Tema 1

Conceptos Previos

- 1.1. La Tierra como sistema global
- 1.2. La atmósfera
 - 1.2.1. Capas de la atmósfera
 - 1.2.2. Composición de la atmósfera
 - 1.2.3. Régimen general de vientos
- 1.3 Comparación entre las propiedades de la atmósfera y del océano
 - 1.3.1. Densidad
 - 1.3.2. Calor específico
 - 1.3.3. Propiedades ópticas.
- 1.4. El océano
 - 1.4.1. Capas del océano
 - 1.4.2. Flotabilidad, estabilidad y frecuencia de Brunt-Väisälä

1.1 La Tierra como sistema global

La Tierra es un entorno en el que, desde el momento de su formación hace 4.600 millones de años, los seres vivos y el medio no animado han coexistido e interaccionado. En la actualidad es un sistema global compuesto por diferentes partes

- la atmósfera
- la hidrosfera (ríos, lagos, océanos)
- la criosfera (hielo, nieve)
- la litosfera (continentes, montañas)
- la biosfera (seres vivos).

las cuales evolucionan e interaccionan a muy diferentes escalas, tanto espaciales como temporales.

Es especialmente patente el caso de la atmósfera y el océano, los cuales son medios fluidos que están en contacto en un elevado porcentaje de la superficie terrestre. La atmósfera gobierna la circulación general oceánica e influye sobre las propiedades del agua del mar, mientras toma del océano parte de su energía y constitución. Existen numerosos procesos en los que un medio tiene influencia sobre el otro.

Ejemplos de influencia de la atmósfera sobre el océano

- Corrientes. La circulación general atmosférica influye sobre la circulación a pequeña escala de la superficie oceánica.
- Oleaje. La generación y, parcialmente, la propagación del oleaje depende de los patrones locales de viento.
- Afloramiento (*upwelling*). Los patrones de viento son responsables de fenómenos de afloramiento de agua subsuperficial, tanto oceánico como costero.

- Densidad. Los procesos de evaporación y precipitación influyen sobre la salinidad y, por lo tanto, sobre la densidad de los océanos.
- Calentamiento del mar. Las condiciones atmosféricas (nubes) influyen sobre el calentamiento del océano.
- Presión. Las altas y bajas presiones atmosféricas implican un aumento o descenso de la presión sobre el océano.

Ejemplos de influencia del océano sobre la atmósfera:

- Transferencia de humedad. El océano transfiere humedad a la atmósfera a través de la evaporación, lo que es de vital importancia en la circulación atmosférica pues representa el primer eslabón del ciclo hidrológico.
- Transferencia de calor. El agua tiene mucha mayor calor específico que el aire, por lo que se comporta como una reserva energética (suaviza los extremos de temperatura atmosférica y es, también, responsable de los ciclones tropicales).
- Transferencia de sales. El océano aporta núcleos de condensación debido a las sales en suspensión en las masas de aire, lo que incide en la probabilidad de precipitación.

Además, debe considerarse la existencia de la tierra sólida (topografía y batimetría). La distribución de las masas continentales cambia la configuración y movilidad de las masas atmosféricas y de las masas oceánicas:

- Brisas mar-tierra. Debido al mayor calor específico del agua con respecto al aire, los cambios de temperatura del agua marina a lo largo del día son más moderados que los de la tierra, lo que hace que se generen gradientes locales de presión que dan lugar a vientos (brisas) hacia o desde tierra.
- Desviación de las corrientes marinas y de los vientos debido al efecto de los continentes.
- La lluvia es un ejemplo de interacción entre diferentes sistemas. Se forma a partir de procesos de evaporación del agua (principalmente oceánica) y de evapotranspiración (seres vivos), se propaga por la atmósfera debido al empuje de los vientos, para finalmente precipitar debido, entre otras causas, a la interacción con la topografía (la litosfera).

Por otro lado, la hidrosfera y la criosfera también interaccionan de diferentes formas:

- La fusión y congelación del hielo y la nieve son responsables de cambios de salinidad en el océano lo que, a su vez, afecta a la densidad, la estratificación y las corrientes.
- La fusión y congelación del hielo y la nieve depositadas sobre los continentes es responsable de los cambios sufridos por el nivel del mar. En el último siglo, el aumento ha sido paulatino pero sostenido a un ritmo de un alrededor de 2 cm por década.

Si exceptuamos los terremotos, los deslizamientos de terreno y las erupciones volcánicas, los cambios en la litosfera suceden en escalas geológicas imperceptibles a escala humana. Aun así, fenómenos como la deriva de los continentes pueden tener una gran influencia tanto sobre el clima como sobre la vida. Por poner un ejemplo, hace aproximadamente 3 millones de años, la aparición del istmo de Panamá formó una barrera entre los océanos Pacífico y el Atlántico. A nivel local, los vientos alisios evaporaron una gran cantidad de humedad de la superficie del Caribe la cual caía en forma de lluvia en el Pacífico. Como resultados, el Caribe se hizo más salado, más cálido y más pobre en nutrientes; mientras que el Pacífico se hacía más fresco, frío y rico en nutrientes. A nivel global, ese hecho geológico modeló la circulación termohalina tal y como la conocemos en la actualidad, la cual es responsable, en un alto grado, del clima benigno que disfruta el norte de Europa.

1.2 La atmósfera

La atmósfera es una delgada capa gaseosa (comparada con el radio de la Tierra) que rodea la Tierra, a la que permanece unida debida al campo gravitatorio del planeta.

1.2.1. Capas de la atmósfera

El siguiente diagrama esquematiza las diferentes capas de la atmósfera

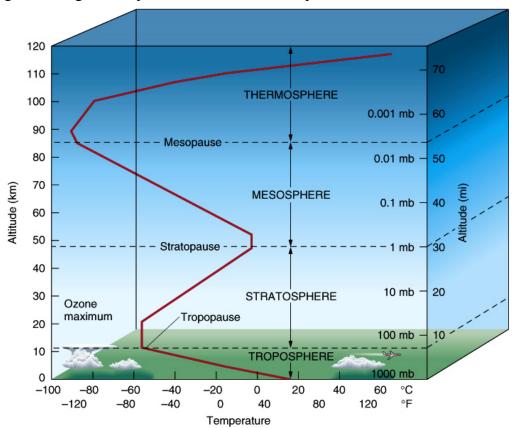


Figure 1.1. Esquema de las diferentes capas de la atmósfera en función de su altura y su rango de temperaturas.

La *troposfera* es la capa inferior de la atmósfera donde habitamos y donde tienen lugar los fenómenos meteorológicos responsables de los cambios del tiempo atmosférico. Se extiende hasta aproximadamente unos 10 km de altura, aunque puede llegar a 12 km en el Ecuador, donde el aire es más húmedo y caliente, siendo de solo 8 km en los polos donde el aire es más seco y frio. Contiene aproximadamente un 80% de toda la masa de la atmósfera.

La variación media de la temperatura por kilómetro de ascenso es de 6.5 °C/km (ver concepto de enfriamiento adiabático en temas posteriores). En el límite superior de la troposfera, la temperatura puede alcanzar valores próximos a -56°C.

La estratosfera se encuentra sobre la troposfera y llega hasta una altura de unos 48 km. La temperatura aumenta progresivamente con la altura hasta aproximadamente 0 °C. El aumento de T se debe a las moléculas de ozono (O₃) que absorben radiación electromagnética en la región del ultravioleta funcionando como un filtro para el ecosistema terrestre. Máxima concentración de ozono se produce a una altura de aproximadamente 22 km. Esta capa contiene cerca del 20% de la masa de la atmósfera. Por simple comparación con los valores vistos anteriormente para la troposfera así como por su espesor, se ve claramente que la densidad de la estratosfera es mucho menor que la de la troposfera.

La *mesosfera* se extiende aproximadamente entre los 51 y los 85 km. Una vez que la cantidad de ozono disminuye, el proceso de calentamiento resultante de la absorción de radiación UV se atenúa y la temperatura vuelve a disminuir con la altura, alcanzándose valores próximos a los -90°C.

La termosfera es la capa superior de la atmósfera. La temperatura vuelve a crecer con la altura debido a energía de disociación de átomos y moléculas debido a la colisión con rayos cósmicos y fotones de alta energía provenientes del Sol. La capa está caracterizada por estar electrificada con elevadas concentraciones de iones y electrones. Las temperaturas que se pueden alcanzar son muy altas, aunque a la concentración de materia existente (bajísima densidad) el concepto de temperatura carece de sentido. Debida a sus propiedades electromagnéticas esta capa también se puede llamar ionosfera, aunque ambas caracterizaciones, en función de la temperatura o de la ionización, no son exactamente iguales.

Finalmente, debe mencionarse que la interfase entre capas se caracteriza por un cambio suave del gradiente de temperaturas, recibiendo nombres tal altamente imaginativos como tropopausa, estratopausa o mesopausa.

1.2.2. Composición de la atmósfera

La atmósfera no es homogénea, sino que está compuesta por diferentes gases, cuya proporción depende de la posición, especialmente de la latitud y de la altitud. Entre los gases hay algunos que permanecen de forma permanente en la atmósfera mientras que otros están en una concentración variable. Es importante el concepto de *tiempo de residencia* que se calcula dividiendo la cantidad de ese gas existente en la atmósfera por la tasa de eliminación de ese gas.

La composición de la atmósfera a nivel del mar para aire seco es:

78% Nitrógeno (N₂)

- 21% Oxígeno (O₂)
- 0.9% Argón
- 0.03% Dióxido de Carbono
- 0.02% otros constituyentes.

Los dos primeros gases, los cuales constituyen más del 99% del contenido de la atmósfera tienen carácter permanente. Así, el N₂ tiene un tiempo de residencia de 42 millones de años, mientras que el O₂ tiene un tiempo residencia del orden de los 5000 años. Otros gases como el Argón tienen un elevado tiempo de residencia, aunque están en una concentración baja con respecto a los dos componentes principales.

Entre los gases de concentración variable cabe destacar

- Dióxido de Carbono (CO₂) [0.02%-0.04%]
- Vapor de agua [0.02%- 4%]
- Ozono (O₃) ~0.01%

El dióxido de carbono, el cual es un potente gas de efecto invernadero, se emite a la atmósfera de diferentes maneras, siendo las más habituales a través de las erupciones volcánicas, la respiración de los organismos vivos y por procesos de combustión. Entre estos últimos se encuentra la tan denostada quema de combustibles fósiles. Hay diferentes mecanismos de eliminación tales como la fotosíntesis o la captación por parte del océano. En conjunto, el tiempo de residencia del CO2 es del orden de los 150 años. Debido a que este tema ha producido una cierta controversia, especialmente entre los negacionistas del cambio climático, debe mencionarse que una molécula de CO2 permanece en la atmósfera entre 3 y 4 años solamente. Hay una gran distancia entre 3-4 años y 150 años. ¿Cuál es cierto? La respuesta es ambas. Cuando una molécula de CO2 al cabo de 3-4 años es captada por el océano, realmente lo que sucede en un gran porcentaje es un intercambio, de tal forma que una molécula de CO2 es liberada a la atmósfera. Entonces, el periodo de 150 años se refiere al tiempo que tarda una molécula nueva que aparece en el sistema en desaparecer del ciclo.

El agua está presente en la atmósfera en diferentes estados. Principalmente es vapor de agua, pero también puede estar en estado líquido y sólido en la niebla y en las nubes. La composición es altamente variable y depende fuertemente de la localización, especialmente de la latitud. Así, alcanza valores de menores de 0.1% en regiones desérticas y en los polos, pudiendo ser de hasta 4% en los trópicos. Viendo estos valores de alrededor del 4% se entiende por qué anteriormente se mencionó que el porcentaje de los diferentes gases se calculaba considerando aire seco. Finalmente debe mencionarse que el vapor de agua también es un potente gas de efecto invernadero.

Entre los gases variables que se encuentran en pequeña cantidad en la atmósfera cabe destacar el O₃. Este gas tiene la rara propiedad de que en la troposfera (donde vivimos) se le considera un potente oxidante que produce efectos adversos en la salud humana, mientras que en la estratosfera es beneficioso por su capacidad para filtrar la radiación UV que es letal para la vida.

1.2.3. El régimen general de vientos

Es un ejercicio usual (ver por ejemplo Open University (2002)) el pensar como sería el régimen general de vientos si la Tierra estuviese totalmente cubierta de agua, de tal

forma que la presencia de los continentes no distorsionase el patrón generado a partir de consideraciones de presión (ver Figura 1.2). En las capas bajas de la atmósfera la presión es baja cerca del ecuador donde la Tierra recibe mayor radiación con lo que la temperatura del aire crece y su densidad decrece. Consecuentemente, el aire se eleva y comienza a moverse hacia los polos. Debido a la geometría casi esférica de la Tierra, las líneas de igual longitud tienden a converger, por lo que el aire que avanzaba hacia los polos a través de las capas altas de la troposfera, tiende a apilarse alrededor de los 30° (en ambos hemisferios), lo que aumenta la presión en las capas inferiores. Así, se genera un gradiente de presión, con valores altos alrededor de los 30° y bajos en el ecuador. Consiguientemente, el aire cerca de la superficie tendería a moverse hacia el ecuador pero esa trayectoria se desviaría hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el sur debido a la aceleración de Coriolis (veremos esta fuerza ficticia en detalle temas posteriores). Se generan así los vientos alisios, que circulan entre los trópicos y el ecuador en sentido noreste-suroeste en el hemisferio norte y en sentido sureste-noroeste en el hemisferio sur. Estos vientos también se conocen como trades en la literatura anglosajona. La celda que se forma entre el trópico y el ecuador recibe el nombre de celda de Hadley

A aproximadamente 60° el aire es lo suficientemente caliente y húmedo para elevarse, tal como se describió anteriormente para el ecuador. Así, el aire circula hacia el polo en la alta troposfera. Cuando ese aire alcanza latitudes polares se ha enfriado lo suficientemente para descender como aire frio y seco, dando lugar a un área de alta presión, ese aire se mueve desde el polo hacia latitudes menores, pero debido al efecto de Coriolis se desvía y da lugar a vientos del este (que van hacia el oeste). Esto constituye la llamada celda polar.

La celda intermedia, llamada de Ferrel, depende de la existencia de la celda de Hadley y de la polar. En este caso, los vientos generados en superficie son vientos del oeste (van hacia el este).

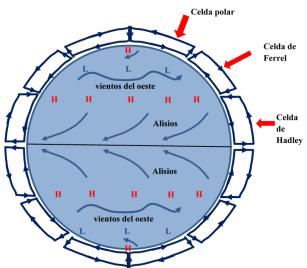


Figure 1.2. Hipotético patrón de vientos si la Tierra estuviese totalmente cubierta por agua. Las zonas de altas y bajas presiones las hemos marcado con H y respectivamente, por consistencia con la nomenclatura anglosajona (Highs/Lows).

Obviamente, el esquema anterior es hipotético y, a pesar de que es bastante correcto en grandes áreas del globo, presenta limitaciones en zonas donde los continentes ocupan una amplia parte de la superficie terrestre. Así, de forma general, el esquema es más válido para el hemisferio sur que para el norte, donde se encuentra la mayor parte de la tierra firme.

1.3. Comparación entre las propiedades del océano y la atmósfera

La atmósfera y el océano son dos medios fluidos y, por lo tanto, comparten muchas de sus propiedades (Pedlovski, 1987). De hecho, las ecuaciones de movimiento (especialmente la conservación del momento que veremos en temas posteriores) son prácticamente iguales (Kundu & Cohen, 2008). Sin embargo, ambos fluidos, agua y aire, se caracterizan por unas constantes muy distintas, lo que hace que sus escalas tanto espaciales como temporales de variación sean muy diferentes en ambos medios. Asimismo, sus propiedades térmicas y ópticas son también muy diferentes.

1.3.1. Densidad

Tal como se verá en temas posteriores, la densidad, realmente la diferencia de densidad, es el origen de muchos procesos de circulación tanto en la atmósfera como el océano.

La densidad del aire, ρ , es la masa por unidad de volumen de la atmósfera terrestre, siendo una variable que decrece con la altitud. A nivel del mar y 20 °C de temperatura la densidad del aire es de aproximadamente 1.2 kg m⁻³.

La densidad del aire seco se puede calcular a partir de la ley de gases ideales.

$$\rho = \frac{P}{R_d T}$$

donde P es la presión absoluta (Pascal, Pa, en el SI), T la temperatura (Kelvin, K, en el SI) y R la constante de los gases para el aire seco (287.08 J kg⁻¹ K⁻¹ en el SI). Debe recordarse que pese a que la unidad de temperatura es el kelvin (K), por razones de comodidad, a efectos prácticos se tiende a utilizar el grado Celsius (°C). La diferencia entre ambas temperaturas es simplemente la adición de un factor constante $T(^{\circ}C) = T(K)$ - 273.15. La densidad del aire disminuye al añadírsele vapor de agua, ya que el peso atómico de la molécula de agua es menor que el peso medio de las moléculas que forman el aire (O₂, N₂, ...).

La densidad del agua, ρ, es la masa de agua contenida en un volumen de 1 m³. Para el agua dulce, la densidad depende de la temperatura, no siendo una función monótona. A T=0°C la densidad del agua dulce es aproximadamente 1000 kg m⁻³. Para el agua salada, la densidad depende de T (temperatura), S (salinidad, cantidad de sales disueltas) y de la presión (P). En la Figura 1.3c puede verse la densidad superficial del agua del mar, siendo del orden de 1020-1030 kg m⁻³, con valores menores en la zona ecuatorial y mayores en las zonas polares. La salinidad es la cantidad total de material disuelto en un kilogramo de agua oceánica. En general, para la mayor parte del océano, la salinidad es del orden de 34 – 35 partes por mil tal como puede verse en la Figura 1.3b. Debe tenerse en cuenta que la salinidad es una cantidad adimensional, aunque en algunos libros de

texto aparece en *unidades prácticas de salinidad* (*psu* en la literatura anglosajona). La Figura 1.3.a muestra un mapa de temperatura superficial media para todo el mundo. Los valores oscilan entre alrededor de los 30°C en la zona ecautorial a alrededor de 0°C en la zona polar. Para una discusión detallada acerca de diferentes definiciones de salinidad y temperatura, así como de diferentes formas de medida, se recomienda el capítulo 6 de Stewart (2008).

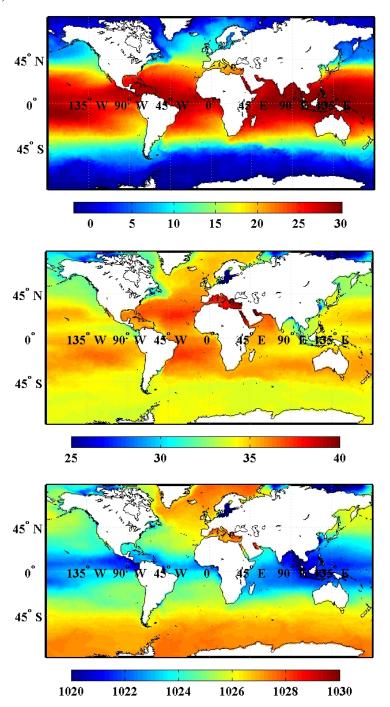


Figura 1.3. (a) Temperatura, (b) salinidad y (c) densidad superficial del agua del mar promediadas durante el año 2010. Datos obtenidos de SODA (Simple Ocean Data Assimilation).

Tal como se mencionó anteriormente, la densidad del agua oceánica depende de la presión $(\rho = \rho(T, S, P))$, lo mismo sucede con la temperatura, por lo que es necesario distinguir entre valores in situ y potenciales. El concepto de temperatura potencial puede derivarse fácilmente a partir de la primera ley de la termodinámica, donde se establece que U = Q + W, donde U es el cambio de energía interna que depende tanto del calor (Q) entregado a una cierta parcela de agua, como del trabajo (W) realizado sobre ella. Asumiendo que no existe intercambio de calor con el entorno (proceso adiabático, ver Tema 2) el cambio en energía interna debe ser igual al trabajo realizado sobre el agua. Teniendo en cuenta que el agua es ligeramente compresible, a medida que desciende una parcela de agua se realiza trabajo sobre ella, lo que genera un incremento de energía interna y, por lo tanto, un aumento de la temperatura. En la Figura 1.4 puede verse una comparación entre la temperatura y densidad in situ y potencial para un punto colocado en una zona de gran profundidad. Puede verse que cerca de la superficie los valores potenciales y medidos son prácticamente iguales. Sólo a partir de aproximadamente 100 m comienzan a observarse diferencias que aumentan con la profundidad. Así, la temperatura potencial (en rojo) es menor que la medida (en azul) y justamente lo contrario se observa para la densidad. Debe recordarse que la temperatura es lo que mediría con un termómetro que se colocase a una cierta profundidad, mientras que la temperatura potencial sería la que se alcanzaría si no hubiese efectos de presión. Lo mismo sucede para la densidad. Estas definiciones, que pueden parecer totalmente artificiales, son de especial interés cuando se intenta caracterizar una masa de agua que se encuentra a diferentes profundidades.

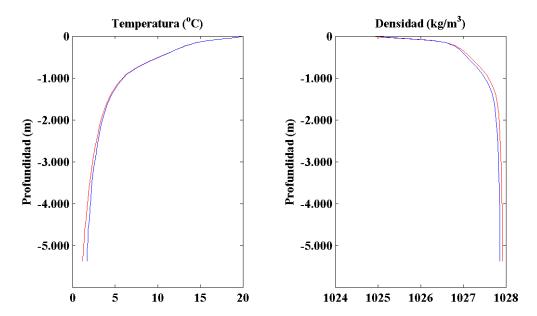


Figura 1.4. Comparación entre valores *in situ* (azul) y potenciales (roja) de (a) Temperatura y (b) Densidad. Datos obtenidos de SODA (Simple Ocean Data Assimilation) para un punto en el Atlántico central.

En el caso de la atmósfera, el concepto de temperatura superficial es similar, aunque sus implicaciones son mucho más profundas, más allá de la identificación de una masa

particular de agua. Por ello, este concepto se desarrollará para la atmósfera en temas posteriores.

Finalmente, para comparar los valores de densidad de ambos medios, cabe mencionar que la densidad del aire es ~ 1.2 kg m⁻³, mientras que la del agua del mar es del orden de 1025 kg m⁻³ (unas 800 veces mayor). Así, la masa del océano es mucho mayor (unas 270 veces) que la de la atmosfera. Debe recordarse que la profundidad media del océano es del orden de 3.7 km, mientras que la masa de la atmósfera se concentra principalmente en la troposfera (~10 km). La superficie de separación entre ambos medios es muy estable debida a la fuerza restauradora de la gravedad. En general, ambos fluidos no se mezclan, solo tras eventos muy energéticos como fuertes colisiones de un fluido con estructuras sólidas o procesos de rotura de olas se observa la aparición de espuma en la interfase.

Teniendo en cuenta la diferencia de masas, la presión ejercida por la columna de aire y por la de agua es totalmente distinta. Así, la presión de toda la atmósfera es del orden de 10⁵ Pa (1 bar). Ésta sería la presión ejercida por una capa de 10 m de agua oceánica.

1.3.2. Calor específico

El calor específico de una sustancia es la cantidad de calor/energía que hay que suministrar para elevar la temperatura de un gramo de sustancia en un grado Celsius (o en un Kelvin). El calor específico no es una constante para cada sustancia, sino que depende de la temperatura a la que se encuentra la sustancia inicialmente.

Además, debemos ser conscientes de que existen diferentes formas de calcular el calor específico, principalmente a presión constante y a volumen constante

$$c_p = \left(\frac{\partial u}{\partial T}\right)_P$$

$$c_v = \left(\frac{\partial u}{\partial T}\right)_V$$

En el caso particular de los gases ideales, vimos anteriormente que el aire de la atmósfera puede considerarse una gas ideal, la relación de Mayer liga ambas definiciones

$$c_p - c_v = R/_{M_d}$$

Donde R es la constante universal de los gases y M_d la masa molecular del gas.

Considerando valores a presión constante, el calor específico del agua a 25°C es 4.1855 J g⁻¹ K⁻¹, siendo para el aire aproximadamente 1 J g⁻¹ K⁻¹. El agua es una de las sustancias conocidas de mayor calor específico, de hecho, es la segunda tras el NH₃. Minerales comunes como el cuarzo, el granito o la arcilla tiene un calor específico de alrededor de 0.8 J g⁻¹ K⁻¹. Debe notarse que en el SI la unidades son J kg⁻¹ K⁻¹, pero se usan también otras unidades como cal g⁻¹ K⁻¹ o J g⁻¹ K⁻¹ por motivos históricos.

Si tenemos en cuenta que la capacidad calorífica es el producto del calor específico por la masa, entonces, siendo el calor específico del agua unas 4 veces mayor que el del aire y teniendo en cuenta la diferencia de masa entre ambos fluidos, los 2.5 primeros metros del océano tienen la misma capacidad calorífica por unidad de área que toda la columna de aire de la atmósfera. Así, utilizando datos de Levitus et al. (2012), si el incremento de calor sufrido por los océanos del mundo durante el último medio siglo para profundidades de 0 a 2000 m fuese inmediatamente liberado a los 10 primeros kilómetros de la atmósfera, ésta experimentaría un calentamiento de 36°C.

1.3.3. Propiedades ópticas

Las propiedades ópticas son también muy diferentes. De la energía que entra en la atmósfera, una parte (~23%) es absorbida en aproximadamente 100 kilómetros, aunque debe recordarse que aproximadamente el 80% de la masa de la atmósfera está comprendida en los primeros 10 km de altura. Otra parte es reflejada tanto por las nubes como por la interfase atmósfera-oceano. Una importante parte de la energía restante es absorbida rápidamente por el océano. Aunque la absorción depende de la longitud de onda y de la materia en suspensión, se estima que el 80% de la energía que sobrepasa la interfase aire-océano se absorbe en los primeros 10 m.

Esta propiedad es fundamental para la ecología marina. Debe recordarse que los organismos, para desarrollarse, necesitan fundamentalmente nutrientes y luz. Así, en el océano se llama capa fótica a aquella en la que penetra la luz del Sol. Su profundidad depende tanto de la longitud de onda de la radiación incidente como de la turbidez del agua. Normalmente se llama nivel eufótico a la profundidad a la cual la intensidad de la radiación incidente se ha reducido a un 1% de su valor en la interfase. En aguas muy turbias como la de algunos ríos la profundidad es menor de 1 m, siendo del orden de 200 m para aguas muy transparentes como las de los océanos tropicales. Una forma de medición tradicional de la profundidad de la capa fótica es el disco de Secchi.

1.4. El océano

El océano es una delgada capa de alrededor de 3.9 km en media, que cubre unos $3.61 \times 10^8 \text{ km}^2$, aproximadamente el 71% de la superficie de la Tierra, y contiene un volumen de unos $1.3 \times 10^9 \text{ km}^3$. Es decir, aproximadamente el 97% del agua del planeta. La zona más profunda del océano alcanza más de 11034 m, y está situada en el Abismo de Challenger en el Pacífico. Tal como se mencionó anteriormente, el agua oceánica se caracteriza por su temperatura y salinidad.

1.4.1. Capas del océano

El concepto de capa en el océano es mucho menos claro y está peor definido que en la atmósfera. Una de las características más importantes del océano es el gran contraste existente entre su capa superficial, del orden de los 100 m, con una temperatura relativamente cálida, donde la luz es suficientemente abundante para permitir la fotosíntesis y, por tanto, la vida marina, con el océano profundo, frío y oscuro. Existe una zona de transición entre ambas capas llamada termoclina. Debe tenerse en cuenta que el océano se calienta desde arriba, de tal forma que la superficie es la capa de mayor temperatura (menor densidad si no hay aporte de agua dulce) ya que la estratificación inhibe los movimientos verticales de las parcelas de agua.

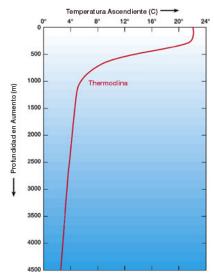


Figura 1.5. Variación de la temperatura con la profundidad característica de latitudes medias y bajas.

En la Figura 1.5 puede distinguirse una zona superior (100-200 m) donde la temperatura es constante y elevada. Esa zona se denomina *capa de mezcla* oceánica, donde las propiedades se han homogeneizado a través de procesos turbulentos debidos al viento y oleaje, así como al enfriamiento o a la evaporación.

La capa de mezcla tiene una marcada variabilidad estacional, siendo más profunda en invierno que en verano. En la Figura 1.6 puede verse el mapa de profundidad de la capa de mezcla para el océano mundial. Si nos fijamos en el hemisferio norte, puede verse que la profundidad de la capa de mezcla es mayor durante el periodo de invierno (para ese hemisferio) que durante el verano. Justamente lo mismo que sucede para el hemisferio sur para su invierno y verano.

Además de esa marcada variabilidad estacional, también existe una gran variabilidad interanual.

Para el cálculo de la profundidad de la capa de mezcla se utilizan diferentes criterios (de Boyer Montégut et al., 2004). Normalmente, se establece un nivel de referencia, para temperatura o densidad en la superficie o en sus proximidades y se busca la profundidad a la cual se alcanza una cierta variación con respecto al valor de referencia.

Tras la capa de mezcla, la Figura 1.5 muestra la termoclina, donde la temperatura varía rápidamente. Así, la temperatura transita entre los 200 y los 1000 m de valores superiores a los 20°C a valores del orden de los 4°C. La termoclina varia con la latitud y la estación, siendo permanente en los trópicos y muy débil en regiones polares, ya que la columna de agua tiene valores muy similares en la superficie y en el fondo. La termoclina varía estacionalmente a latitudes intermedias siendo, en general, más marcada durante el verano.

Aproximadamente el 90 % del volumen total de los océanos se encuentra por debajo de la termoclina, lo que constituye el océano profundo, formado por capas horizontales de la misma densidad que no están bien mezcladas verticalmente, con una temperatura que oscila entre los 0 y los 3 °C.

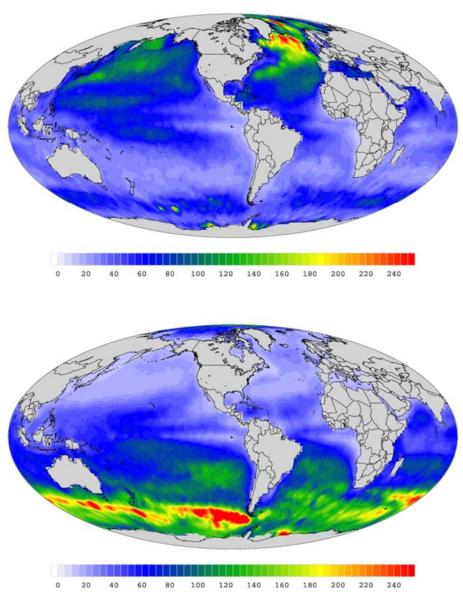


Figura 1.6. Profundidad de la capa de mezcla calculada durante el invierno boreal (panel superior) y verano boreal (panel inferior)

1.4.2. Flotabilidad, estabilidad y frecuencia de Brunt-Väisälä

La flotabilidad es la fuerza hacia arriba (o hacia abajo) que se debe al efecto de la gravedad actuando sobre una parcela de fluido que es menos densa (o más densa) que el agua que está a su alrededor. Podemos poner el ejemplo de una parcela de agua que se enfría sin que su salinidad varíe, de tal forma que su densidad es mayor que la del agua que tiene inmediatamente debajo, por lo que esa parcela de agua tiende a hundirse. A partir de esto, puede desarrollarse el concepto de estabilidad estática, el cual es importante en flujos estratificados. Matemáticamente, si se asume un volumen de agua (V) con densidad ρ_0 y se considera que la densidad del agua en sus alrededores es una función de la altura $\rho(z)$. Si esa parcela sufre un pequeño desplazamiento vertical z', entonces aparecerá una nueva contribución al término gravitatorio

$$\rho_0 \frac{\partial^2 z'}{\partial t^2} = -g \left(\rho_0 - \rho(z') \right) \tag{1.1}$$

Puede observarse que en el caso en que la densidad fuese constante, la fuerza ejercida sobre ese volumen sería nula. Si se considera que

$$\rho(z') - \rho_0 = \frac{\partial \rho(z)}{\partial z} z'$$

lo cual es cierto cuando el desplazamiento z' es pequeño, entonces la ecuación 1.1 se convierte en la ecuación diferencial

$$\frac{\partial^2 z'}{\partial t^2} = \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho(z)}{\partial z} z' \tag{1.2}$$

que tiene solución analítica de la forma

$$z'(t) = z'(0)e^{\sqrt{-N^2}t}$$
 (1.3)

donde la raiz de N es la llamada frecuencia de Brunt-Väisälä o frecuencia de flotabilidad, definida como

$$N = \sqrt{-\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho(z)}{\partial z}}$$
 (1.4)

Debe tenerse en cuenta que si $\partial \rho(z)/\partial z < 0$ se tiene una solución oscilante y de esa manera N adquiere el carácter de frecuencia que acabamos de mencionar. Por otro lado, si $\partial \rho(z)/\partial z > 0$, la solución es real y se produce un crecimiento exponencial de z'(t). Finalmente, se llama estabilidad a

$$E = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho(z)}{\partial z} = \frac{N^2}{g}$$
 (1.5)

De tal forma que

E > 0 Estable E = 0 Estabilidad Neutra E < 0 Instable

CUESTIONES

- 1. ¿Dónde se acumula la mayor cantidad de masa de la atmósfera?
- 2. ¿Por qué la temperatura de la estratosfera aumenta con la altura?
- 3. ¿De qué depende la densidad del agua del mar?
- 4. ¿Qué valor de densidad te parece más propio del agua del mar?

1000 kg/m3 1.2 kg/m3 1025 kg/m3 2500 kg/m3.

5. ¿Qué rango de salinidad te parece más propio del agua del mar?

32.5-37.5 1-100 15-25 1-100

6. ¿Qué es mayor la temperatura potencial del agua o la temperatura in situ?

7. ¿Qué es mayor la densidad potencial del agua o la densidad in situ?

- 8. La densidad del agua del mar crece si
- Crecen S y T Crece S y disminuye T decrecen S y T Crece T y disminuye S
- 9. ¿Qué es mayor 1 Pascal 1Bar o 1 atmósfera?
- 10. ¿Qué absorbe más rápidamente la luz, la atmósfera o el océano? Dar orden de magnitud
- 11. Comparar la capacidad calorífica de la atmósfera y del océano.
- 12. ¿Qué significa una frecuencia de Brunt-Vaisala positiva?
- 13. ¿Qué significa una frecuencia de Brunt-Vaisala negativa?
- 14. ¿Ordena por distancia al ecuador las diferentes celdas?
- 15. ¿Dónde sube el aire en la celda de Hadley?
- 16. ¿Dónde baja el aire en la celda polar?
- 17. ¿Cómo se generan los alisios?
- 18. ¿Cuáles son los 2 gases más frecuentes en la atmósfera?
- 19. ¿Por qué el régimen general de vientos visto en este tema no es totalmente cierto?

REFERENCIAS

de Boyer Montégut, C., Madec, G., Fisher, A. S., Lazar, A., and Iudicone, D. (2004) Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile based climatology, J. Geophys. Res., 109, C12003.

Kundu, P.K, Cohen, I.M. (2008). Fluid Mechanics. Academic Press.

Open University (2002) Ocean Circulation. 2nd edition. Pergamon Press.

Pedlosky, J. (1987). Geophysical fluid dynamics. Springer.

Levitus, S. et al. (2012) World ocean heat content and thermosteric sea level change (0–2000m), 1955–2010. Geophysical Research Letters, 39, L10603, doi:10.1029/2012GL051106.

Stewart, R.H. (2008) Introduction to physical oceanography.