

CIRCULACIÓN GENERAL DE LA ATMÓSFERA

Climatología 2025

La gran variedad de zonas climáticas existentes en nuestro planeta depende del agua. Su presencia da lugar a la existencia de gran variedad de plantas y animales; su ausencia convierte la región en desiertos y zonas donde la vida no es abundante. Dónde y cuándo llueve depende de los vientos. Para entender la distribución de climas sobre nuestro planeta es necesario entonces entender la circulación atmosférica.

Cristóbal Colón propuso alcanzar el este viajando hacia el oeste. No obstante, cuando salió de Portugal no viajó hacia el oeste, sino al sudoeste pues quería usar los, ya entonces conocidos, vientos alisios tropicales. En cambio, en su viaje de vuelta desde las Américas viajó primero hacia el norte para luego tomar hacia el este usando los vientos del oeste. ¿Por qué existen vientos del oeste en algunas latitudes y del este en otras?

George Hadley, un meteorólogo y abogado londinense, propuso en 1735 una teoría que fue muy cercana a la que hoy consideramos correcta. Para entenderla consideremos primero la brisa marina, esa circulación que se desarrolla en las costas durante el verano (Figura 1). La brisa es causada por la diferencia de temperatura entre el mar y la costa, causada a su vez por la diferencia en capacidades caloríficas de los dos medios. Esta diferencia de temperatura crea una diferencia de presión en superficie que genera vientos del mar a la playa. A su vez, el aire caliente en contacto con la tierra se vuelve liviano y se eleva. Esto provoca que la presión disminuya con la altura más despacio sobre la tierra que sobre el océano, creando así un gradiente de presión en sentido contrario y una circulación en la dirección contraria a la de superficie, cerrando el circuito.

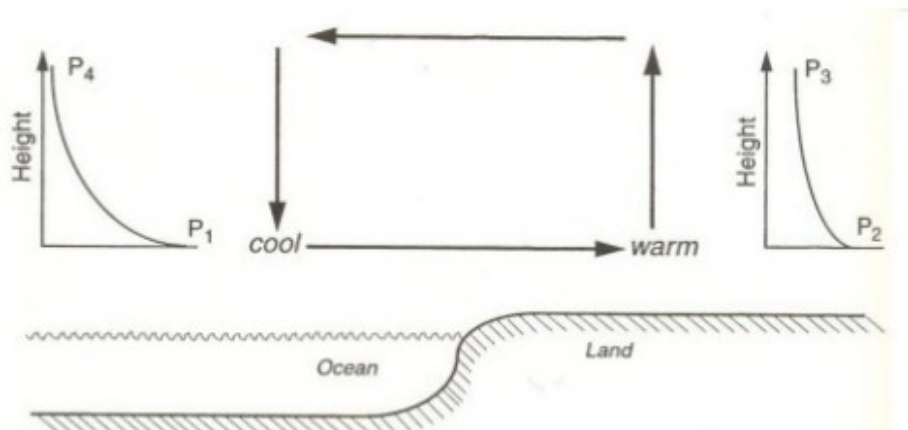


Figura 1. Esquema simplificado de la brisa marina.

Aplicando el mismo argumento que en la brisa marina, es de esperar que la distribución de radiación solar con la latitud cause que aire cálido se eleve en la zona ecuatorial y aire frío descienda en los polos. Una circulación hacia el ecuador en superficie y hacia los polos en altura cerraría el circuito.

Una circulación de este tipo se observa en Venus, pero no en la Tierra. En nuestro planeta los vientos predominantes son en la dirección longitudinal y no latitudinal. En particular, en la Tierra existen las corrientes de chorro con dirección oeste-este, tan rápida que aceleran los vuelos hacia el este. La principal razón de la diferencia de circulación entre Venus y la Tierra es que nuestro

planetagira sobre su eje mucho más rápido: una vez al día, mientras que Venus gira 1 vez cada 243 días terrestres.

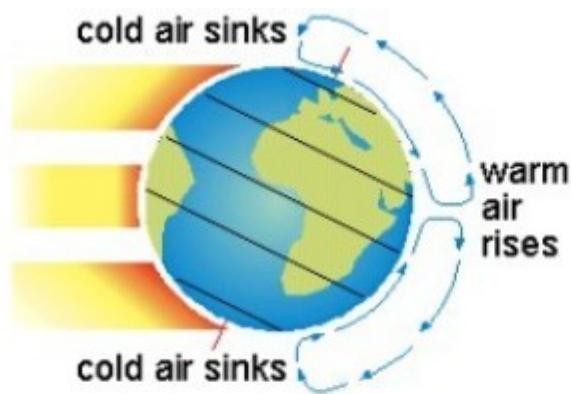


Figura 2. Circulación atmosférica en un planeta que no rota.

Así, la rotación terrestre condiciona el tipo de circulación atmosférica de nuestro planeta. Como resultado de este efecto cada hemisferio en la Tierra no tiene una sino tres celdas meridionales que se denominan celda de Hadley, celda de Ferrel y celda polar (Figura 3).

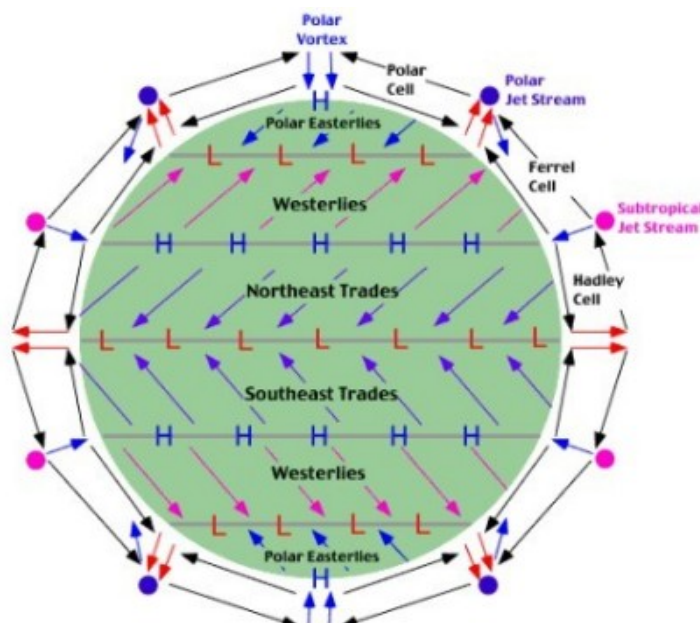


Figura 3. Esquema de la circulación general atmosférica

La circulación de la figura anterior, y por ende las principales zonas climáticas, está determinada por la rotación del planeta y el calentamiento diferencial ecuador-polo que da lugar a una diferencia de temperatura. Cada una de las celdas generadas, tiene una rama ascendente y otra descendente, así como vientos en altura y en superficie.

El movimiento del aire causado por la diferencia de presión está afectado por 2 fuerzas adicionales: la fricción y la fuerza de Coriolis. Los vientos en capas bajas (capa límite) están afectados por la fricción debido a la rugosidad de la superficie lo cual retarda el movimiento del flujo y cambia su dirección; los vientos en altura se consideran que no son afectados por la fricción (atmósfera libre). Por otro lado, el movimiento atmosférico (y oceánico) de gran escala está siempre afectado por la rotación terrestre y su asociada fuerza de Coriolis. La fuerza de Coriolis es aparente y es necesaria tomarla en cuenta porque estamos midiendo los vientos en un sistema de referencia que rota (fijo a la Tierra), o sea que es no inercial.

Para ejemplificar el efecto de Coriolis consideremos una parcela que se mueve desde los polos hacia el ecuador en la atmósfera libre. Mientras la parcela se mueve la Tierra rota hacia el este generando una desviación aparente de la trayectoria de la parcela: en el hemisferio norte la desviación es hacia la derecha y en el hemisferio sur hacia la izquierda. Apliquemos estos conceptos a la circulación de Hadley. En altura el flujo hacia los polos de las celdas de Hadley es desviado hacia el este en ambos hemisferios generando las corrientes en chorro subtropicales.

Por otro lado el aire que desciende cerca de los 30° en cada hemisferio también es afectado por Coriolis. Parte de este aire retorna hacia el ecuador viajando cerca de la superficie y por Coriolis es desviado hacia el oeste, convirtiéndose en los vientos alisios. La otra parte del aire que desciende en los 30° viaja hacia los polos en superficie y es desviada hacia el este. Este flujo sumado a la componente de superficie de las corrientes de chorro es responsable de los vientos del oeste en latitudes medias.

Como resultado se obtiene el patrón de vientos en superficie que se observa en el panel izquierdo de la figura 4, junto con la distribución de presión en superficie.

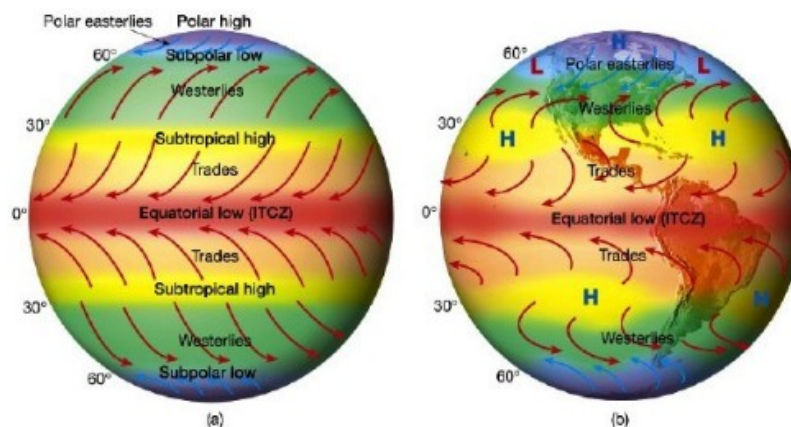


Figura 4. Vientos y presión en superficie en ausencia (presencia) de continentes y montañas a la izquierda (derecha).

Se observan cinturones de altas y bajas presiones que dan vuelta a la Tierra y coinciden con regiones de ascenso y descenso de las celdas. En particular se observa un cinturón de altas presiones en la región subtropical. Esta simetría se rompe con la presencia de los continentes y la topografía. En verano los continentes tienden a calentarse mas que los océanos y aparecen bajas presiones continentales que cortan el cinturón subtropical. Asimismo, la presencia de orografía (como

montañas) perturba el movimiento atmosférico pues en el caso de montañas, el flujo cerca de superficie no puede traspasarlas. Por lo tanto, en lugar de cinturones de alta presión subtropicales aparecen regiones circulares de altas presiones en los océanos subtropicales, que se denominan anticiclones semi-permanentes (panel derecho de la Figura 4).

Se observa que ahora los vientos alisios y los del oeste tienden a circular en forma anti- horaria alrededor de estos anticiclones en el HS y en forma horaria en el HN. La figura 5 muestra los vientos y presión en superficie durante DEF y JJA. Observar que si bien los patrones generales son similares en invierno y verano, existen variaciones significativas en los patrones de vientos y presión. En particular, el cinturón de altas presiones subtropical en el HS está casi presente durante JJA, mientras que en verano (DEF) se observan claramente 3 centros de alta presión ubicadas en los océanos.

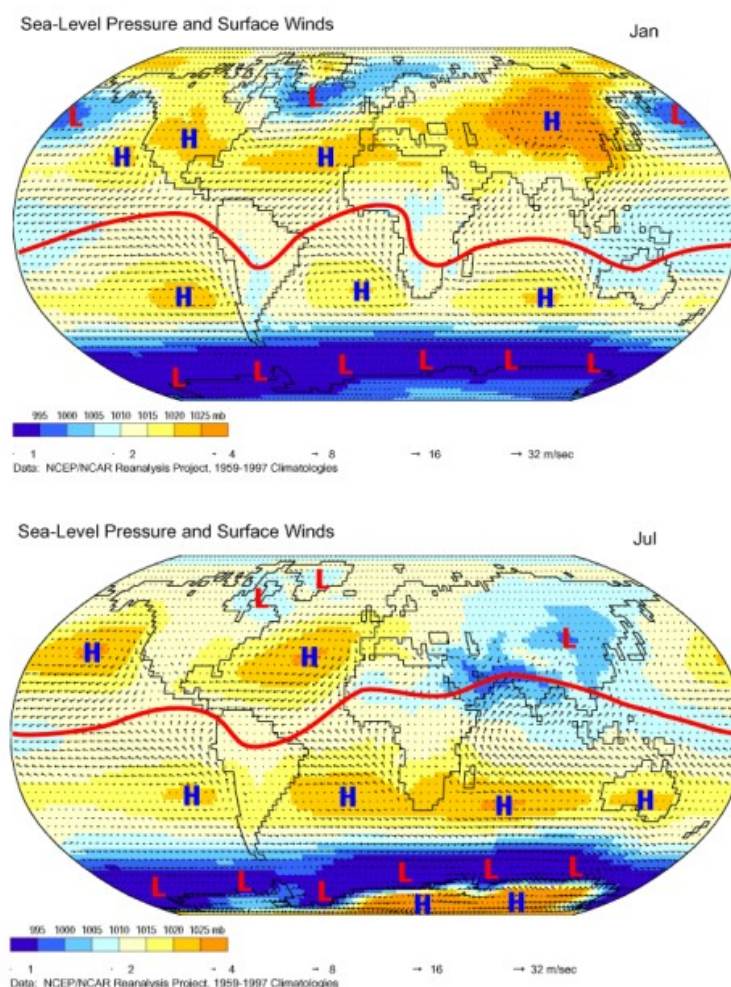


Figura 5 - Presión atmosférica al nivel del mar y vientos en superficie en enero (arriba) y julio (abajo). La línea roja marca aproximadamente la zona de ascenso de la celda de Hadley, mientras que las letras H y L denotan zonas de alta y baja presión en superficie.

Asimismo, es importante notar que zonas de ascenso de aire como las regiones ecuatoriales coinciden con zonas de baja presión en superficie, mientras que zonas de descenso de aire como las regiones subtropicales oceánicas coinciden con altas presiones en superficie. Las zonas de ascenso están caracterizados por fuertes lluvias ya que el aire ascendente se expande y se enfría de tal forma

que el vapor de agua condensa y se forman nubes. Por otro lado, en las zonas de descenso de aire la atmósfera es estable y desfavorece la formación de procesos convectivos que den lugar a lluvias intensas. En altura, la característica más saliente de la circulación atmosférica en latitudes medias son las corrientes en chorro que dan la vuelta al planeta a alrededor de 30°. En el hemisferio sur se observa la existencia de otra corriente en chorro ubicado hacia los 50° de latitud (Figura 6).

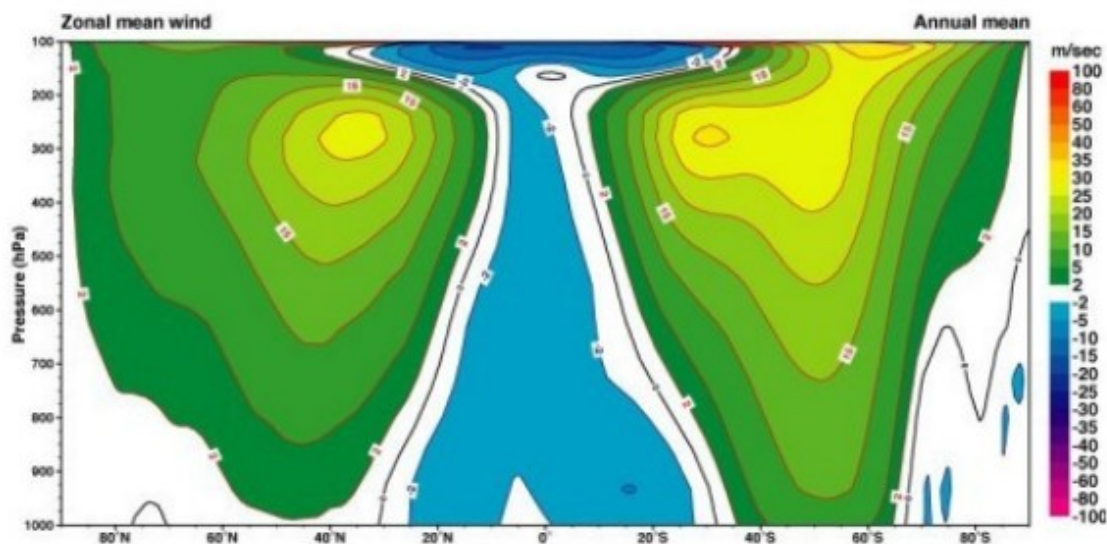


Figura 6. Viento anual medio en dirección Este Oeste.

El efecto de los continentes sobre los vientos es pequeño en el hemisferio sur pues la región no tiene casi continentes. Por lo tanto, en un mapa de presión en superficie, las condiciones en latitudes altas son muy parecidas a un planeta sin continentes. Las condiciones son muy diferentes en el hemisferio norte debido a la existencia de montañas. Estas montañas alteran el curso de las corrientes en chorro, especialmente en invierno cuando el océano está relativamente caliente respecto al frío continente. Estas perturbaciones resultan en la creación de dos zonas de bajas presiones centradas en Islandia y las islas Aleutianas (cerca de Alaska). Esas zonas tienden a estar permanentemente con cielo cubierto y lluvias pues la circulación de superficie tiende a converger causando movimiento ascendente y condensación de vapor de agua (figura 5).

Balance de fuerzas que rigen la circulación atmosférica

Como mencionamos antes, las zonas de alta presión subtropicales tienen asociados vientos que giran en sentido antihorario en el hemisferio sur y horario en el hemisferio norte. Las zonas de baja presión tienen vientos asociados en sentido opuesto. Esta relación entre vientos y presión es el resultado de la combinación de las fuerzas de Coriolis, de gradiente de presión y de fricción en la dirección horizontal. En forma matemática, la fuerza de Coriolis y de gradiente de presión (por unidad de masa) se pueden expresar de la siguiente forma:

$$\text{Fuerza Gradiente de presión} = FGP = \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \hat{i} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \hat{j}$$

$$\text{Fuerza de Coriolis} = FC = f v \hat{i} - f u \hat{j}$$

siendo (u,v) los vientos horizontales en las direcciones (x,y) , ρ la densidad del aire, p la presión y $f=2\Omega\sin\theta$, donde Ω es la velocidad de rotación terrestre y θ la latitud; f se denomina parámetro de Coriolis.

Como $\theta > 0$ al norte del ecuador, vale $f > 0$ en el HN; como $\theta < 0$ al sur del ecuador, vale $f < 0$ en el HS.

El balance fundamental de los movimientos de gran escala (>500 km) en la atmósfera libre (y el océano) se da entre la fuerza gradiente de presión y la fuerza de Coriolis. En ese caso se cumple que $FGP + FC = 0$ y se obtiene:

$$u_g = \frac{-1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y}$$

$$v_g = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x}$$

Esta relación se llama balance geostrófico y define los vientos geostróficos. Los vientos geostróficos se mueven en forma paralela a las líneas de igual presión (isóbaras) en lugar de ir de mayor a menor presión (cruzando las isóbaras) como se esperaría si la Tierra no rotara. La figura 7 muestra en un esquema los vientos geostróficos en el HS asociado a un gradiente de presión.

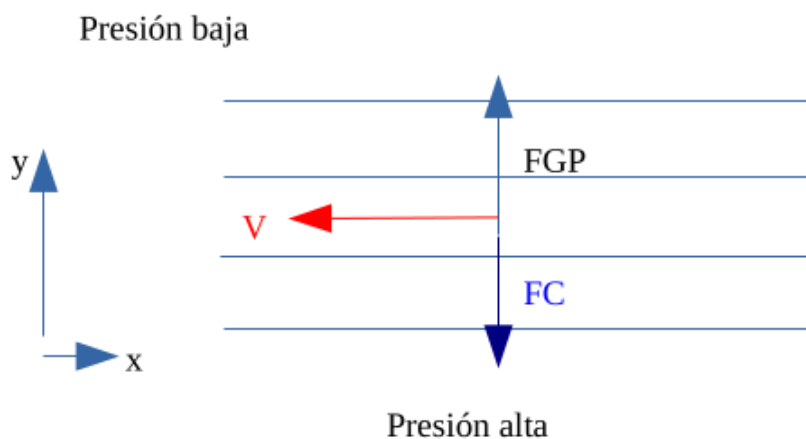


Figura 7. Esquema de balance geostrófico en el hemisferio sur en ausencia de fricción.

Si bien el balance geostrófico vale estrictamente para isóbaras rectas, es una muy buena aproximación para isobaras curvas con radios de curvatura grandes. Es decir, en la atmósfera libre los vientos cumplen aproximadamente el balance geostrófico y tienden a ir en dirección paralelo a las isóbaras.

En la capa límite, donde el efecto de la fricción es importante el balance geostrófico no se cumple tan ajustadamente. En presencia de fricción el flujo se desacelera por lo que la fuerza de Coriolis no puede balancear completamente a la fuerza de gradiente de presión y el flujo adquiere una componente que cruza las isóbaras en sentido de mayor a menor presión (figura 8). Este efecto, porejemplo, causa que los vientos que giran alrededor de la alta en el Atlántico sur tengan una

componente “hacia afuera” del centro de alta presión lo cual es importante para la dirección de los alisios y vientos del oeste en superficie.

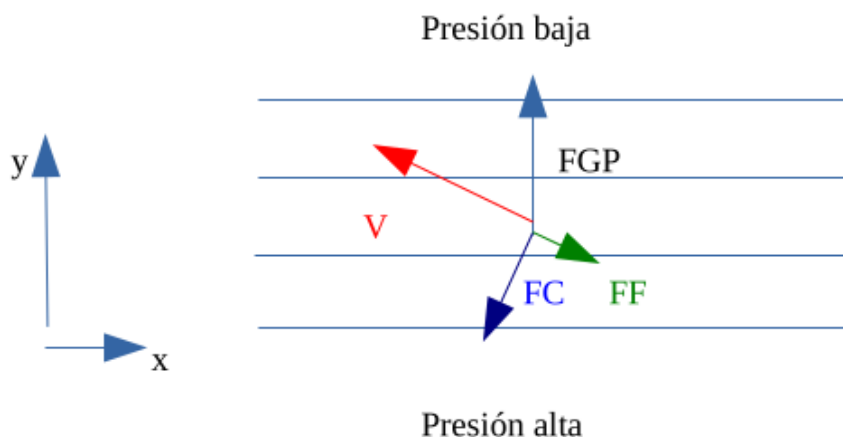


Figura 8. Esquema de balance de fuerzas en la capa límite en el hemisferio sur.

El balance geostrófico es el equilibrio fundamental de fuerzas en la dirección horizontal en la atmósfera. En la dirección vertical el equilibrio fundamental de fuerzas está dado por el balance entre el peso y la fuerza gradiente de presión en la dirección vertical, es decir:

$$\frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \hat{k} - g \hat{k} = 0$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$$

Este balance se denomina balance hidrostático, y es una muy buena aproximación para la circulación atmosférica de gran escala. Este balance no se cumple a escalas pequeñas durante la formación de nubes de gran desarrollo vertical pues existen aceleraciones verticales de aire significativas.

Regiones de convección

Mientras que las condiciones atmosféricas en los extratrópicos dependen críticamente de la intensidad y trayectoria de las corrientes en chorro, las condiciones en los trópicos dependen fundamentalmente de los patrones de temperatura de superficie. En un planeta cubierto de agua el aire asciende en el ecuador donde la temperatura es máxima y desciende en los subtrópicos, como en el modelo idealizado de Hadley. En la Tierra ese es casi el caso en las regiones tropicales de los océanos Pacífico y Atlántico, donde el efecto de los continentes es mínimo. En esos océanos las regiones de convección están confinadas a las zonas de mayor temperatura de superficie del mar, ubicadas justo al norte del ecuador, y donde convergen los alisios. Además de estas zonas de convergencia, existen grandes áreas de convección en el Congo, el Amazonas, el continente marítimo en el Pacífico tropical oeste, el sudeste Asiático y el norte de Australia. Los vientos de superficie convergen en esos centros de baja presión donde el aire se eleva.

Circulación de Walker

La diferente capacidad calorífica de océanos y continentes genera gradientes de temperatura que influyen la circulación atmosférica. No obstante, las diferencias de temperatura longitudinal no ocurren sólo entre continentes y océanos sino también en diferentes partes de los océanos. El ejemplo mas claro es la diferencia de temperatura de superficie del mar entre el océano Pacífico tropical este y el oeste, donde las temperaturas cerca de Perú pueden ser 10°C menores a las que hay cerca de Indonesia (figura 9). Esta diferencia de temperaturas da lugar a una circulación atmosférica, llamada celda de Walker (figura 10).

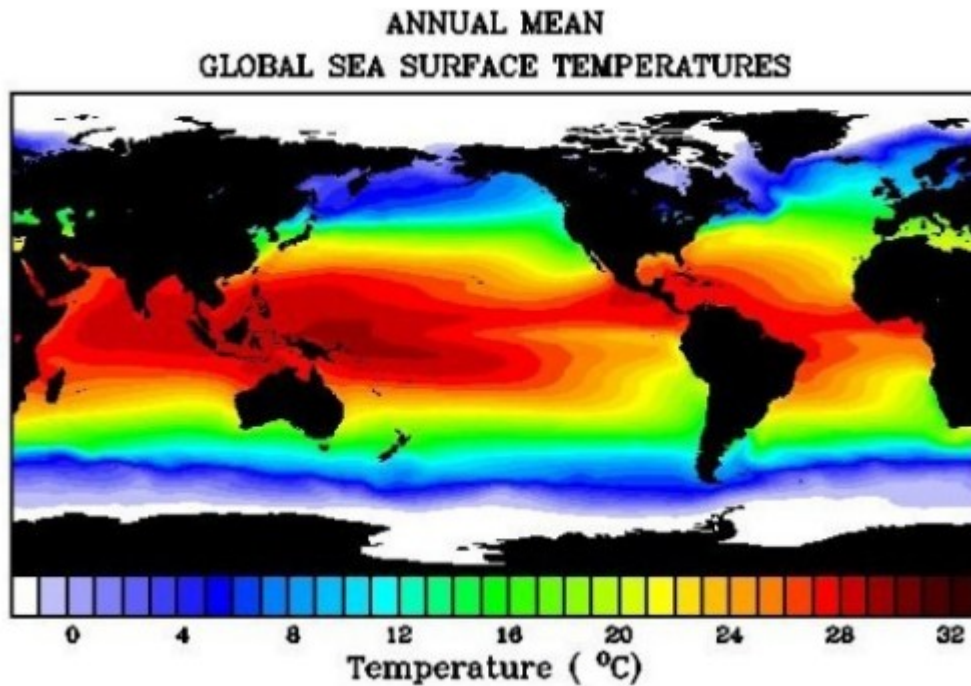


Figura 9. Temperatura de superficie del mar promedio anual

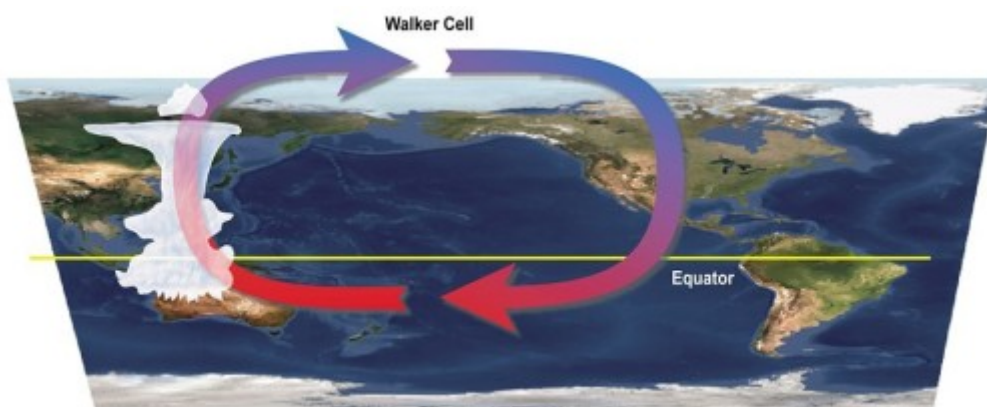


Figura 10. Celda de Walker

En esta circulación el aire se eleva en el Pacífico ecuatorial occidental, viaja hacia el este descendiendo en el Pacífico oriental y luego es completada en superficie por la componente

longitudinal de los alisios. Mientras que en el Pacífico oeste existen torres convectivas, en el Pacífico este el descenso de aire provoca la aparición de las nubes bajas tipo estratos que casi no producen lluvias y cubren las aguas frías de la costa peruana. En esta circulación el aire se mueve de mayor a menor presión y no existe el balance geostrófico, ¿por qué?

Para terminar, la figura 11 muestra las precipitación media anual. Se observa una banda de grandes lluvias situada justo por encima del ecuador, que es la zona de convergencia de los alisios y ascenso de aire de la celda de Hadley: la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). Luego, se observa un acumulado importante de lluvias en la región Amazónica y en África ecuatorial asociadas a la intensa actividad convectiva en esas regiones. Por último, existen bandas de lluvia en latitudes medias asociadas a la presencia de tormentas. Por otro lado, en el Atlántico subtropical norte y sur, en el Pacífico subtropical este norte y sur se observan regiones sin lluvias, asociadas a los anticiclones semi-permanentes subtropicales.

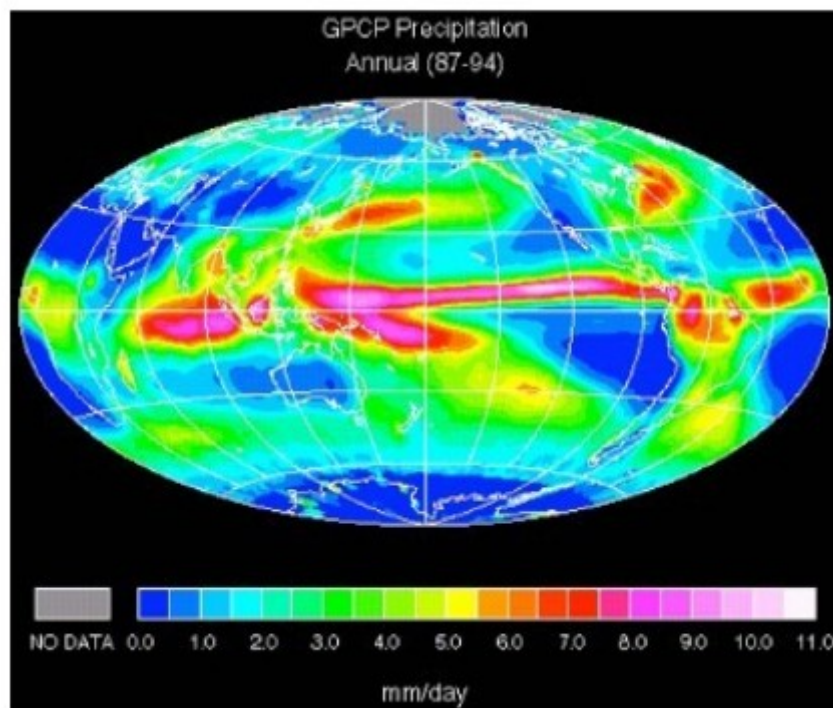


Figura 11. Lluvia media anual

Precipitación anual en función de la latitud

Como la precipitación en su mayor parte, es producida por un ascenso adiabático en la atmósfera, los máximos de precipitación se producen en aquellas zonas del mundo en las cuales predomina el ascenso de aire. Las zonas de precipitación siguen al sol hacia el hemisferio norte en el verano de dicho hemisferio y hacia el sur en el verano del hemisferio sur. Estas oscilaciones producen zonas con lluvias prevalecientes en el verano o invierno. Podemos distinguir en cada hemisferio ocho zonas de precipitación (Figura 12):

- Zona 1. En la zona de baja presión ecuatorial con su pronunciada convergencia, alta temperatura y fuerte actividad convectiva, la precipitación es abundante. Cuando nos alejamos del ecuador aparecen dos máximos y dos mínimos de precipitación a lo largo del año.

- Zona 2. Esta zona está bajo la influencia de los vientos alisios. Tiene poca lluvia en invierno y fuertes lluvias en verano.
- Zona 3. Poca lluvia en verano y seco en invierno. En verano está levemente afectado por convergencia intertropical y en invierno la zona cae en el régimen de la faja de anticiclones subtropicales semipermanentes.
- Zona 4. Sequía todo el año, esta dominada todo el año por los anticiclones subtropicales.
- Zona 5. Poca lluvia en invierno y sequía pronunciada el resto del año. Las pocas lluvias de invierno se deben a que el frente polar extiende su influencia hasta dicha zona en esa época del año, mientras que el resto del año esta bajo la influencia del anticiclón subtropical.
- Zona 6. Invierno lluvioso y seco en verano por estar un poco mas alejada del ecuador la intensidad y duración de la lluvia de invierno será un poco mayor que en la zona anterior pero en verano está todavía bajo la influencia del anticiclón subtropical.
- Zona 7. Precipitaciones todo el año, pues está dominada prácticamente todo el año por los vientos de los oestes con sus zonas frontales de ascenso de aire.
- Zona 8. Precipitaciones leves, debido a que en la zona polar predominan los anticiclones, pero a veces llegan algunos ciclones y frentes que son los responsables de esas pocas precipitaciones.

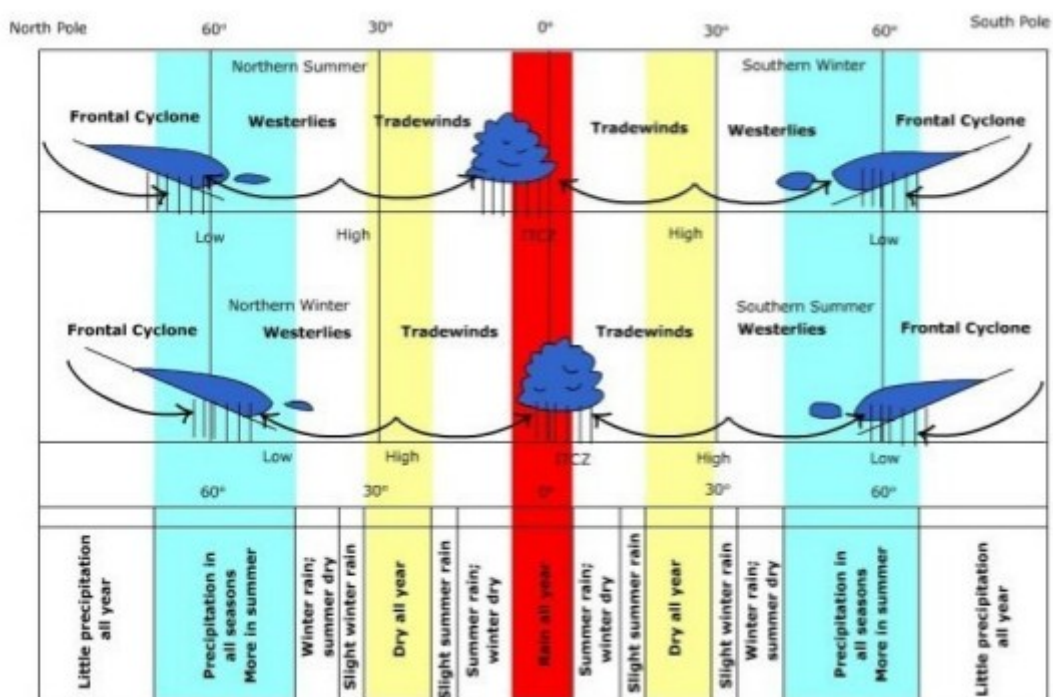


Figura 12. Zonas de precipitación en función de la latitud