

Tarea 1. Oceanografía



Franklin Farid Ayala Cruz CC:1214743394

26 de febrero de 2020

1. Perfiles de variables oceanográficas

1.a.

El entendimiento de la circulación oceánica, tanto superficial como profunda, se fundamenta en la variación espacial y en profundidad de diferentes variables como la temperatura, la densidad y la salinidad. En este caso, se analizan diferentes variables en algunas ubicaciones específicas y su variación a lo largo de la profundidad (perfils verticales).

Pacífico Colombiano

El Pacífico Colombiano al estar ubicado en el ecuador, **recibe una cantidad de radiación solar mayor respecto a otras regiones extratropicales**. Esta radiación que la tierra absorbe de forma diferencial calienta más el océano en el trópico y a medida que va penetrando las profundidades marinas se va disipando.

El resultado final del fenómeno anterior es: una zona de mayor calentamiento en las aguas superficiales, **una zona de cambio abrupto de la temperatura -llamada termoclina-** y **una región donde la temperatura converge a valores cercanos a cero**. Estas tres regiones se definen muy bien entre las latitudes estén más cercanas al ecuador.

Respecto a la salinidad, se puede observar que aumenta en los primeros metros de profundidad **y se estabiliza alrededor de los 35 PSU**. Aunque esto no concuerda con las condiciones medias que debería tener una región de latitud baja en el Pacífico (ser más concentrada en la superficie y descender a el valor estándar de 35 PSU), debe reconocerse que al ser una zona con alta pluviosidad, los valores de salinidad disminuyen significativamente.

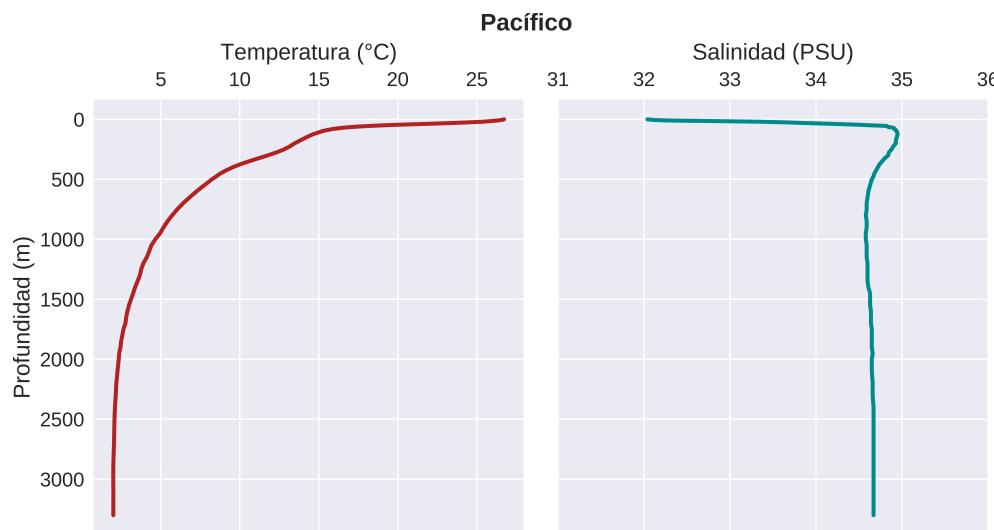


Figura 1: Perfils de Temperatura (izq.) y Salinidad (der.) para una ubicación en el Pacífico Colombiano

Caribe Colombiano

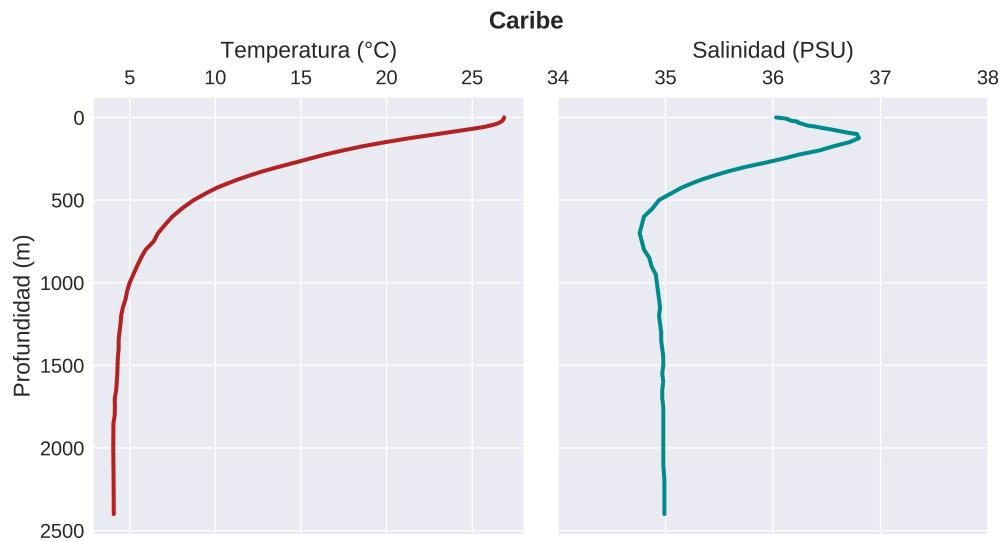


Figura 2: Perfiles de Temperatura (izq.) y Salinidad (der.) para una ubicación en el Caribe Colombiano

El perfil de temperatura en la región Caribe dada su ubicación tropical presenta características similares a las del pacífico respecto a sus mayores temperaturas en la superficie y a gradientes altos en ciertas profundidades. La diferencia fundamental radica en la disipación de las altas temperaturas superficiales en las profundidades subsiguientes. En el Caribe el cambio no es tan abrupto debido a una mayor magnitud de los vientos que intenta mezclar más las capas intermedias. Respecto a la salinidad, existen características lógicas referentes a la disminución general de la salinidad respecto a la profundidad y a un aumento en superficie debido a la evaporación.

Atlántico Norte

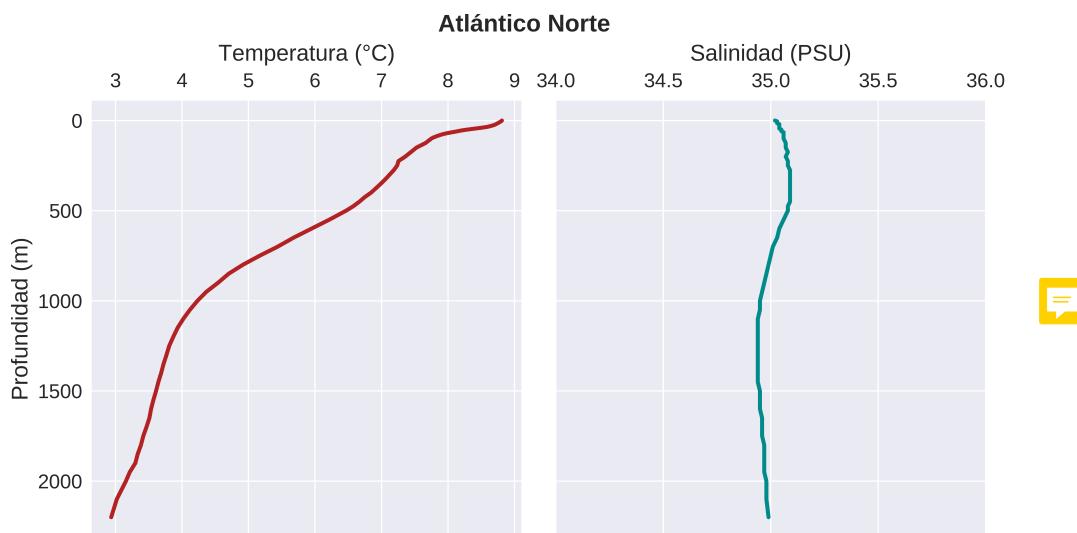


Figura 3: Perfiles de Temperatura (izq.) y Salinidad (der.) para una ubicación en el Atlántico Norte

Las ubicaciones extratropicales, al recibir menos radiación solar, no sufren grandes calentamientos en superficie, esto a su vez genera que no haya cambios abruptos en profundidad, puesto que el valor al que converge en las mayores profundidades no difiere mucho en magnitud respecto al valor superficial.

La salinidad está alrededor de 35 PSU en todas las profundidades debido a que las desheladas de masas de hielo provenientes de las regiones polares árticas aportan salinidad.

Atlántico Sur

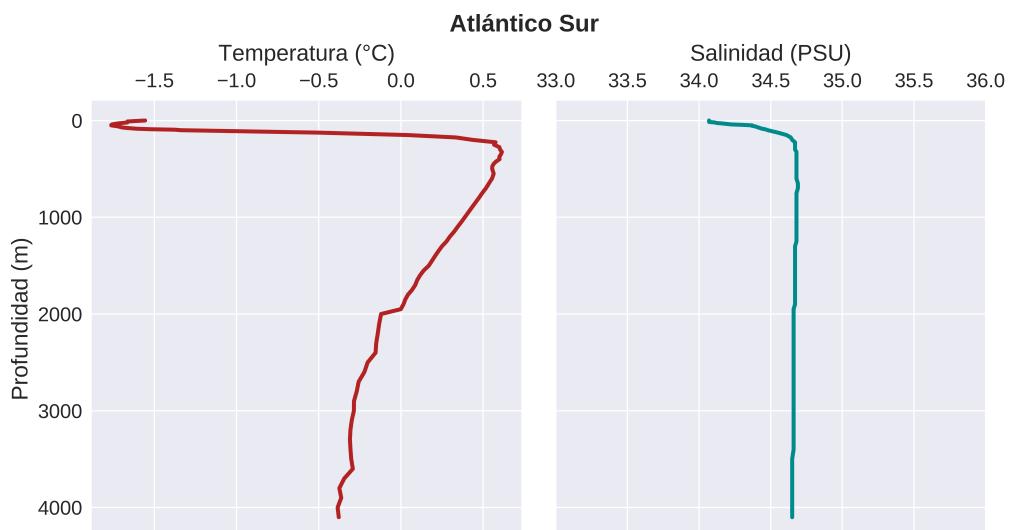


Figura 4: Perfiles de Temperatura (izq.) y Salinidad (der.) para una ubicación en el Atlántico Sur

Esta ubicación probablemente corresponda a una región donde a diferentes profundidades se presente agua en 2 estados (sólido y líquido) debido a que la capa sólida apenas se está consolidando. Los valores de salinidad están alrededor del valor estándar global (35 PSU) y no difieren tanto debido a que a pesar de que el agua cambie de fase en algunas profundidades, las sales quedan igualmente concentradas.



Comparación entre lugares

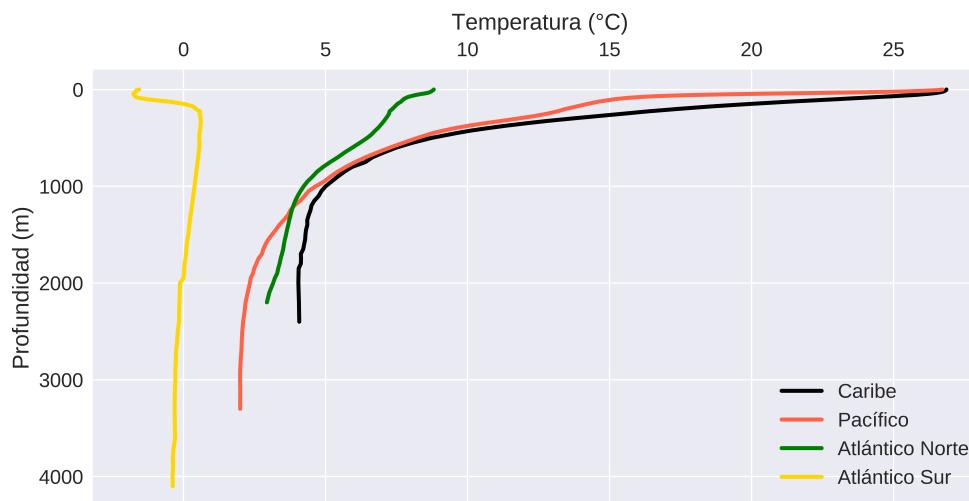


Figura 5: Perfiles de Temperatura para todos los puntos estudiados

Existen diferentes anotaciones al comparar todas estas ubicaciones, la primera es que la influencia de una mayor radiación en el trópico genera un calentamiento superficial como puede observarse en el Pacífico y Caribe Colombiano. La segunda es que existe una termoclina más pronunciada para el Pacífico (disminuye 10° C en 100 m). La tercera es que el Atlántico Sur y Norte presentan menos variaciones en la profundidad por sus ubicaciones extratropicales y la cuarta es que no existen variaciones en capas profundas que se puedan deber a circulaciones debidas a cambios en la densidad.

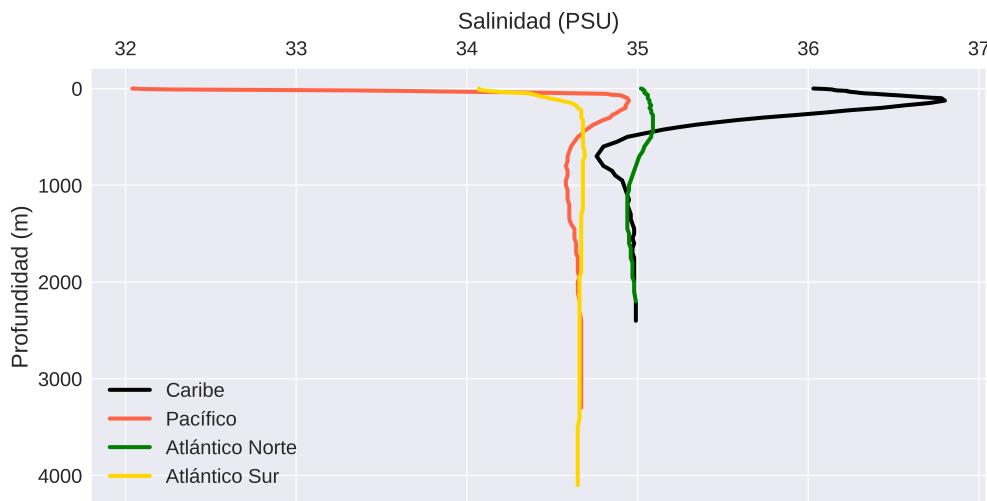


Figura 6: Perfiles de Salinidad para todos los puntos estudiados

En los perfiles de salinidad se corrobora que en el océano profundo existe un valor consistente para el mundo (35 PSU), también se puede notar el efecto de la pluviosidad en el Pacífico y de la evaporación en el Caribe, disminuyendo y aumentando respectivamente los valores de salinidad en la superficie. Respecto a las regiones extra-tropicales los valores de salinidad se conservan y no sufren variaciones tan significantes en superficie.

1.b. Perfiles de densidad

Existen diferentes expresiones para calcular la densidad del agua de mar, para este caso se eligirá la fórmula de Millero y Poisson expedida en 1981 [Millero and Poisson, 1981]

$$\rho = \rho_0 + AS + BS^{15} + CS^2 \quad (1)$$

Donde:

$$\rho_0 = 999,842594 + 6,793952 \times 10^{-2}T - 9,095290 \times 10^{-3}T^2 + 1,001685 \times 10^{-4}T^3 - 1,120083 \times 10^{-6}T^4 + 6,536332 \times 10^{-9}T^5$$

$$A = 8,24493 \times 10^{-1} - 4,0899 \times 10^{-3}T + 7,6438 \times 10^{-5}T^2 - 8,2467 \times 10^{-7}T^3 + 5,3875 \times 10^{-9}T^4$$

$$B = -5,72466 \times 10^{-3} + 1,0227 \times 10^{-4}T - 1,6546 \times 10^{-6}T^2$$

$$C = 4,8314 \times 10^{-4}$$

Pacífico y Caribe Colombiano

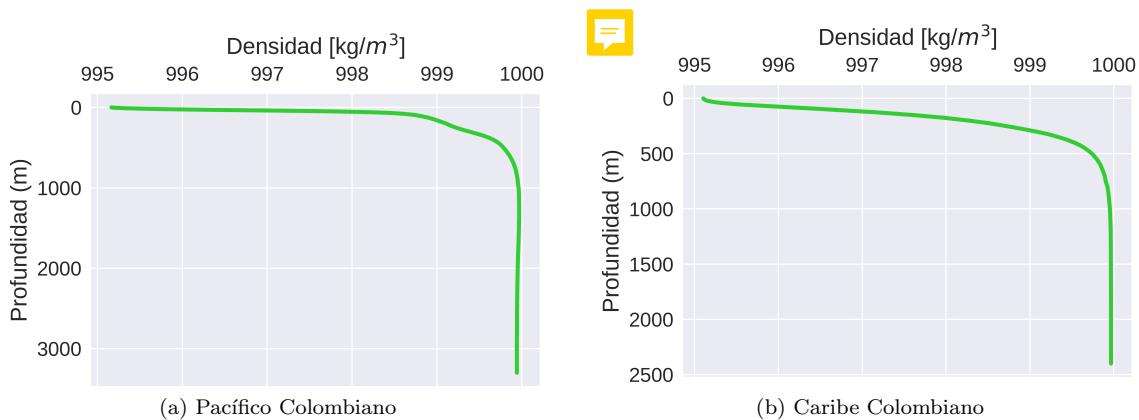


Figura 7: Perfil de densidad en ubicaciones específicas del Pacífico y Caribe Colombiano

Atlántico Norte y Atlántico Sur

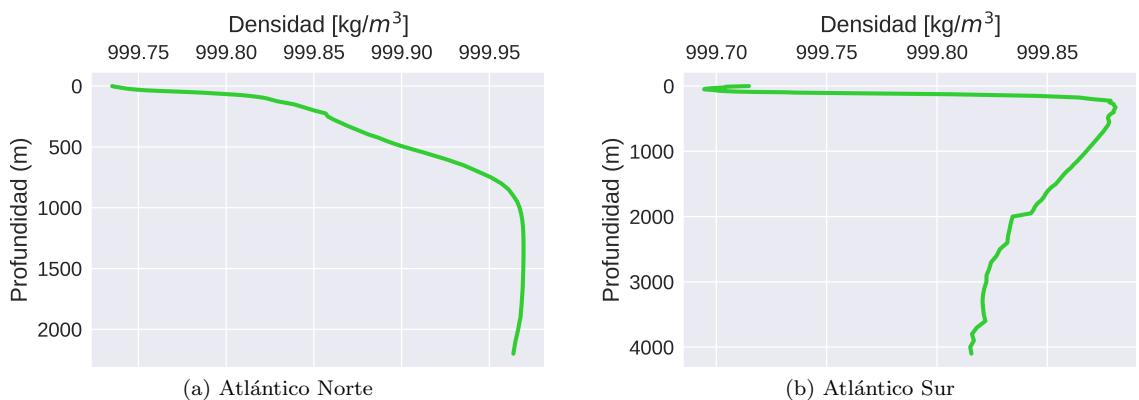


Figura 8: Perfil de densidad en ubicaciones específicas del Atlántico Norte y Sur

Para la primera fórmula, al no aplicarse la corrección debido a la compresibilidad del agua, es natural que haya subestimación de los valores de densidad. Revisando los términos de la ecuación y las gráficas, puede notarse que la temperatura tiene una gran contribución y que por ende, en la superficie, aunque a veces haya mayor salinidad, los valores de densidad no aumentan debido a la existencia de mayores temperaturas en estas profundidades. Al océano calentarse dese la superficie, la densidad en mayores profundidades aumenta.

Los comportamientos de los puntos cercanos al ecuador son lógicos, lo mismo no se puede decir referente al Atlántico Norte y Sur, dónde hay temperaturas muy bajas que llevarían a pensar en aguas más densas en la profundidad. Algo que si es coherente es la menor densidad en superficie del Atlántico Sur debido a que las aguas han alcanzado su punto de congelación.

1.c. Perfiles de velocidad del sonido

La expresión para la velocidad del sonido es:

$$c = 1448,96 + 4,59T - 0,053T^2 + 1,34(s - 35) + 0,16P \quad (2)$$

Recordando que C es la velocidad del sonido en m/s, T es la temperatura en °C, S es la salinidad (psu) y P es la presión en decibares.

Para cada ubicación se determina el perfil de velocidad del sonido.

Pacífico y Caribe Colombiano

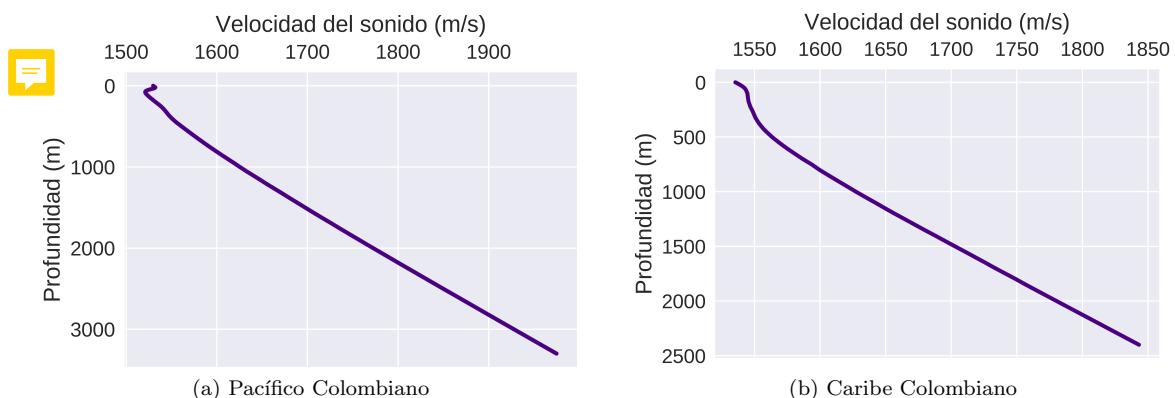


Figura 9: Perfil de velocidad del sonido en ubicaciones específicas del Pacífico y Caribe Colombiano

Atlántico Norte y Atlántico Sur

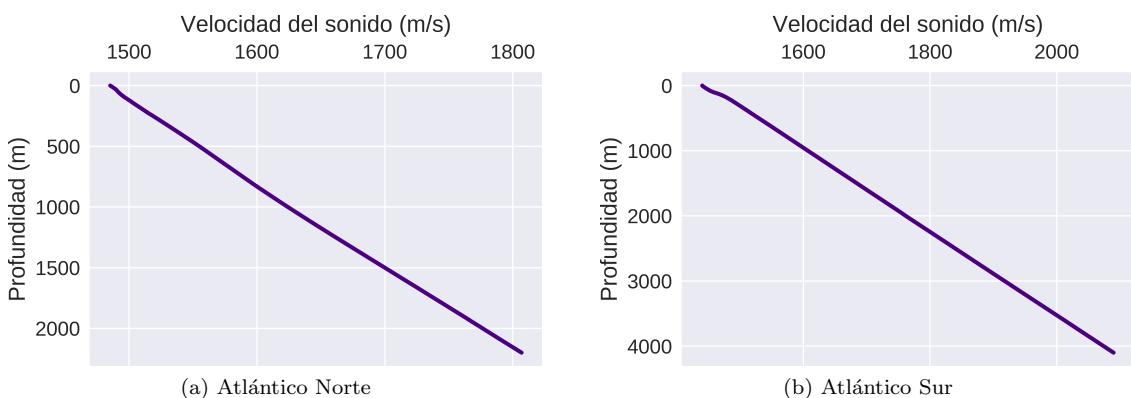


Figura 10: Perfil de velocidad del sonido en ubicaciones específicas del Atlántico Norte y Sur

Todos los perfiles de velocidad del sonido presentan variaciones muy leves en sus capas superficiales y logran superar los 1800 m/s en sus capas más profundas. Aunque se explicará más adelante, puede notarse que en cada ubicación la velocidad del sonido siguen una tendencia lineal con la profundidad, algo que las variaciones de la temperatura y la salinidad no reflejan en sus perfiles.

1.d. Relación en la temperatura, salinidad y profundidad con la velocidad del sonido

Según la ecuación 2 la temperatura es la variable que tiene más aporte a la velocidad del sonido (mirando desde el grado de polinomio), pero, en comparación con la presión, sus valores varían poco respecto a la profundidad. De igual forma sucede para la salinidad, varía inclusive menos que la misma temperatura. En los primeros metros, la influencia de la temperatura si es alta, sobre todo en las zonas tropicales, dado que ocurren las mayores variaciones de esta propiedad.

Desde el fenómeno físico, se debe recordar que el sonido es una onda de presión que comprime las moléculas del medio mecánico por el que viaja. Dado que la compresibilidad del agua de mar es menor que la de otros medios, por ejemplo, el aire. La absorción de las ondas sonoras (disipación del sonido) es mínima, Esta capacidad de propagarse se puede medir a través de la velocidad que puede alcanzar.

2. Calor específico

El calor específico se define como la cantidad de energía requerida para aumentar en una unidad de temperatura una unidad de masa correspondiente.

En el mundo se desarrollan diferentes fenómenos climáticos que requieren de diversas cantidades de energía, aumentando la temperatura de algún medio (oceánico, atmosférico, etc). Un ejemplo particular es El Niño-Southern Oscillation (ENSO), el cual se diagnostica cuando empiezan a aparecer ondas Kelvin que transportan altas cantidades de energía desde el Oeste hasta el Este del Pacífico, generando un calentamiento anómalo en el Pacífico Central.

Para poder calcular la cantidad de energía que se requiere para ejercer dicho calentamiento, se selecciona una región del Pacífico Central (región el Niño 3.4), se calcula el promedio de las anomalías sobre los meses en los que ocurrieron fases cálidas del ENSO, se calcula la densidad del agua que, al sumirse como aguas bien mezcladas, tiene un mismo valor hasta la profundidad de estudio (200 m) y finalmente se calcula el volumen de agua.

Un análisis de unidades a partir del calor específico y de las variables que se obtendrán de este procedimiento permite obtener la cantidad de energía empleada.

$$1 \frac{kcal}{kg \ ^\circ C} \cdot ^\circ C \cdot \frac{kg}{m^3} \cdot m^3 \quad (3)$$

2.a. Región Niño 3.4

El monitoreo de las anomalías de la temperatura superficial del mar en la región El Niño 3.4 se utiliza para determinar la ocurrencia de una fase cálida/fría del ENSO .

Estas anomalías se miden en diferentes transectos bajo la misión de TAO/TRITÓN de la NOAA, estos valores finalmente se promedian para obtener un único valor de la anomalía en la región. Este valor de la anomalía se conoce como el índice ONI.

- Para determinar la temperatura se descarga la serie del ONI y se filtran los meses que correspondieron a fases cálidas del ENSO. Después de filtrada la serie se promediaron los valore de las anomalías. El resultado es $1.089 \ ^\circ C$
- Dado que se asume una capa de 200 m de profundidad bien mezclada, se asume un valor único de la densidad para toda la región de análisis, en este caso igual a $1024 \ kg/m^3$. Puede

parcer que la temperatura en dicha capa disminuya la densidad, pero hay que tener en cuenta que la salinidad aumenta debido a la evaporación.

- La región niño 3.4 está delimitada por las siguientes coordenadas: (5°N - 5°S , 120°W - 170°W). El volumen se calculará convirtiendo cada grado a 111.1 km

Dado que se decide comparar con el **balance de radiación global**, se llevan estos valores de kcal a Wm^{-2} , primero dividiendo por un tiempo de duración, en este caso, por la cantidad de meses que en promedio dura un fenómeno de El Niño (6 meses) y después por el área de estudio (5°N - 5°S , 120°W - 170°W)

La cantidad de energía requerida sería 60.053 Wm^{-2} . Este valor es similar al que absorbe la atmósfera promedio anual (67 Wm^{-2}) recibe y es el 56 % de lo que proviene del sol y es reflejado por la tierra y su atmósfera.

Existe la posibilidad de hacer el proceso anterior, pero discretizadamente para cada subregión dentro del Niño 3.4 con los datos de TAO/TRITÓN que se pueden obtener siguiendo el FTP access la NOAA propone.

Si el agua de mar fuera mezcal, es decir, si fuese alcohol, al tener un calor específico menor (se requiere menos energía para aumentarle la temperatura), sería más recurrente la existencia de fases cálidas del ENSO, dado que la energía que le suministra el sol seguirá siendo la misma.

3. La Fuerza de Coriolis

En diversas ramas de la ciencia, las leyes de la mecánica Newtoniana se emplean para conocer los comportamientos que lo describen, pero existe una limitación de esta teoría y es que solo es aplicable para sistemas de referencia inerciales, es decir, sistemas de referencia que no presenten aceleraciones relativas respecto al movimiento que se analiza sobre ellos, esto justamente se ve violentado cuando se analizan fenómenos que se trasladan grandes distancias sobre la superficie de la tierra (entendiendo por tierra tanto la parte continental como marina) debido a que el movimiento de rotación de la tierra es un movimiento relativo respecto al analizado.

Para poder ajustar estos sistemas de referencia no inerciales en sistemas inerciales y poder aplicar las leyes de la mecánica Newtoniana, surge la acción de fuerzas aparentes, ficticias o pseudofuerzas, que lo que hacen es corregir las fuerzas reales debido al movimiento relativo del sistema de referencias. Estas pseudofuerzas en sí no representan una descripción física del fenómeno, sino un artificio matemático.

Estas pseudofuerzas pueden obtenerse de la derivación de la aceleración total de un cuerpo respecto a un sistema de referencia no inercial [Persson, 1998], de esta aceleración se obtienen:

$$\mathbf{a} = \mathbf{a}_r + 2\omega \times \mathbf{v}_r + \boldsymbol{\omega} \times (\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{r}) \quad (4)$$

En esta ecuación pueden obtenerse tanto el término debido a la aceleración centrífuga, $\boldsymbol{\omega} \times (\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{r})$, y el término debido a la aceleración de coriolis, $2\omega \times \mathbf{v}_r$, pero, no se obtiene una información más allá de la expresión matemática que la describe. Justamente, fue Gaspar Gustave Coriolis quién estudió el movimiento de en estos sistemas de referencia no inerciales desde los términos energéticos, llegando a dos conclusiones fundamentales para el entendimiento de dicho fenómeno:

1. Existe una relación entre la energía cinética y potencial para un cuerpo de masa m , moviéndose a una velocidad V_0 afectado por una fuerza P que lo acelera a una velocidad V_1 . Esta relación es la misma tanto para un sistema que no rota como para uno que sí lo hace.
2. La trayectoria perpendicular de un cuerpo en movimiento difiere cuando es analizado desde un marco de referencia fijo y un marco de referencia en rotación. Para este último, la fuerza

centrifugada puede descomponerse en dos fuerzas, una que pasa directamente por el centro de rotación y otra que es totalmente perpendicular al movimiento relativo del cuerpo

¿Porqué Coriolis no hace trabajo?

Al Coriolis actuar perpendicular a la dirección de movimiento del cuerpo, no genera cambios ni en su velocidad ni en su energía cinética; sólo genera cambios en la dirección. Al no realizar cambios en la dirección de aplicación, no realiza trabajo.

¿Porqué se llama comúnmente una fuerza?

Por que en sí es una fuerza ficticia que se emplea para que no se altere el formalismo de las leyes de Newton a fenómenos que son descritos respecto a un sistema de referencia no inercial.

Coriolis sobre toda la superficie

Todos los objetos que se muevan a lo largo de la superficie de la tierra reciben el efecto de Coriolis, representado por una aceleración, $a_c = 2\omega V \sin(\text{latitud})$, la única excepción radica en movimientos que sean totalmente a lo largo del ecuador. La deflexión del movimiento dependerá de la escala espacial bajo la que se analice.

Su efecto sobre parcelas movimientos longitudinales

Cuando una parcela de agua se pone en movimiento de este a oeste -o viceversa-, puede transformarse la velocidad angular de la parcela en la tasa de rotación de la tierra + la velocidad de la parcela escalada por la distancia entre la parcela y el eje de rotación de la tierra, así:

$$\omega^2 \vec{r} = \left(\Omega + \frac{u}{R} \right)^2 \vec{R} = \Omega^2 \vec{R} + 2\Omega u \frac{\vec{R}}{R} + \frac{u^2 \vec{R}}{R^2} \quad (5)$$

El primer término de la ecuación de la derecha describe la fuerza centrífuga tomando en cuenta la gravedad efectiva. Los dos siguientes términos deflectan el movimiento, aunque el tercer término se puede eliminar para movimientos en la escala sinóptica. El segundo término, $2\Omega u R / R$ hace alusión al efecto Coriolis y puede obtenerse tanto en x como en y [Martin, 2019].

$$\frac{dw}{dt} = 2\Omega u \cos \phi; \frac{dv}{dt} = -2\Omega u \sin \phi \quad (6)$$

Puede notarse que dependiendo de la latitud (ϕ), una componente u otra puede no tener un efecto, pero la fuerza de coriolis si impacta parcelas que tengan un movimiento meridional.

4. El efecto del viento

Respecto al transporte de Ekman

De la teoría que Ekman desarrolló para el efecto del viento sobre la capa superficial del océano se pueden extraer 2 principios fundamentales:

- La corriente superficial se da a 45 grados a partir de la dirección del viento su sentido lo dará el hemisferio que en el que se encuentre.
- El transporte neto de agua se da a 90 grados a partir de la dirección del viento y con la misma dirección de la capa superficial.

Según las lecturas complementarias 8 y 9 del curso, esta teoría tiene diferentes idealizaciones respecto la capa de mezcla turbulenta y la profundidad del océano que se asume como infinita para que la espiral pueda desarrollarse bien

Respecto a las corrientes superficiales

Las corrientes superficiales tienen como fuerzas las generan (también llamadas fuerzas primarias) el viento, la expansión térmica y el gradiente de densidad y como fuerzas que cambian su dirección la fuerza de Coriolis y la fuerza de fricción.

Por un lado, hay que reconocer que las corrientes superficiales principales en los giros oceánicos son corrientes que viajan, por lo regular, paralelamente a la costa y que justamente han tomado esta configuración por las limitaciones que imponen dichas masas terrestres. Dependiendo de la costa, los vientos también sienten dicha configuración en mayor o menor medida, aunque no como lo puede sentir una corriente. Por todo lo anterior, se entiende porque no las corrientes principales viajan en la dirección a favor del viento.

Por otro lado también hay que reconocer que, dadas las idealizaciones que asumió Ekman, no siempre se podrá generar la espiral (sea por disipación turbulenta o por profundidad) y en otras palabras, no siempre se podrá obtener un transporte perpendicular a la dirección del viento, de hecho la literatura reporta que por lo regular la dirección es menor a los 90°

5. Zona de surgencia

La zona de surgencia escogida es la de la costa pacífica de Chile, la cual hace parte del sistema de la corriente de Humboldt. Es una zona que se extiende desde los 42 °S hasta los 34°S, caracterizada por: temperaturas superficiales que oscilan entre 10.5 y 11.5 °C, una amplia plataforma continental y un aporte fluvial significante que la llevan a ser una de las regiones más pesqueras del mundo [Pinochet et al., 2019],[Letelier et al., 2009]

La siguiente imagen caracteriza bien la zona de surgencia. En la zona las corrientes típicas en superficie son del orden de los 15 cm/s, los vientos presentan una estacionalidad tanto en la magnitud como en la dirección, pero puede asumirse un valor medio de 3 m/s. Se han cuantificado valores del transporte neto de $6,22 \times 10^4 \text{m}^3 \text{s}^{-1}$ y $1,64 \times 10^4 \text{m}^3 \text{s}^{-1}$ [Grob et al., 2003]

5.a. Variación estacional



La ubicación extratropical que se resume en la variación anual de la radiación solar captada y la presencia del anticiclón subtropical del Pacífico Sureste generan la variación estacional de la dirección y magnitud de los vientos, así como de las temperaturas superficiales del mar que hacen que la surgencia tenga valores máximos y mínimos en algunas épocas del año.

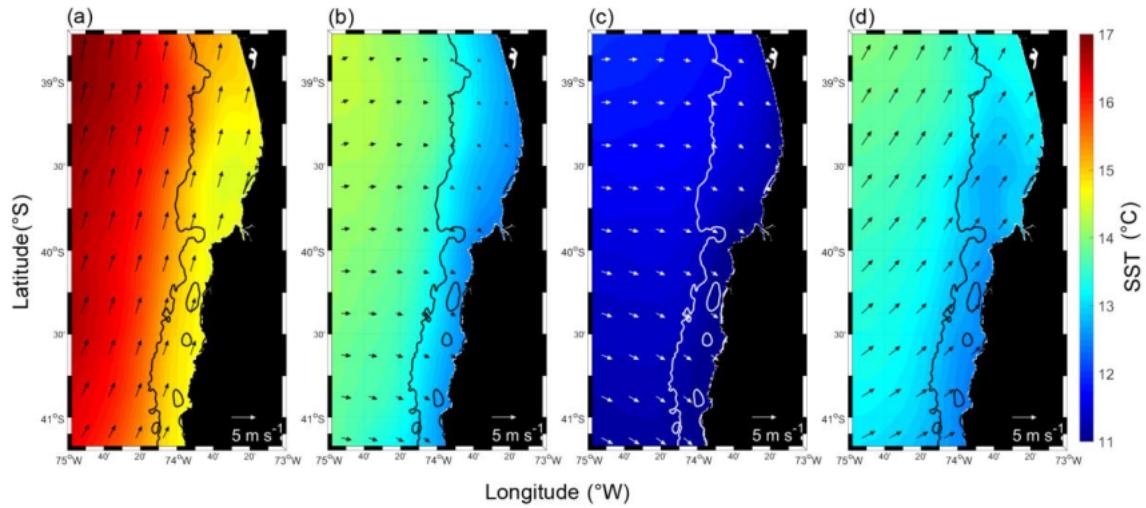


Figura 11: Variación desde el verano hasta la primavera de la temperatura superficial del mar

5.b. Capa de Ekman

La profundidad se calcula como:

$$Z_E \approx 4.3W / (\operatorname{Sen} \phi)^{1/2} \quad (7)$$

Siendo ϕ la latitud

El transporte se calcula así:

$$U_{EK} = \frac{\tau}{\rho f} \quad (8)$$

Donde τ (cW^2 , donde c es el coeficiente de arrastre) es el esfuerzo cortante del viento y f el factor Coriolis.

Finalmente los valores son 13.2 m para la profundidad de la capa y 0.162 Sv para el transporte neto.

Referencias

- [Grob et al., 2003] Grob, C., Quiñónez, R. A., and Figueroa, D. (2003). CUANTIFICACION DEL TRANSPORTE DE AGUA COSTA-OCEANO A TRAVES DE FILAMENTOS Y REMOLINOS RICOS EN CLOROFILA a, EN LA ZONA CENTRO-SUR DE CHILE (35.5-37.5°S). *Gayana (Concepción)*, 67:55 – 67.
- [Letelier et al., 2009] Letelier, J., Pizarro, O., and Nuñez, S. (2009). Seasonal variability of coastal upwelling and the upwelling front off central Chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(12):1–16.
- [Martin, 2019] Martin, J. E. (2019). *Mid-Latitude atmospheric dynamics*, volume 53.
- [Millero and Poisson, 1981] Millero, F. and Poisson, A. (1981). International one-atmosphere equation of state of seawater. *Deep-Sea Research, Part A: Oceanographic Research Papers*, 28(6):625–629.

[Persson, 1998] Persson, A. (1998). How Do We Understand the Coriolis Force? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(7):1373–1385.

[Pinochet et al., 2019] Pinochet, A., Garcés-Vargas, J., Lara, C., and Olguín, F. (2019). Seasonal variability of upwelling off central-southern Chile. *Remote Sensing*, 11(15).