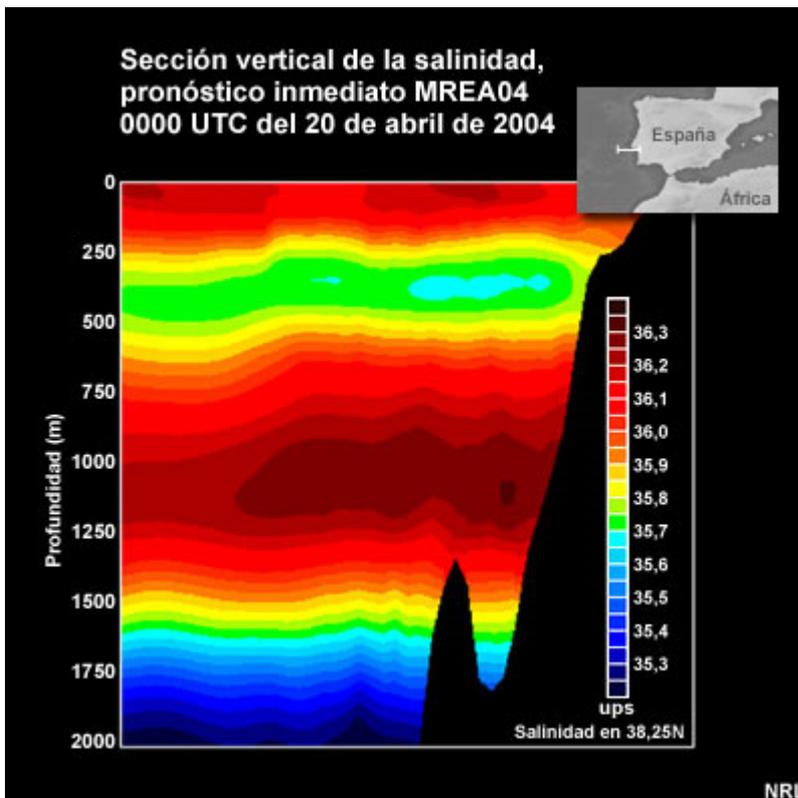
Sección vertical de la salinidad anual media, Atlas oceánico mundial de 2005



Este gráfico presenta un corte vertical de norte a sur de la salinidad en el océano Pacífico. El sur está en la izquierda. Identifique las aguas de fondo del océano Antártico.

[Haga clic aquí para ver la respuesta correcta](#)

2.7.4 Aguas intermedias del Mar Rojo y el Mar Mediterráneo



En el Mediterráneo y el Mar Rojo, la evaporación produce aguas muy saladas. Sin embargo, estas aguas son además muy cálidas, de modo que cuando salen del mar que las produjo caen hasta una posición intermedia en el océano.

Este corte muestra la salinidad del agua de mar cerca de la entrada al Mediterráneo. Se observa una lengua de agua salada que sale del estrecho de Gibraltar a una profundidad aproximada de 1000 metros. Esta agua forma una capa intermedia dentro del océano Atlántico.

[Volver al comienzo de la página](#)

3. Corrientes costeras

3.1 Introducción

3.1.1 Efectos de aguas someras



Las corrientes en aguas someras difieren sensiblemente de las corrientes en aguas profundas. Ya estudiamos los conceptos básicos de las corrientes en la sección del módulo sobre aguas profundas. ¿En qué difieren las aguas someras?

1. El agua es lo suficientemente poco profunda como para que la influencia de los efectos friccionales y batimétricos sea considerable.
2. La influencia de las mareas es más fuerte y puede ser la fuerza impulsora dominante.
3. La proximidad a las aguas dulces de escorrentía puede crear fuertes diferencias de densidad horizontales y verticales.
4. A menudo, las corrientes son limitadas por factores impuestos por la batimetría costera o de poca profundidad.
5. Los patrones meteorológicos del litoral difieren sustancialmente de los de mar abierto.

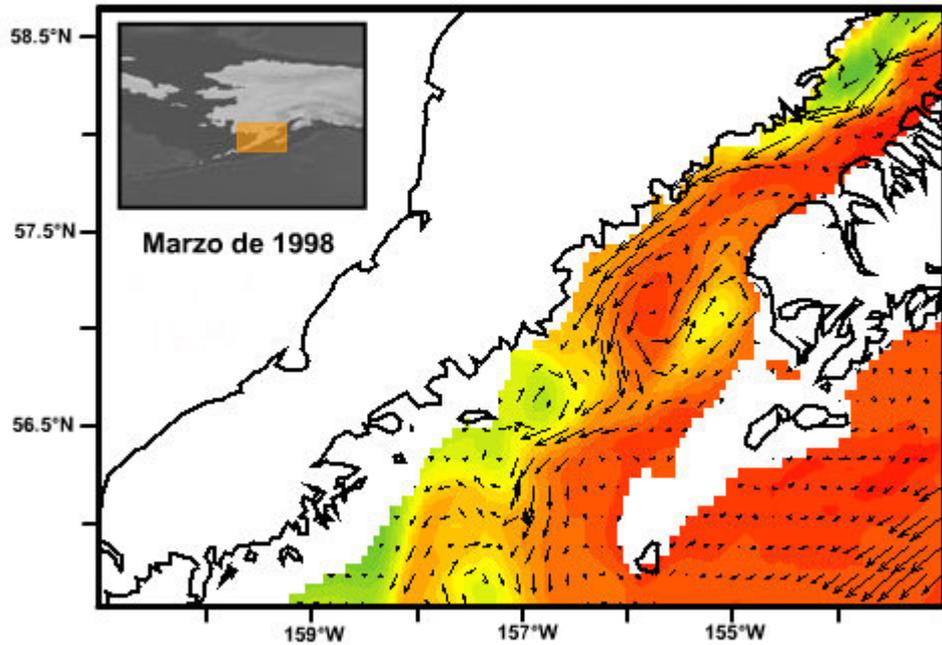
A los fines de este módulo, denominaremos corrientes costeras todas las corrientes que se forman en aguas someras.

3.1.2 Escalas temporales de la variabilidad de las corrientes

Debido a los efectos de las aguas someras y del litoral, las corrientes costeras son muy variables en tiempo y espacio.

Las escalas temporales varían de horas, como en el caso de las corrientes de mareas semidiurnas, a días, como sucede con las corrientes impulsadas por el viento forzadas por eventos meteorológicos, y hasta semanas, como las corrientes impulsadas por la densidad forzadas por eventos de escorrentía de agua dulce.

Modelo de los valores medios diarios de salinidad (color) y velocidad (vectores) en el estrecho de Shelikof, Alaska, de mayo a oct. de 1998



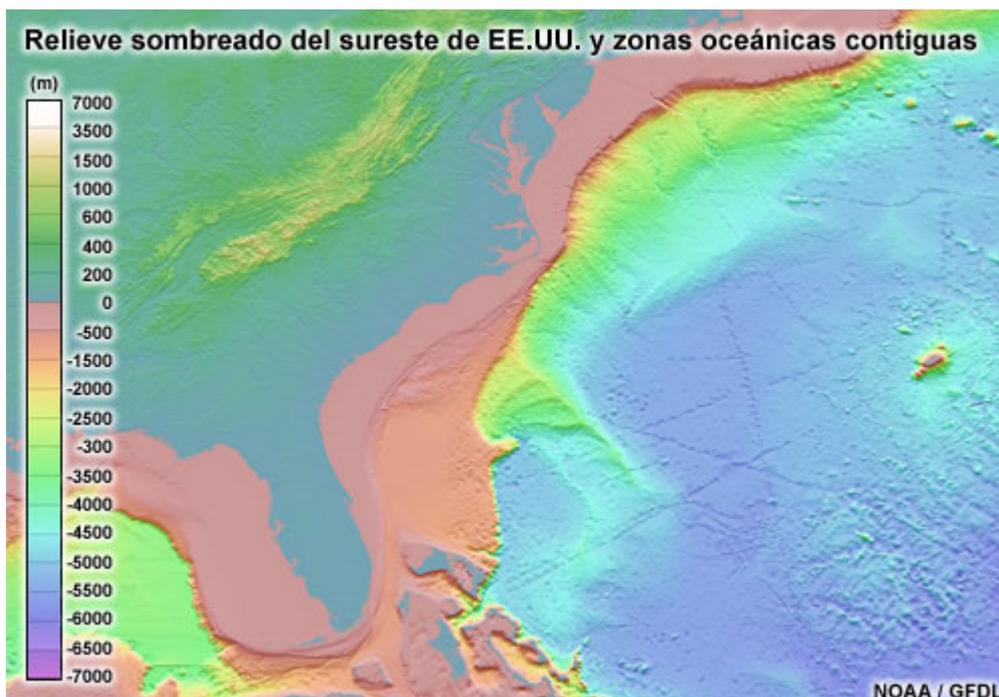
NOAA / AOML

[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

Observe que describimos el viento y la escorrentía de agua dulce en términos de "eventos". Por ejemplo, fíjese en los impulsos de agua más dulce que bajan por la costa en la animación. Los promedios climatológicos no suelen capturar la magnitud de estos impulsos individuales. El momento en que se produce la escorrentía de primavera puede diferir hasta por varias semanas de un año a otro, y es común que los caudales fluviales máximos varíen a razón de un factor de dos o más.

La influencia de los episodios de viento no es sensible sólo al momento y a la velocidad del viento, sino también a la dirección del viento, todo lo cual varía en cuanto a tiempo y espacio. Debido a esta fuerte variabilidad, la climatología subestima la importancia de los eventos meteorológicos.

3.1.3 Escalas temporales de la variabilidad de las corrientes

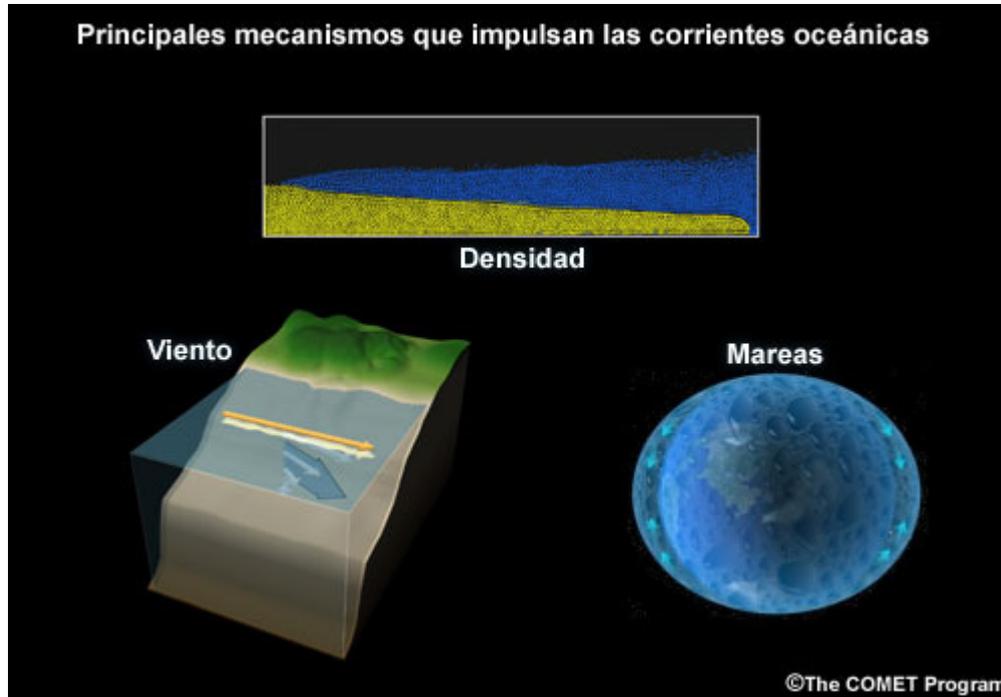


En términos generales, la variabilidad espacial de las corrientes es mucho mayor en sentido *transversal* que *longitudinal* respecto de la plataforma continental. Las excepciones notables son las

zonas cerca de ensenadas y cañones submarinos. Independientemente de dichas excepciones, las corrientes costeras exhiben una variabilidad espacial mucho mayor que las corrientes de alta mar.

La alta variabilidad espacial y temporal en aguas someras afecta la manera en que medimos y modelamos las corrientes costeras. Las redes de observación requieren una densidad mayor con intervalos temporales menores. Los modelos numéricos requieren una mayor resolución con incrementos temporales menores para simular las corrientes costeras con precisión.

3.1.4 Mecanismos que impulsan las corrientes en aguas someras

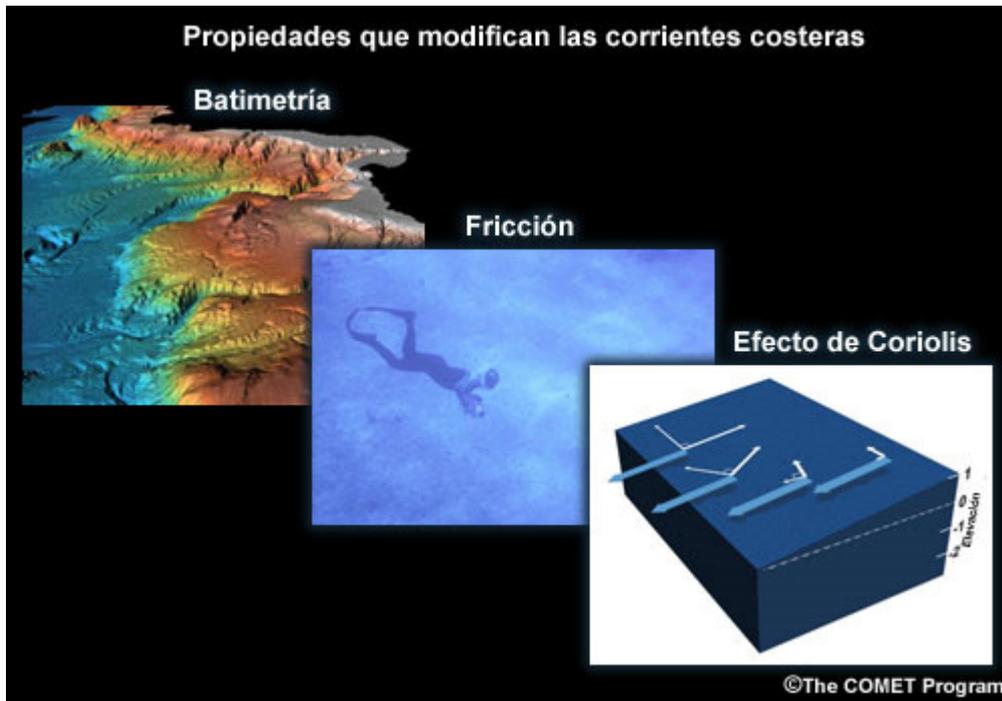


Ya aludimos a la existencia de varios mecanismos que impulsan las corrientes en aguas someras. Entre los mecanismos principales cabe mencionar las mareas, el viento y los gradientes horizontales de densidad. Describiremos cada uno de estos mecanismos en detalle más adelante en este módulo.

El tema de las mareas se ha tratado en detalle en el módulo de COMET titulado *Introducción a las mareas oceánicas* (http://www.meted.ucar.edu/oceans/tides_intro_es). Si aún no ha estudiado dicho módulo, se lo recomendamos para comprender varios conceptos que mencionaremos más adelante en el presente módulo.

Además de las mareas, los vientos y los gradientes de densidad, también consideraremos el concepto de forzamiento no local, es decir, los mecanismos que afectan de forma considerable las corrientes costeras en nuestra área de interés pese a que operan fuera de ella. Puede ser difícil tener en cuenta el forzamiento no local en las simulaciones de las corrientes costeras en los modelos.

3.1.5 Factores que modifican las corrientes costeras



Una vez que una corriente existe, varios factores actúan para modificarla. En este módulo examinaremos tres de ellos: batimetría, efecto de Coriolis y fricción del fondo.

[Volver al comienzo de la página](#)

3.2 Corrientes de marea

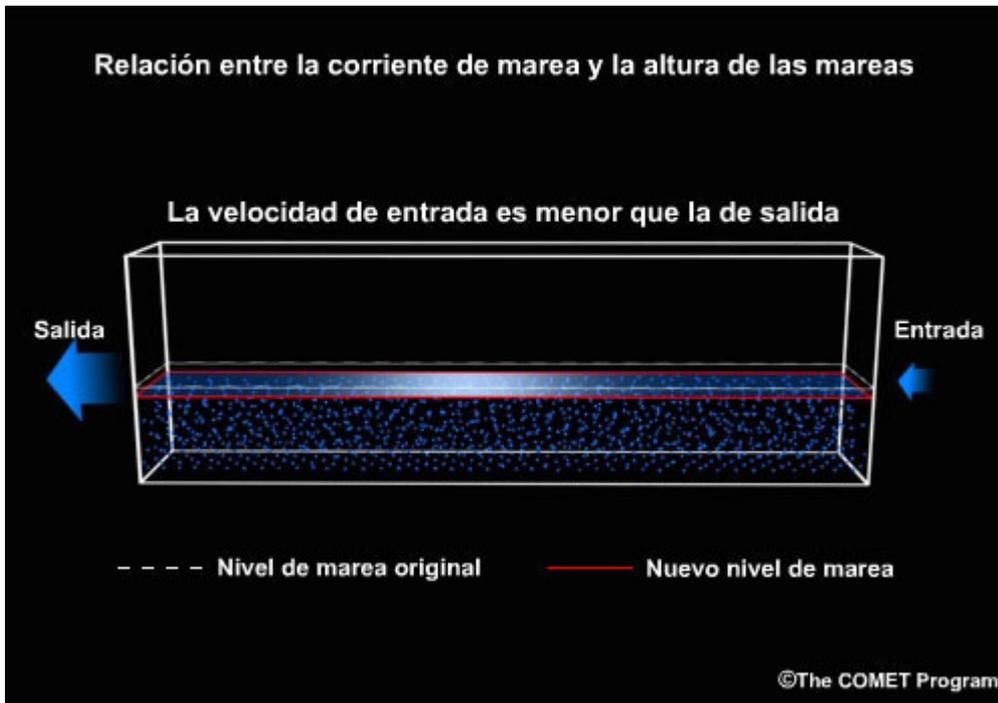
3.2.1 Origen de las corrientes de marea



[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

Como se explica en el módulo *Introducción a las mareas oceánicas*, la atracción gravitacional del Sol y de la Luna produce **fuerzas de tracción** horizontales. Dichas fuerzas de tracción provocan el deslizamiento del agua sobre la superficie de terrestre, lo cual produce los abultamientos de agua de marea. Este movimiento horizontal del agua crea las corrientes de marea.

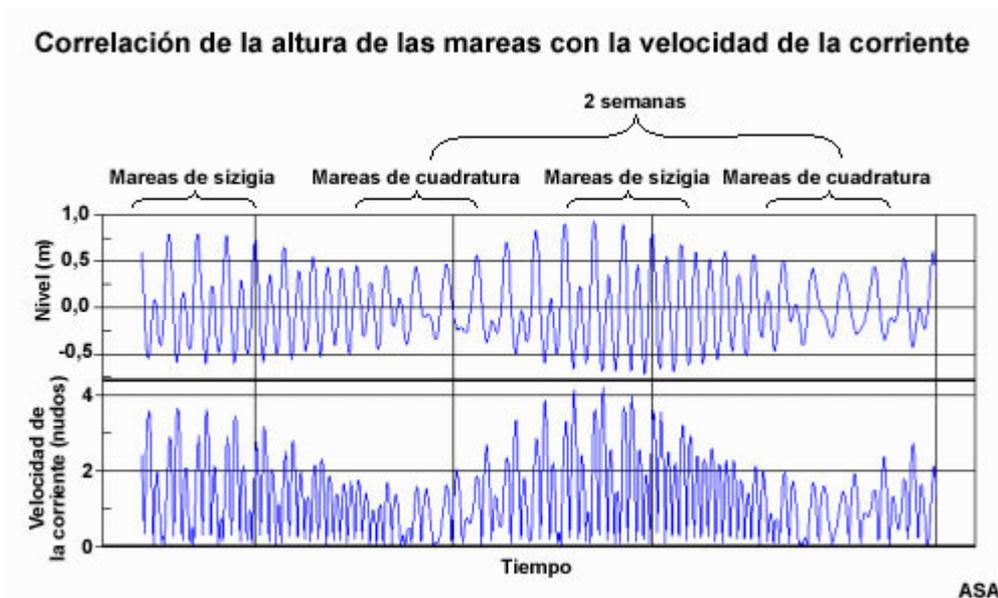
3.2.2 Relación entre las corrientes de marea y la elevación de la marea



[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

Esta animación muestra la relación entre las corrientes de marea y la elevación del agua. La caja está parcialmente llena de agua. Si entra más agua de la que sale de la caja, el nivel aumenta. A la inversa, si sale más agua de la que entra, el nivel del agua disminuye.

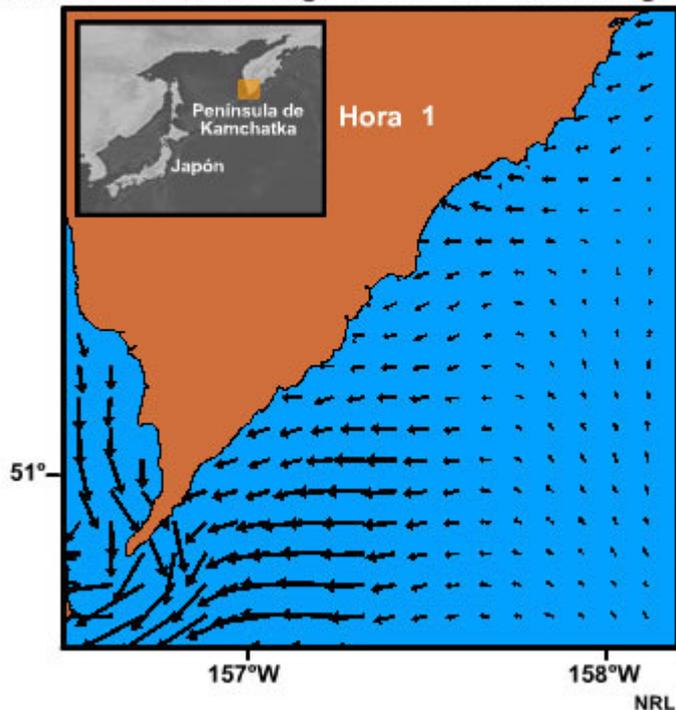
3.2.3 Altura de las mareas y velocidad de las corrientes



Esta gráfica representa una serie temporal de la elevación del agua y la velocidad de la corriente a lo largo de un mes. Fíjese en la correlación entre la amplitud de las mareas y la velocidad de la corriente. La velocidad de las corrientes alcanza su máximo en las mareas de sizigia y su mínimo durante las mareas de cuadratura.

3.2.4 Corrientes de marea en las plataformas continentales

Vectores de corriente superficial. Pronóst. PCTides válido de 0000 UTC del 5 de ago. a 0000 UTC del 7 de ago. 2005



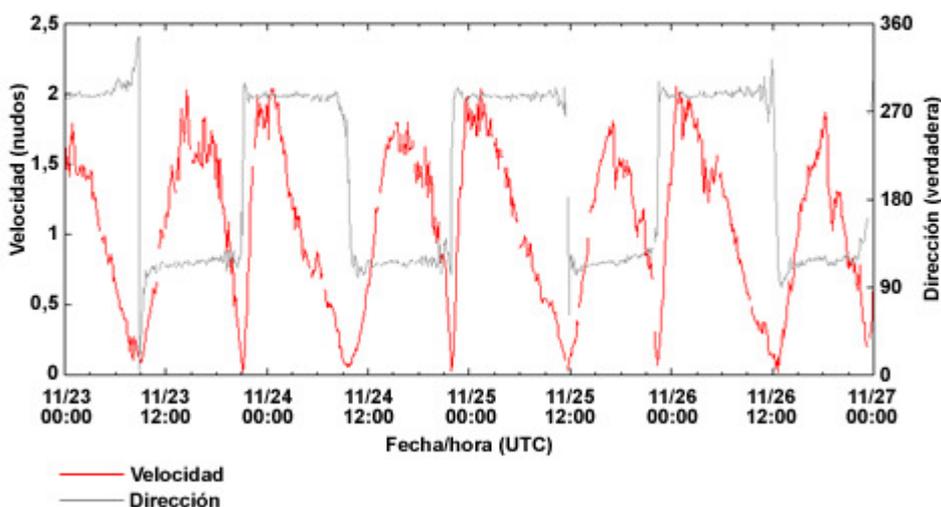
[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

Esta animación muestra las corrientes de marea para una zona cerca de la península de Kamchatka determinadas con el software PCTides de la Armada de EE.UU. Observe que los vectores de la corriente cambian continuamente de dirección a lo largo del ciclo de mareas. Esto crea un movimiento giratorio para las corrientes de marea que se superpone a las direcciones habituales de velocidad máxima asociadas a las corrientes de la marea creciente y menguante. Por lo general esto es cierto en las plataformas continentales, donde los límites con tierra firme están lo suficientemente alejados como para ejercer poco efecto sobre las corrientes de marea.

3.2.5 Corrientes de marea en bahías y ensenadas

En las cuencas cerradas, las corrientes de marea entran desde zonas de aguas abiertas durante la etapa "creciente" o de flujo y salen durante la etapa "menguante" o de reflujio. Las corrientes de marea en estas cuencas presentan un patrón "rectilíneo": se invierten rápidamente después de breves períodos de "repunte" o "estoa" y luego fluyen en la dirección opuesta.

Velocidad y dirección de la corriente observadas en la entrada de la bahía de Galveston 0000 UTC del 23 de noviembre a 0000 UTC del 27 de noviembre de 2006

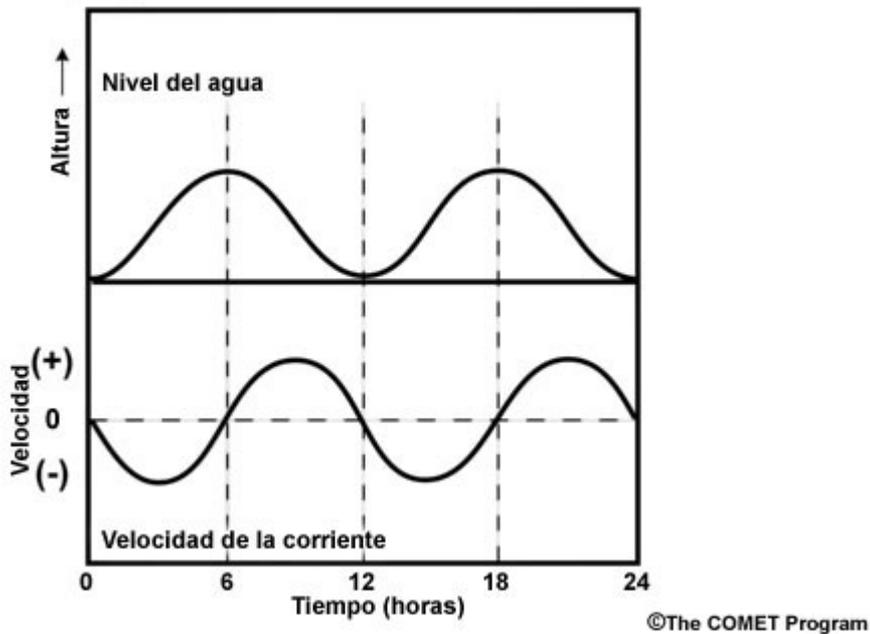


NOAA / NOS

Este trazado muestra una serie temporal de la velocidad y dirección de la corriente para la boca de la bahía de Galveston, en Texas. En este lugar, cuando la corriente cambia de dirección la velocidad de la corriente baja brevemente hasta cero. En los sitios donde las mareas son semidiurnas, la corriente se invierte aproximadamente cada 6 horas; donde hay mareas diurnas, las corrientes se invierten cada 12 horas.

3.2.6 Onda estacionaria

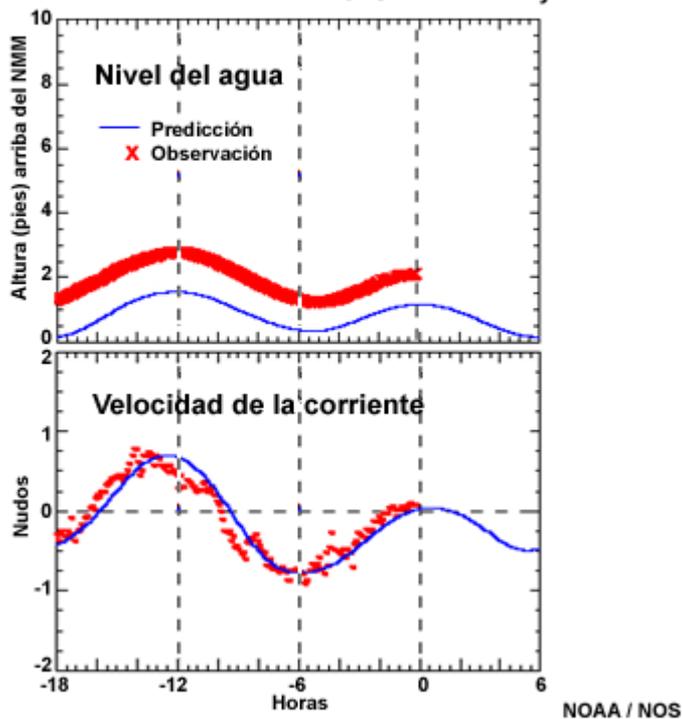
Nivel del agua y velocidad de la corriente de una onda estacionaria



Los períodos de flujo, reflujo, y repunte varían según el lugar. En pequeñas cuencas cerradas, el repunte tiende a producirse cerca de la pleamar y de nuevo cerca de la bajamar. Este patrón se denomina **onda estacionaria**.

3.2.7 Onda progresiva

Nivel del agua (Is. Salomón) y velocidad de la corriente (Punta Cove) Pronóstico/Pronóstico inmediato CBOFS del 15 de mayo de 2006

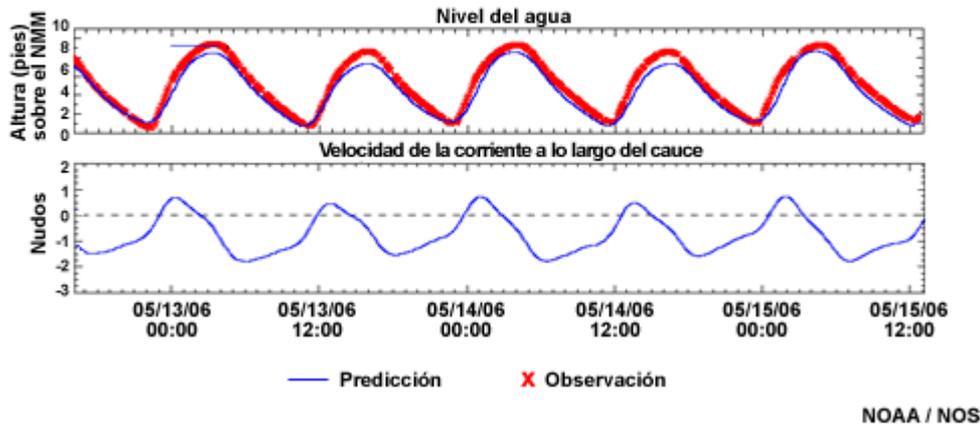


Sin embargo, en los canales largos y abiertos y en otras áreas abiertas el momento de repunte ocurre más bien cerca de la media marea. Por ejemplo, estas gráficas muestran la corriente de marea y el

nivel del agua para un lugar aproximadamente en el medio de la bahía de Chesapeake. Observe que el flujo más intenso se produce cerca de la pleamar, el refluo más intenso ocurre cerca de la bajamar y el repunte se da aproximadamente en el medio entre la pleamar y la bajamar. Denominamos este patrón **onda progresiva**.

3.2.8 Ríos y corriente de flujo desvaneciente

Nivel del agua y velocidad a lo largo del cauce del río Saint John en Newbold, Pennsylvania, EE.UU. 12 de mayo al 15 de mayo de 2006



A medida que viajamos aguas arriba por un estuario o una ensenada, el agua entrante de los ríos comienza a afectar las mareas. En algunas circunstancias, el nivel del agua sigue creciendo y menguando pese a que la corriente en el canal nunca se invierte. Estas gráficas muestran las corrientes y los niveles del agua en Newbold, Pennsylvania, en el río Delaware. Aquí vemos una corriente de flujo muy débil y una corriente de refluo relativamente fuerte a medida que el nivel del agua sube y baja. Este patrón refleja la influencia de la corriente fluvial.

[Volver al comienzo de la página](#)

3.3 Corrientes impulsadas por el viento

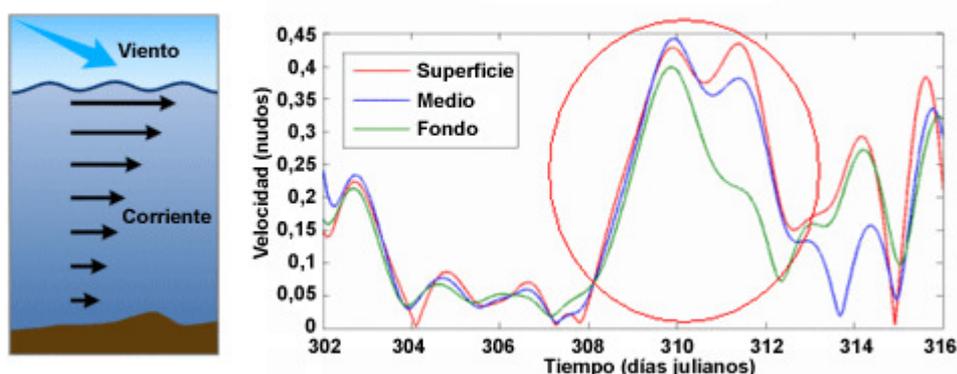
3.3.1 Introducción

De la misma forma que impulsa las corrientes de alta mar, el viento impulsa las corrientes costeras. Sin embargo, cuando salimos de las aguas profundas y estamos en la plataforma continental, las aguas someras y la proximidad a la costa afectan fuertemente las corrientes resultantes. En esta sección examinaremos varios de los principales factores que afectan las corrientes impulsadas por el viento en aguas someras.

3.3.2 Cortante vertical

Las aguas relativamente someras de la plataforma continental crean un mayor grado de fricción entre las corrientes y el fondo marino. El resultado es que frecuentemente la velocidad de las corrientes impulsadas por el viento es mayor en la superficie y disminuye con la profundidad. Sin embargo, éste no es siempre el caso. En realidad, la cortante vertical de las corrientes es muy variable y depende de la velocidad del viento, la duración del período de vientos intensos, la profundidad del agua y la estratificación vertical de la densidad.

Serie temporal de corrientes impulsadas por el viento en la superficie, a mediana profundidad y en el fondo



U.S. Navy / The COMET Program

Esta serie temporal muestra un ejemplo de la velocidad de las corrientes en la superficie, en un nivel intermedio y en el fondo. Se filtró el componente de mareas de la corriente para dejar sólo la corriente impulsada por el viento. Al comienzo, la velocidad de las corrientes en la superficie, en un nivel intermedio y en el fondo es casi igual. Sin embargo, tras un intenso episodio de viento ocurrido alrededor del día 310, la velocidad de la corriente disminuye con la profundidad. En el día 314, las corrientes intermedias quedan rezagadas respecto a las de superficie y de fondo.

Aunque la cortante de la corriente es el producto de la interacción compleja de varios procesos, sí es posible hacer algunas observaciones generales. Por ejemplo, cuanto más fuerte el gradiente de densidad, tanto mayor el efecto del viento para impulsar la superficie, lo cual produce una fuerte cortante de corriente vertical. Por consiguiente, vemos la tendencia de una cortante de corriente vertical en los meses de verano, cuando las aguas superficiales son cálidas y el gradiente de temperatura vertical se fortalece.

De forma similar, cuando se levanta el viento, las corrientes se desarrollan primero en la superficie, produciendo una fuerte cortante de la corriente. Con el tiempo, en respuesta a la mezcla impulsada por la transferencia de momento del viento, se desarrollan corrientes más profundas que reducen la cortante de corriente vertical.

3.3.3 Aguas someras y la espiral de Ekman



En la sección anterior sobre las corrientes profundas vimos que el efecto de Coriolis produce una

espiral de Ekman. En aguas profundas, el agua superficial se desplaza aproximadamente 45 grados en la dirección del viento y el movimiento promedio del agua a través de la profundidad de la espiral se desplaza en ángulos rectos respecto de la dirección del viento.

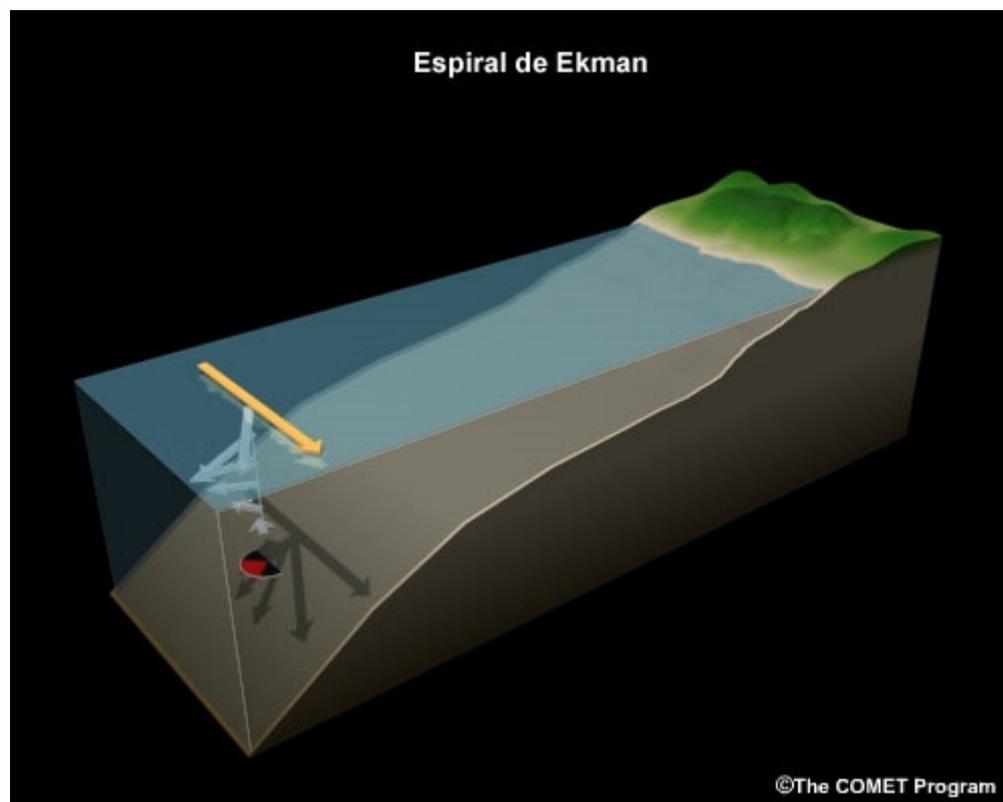
En la plataforma continental y en las aguas menos profundas de las bahías y los estuarios, el agua no es lo suficientemente profunda para producir una espiral de Ekman completa. Por lo tanto, en aguas someras el agua superficial se desplaza a un ángulo respecto del viento considerablemente menor que 45 grados y en términos generales el movimiento medio del agua se produce a un ángulo mucho menor que 90 grados respecto a la dirección del viento.

A fondo: Factores que controlan la espiral de Ekman en aguas someras

Profundidad de Ekman para distintas latitudes y velocidades del viento

| Vientos en el nivel de 10 m (m/s) | Latitud | |
|-----------------------------------|---------|-------|
| | 15° | 45° |
| 5 | 75 m | 45 m |
| 10 | 150 m | 90 m |
| 20 | 300 m | 180 m |

En aguas someras, el efecto relativo del transporte de Ekman depende de la profundidad del agua respecto de la llamada profundidad de Ekman. Como muestra la tabla anterior, la profundidad de Ekman depende principalmente de la latitud y la velocidad del viento. La latitud controla la intensidad de la fuerza de Coriolis. A latitudes más bajas, se produce una fuerza de Coriolis menor y, por consiguiente, profundidades de Ekman mayores. Con velocidades del viento mayores también se obtienen profundidades de Ekman mayores. Observe que para velocidades del viento moderadas y latitudes subtropicales, la profundidad de Ekman corresponde aproximadamente a la isobata de 200 metros, la profundidad del borde externo de la plataforma continental.



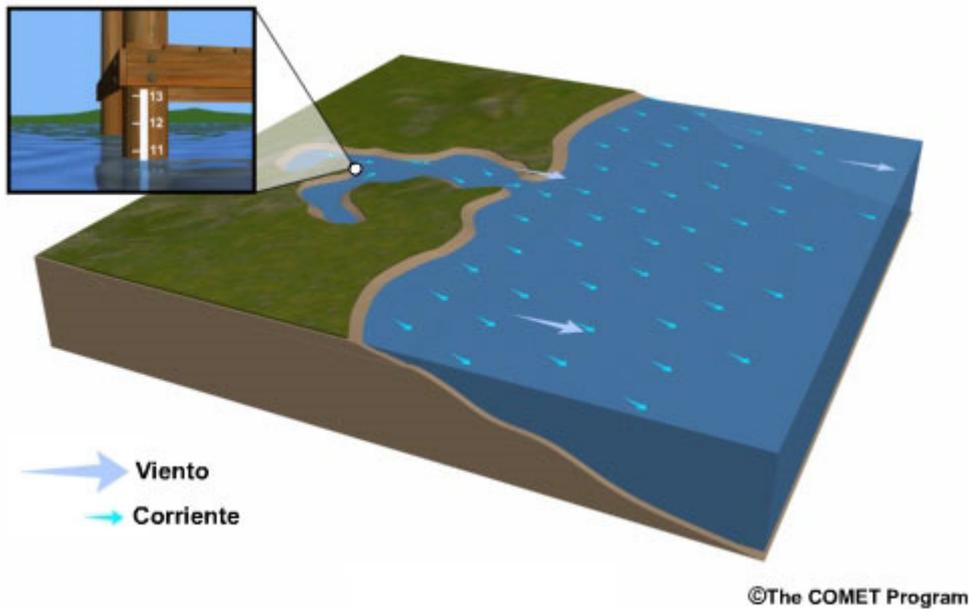
[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

Esta animación interactiva muestra las variaciones de la espiral de Ekman para distintos valores de profundidad del agua. En el extremo izquierdo, la profundidad del agua excede la profundidad de Ekman. Observe que cuando la profundidad del agua equivale aproximadamente a la mitad de la profundidad de Ekman, la corriente superficial aún fluye a 45 grados respecto de la dirección del viento, pero el movimiento medio del agua a través de la capa de Ekman está más cerca de la dirección del viento que en el caso de aguas profundas: aproximadamente 70 grados en

comparación con 90 grados. A medida que el agua se vuelve menos profunda en relación con la profundidad de Ekman, la dirección de la corriente se aproxima a la dirección del viento y la velocidad de la corriente disminuye por acción de la fricción de fondo.

3.3.4. Efecto de la fuerza de Coriolis y la dirección del viento sobre el nivel del mar en la costa

Corrientes causadas por vientos de tierra al mar

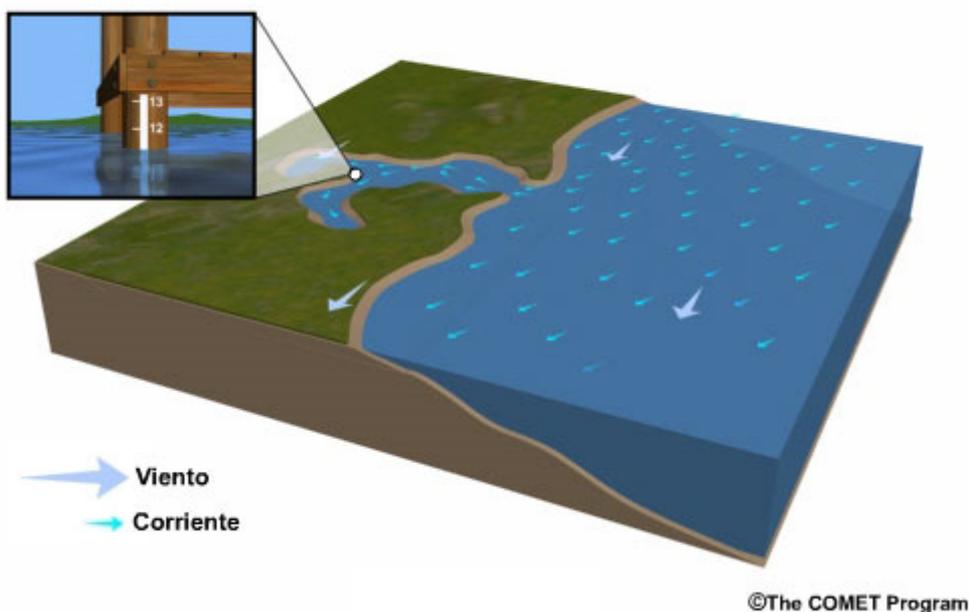


[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

Cuando el viento empuja el agua hacia el litoral, el nivel local del mar sube, y en este caso hablamos de **ascenso**. A la inversa, cuando el viento aleja el agua del litoral, el nivel local del mar baja y hablamos de **descenso**.

El ascenso y descenso del agua en respuesta a la acción del viento o a cambios en la presión atmosférica se conoce como **marea meteorológica**. Cuando la marea meteorológica aumenta o disminuye el nivel del agua en las inmediaciones de una bahía u otro tipo de ensenada, el agua entra y sale de la misma. En aquellas áreas con amplitudes de marea relativamente pequeñas, estas corrientes inducidas por factores meteorológicos pueden dominar la corriente de marea.

Corrientes causadas por vientos paralelos al litoral

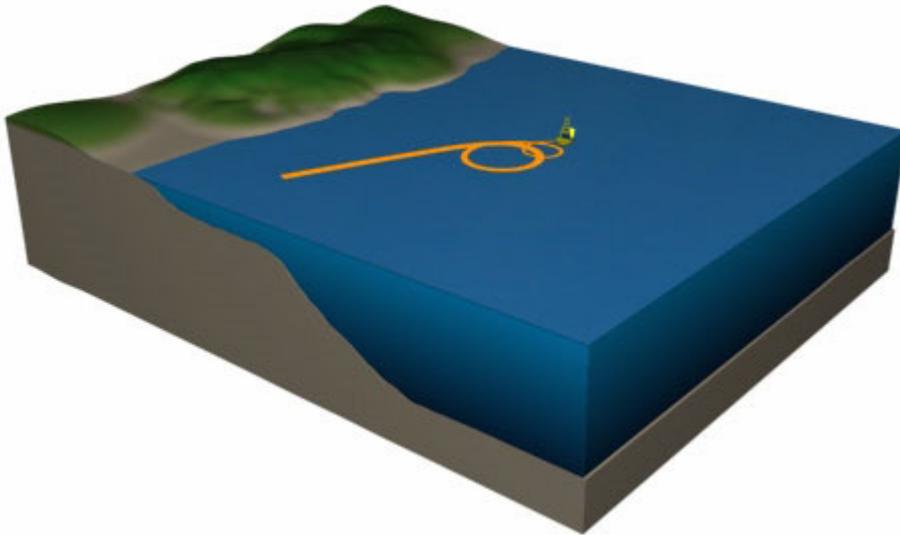


[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

Observe que no es preciso que el viento sople hacia la costa o hacia el mar para empujar el agua hacia tierra firme o en la dirección opuesta. Debido al efecto de Coriolis y al transporte de Ekman, los vientos que soplan en sentido paralelo a la costa provocan el movimiento del agua hacia el mar o hacia la costa.

3.3.5 Corrientes inerciales

Corrientes inerciales reveladas por la trayectoria de una boya a la deriva



©The COMET Program

[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

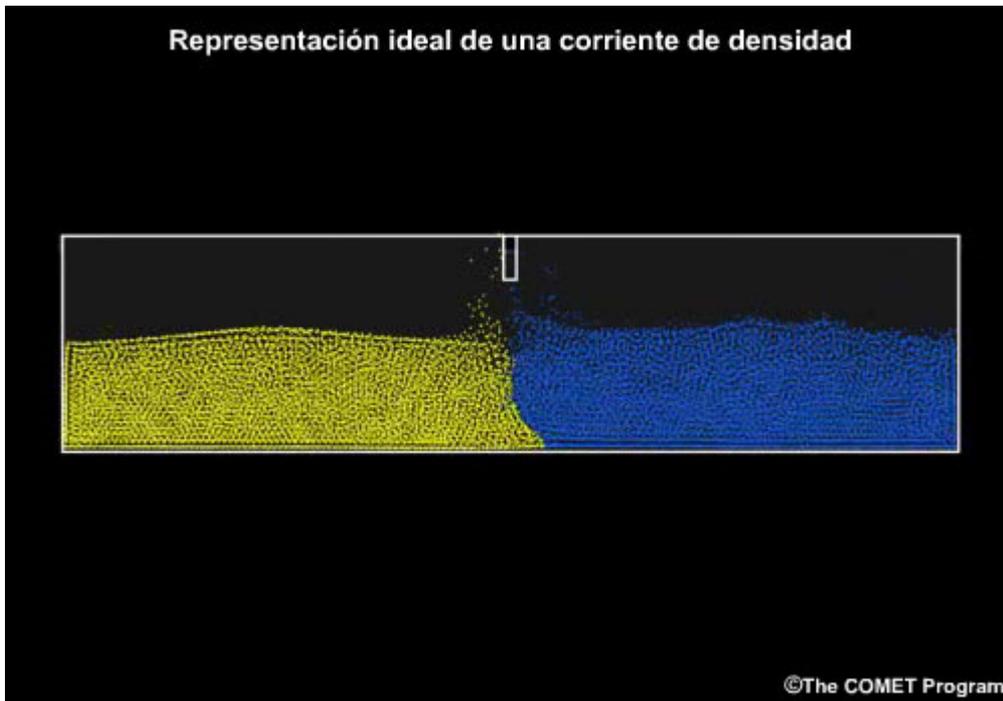
Un viento sostenido durante varios días produce una corriente constante impulsada por el viento. Si el viento se afloja de repente, la corriente sigue desplazándose en forma de **corriente inercial**. Sin embargo, la corriente inercial no sigue una trayectoria recta. Como muestra la animación, gracias al efecto de Coriolis la corriente también adquiere un movimiento circular. El resultado se observa como una serie de vueltas. Con el tiempo, la amplitud de las vueltas disminuye y la fuerza de la corriente se reduce en respuesta a la fricción.

Debido a que el efecto de Coriolis equivale a cero en el ecuador y alcanza el máximo en los polos, su efecto en las corrientes inerciales es menor en las latitudes bajas y mayor en las latitudes altas.

[Volver al comienzo de la página](#)

3.4 Corrientes impulsadas por la densidad

3.4.1 Introducción



[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

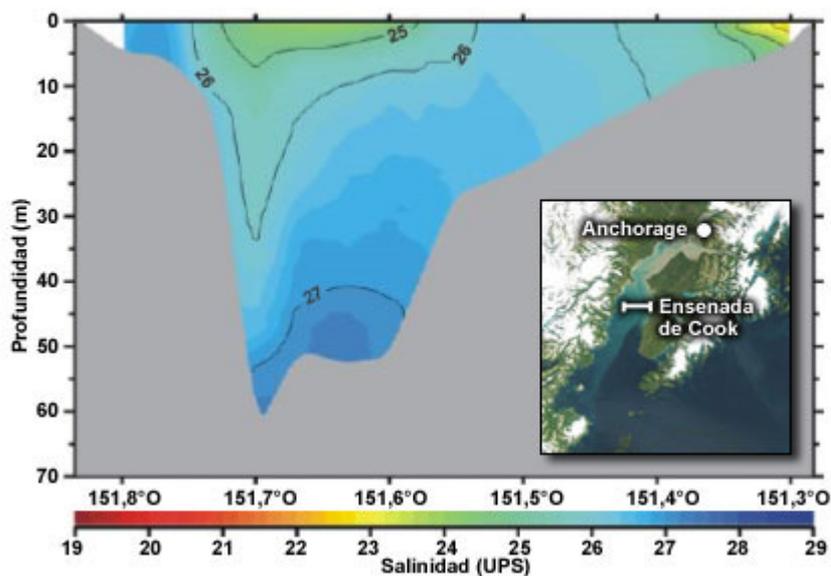
Las diferencias de densidad son la tercera fuerza impulsora principal de las corrientes en aguas someras. Siempre que dos masas de agua de diferente densidad se yuxtaponen en sentido horizontal, el agua de menor densidad tiende a fluir arriba del agua de mayor densidad, a la vez que el agua de mayor densidad fluye debajo del agua de menor densidad.

3.4.2 Mecanismos que causan las diferencias de densidad horizontales

Existen varios procesos que producen diferencias horizontales de salinidad o temperatura en las regiones costeras y, por ende, diferencias de densidad, entre los cuales cabe mencionar los siguientes:

- escorrentía de aguas dulces proveniente de tierra firme, que reduce la salinidad
- evaporación en bahías poco profundas, que aumenta la salinidad
- afloramiento, que reduce la temperatura
- diferencias de calentamiento y enfriamiento estacionales
- mezcla vertical producida por el viento, que enfría el agua superficial a la vez que tiende a calentar las aguas más profundas
- advección horizontal de temperatura o salinidad

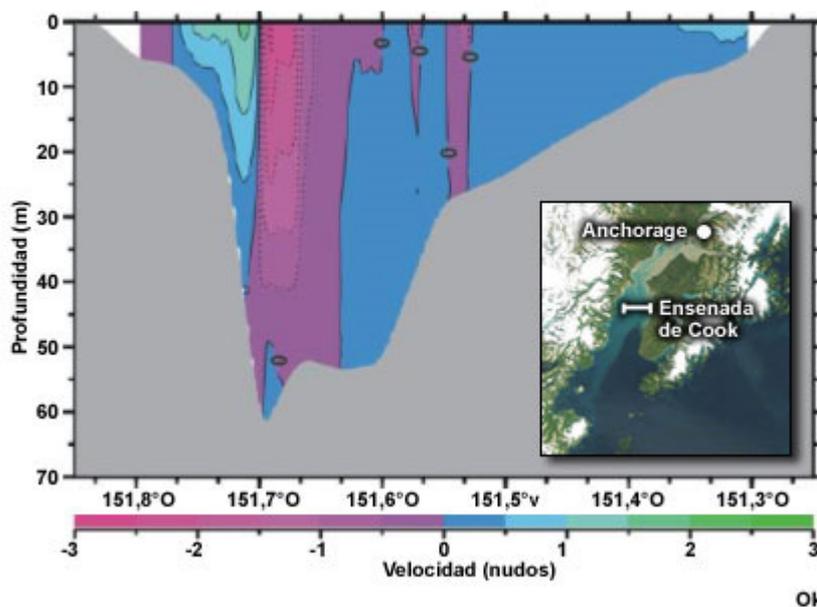
Corte vertical de la salinidad media en la ensenada de Cook, Alaska



El gráfico muestra una sección vertical de la salinidad a través de la ensenada de Cook, cerca de Anchorage, Alaska. Se observa claramente que el agua más dulce se encuentra en la superficie y el agua más salada está en el fondo del canal.

3.4.3 Importancia de las corrientes impulsadas por la densidad

Corte vertical de la velocidad geostrofica media en la ensenada de Cook, Alaska



Esta imagen de una sección vertical de la velocidad geostrofica media a través de la ensenada de Cook fue calculada sobre la base del perfil de salinidad media que vimos en el apartado anterior. El forzamiento generado por las diferencias de densidad causadas por la escorrentía de aguas dulces crea las corrientes geostroficas. Podemos ver que el promedio temporal del componente impulsado por la densidad de la corriente se acerca a 3 nudos en las aguas menos saladas. Estas corrientes geostroficas alteran considerablemente la magnitud y el momento de la corriente total de esta zona, donde la amplitud de las mareas es de las mayores del mundo.

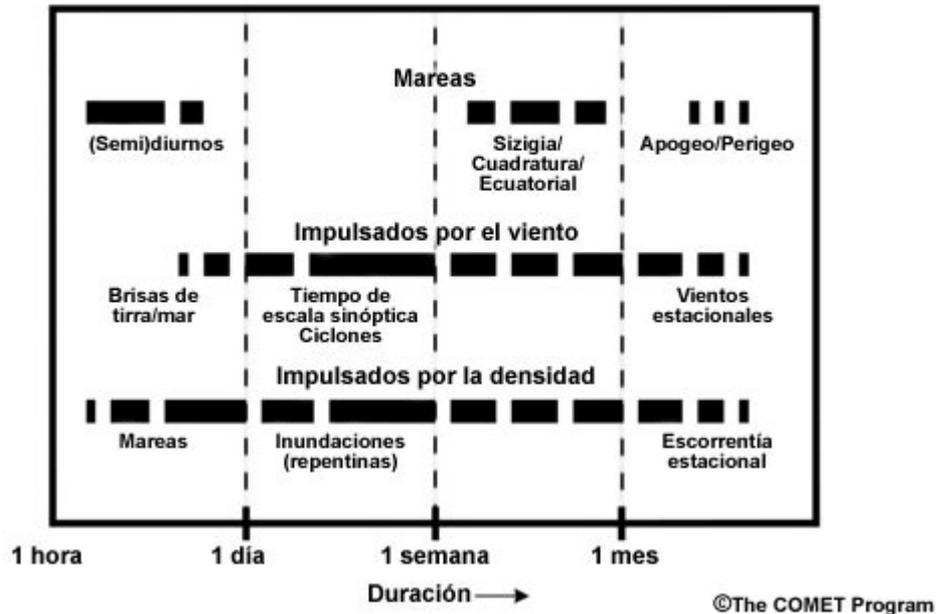
En la mayoría de las circunstancias, el componente impulsado por la densidad de las corrientes de aguas someras representa una pequeña fracción de la corriente total en cualquier momento dado. Por ejemplo, aunque normalmente un nadador no se percataría de las corrientes impulsadas por la densidad, el componente impulsado por la densidad puede dominar la corriente promedio a largo

plazo. Cerca de los ríos principales, como el Amazonas, o a lo largo de las costas que reciben mucha lluvia, como el sureste de Alaska, las corrientes impulsadas por la densidad pueden alcanzar velocidades de varios nudos.

3.4.4 Escalas temporales

Las corrientes impulsadas por la densidad operan sobre varias escalas temporales, según el mecanismo de forzamiento involucrado. A escalas temporales cortas, las mareas menguantes pueden causar la descarga de agua dulce de los ríos en estuarios y hasta en la plataforma continental. Las lluvias intensas pueden provocar inundaciones de varios días de duración. Los procesos estacionales, como el deshielo primaveral y la evaporación, operan a escalas temporales de semanas e incluso mayores.

Escalas temporales de distintos mecanismos impulsores de corrientes



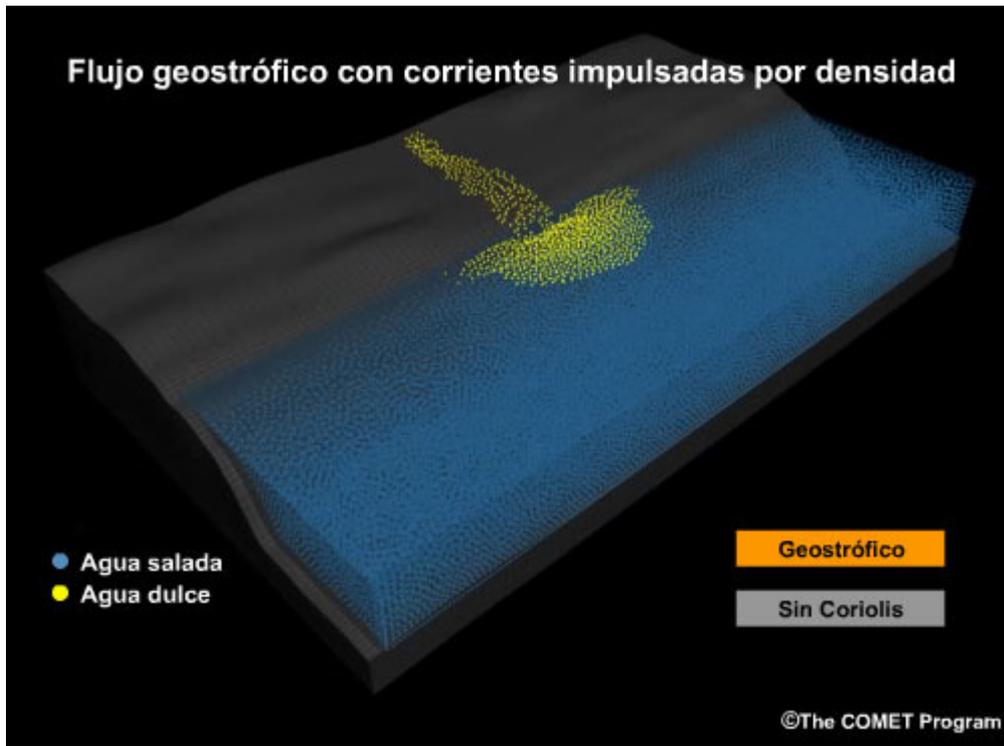
Como muestra esta gráfica, las corrientes de marea y las corrientes impulsadas por el viento operan sobre escalas temporales de rangos similares.

[Volver al comienzo de la página](#)

3.5 Efectos geostróficos

3.5.1 Efectos geostróficos sobre las corrientes costeras impulsadas por la densidad

Independientemente del proceso involucrado, siempre que se fuerce una corriente por un período prolongado el efecto de Coriolis tiende a impartirle un giro, hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur. Esto es así tanto en el caso de las corrientes costeras como para las corrientes de alta mar. Por tanto, las corrientes forzadas por eventos de escorrentía estacionales o vientos persistentes desarrollan un componente geostrófico considerable, pero esto no ocurre en el caso de las corrientes forzadas por las mareas y las brisas marinas. Como es normal con el efecto de Coriolis, su magnitud aumenta con la latitud.

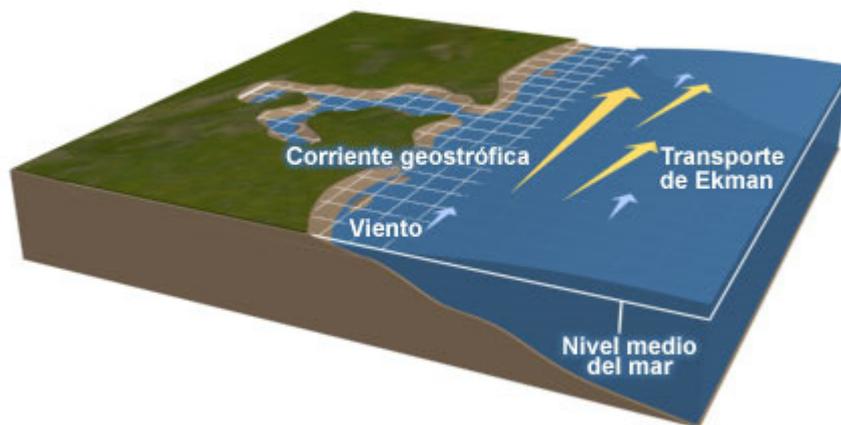


[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

Esta animación muestra una corriente que se forma como resultado de un evento de escorrentía importante. En un comienzo, el agua dulce fluye arriba del agua salada más densa. Con el tiempo, el agua dulce se distribuye a lo largo de la costa y la densidad produce una corriente paralela al litoral. Este proceso ocurre cerca de la boca de la mayoría de los ríos, especialmente en latitudes altas.

3.5.2 Efectos geostroficos sobre las corrientes costeras impulsadas por la densidad

Flujo geostrofico en la costa forzado por el viento



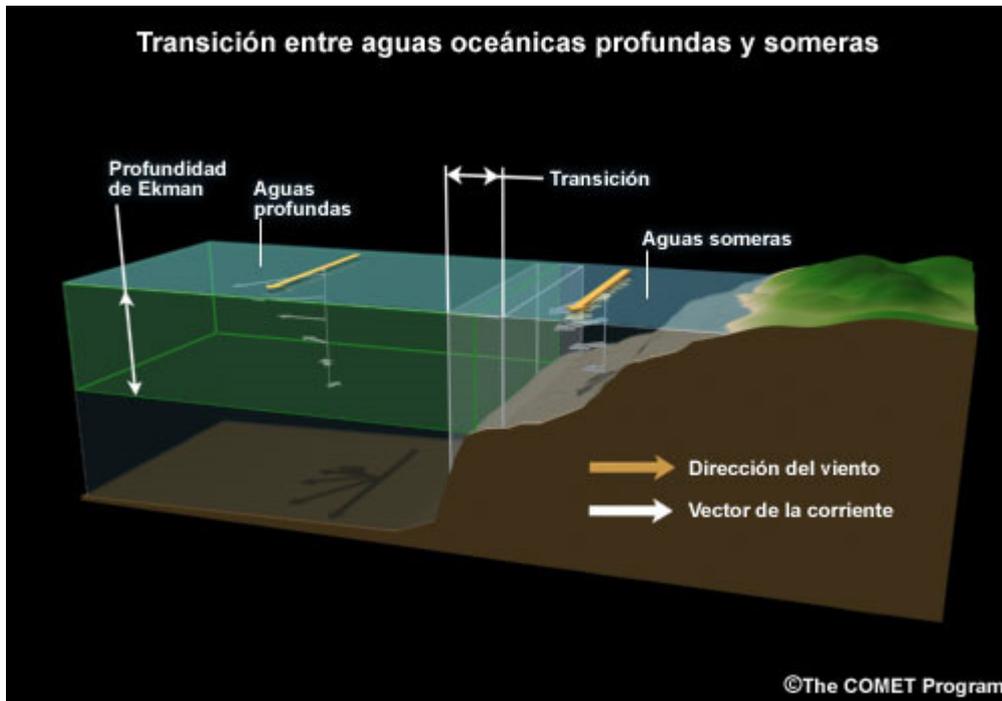
©The COMET Program

Otro ejemplo común del forzamiento geostrofico de las corrientes costeras son los vientos persistentes que soplan en sentido paralelo a la costa, especialmente cuando producen afloramiento. A medida que se empuja el agua mar adentro, se produce una pendiente hacia tierra firme. El resultado es una corriente impulsada por el viento que es paralela al litoral y tiene un fuerte componente geostrofico.

[Volver al comienzo de la página](#)

3.6 Transición de la costa a mar abierto

3.6.1 Punto de contacto entre aguas oceánicas profundas y poco profundas



El lugar donde resulta más difícil predecir las corrientes oceánicas es el lugar donde se pasa de aguas someras a aguas oceánicas profundas. Debido a que en la zona de transición las corrientes responden a varios efectos locales y remotos, son menos predecibles que las que están más cerca o más lejos del litoral.

La zona entre las aguas oceánicas profundas y someras es una zona relativamente amplia que típicamente existe en el borde de la plataforma continental. Si la plataforma continental es estrecha, los efectos de aguas profundas pueden extenderse hasta la costa. Por otra parte, si la plataforma continental es ancha, la zona se limita al extremo externo, dejando la parte interna de la plataforma generalmente libre de los efectos de aguas profundas, de modo que responde principalmente a fuerzas locales.

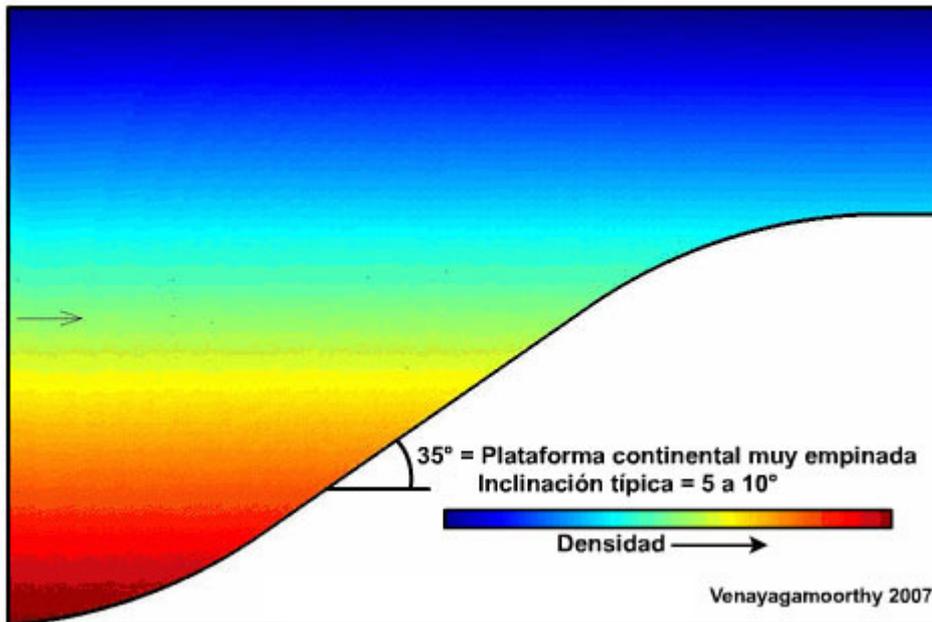
¿Qué ocurre en esta zona de transición? En la costa este de los continentes los efectos de las fuertes corrientes limítrofes occidentales pueden dominar en las corrientes locales. En los lugares donde estas corrientes se alejan de la costa, pueden formarse remolinos que a veces migran de vuelta hacia la plataforma continental.

Otro efecto de aguas profundas que afecta la plataforma continental ocurre cuando las aguas frías y densas de zonas profundas del océano afloran hasta la plataforma continental. Este proceso genera corrientes impulsadas por la densidad y reajustes geostróficos.

3.6.2 Olas internas y corrientes en el borde de la plataforma continental

De forma análoga a lo que ocurre con el oleaje oceánico en la superficie marina, también se forman olas en zonas más profundas del océano. Estas olas se denominan **olas internas**. Mientras el oleaje oceánico se forma en la zona de contacto entre el océano y la atmósfera, las olas internas se forman a profundidades donde existen gradientes verticales de densidad, como es el caso, por ejemplo, en la base de la capa de mezcla.

Simulación de olas internas rompiendo en el borde de plataforma continental



[Haga clic para ver la animación en una ventana aparte.](#)

Existen muchos mecanismos distintos capaces de generar olas internas. Lo que más nos interesa en este contexto son las olas internas que se producen cuando las mareas de alta mar alcanzan lugares donde la batimetría es empinada, como puede ocurrir junto a las plataformas continentales y las montañas submarinas. Esta animación muestra cómo las olas internas pueden producir fuertes corrientes cerca del borde de la plataforma continental. Los colores representan la densidad del agua de mar y los vectores indican la corriente. Cuando una ola de marea choca contra la plataforma continental, parece romper. A continuación, las olas internas se propagan hacia el litoral y hacia alta mar. En el caso de una plataforma continental estrecha o de un cañón submarino, este proceso puede producir fuertes corrientes cerca de la costa.

3.6.3 Imágenes satelitales de olas internas



Esta imagen MODIS en color verdadero muestra una serie de olas internas que se acercan a la isla Palawan, en las Filipinas. A veces, cuando el ángulo solar es correcto, podemos ver zonas de aguas

más agitadas y más calmas causadas por la convergencia y divergencia en la superficie. Como permite apreciar esta imagen, la longitud de onda de las olas internas se mide en kilómetros.

[Volver al comienzo de la página](#)

4. Técnicas de medición

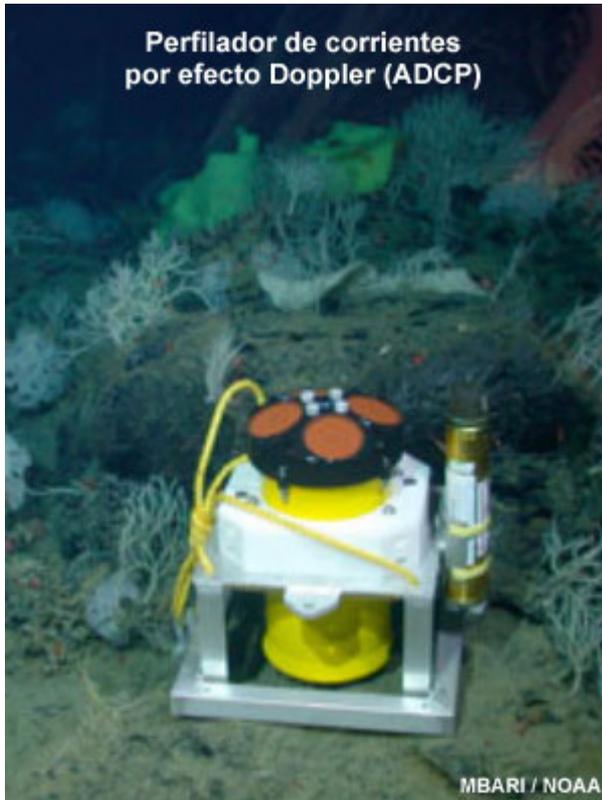
4.1 Introducción

Existen varias maneras de medir las corrientes oceánicas.

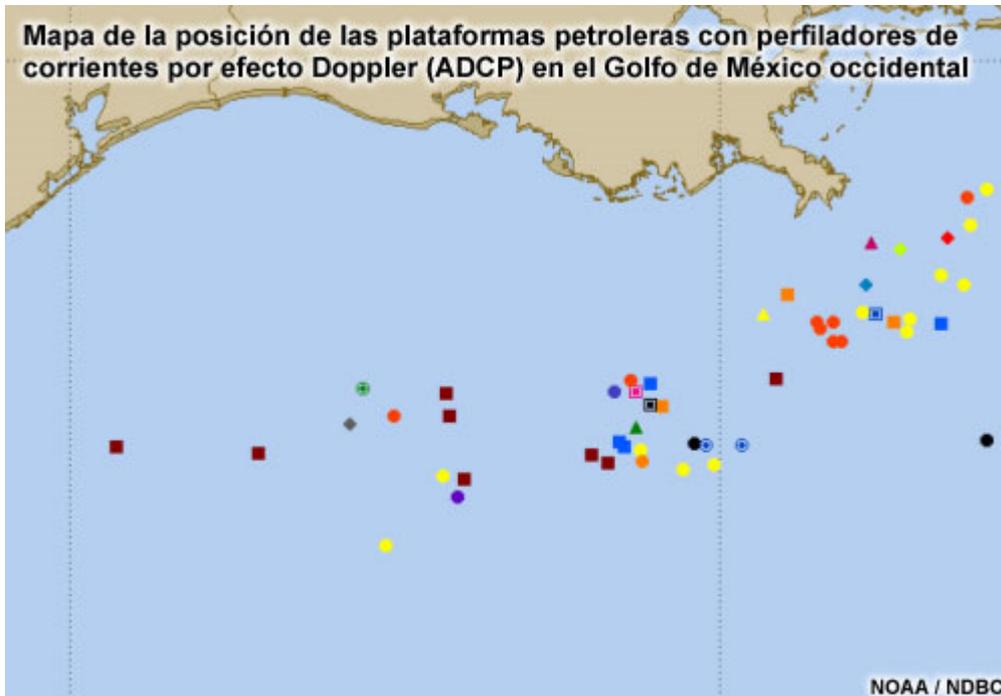
4.2 Correntómetros fijos o anclados



Los correntómetros o correntímetros anclados generan registros detallados de las corrientes en un lugar determinado. La mayoría de los correntómetros en tiempo real apoyan las operaciones de navegación. En consecuencia, suelen estar instalados en las entradas de los puertos o a lo largo de canales de navegación, donde registran las corrientes superficiales. Es frecuente que un correntómetro esté instalado en una boya de navegación, como el de la foto.



Algunos correntómetros están anclados al fondo marino. Los perfiladores de corrientes por efecto Doppler (ADCP, por las siglas del inglés *acoustic doppler current profiler*) pueden medir la corriente en muchos niveles desde el fondo marino hasta la superficie. Esta foto muestra el ADCP instalado en el fondo marino del Santuario Marino Nacional de la Bahía de Monterey para medir las corrientes que fluyen sobre la cima de la montaña submarina Davidson.



En otros casos, los perfiladores de corrientes por efecto Doppler se encuentran más lejos de la costa. Por ejemplo, este mapa muestra la posición de los correntómetros ubicados en las plataformas petroleras del Golfo de México.

Independientemente de que estén instalados en boyas o plataformas petroleras o anclados al suelo marino, muchos correntómetros no generan datos en tiempo real, sino que mantienen un registro que se debe recuperar y descargar posteriormente. Esto es así especialmente en el caso de los correntómetros empleados en estudios de ingeniería e investigaciones científicas.

[Volver al comienzo de la página](#)

4.3 Boyas de deriva



Otra forma de medir las corrientes consiste en lanzar una boya y dejar que envíe su posición a un aparato receptor. En la actualidad, varios miles de boyas como la que se muestra en la foto están a la deriva en los océanos del mundo y transmiten esos datos.

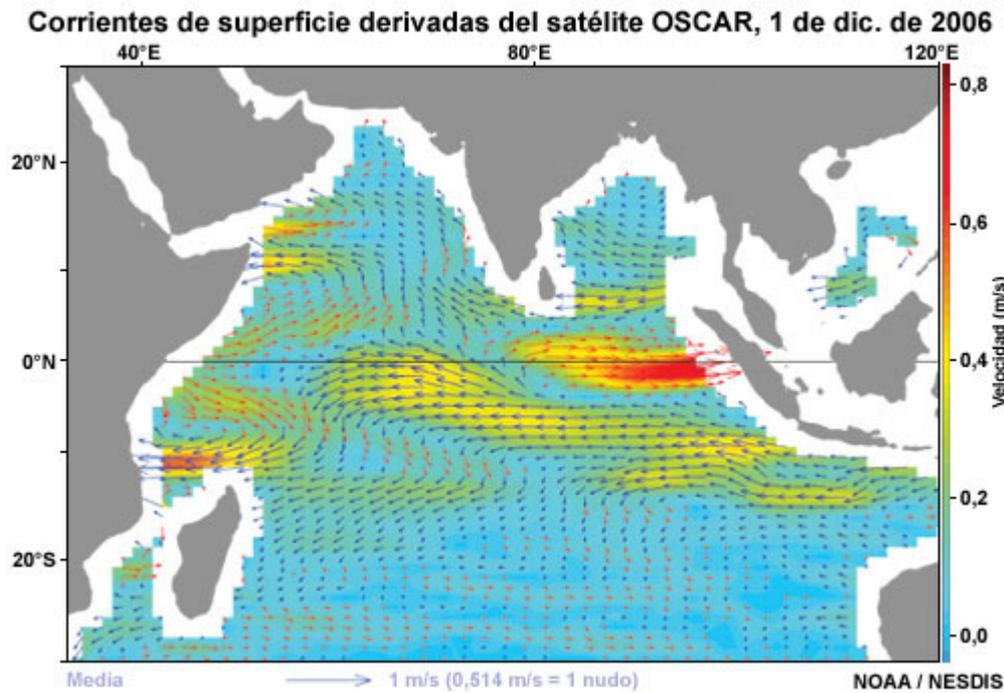


Este mapa muestra las trayectorias de varias boyas durante un período de un mes. La densidad de los datos sugiere que las boyas de deriva no proporcionan datos de alta resolución en tiempo real. Sin embargo, podemos derivar climatologías exactas al compilar los datos correspondientes a varios años.

La mayoría de las boyas de deriva flotan en la superficie, pero algunas están diseñadas para hundirse a profundidades de algunos centenares de metros por varios días y luego volver a la superficie para transmitir su posición por radio. Estas boyas proporcionan datos sobre las corrientes oceánicas profundas. A medida que las boyas suben y bajan, también miden la temperatura y salinidad.

[Volver al comienzo de la página](#)

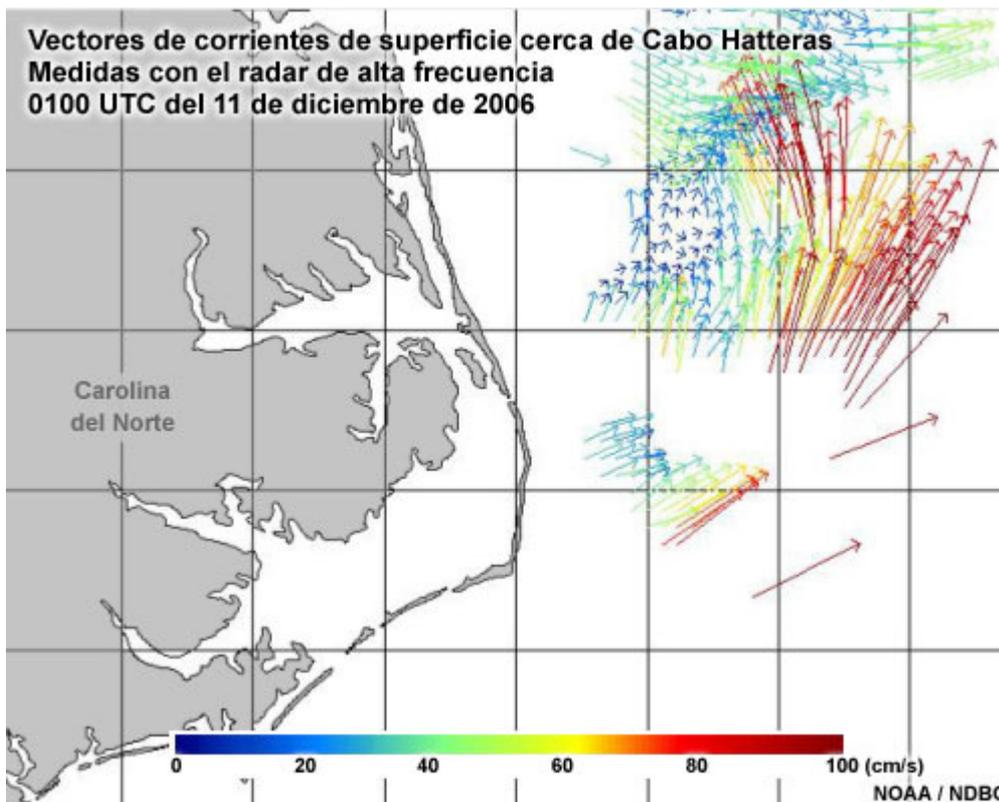
4.4 Satélites



Los satélites pueden medir con un grado muy alto de precisión la altura de la superficie del mar y los vientos de superficie. A partir de estas mediciones podemos estimar los componentes geostrofico e impulsado por el viento de las corrientes oceánicas. En la actualidad, la NOAA proporciona análisis casi en tiempo real derivados de esta forma a través del programa OSCAR de análisis en tiempo real de corrientes oceánicas de superficie (*Ocean Surface Currents Analyses — Realtime*). El mapa muestra las corrientes del océano Índico en diciembre de 2006. Los análisis en tiempo real como éste brindan a los navegantes información oportuna sobre las corrientes variables, como la corriente monzónica del océano Índico.

[Volver al comienzo de la página](#)

4.5 Radar



El radar de alta frecuencia puede proporcionar estimaciones de las corrientes superficiales hasta

300 km del litoral. Por ejemplo, este mapa muestra las corrientes superficiales medidas por radar cerca de Cabo Hatteras. Observe la alta velocidad de la corriente del Golfo a medida que se aleja de la costa. En la actualidad la cobertura de radar en EE.UU. se limita unas cuantas regiones en las costas del este, oeste y del Golfo de México.

[Volver al comienzo de la página](#)

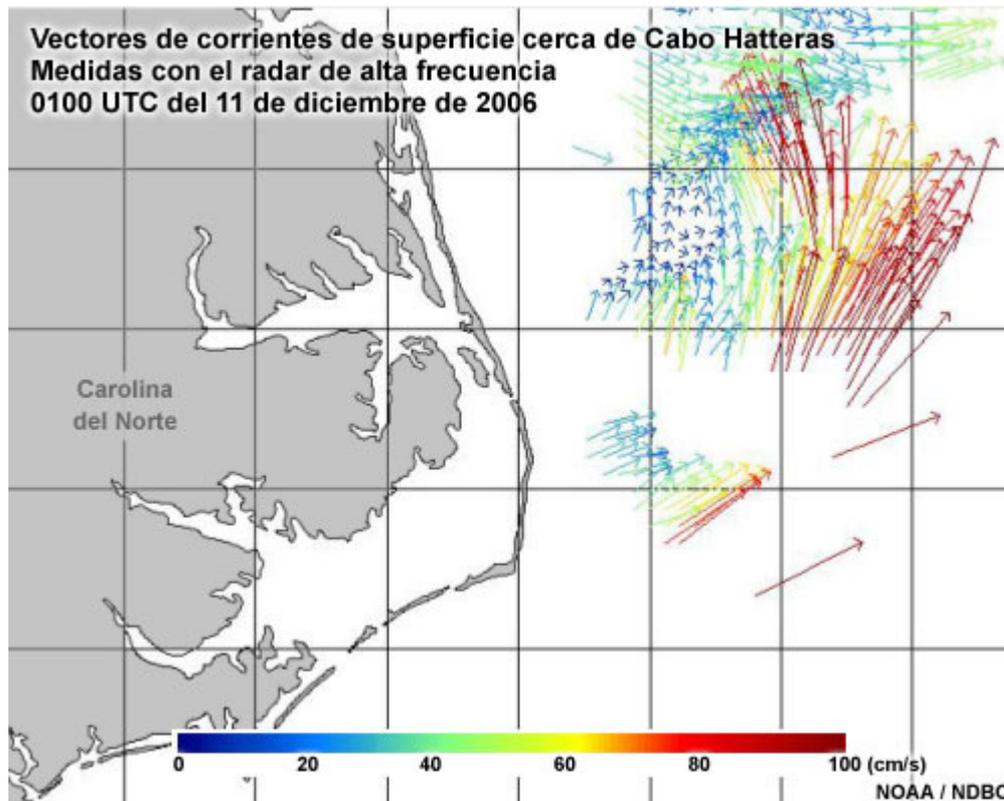
5. Productos para describir y predecir las corrientes oceánicas

Como hemos visto en este módulo, los datos sobre las corrientes se pueden representar de varias maneras. En esta sección estudiaremos brevemente los productos que utilizamos para representar las corrientes oceánicas.

5.1 Mapas de corrientes

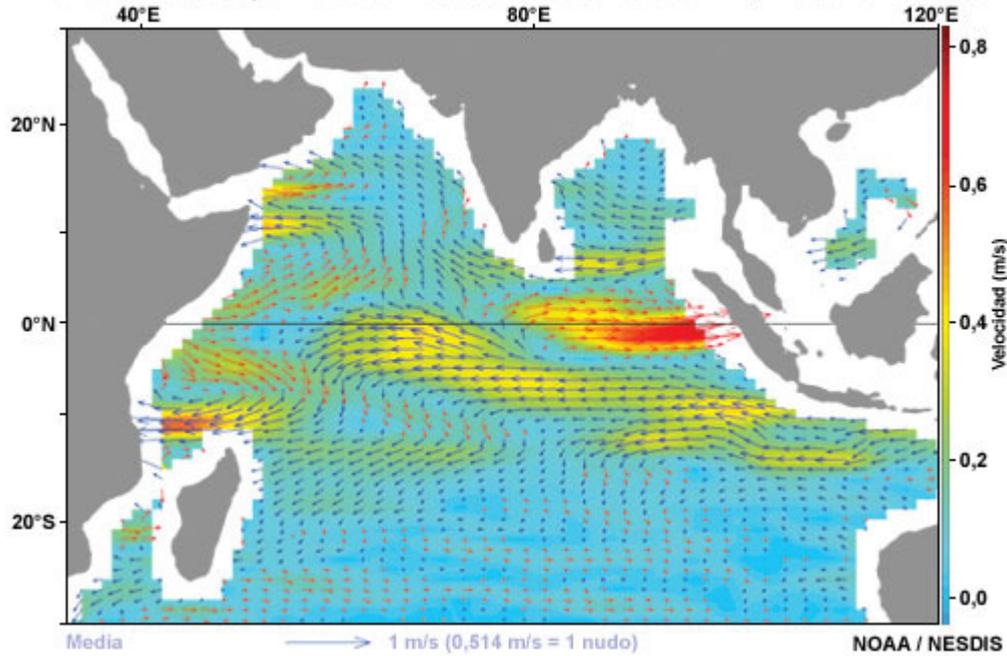
Los mapas de las corrientes emplean varias combinaciones diferentes de flechas y tonos de colores para representar las corrientes, entre los cuales se incluyen los siguientes:

- Sólo vectores, en los cuales la longitud del vector indica la velocidad de la corriente.



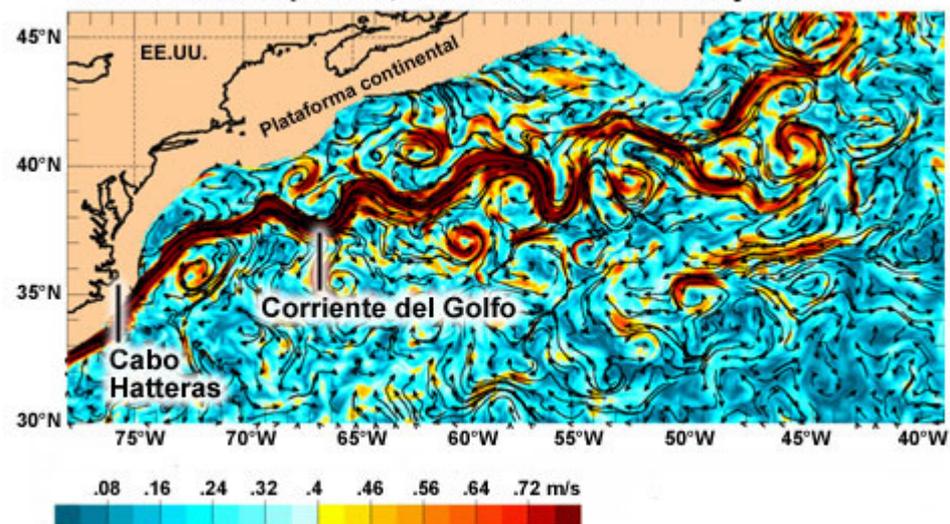
- Vectores o flechas de longitud uniforme sobre tonos de fondo que indican la velocidad.

Corrientes de superficie derivadas del satélite OSCAR, 1 de dic. de 2006



- Líneas de corriente sobre tonos de fondo que indican la velocidad.

Corrientes de superficie, análisis NLOM del 21 de junio de 2006



- Trayectorias, donde la longitud de la trayectoria indica la velocidad de la corriente.



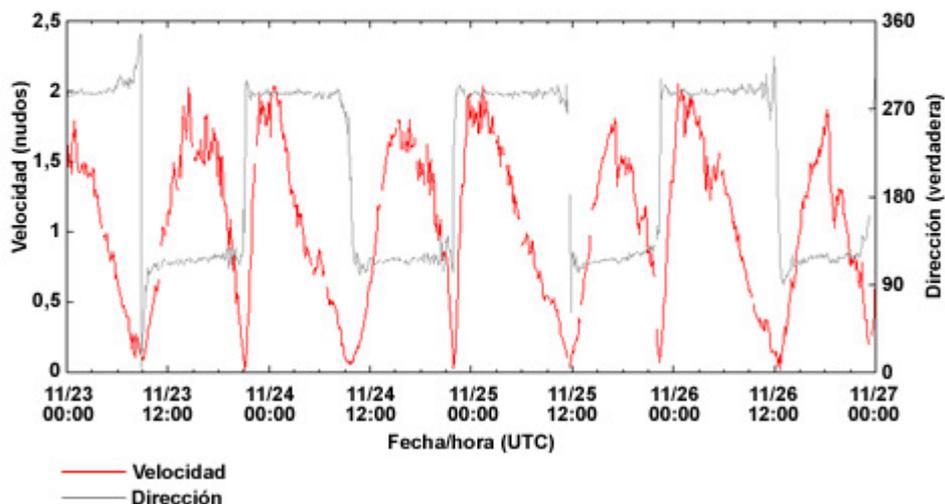
Aunque lo más común es que los mapas de corrientes muestren las corrientes superficiales, pueden representar las corrientes a cualquier profundidad en el océano.

[Volver al comienzo de la página](#)

5.2 Gráficas de series temporales

Una carencia de la representación de las corrientes en mapas es que muestran la información sobre las corrientes en momentos discretos. Aunque podemos combinar varios mapas en secuencias animadas, en el mejor de los casos sólo pueden mostrarnos las corrientes a intervalos horarios. En las zonas costeras donde las corrientes de marea son fuertes, es necesario saber con mayor precisión cuándo la corriente de marea cambia de flujo a reflujó. En estas circunstancias, un trazado de serie temporal puede proporcionar los datos que necesitamos. Sin embargo, es probable que sea preciso examinar varios trazados individuales, ya que la marea cambia a una hora distinta según el lugar.

Velocidad y dirección de la corriente observadas en la entrada de la bahía de Galveston 0000 UTC del 23 de noviembre a 0000 UTC del 27 de noviembre de 2006



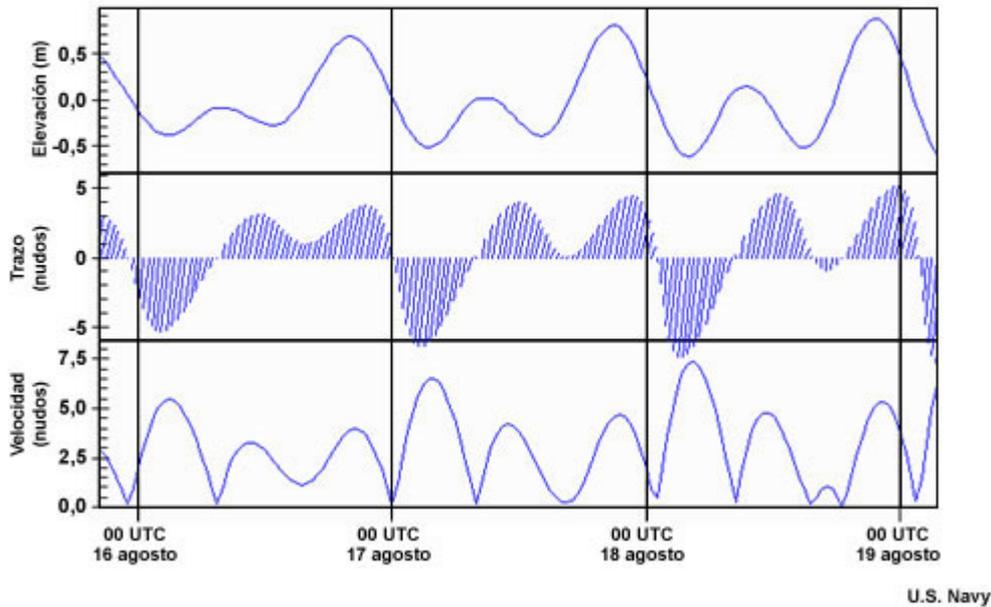
Utilice este diagrama para determinar la velocidad y dirección de la corriente a las 0600 del 25 de noviembre.

[Haga clic aquí para ver la respuesta correcta](#)

[Volver al comienzo de la página](#)

5.3 Diagramas de trazos (vectores)

Serie temporal de mareas con diagrama de trazos



Este diagrama muestra tres gráficas temporales para el mismo lugar. La de arriba muestra el nivel del agua, la de abajo la velocidad de la corriente y la del medio un diagrama de trazos de las corrientes. Los diagramas de trazos comprenden una serie de vectores para el mismo lugar. Cada trazo es simplemente el vector de una corriente, sin una flecha en su extremo. Cada trazo muestra la velocidad y dirección de la corriente en un momento en particular. Por ejemplo, los trazos orientados hacia arriba indican una corriente hacia el norte, mientras que los trazos orientados hacia abajo y la derecha indican una corriente hacia el sudeste. La longitud de los trazos indica la velocidad de la corriente.

Utilice este diagrama para determinar la velocidad y dirección de la corriente a las 0000 del 18 de agosto.

[Haga clic aquí para ver la respuesta correcta](#)

[Volver al comienzo de la página](#)

5.4 Tablas de corrientes de marea

Tabla de corrientes de marea

| San Diego Bay Entrance (off Ballast Point), California | | | | | | | | | | | | | |
|--|-------|---------|-------|---------|-------|---------|------------------------------|---------|-------|---------|-------|---------|-------|
| Predicted Tidal Current | | | | | | | January, 2006 | | | | | | |
| Flood Direction, 355 True. | | | | | | | Ebb (-) Direction, 175 True. | | | | | | |
| NOAA, National Ocean Service | | | | | | | | | | | | | |
| Day | Slack | Maximum | Slack | Maximum | Slack | Maximum | Slack | Maximum | Slack | Maximum | Slack | Maximum | Slack |
| | Water | Current | Water | Current | Water | Current | Water | Current | Water | Current | Water | Current | Water |
| Time | Time | Veloc | Time | Time | Time | Time | Time | Time | Time | Time | Time | Time | Time |
| h.m. | h.m. | knots | h.m. | h.m. | h.m. | knots | h.m. | h.m. | knots | h.m. | h.m. | knots | h.m. |
| 1 | | 106 | -1.1 | 326 | 644 | 1.7 | 944 | 1326 | -2.9 | 1711 | 2012 | 1.8 | 2333 |
| 2 | | 152 | -1.1 | 415 | 730 | 1.6 | 1029 | 1412 | -2.7 | 1754 | 2057 | 1.7 | |
| 3 | 20 | 243 | -1.0 | 512 | 821 | 1.4 | 1118 | 1500 | -2.4 | 1839 | 2146 | 1.6 | |
| 4 | 110 | 340 | -1.0 | 620 | 921 | 1.1 | 1213 | 1552 | -2.0 | 1926 | 2240 | 1.4 | |
| 5 | 204 | 444 | -1.1 | 746 | 1037 | 0.8 | 1320 | 1652 | -1.5 | 2016 | 2341 | 1.3 | |
| 6 | 300 | 558 | -1.2 | 933 | 1218 | 0.6 | 1449 | 1801 | -1.1 | 2111 | | | |
| 7 | | 48 | 1.2 | 358 | 715 | -1.4 | 1117 | 1400 | 0.7 | 1635 | 1920 | -0.8 | 2212 |
| 8 | | 154 | 1.2 | 454 | 826 | -1.6 | 1233 | 1521 | 0.9 | 1813 | 2038 | -0.7 | 2314 |
| 9 | | 255 | 1.2 | 545 | 925 | -1.9 | 1330 | 1622 | 1.2 | 1928 | 2144 | -0.7 | |
| 10 | 12 | 347 | 1.3 | 633 | 1015 | -2.2 | 1416 | 1712 | 1.4 | 2023 | 2236 | -0.7 | |
| 11 | 101 | 432 | 1.4 | 717 | 1058 | -2.3 | 1457 | 1754 | 1.5 | 2106 | 2318 | -0.8 | |
| 12 | 142 | 511 | 1.4 | 757 | 1136 | -2.4 | 1533 | 1830 | 1.5 | 2142 | 2354 | -0.8 | |
| 13 | 218 | 546 | 1.4 | 834 | 1211 | -2.4 | 1605 | 1903 | 1.5 | 2213 | | | |
| 14 | | 27 | -0.9 | 252 | 616 | 1.4 | 907 | 1243 | -2.4 | 1634 | 1933 | 1.5 | 2242 |

NOAA / NOS

Es probable que haya visto una tabla de mareas. Normalmente estas tablas muestran la hora de pleamar y bajamar para determinados lugares. También se publican tablas similares para las corrientes de marea. Esta tabla muestra las corrientes de marea para la entrada de la bahía de San Diego durante las primeras dos semanas de enero de 2006. La tabla muestra la hora de estoa o refluo (*slack*) y la hora y velocidad de la corriente máxima. La dirección de las corrientes de flujo (*flood*) y de refluo (*ebb*) se muestran en la cabecera. Se supone que la corriente oscila entre estas dos direcciones. En la tabla, las corrientes que tienen velocidades positivas fluyen en la dirección de flujo (*flood*); las que tienen velocidades negativas fluyen en la dirección de refluo (*ebb*).

Recuerde que estas tablas sólo representan las corrientes forzadas por las mareas astronómicas y no muestran los efectos de las corrientes impulsadas por el viento o la densidad.

La NOAA y la British Admiralty publican tablas de corriente de marea, al igual que las tablas de nivel del agua.

Utilice esta tabla de corrientes de marea para determinar la velocidad y dirección de la corriente a las 1400 del 7 de enero de 2006.

[Haga clic aquí para ver la respuesta correcta](#)

[Volver al comienzo de la página](#)

6. Consideraciones de pronóstico

6.1 Guía de pronóstico para corrientes de alta mar

Para pronosticar las corrientes de alta mar, podemos considerar los datos de las observaciones históricas, las observaciones casi en tiempo real, la climatología y los modelos numéricos oceánicos.

En general, las observaciones realizadas con correntómetros y boyas de deriva en el océano abierto son bastante dispersas. Estos tipos de observaciones pueden ayudarnos a evaluar la habilidad del modelo o la utilidad de determinada climatología, pero sólo de vez en cuando proporcionan una guía para el pronóstico. Los satélites pueden proporcionar observaciones casi en tiempo real, y es posible que eso sea todo lo que se necesite para generar un pronóstico a corto plazo para el océano abierto.

La climatología es un promedio a largo plazo de las corrientes oceánicas observadas. En mar abierto, la climatología normalmente genera el mejor pronóstico a largo plazo. En términos generales, las climatologías tienen varios puntos débiles:

- Están limitadas por las observaciones; es posible que no haya promedios exactos para las áreas con pocas observaciones.
- El promedio de las climatologías tiende a eliminar los eventos a corto plazo, como las

tormentas, y a suavizar los eventos estacionales, como la escorrentía primaveral.

Los modelos oceánicos utilizan una serie de ecuaciones para predecir el estado del océano. Existen varios modelos distintos, cada uno de los cuales tiene sus propias ventajas y desventajas. El aspecto principal que hay que recordar en lo referente a los modelos oceánicos es que su exactitud se degrada con el tiempo. Además, cuanto más variables las corrientes, tanto más rápidamente disminuye la exactitud del modelo. A menudo, en algún momento durante el período de pronóstico, la climatología pasa a ser más exacta que la predicción del modelo.

Nota: Puede aprender más sobre los modelos oceánicos en el módulo Introducción a los modelos oceánicos (http://www.meted.ucar.edu/oceans/ocean_models_es/) de COMET.

[Volver al comienzo de la página](#)

6.2 Guía de pronóstico para corrientes costeras: consideraciones del cliente



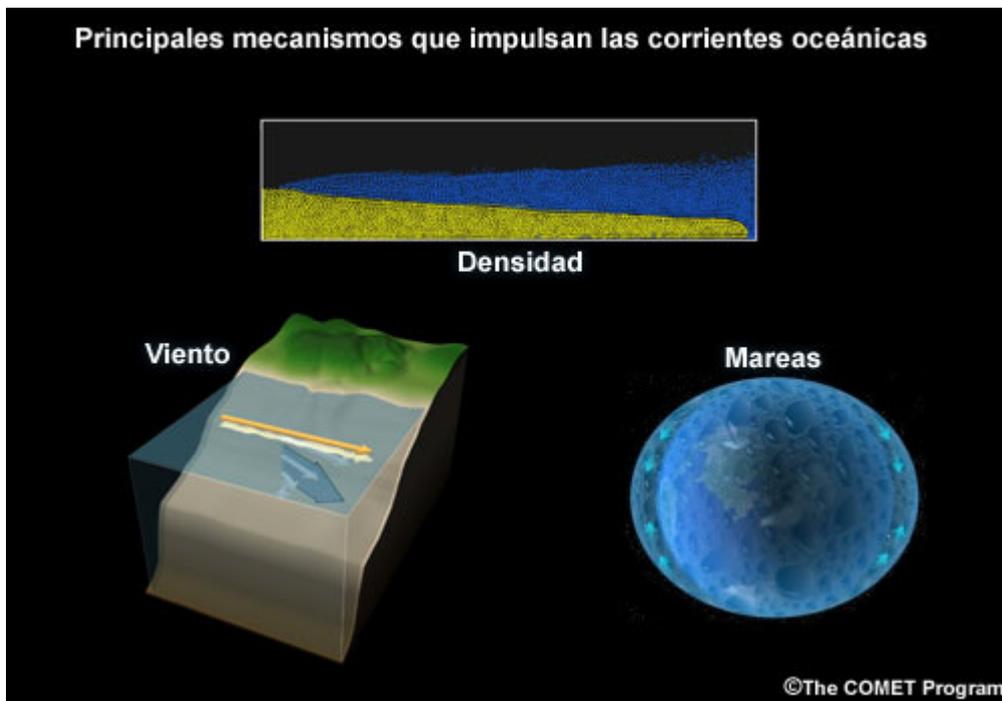


El paso inicial para pronosticar las corrientes en aguas someras consiste en comprender el uso que se hará del pronóstico. Para las operaciones navales, por ejemplo, es común pronosticar "corrientes instantáneas" (por ejemplo, la velocidad de la corriente que va a sentir un buceador) o una corriente de deriva a largo plazo (por ejemplo, el rumbo que puede seguir un buque a la deriva durante varios días). La aplicación de deriva a largo plazo se debe precisar un poco más para definir el concepto de "largo plazo": ¿Se utilizará un promedio de los vectores de las corrientes a lo largo de varios ciclos de marea? ¿Más tiempo? Si es así, es posible que también se estén promediando los eventos de viento e incluso los eventos impulsados por la densidad.

Al preparar el pronóstico, resulta útil volver a evaluar la aplicación detallada de vez en cuando; en otras palabras, ¿cuánta información debe contener el pronóstico para satisfacer las necesidades de aplicación? Por ejemplo, supongamos que el cliente desee averiguar la velocidad y dirección de la corriente en los próximos tres días a intervalos de media hora para una misión en particular. Es muy difícil pronosticar esta información con precisión (incluso usando modelos numéricos). Sin embargo, a menudo es posible determinar *la hora* de repunte, flujo máximo y refluo máximo en la zona con suficiente exactitud para que el cliente pueda llevar a cabo la misión. A los fines de la misión, es mejor proporcionar menos información exacta que una mayor cantidad de información incorrecta.

[Volver al comienzo de la página](#)

6.3 Guía de pronóstico para corrientes costeras: enfoque básico



En las zonas costeras contamos con una mayor cantidad de observaciones que en el océano abierto, pero las corrientes son mucho más variables, lo cual dificulta la extrapolación de las observaciones. Por lo tanto, a menos que estemos muy cerca del sitio de observación, la información que brindan las observaciones es limitada.

El enfoque básico de pronóstico para las corrientes costeras consiste en estimar la contribución relativa de los diferentes mecanismos de forzamiento a la corriente total, independientemente de que se trate de una corriente instantánea o una deriva a largo plazo. Aunque no es siempre así, a menudo para las corrientes instantáneas las mareas predominan o contribuyen en medida considerable a la corriente total, especialmente en los estuarios y las bahías. Normalmente, los vientos predominan o contribuyen en gran medida en la plataforma continental abierta. Sin duda se dan casos en que las corrientes impulsadas por la densidad predominan en la corriente instantánea, pero es más común que la densidad juegue un papel menor en comparación con las mareas y los vientos.

Para aplicaciones de deriva a largo plazo, los vientos y la densidad suelen ser factores más importantes que las corrientes de marea.

Recuerde que entre los efectos no locales existen el impacto de la costa oceánica en los estuarios y bahías, así como el impacto de la profundidad en la plataforma continental.

[Volver al comienzo de la página](#)

6.4 Comentarios finales: unas advertencias

Es muy difícil pronosticar las corrientes en aguas someras. Supongamos que recopilamos una serie temporal de la velocidad y dirección de la corriente en la plataforma continental a lo largo de un mes. Luego recopilamos los datos sinópticos para los mecanismos de forzamiento correspondientes al mismo período, como perfiles de altura del nivel del mar, del viento y de la temperatura/salinidad. A la hora de investigar la causa y el efecto, mucha de la señal de la corriente quedaría sin explicación. Es posible que logre explicar las corrientes instantáneas mejor en áreas dominadas por las mareas en estuarios y bahías, pero no mucho mejor en el caso de una corriente de deriva.

Por tanto, al pronosticar las corrientes oceánicas necesitará aplicar sus conocimientos de las corrientes y los correspondientes mecanismos de forzamiento según se relacionan a las operaciones a las que va a dar apoyo. Conviene siempre comprender y reconocer las limitaciones de los modelos numéricos, de las observaciones en tiempo real y de las climatologías.

[Volver al comienzo de la página](#)

7. Resumen

Las corrientes oceánicas se pueden clasificar según la profundidad del agua.

- Las corrientes de alta mar ocurren en aguas de más de 200 m de profundidad.
- Las corrientes costeras ocurren en aguas de menos de 200 m de profundidad.

En aguas profundas (corrientes de alta mar):

- El viento impulsa las corrientes superficiales.
- Las diferencias de densidad impulsan las corrientes profundas.

En aguas someras (corrientes costeras):

- Las mareas se vuelven importantes.
- La fricción y la batimetría afectan las corrientes en mayor medida.
- La escorrentía de agua dulce cambia la densidad del agua.

Corrientes de alta mar

Las corrientes superficiales en aguas profundas son impulsadas por los patrones de circulación de los vientos a gran escala.

- Esta circulación de los vientos es impulsada por gradientes de temperatura globales: cálido en el ecuador y frío en los polos.
- En respuesta a estos gradientes de temperatura, se forman tres células convectivas entre el ecuador y cada polo.
- Debido al efecto de Coriolis, esta circulación convectiva crea los vientos alisios en las latitudes tropicales y los vientos del oeste en las latitudes medias.
- Cuando combinamos los alisios y los vientos del oeste sobre el océano con la espiral de Ekman, generamos corrientes ecuatoriales hacia el oeste y corrientes hacia el este en las latitudes medias.
- Donde los continentes bloquean las corrientes ecuatoriales, se forman giros subtropicales.

Mientras los giros subtropicales dominan las corrientes superficiales en alta mar, hay otras corrientes que tienen un papel importante en la circulación global, entre las cuales cabe mencionar las siguientes:

- los giros subpolares que se forman en el mar de Groenlandia y el mar de Weddell;
- las corrientes monzónicas del océano Índico meridional, donde las corrientes ecuatoriales cambian de dirección durante el monzón;
- las corrientes submarinas que circulan debajo de muchas corrientes superficiales en dirección opuesta.

En respuesta al transporte de Ekman:

- el agua superficial se desplaza a 45 grados respecto de la dirección del viento;
- el movimiento de una columna de agua promedio para la profundidad es de 90 grados respecto de la dirección del viento;
- el afloramiento ocurre a lo largo del ecuador y en zonas costeras.

Una inclinación persistente en la superficie marina engendra corrientes geostroficas. La inclinación de las superficies marinas ocurre de dos formas: diferencias de densidad y transporte de Ekman.

1. Una columna de agua de mar con una densidad media menor tendrá una elevación de la superficie marina mayor que una columna cuya densidad media es mayor. El agua tiende a fluir de zonas de baja densidad a zonas de alta densidad.
2. El transporte de Ekman puede producir una inclinación de la superficie marina que resulta en corrientes geostroficas.

Las corrientes debajo del nivel de la espiral de Ekman son impulsadas principalmente por las diferencias de densidad.

- Las diferencias de densidad son el producto del enfriamiento en latitudes altas y

- de la evaporación en latitudes bajas.
- La mayor parte de las aguas profundas en las cuencas oceánicas del planeta se origina en el Atlántico Norte.
 - El agua más densa en las cuencas oceánicas se forma junto a la costa de Antártida.
 - El hundimiento en latitudes altas y el afloramiento en otras regiones producen la circulación termohalina.

Corrientes en aguas someras

Las corrientes en aguas someras difieren considerablemente de las de aguas profundas en varios aspectos:

1. La poca profundidad del agua permite que la fricción y batimetría modifiquen las corrientes superficiales.
2. Los efectos de las mareas son más fuertes y pueden llegar a ser la fuerza impulsora dominante.
3. La proximidad de la escorrentía de aguas dulces puede crear fuertes diferencias de densidad horizontales y verticales.
4. A menudo, el límite costero o la batimetría de aguas someras limita las corrientes.
5. Los patrones meteorológicos del litoral difieren sustancialmente de los de alta mar.

Las corrientes en aguas someras son muy variables en tiempo y espacio.

Corrientes de marea

La atracción gravitacional del Sol y de la Luna produce fuerzas de tracción horizontales. Estas fuerzas de tracción hacen deslizar el agua sobre la superficie de la Tierra y producen las corrientes de marea.

Una mayor amplitud de mareas suele producir velocidades de corriente de marea mayores.

Lejos de tierra firme, las corrientes de marea tienden a describir un elipse en cada ciclo de mareas. En las bahías y los estuarios cerrados, las corrientes de marea tienden a cambiar de dirección rápidamente después de un breve período de "repunte".

En los canales largos y abiertos las corrientes más intensas coinciden con la pleamar y la bajamar, un patrón que se denomina onda progresiva. En las pequeñas cuencas cerradas, el repunte coincide con la pleamar y la bajamar, un patrón que llamamos onda estacionaria.

En algunos ríos cerca de la costa, la corriente del cauce nunca cambia de dirección, pese a que la elevación del agua aumenta y disminuye.

Corrientes impulsadas por el viento

La velocidad de las corrientes impulsadas por el viento es mayor en la superficie y disminuye rápidamente con la profundidad.

Las aguas someras no son lo suficientemente profundas para producir una espiral de Ekman completa. En consecuencia, a medida que el agua se vuelve menos profunda la dirección de la corriente se acerca a la dirección del viento y la velocidad de la corriente disminuye.

Cuando el viento empuja el agua hacia el litoral, el nivel local del mar aumenta (ascenso) y cuando el viento aleja el agua del litoral, el nivel local del mar disminuye (descenso). En aquellas áreas con una amplitud de mareas relativamente pequeña, esta corriente impulsada por el viento puede predominar sobre la corriente de marea.

Cuando los vientos sostenidos se aflojan de repente, la corriente forzada por el viento sigue impulsada por momento como corriente inercial. Esta corriente inercial se ve como una espiral cuyas vueltas van disminuyendo en amplitud.

Corrientes impulsadas por la densidad

Cuando se yuxtaponen dos masas de agua de diferentes densidades en sentido horizontal, el agua de menor densidad tiende a fluir sobre el agua de mayor densidad y el agua de mayor densidad tiende a fluir debajo del agua de menor densidad.

Varios procesos que ocurren cerca de los litorales llevan a diferencias de densidad horizontales:

- escorrentía de aguas dulces proveniente de tierra firme
 - escorrentía estacional (semanas)
 - intensas lluvias locales (horas - días)
- evaporación en bahías poco profundas
- afloramiento
- calentamiento/enfriamiento estacional
- mezcla vertical impulsada por el viento
- advección horizontal de temperatura o salinidad

Las corrientes forzadas por eventos de escorrentía estacional o vientos persistentes desarrollan un componente geostrófico importante.

Técnicas de medición

Las corrientes oceánicas se pueden medir de varias maneras:

- Los correntómetros anclados generan un registro detallado de las corrientes en un lugar en particular. Los correntómetros pueden estar instalados en boyas, muelles, plataformas petroleras o el fondo marino.
- Las trayectorias de las boyas de deriva también representan una medición de las corrientes.
- Las velocidades del viento y la altura de la superficie del mar derivadas por satélite nos permiten estimar las corrientes en mar abierto.
- El radar de alta frecuencia puede proporcionar estimaciones de las corrientes superficiales hasta 300 km del litoral.

Productos de datos

En alta mar, las diferencias espaciales tienden a ser mayores que las diferencias temporales. El resultado es que los datos sobre las corrientes tienden a representarse en un formato cartográfico. Estos mapas pueden presentar la información de diversas maneras:

1. vectores o flechas, con o sin un tono que indique la velocidad
2. líneas de corrientes, con o sin un tono que indique la velocidad
3. trayectorias

Se utilizan animaciones para agregar el elemento temporal.

Las corrientes en aguas someras varían más respecto del tiempo que las de aguas profundas. Por lo tanto, los datos de corrientes tienden a representarse en un diagrama de serie temporal que comúnmente tiene dos formas:

1. diagrama de la velocidad y dirección de la corriente
2. diagramas de trazos que muestran una serie temporal de vectores de un único lugar.

Sin embargo, aunque una serie temporal brinda una resolución temporal alta, se necesitan varias series para cubrir una determinada zona, ya que la velocidad y dirección pueden variar mucho a lo largo de distancias cortas.

Las tablas de corrientes de mareas muestran la hora de repunte y la hora y velocidad de las corrientes de flujo y de reflujo para momento en el futuro. Sin embargo, sólo están disponibles para determinados lugares y sólo representan las corrientes forzadas por mareas astronómicas.

Consideraciones para el pronóstico

Independientemente de que necesitemos pronosticar corrientes de alta mar o corrientes costeras, podemos considerar los datos de observaciones, climatología y modelos

numéricos oceánicos.

El primer paso para pronosticar las corrientes costeras consiste en comprender cómo se usará el pronóstico. La mayoría de las operaciones requieren un pronóstico de corrientes instantáneas o corrientes de deriva a largo plazo.

- Para las corrientes instantáneas, normalmente las mareas predominan o contribuyen considerablemente a la corriente total, especialmente en estuarios y bahías.
- Para aplicaciones de corrientes de deriva, los vientos y la densidad suelen ser relativamente más importantes que las corrientes de marea.
 - Normalmente, los vientos predominan o contribuyen considerablemente en la plataforma continental abierta.
 - Normalmente, pero no siempre, la densidad juega un papel menor en comparación con las mareas y los vientos.

Al pronosticar las corrientes oceánicas es necesario aplicar conocimientos de las corrientes y sus mecanismos de forzamiento según se relacionen con las operaciones a las que se da apoyo.

[Volver al comienzo de la página](#)

¡Felicitaciones!

Acaba de terminar el módulo *Introducción a las corrientes oceánicas*. Ahora puede tomar la prueba del módulo, ya sea seleccionando la opción Prueba en el menú al comienzo de esta página, o bien desde aquí: [prueba del módulo](#).

También le agradeceríamos que se tome la molestia de contestar las preguntas de la Encuesta para comunicarnos sus opiniones y observaciones. Puede acceder a la encuesta, ya sea seleccionando la opción Encuesta en el menú al comienzo de esta página, o bien desde aquí: [encuesta del módulo](#).

Copyright 2007, **University Corporation for Atmospheric Research**.
Reservados todos los derechos. [Avisos legales](#)