

Lección 3

La estructura dinámica de la atmósfera

Meta

Dar a conocer los factores que afectan la circulación atmosférica, como la presión atmosférica, el viento, las influencias friccionales, los frentes y las masas de aire. Explicar la influencia de las características topográficas como la Tierra, el agua y las montañas en el movimiento del aire.

Objetivos

Al concluir esta lección, estará capacitado para:

1. Nombrar y explicar tres fuerzas que determinan la dirección y la velocidad del viento dentro de la capa de fricción de la Tierra.
2. Explicar los cambios que produce la altura en la velocidad del viento y su importancia para los estudios sobre la contaminación del aire.
3. Describir el efecto de los sistemas de presión en el transporte de la contaminación.
4. Identificar las dos propiedades principales de una masa de aire.
5. Distinguir cuatro tipos de frentes diferentes.
6. Explicar el fenómeno llamado *entrampamiento frontal*.
7. Explicar cómo influyen los diferentes tipos de terreno en el flujo del aire y, por consiguiente, en la dispersión de la contaminación.

Introducción

Todos estamos familiarizados con las diferentes formas que puede adoptar la circulación atmosférica: brisas suaves, tormentas eléctricas, huracanes, para mencionar unas pocas. El aire se mueve a fin de equilibrar los desbalances de presión atmosférica que causan las variaciones de la insolación y el calentamiento diferencial. El calentamiento diferencial es la causa principal de la circulación atmosférica en la Tierra. En esta lección se explicará por qué el viento sopla desde una determinada dirección y las causas de los patrones generales de circulación del aire. Se observarán las diferencias de comportamiento entre los vientos en altura y los superficiales, y cómo influye la topografía de la Tierra en estos últimos.

Circulación atmosférica

El aire se mueve a fin de equilibrar los desbalances de presión causados por el calentamiento diferencial de la superficie terrestre. A medida que se traslada de áreas de alta presión a áreas de baja presión, el viento es influido significativamente por la presencia o ausencia de la fricción. Por consiguiente, los vientos superficiales se comportan de manera diferente que los vientos en altura debido a las fuerzas de fricción que actúan cerca de la superficie terrestre. La rotación de la Tierra modifica la circulación atmosférica pero no la produce, ya que, esencialmente, la atmósfera rota con la Tierra. El movimiento del aire ayuda a evitar que las concentraciones de los contaminantes liberados al aire alcancen niveles peligrosos.

Presión atmosférica

A pesar de ser invisible, el aire tiene peso. Cualquier gas como el aire contiene moléculas que se mueven en todas las direcciones y a grandes velocidades. En realidad, la velocidad depende de la temperatura del gas. La presión atmosférica es causada por moléculas de aire (por ejemplo, oxígeno o nitrógeno) que chocan tanto entre sí como con otros objetos y rebotan. Es función del número de moléculas atmosféricas en un determinado volumen y la velocidad a la que se desplazan. Cuando el aire está confinado dentro de ciertos límites, el calentamiento aumenta su presión y el enfriamiento la disminuye. Cuando se confina en un espacio más pequeño, su presión aumenta pero disminuye cuando se expande en un espacio mayor.

En cualquier ubicación, ya sea en la superficie terrestre o en la atmósfera, la presión atmosférica depende del peso del aire de la capa superior. Imagine una columna de aire. Una columna de aire que se extiende a cientos de kilómetros sobre el nivel del mar ejerce una presión de 1.013 milibaras (mb) (o 1,013 Kpa). Pero si sube en la columna a una altitud de 5,5 km (18.000 pies), la presión atmosférica será aproximadamente la mitad o 506 mb (0,506 Kpa).

La figura 3-1 indica las áreas de presión alta y baja. Los ciclos concéntricos alrededor de las áreas de mayor o menor presión se denominan **isobaras**, que son líneas de igual presión. Las

isobaras pueden seguir la forma de líneas rectas o de anillos a medida que rodean las áreas de presión alta o baja. Las lecturas de presión en el diagrama oscilan entre 1.008 y 1.024 milibaras (mb).

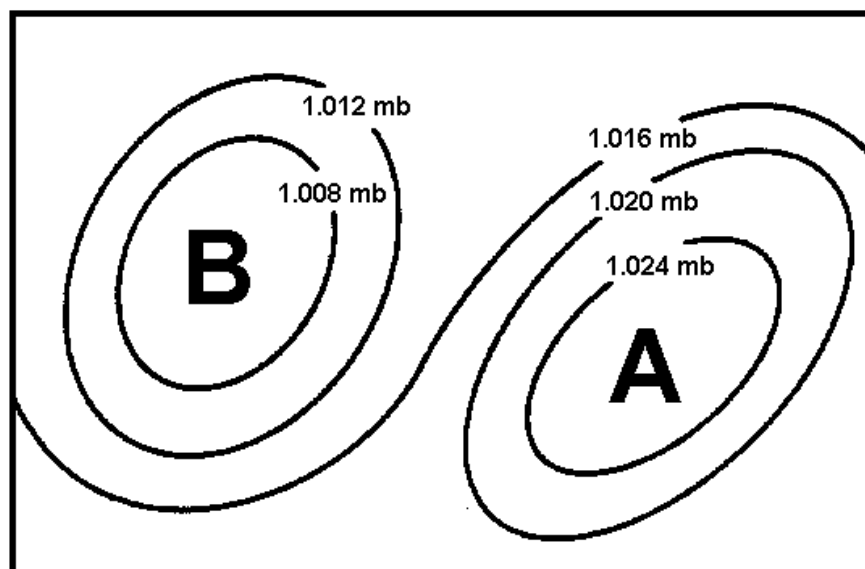


Figura 3-1. Isobaras alrededor de áreas de presión alta y baja

Viento

El viento es el elemento básico en la circulación general de la atmósfera. Todos los movimientos del viento, desde ráfagas pequeñas hasta grandes masas de aire, contribuyen al transporte del calor y de otras condiciones de la atmósfera alrededor de la Tierra. La denominación de los vientos depende de la dirección de donde provienen. Así, un “viento del norte” es aquel que sopla de norte a sur y un “viento del oeste” es aquel que sopla de oeste a este. Cuando los vientos soplan con mayor frecuencia desde una dirección que desde otra, esta recibe el nombre de **viento prevalente**.

La velocidad del viento aumenta rápidamente con la altura sobre el nivel del suelo mientras que la carga de fricción disminuye. Por lo general, el viento no es una corriente constante sino conformada por ráfagas con una dirección ligeramente variable, separada por intervalos. Las ráfagas de viento que se producen cerca de la Tierra se deben a las irregularidades de la superficie, lo cual crea remolinos. Los **remolinos** son variaciones de la corriente principal del flujo del viento. Las irregularidades mayores se producen por convección —o transporte vertical del calor. Estas y otras formas de turbulencia contribuyen al movimiento del calor, de la humedad y del polvo en el aire en altura.

Fuerza de Coriolis

Si la Tierra no rotara, el aire se movería directamente de una presión alta a una presión baja. Sin embargo, como lo hace, para una persona que observa desde la superficie del

planeta, se produce una aparente desviación del aire. La **fuerza de Coriolis** causa una desviación del aire a la derecha en el hemisferio norte y a la izquierda en el hemisferio sur. Se trata de una fuerza aparente causada por la rotación de la Tierra bajo la acción del movimiento del aire. Observado desde el espacio, este movimiento de aire (o cualquier movimiento libre de un objeto, para el caso) parece seguir una línea recta. Pero para una persona que se encuentra en la Tierra, este movimiento aparenta haberse desviado.

La figura 3-2 ilustra la fuerza de Coriolis. Imagine un plato giratorio que rota sobre su eje central como la Tierra (figura 3-2a). Si sostiene una regla y traza una línea recta a través del disco giratorio, verá una línea recta desde su posición. Si este plato fuera la Tierra, su posición sería el espacio. Sin embargo, la línea que trazaría en el plato giratorio sería en realidad curva. Por consiguiente, desde un punto de vista giratorio, la línea es desviada (figura 3-2c).

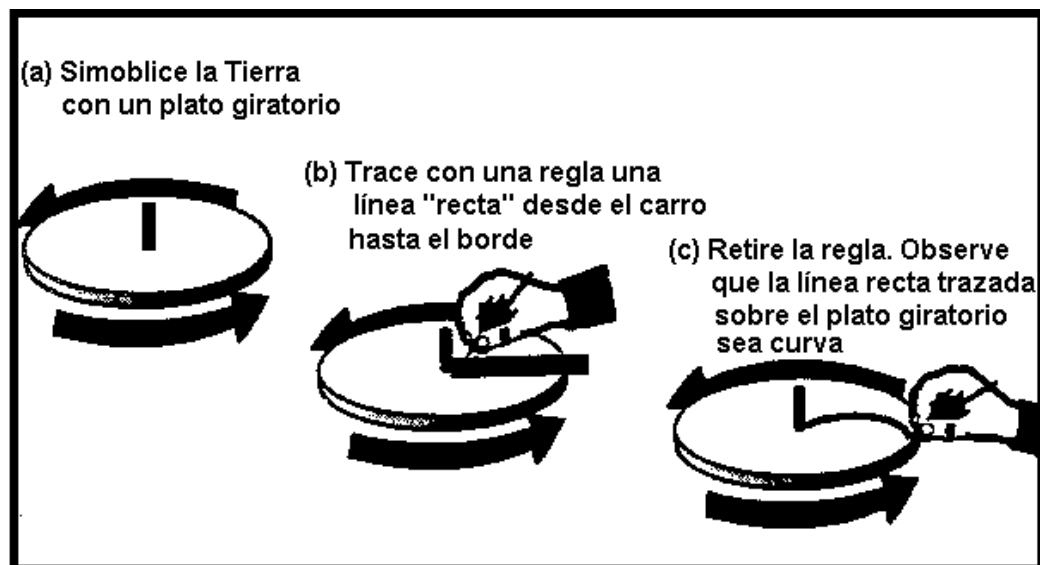


Figura 3-2. La fuerza de Coriolis

Lo mismo sucede cuando el viento sopla. Esta fuerza aparente en el viento:

- Aumenta a medida que se incrementa la velocidad del viento
- Permanece en ángulos rectos en relación con la dirección del viento (véase la figura 3-3)
- Crece cuando la latitud aumenta (es decir, la fuerza es mayor en los polos y cero en el ecuador)

El efecto de esta fuerza de desviación es que el viento parezca cambiar de dirección en

la Tierra. En realidad, esta se mueve en relación con el viento. Como se muestra en la figura 3-3, los vientos parecen desviarse hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur.

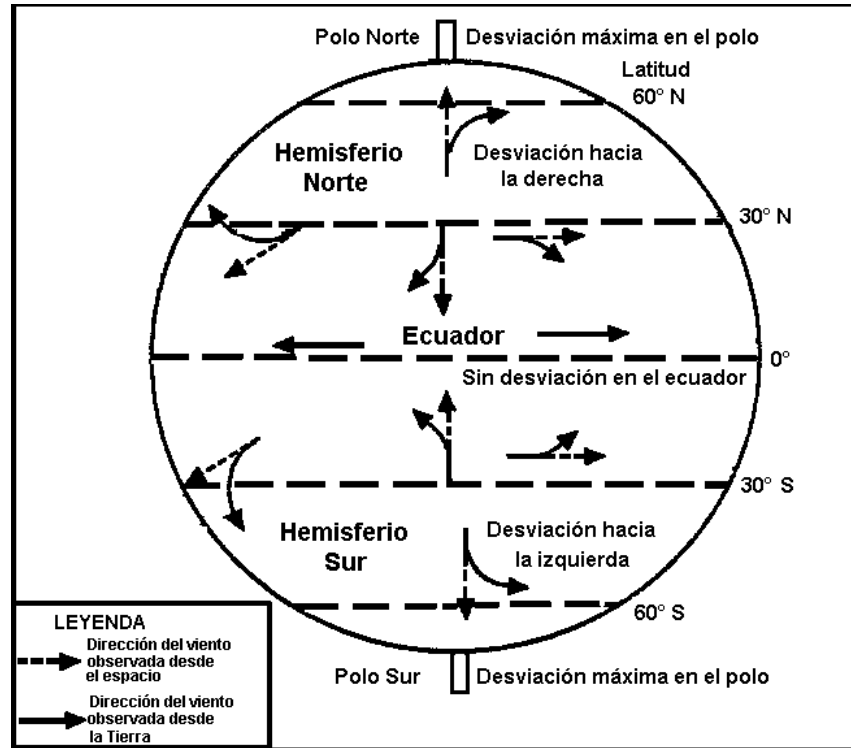


Figura 3-3. La desviación de los vientos de gran escala en los hemisferios norte y sur

Fuerza del gradiente de presión

El viento se produce por la tendencia de la naturaleza a corregir las diferencias en la presión atmosférica. Así, el viento soplará de las áreas de presión alta a las de presión baja. La presión que equilibra la fuerza que tiende a mover el aire de la presión alta a la baja se denomina **fuerza del gradiente de presión**.

El gradiente de presión es la tasa y la dirección del cambio de presión. Está representado por una línea trazada en los ángulos derechos de las isobaras, como se muestra en la figura 3-4. Cuando las isobaras se encuentran cerca, los gradientes son inclinados. El viento se moverá más rápidamente a través de isobaras inclinadas. Los vientos son más suaves cuando las isobaras están más alejadas porque la pendiente entre estas no es tan inclinada; por consiguiente, el viento no ejerce tanta fuerza.

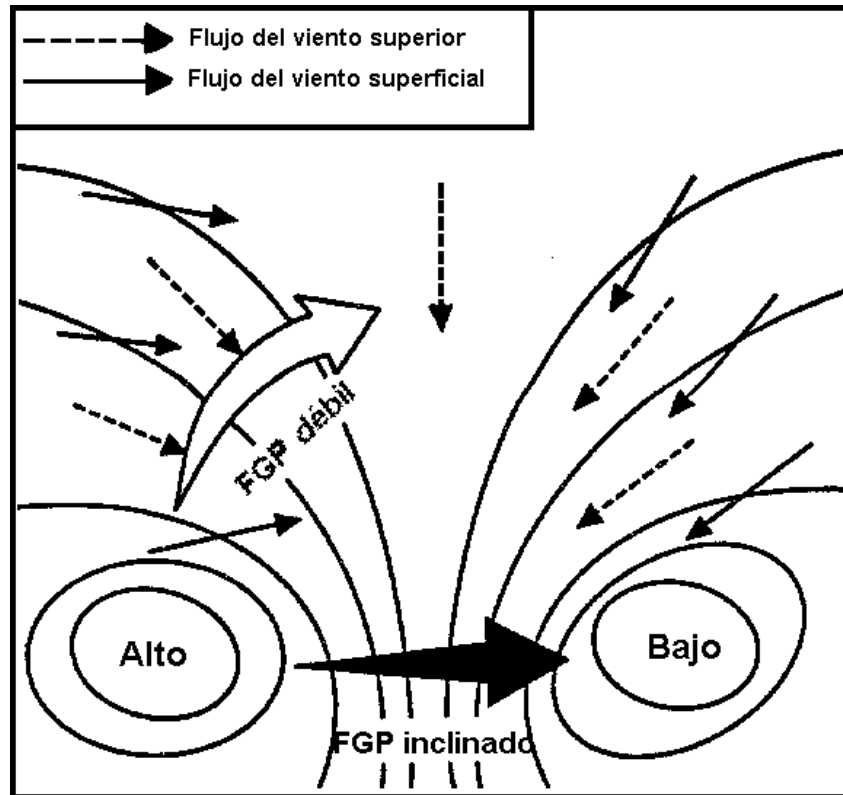


Figura 3-4. Gradientes de presión

La figura 3-4 indica que el viento se desplaza de áreas de presión alta a otras de presión baja pero, debido a la fuerza de Coriolis (efecto de la rotación de la Tierra), el viento no fluye paralelamente con el gradiente de presión. Además, nótese que la dirección del viento superficial (líneas continuas) es diferente de la del viento superior (líneas punteadas), a pesar de tener la misma fuerza de gradiente de presión. Esto se debe a fuerzas de fricción.

Fricción

La fricción, la tercera fuerza principal que afecta al viento, empieza a actuar cerca de la superficie terrestre hasta que llega a altitudes aproximadas de 500 a 1.000 m. Esta sección de la atmósfera se denomina **capa límite planetaria o atmosférica**. Por encima de esta capa, la fricción deja de influir en el viento. La fuerza de Coriolis y la del gradiente de presión se encuentran balanceadas por encima de la capa límite planetaria. Como se indica en la figura 3-5, las fuerzas balanceadas que se producen por encima de la capa donde la fricción influye en el viento crean un viento que sopla paralelamente con las isobaras. Este viento se denomina **viento geostrófico**. En el hemisferio norte, las presiones bajas se producirán a la izquierda del viento. En el hemisferio sur, sucederá lo contrario.

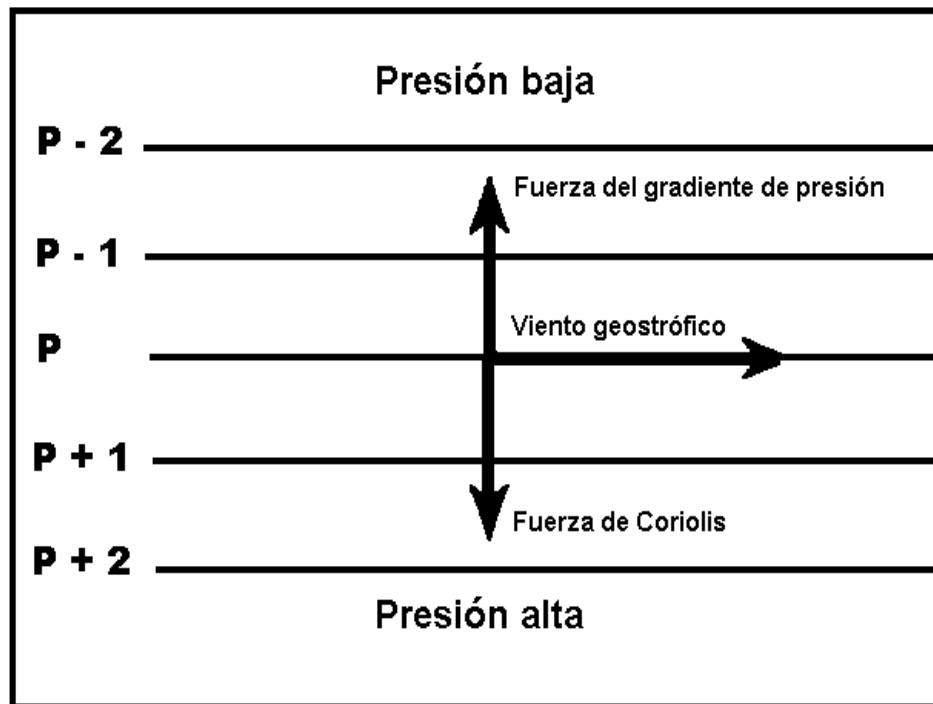


Figura 3-5. Balance de fuerzas producidas por el viento geostrófico (hemisferio norte)

Dentro de la capa de fricción, la fuerza de Coriolis, la fuerza del gradiente de presión y la fricción ejercen una influencia sobre el viento. El efecto de la fricción sobre el viento aumenta a medida que este se acerca a la superficie terrestre. Además, mientras más accidentada sea la superficie terrestre, mayor será la influencia friccional. Por ejemplo, sobre una área urbana el flujo de aire experimenta más fricción que sobre una gran masa de agua.

La fricción no sólo disminuye la velocidad del viento sino que también influye en su dirección. El efecto de la fricción sobre la dirección del viento se debe a la relación existente entre la velocidad del viento y la fuerza de Coriolis. Se debe recordar que esta fuerza es proporcional a la velocidad del viento. Por lo tanto, a medida que este experimenta mayor fricción en altitudes progresivamente bajas dentro de la capa de fricción, su velocidad y la fuerza de fricción disminuyen. Con la fricción, la fuerza de Coriolis decrece en relación con la fuerza del gradiente de presión; esta no equilibra la fuerza de Coriolis como lo hace con el viento geostrófico sobre la capa límite planetaria. Al contrario, la fuerza del gradiente de presión predomina y desplaza el viento hacia la presión baja (véase la figura 3-6). La dirección del viento se dirige hacia la presión baja hasta que el vector resultante de la fuerza friccional y la fuerza de Coriolis equilibran de manera exacta la fuerza del gradiente de presión. A medida que las fuerzas friccionales aumentan, las direcciones del viento giran más bruscamente

hacia la presión baja. Este cambio en la dirección del viento según las diferentes altitudes dentro de la capa de fricción se ilustra en la figura 3-7 y se denomina **espiral de Ekman**. El giro de la dirección del viento disminuye con la altura hasta que la fricción deja de influir en el flujo del viento, como en el caso del viento geostrófico.

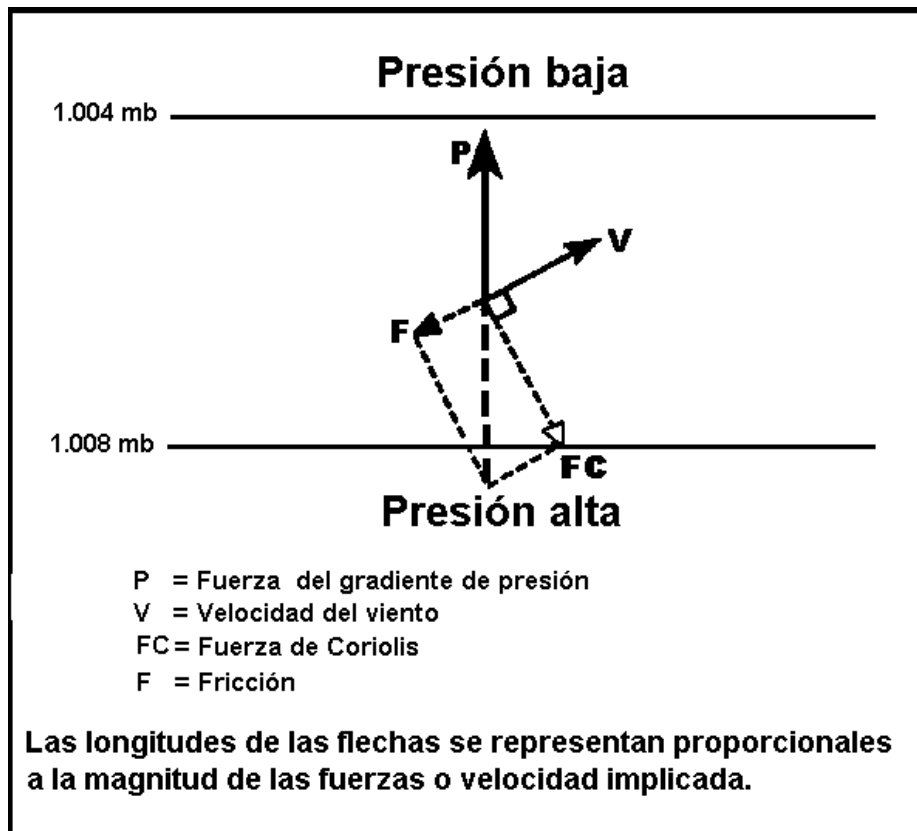


Figura 3-6. La fuerza de Coriolis actúa con la fricción para equilibrar la fuerza horizontal del gradiente de presión

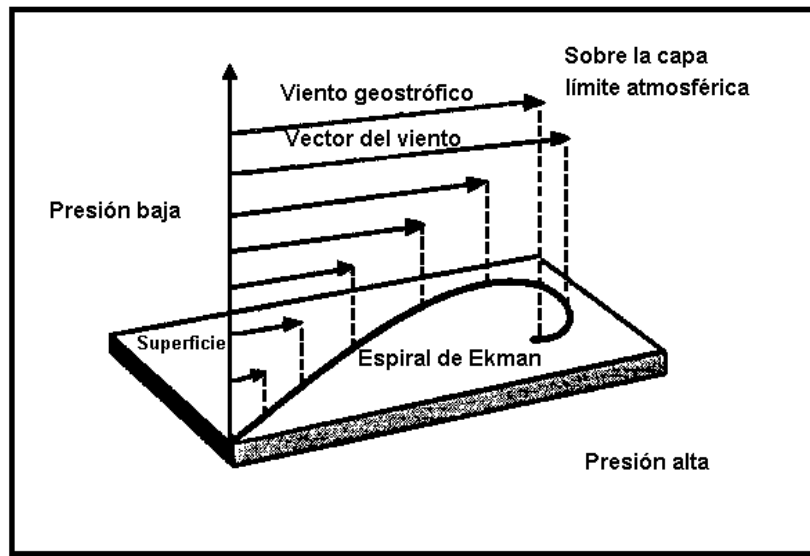


Figura 3-7. La espiral de Ekman del viento en el hemisferio norte

El efecto de la fricción en el viento influye significativamente en el transporte de los contaminantes del aire. Cuando una pluma de contaminantes del aire emerge de una chimenea, es probable que ascienda a través de la capa límite planetaria (o atmosférica) donde la fricción cambia la dirección del viento con la altura. Esto la dispersará horizontalmente en direcciones distintas. Además, los contaminantes liberados en diferentes alturas de la atmósfera pueden moverse en direcciones diferentes.

Sistemas de presión

El movimiento horizontal del aire está determinado por muchas fuerzas. Los vientos superficiales se desplazan en *dirección contraria a las agujas del reloj* alrededor de los sistemas de presión baja (ciclones) en el hemisferio norte. Este mismo balance de fuerzas conduce el aire en la *dirección de las agujas del reloj* alrededor de sistemas de presión alta (anticiclones) en el hemisferio norte, lo contrario sucede en el hemisferio sur. La figura 3-8 muestra el flujo de aire relacionado con los sistemas de presión cercanos a la superficie terrestre. En el hemisferio norte, en los niveles superiores de la atmósfera donde se remueven las fuerzas friccionales, el aire se mueve en forma paralela con las isobaras, como se indica en la figura 3-5.

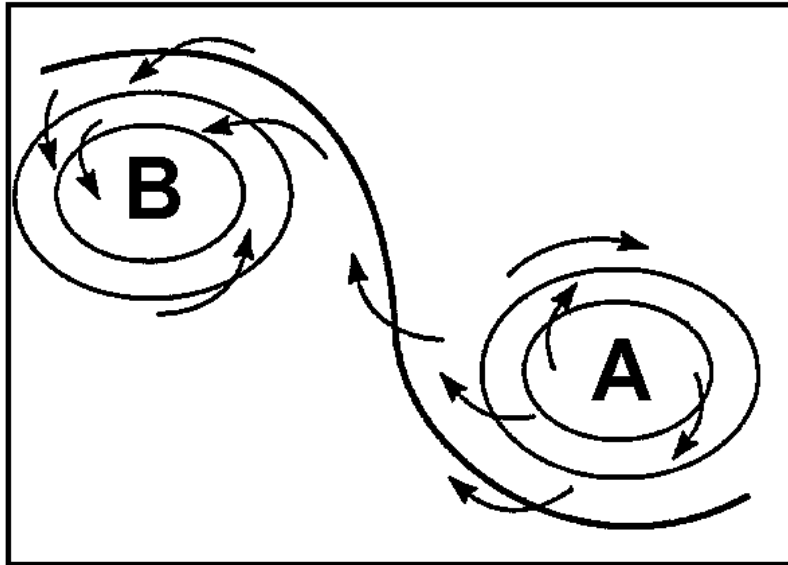


Figura 3-8. Flujo del aire superficial alrededor de sistemas de presión alta y baja en el hemisferio norte

Efectos del sistema de alta presión del Pacífico y del sistema de presión alta de las Bermudas en la contaminación del aire

La presencia de anticiclones subtropicales semipermanentes en los principales océanos influye en la dispersión de la contaminación del aire en diversas áreas del mundo. El sistema de presión alta del Pacífico y el de presión alta de las Bermudas constituyen dos ejemplos de sistemas de presión alta de gran escala que afectan la calidad del aire en California del sur y el sudeste de Estados Unidos, respectivamente. Estos sistemas de presión alta son conocidos como semipermanentes porque cambian de posición sólo de verano a invierno. Se forman por el hundimiento del aire en la región sobre las zonas de calmas subtropicales (aproximadamente 30° de latitud). El aire frío en altura (hundimiento) se comprime y calienta a medida que se hunde en estas áreas de presión alta y establece una inversión de temperatura elevada. Esta última se produce cuando existe una capa de aire cálido sobre una de aire frío, lo cual impide el movimiento vertical del aire. El fondo de esta capa de inversión generalmente se aproxima a la superficie mientras más se aleje del centro del anticiclón. Para mayor información sobre inversiones en general e inversiones de subsidencia o de asentamiento en particular, remítase a la lección 4.

Sistema de presión alta del Pacífico

En el lado *oriental* de estos anticiclones semipermanentes, la capa de inversión es reforzada por el flujo del aire que se desplaza en la dirección de las agujas del reloj alrededor del sistema de presión que atrae el aire del norte. El aire se enfría al entrar en contacto con el agua fría del océano. Esta condición afecta el área de California del sur, que está ubicada en el lado oriental del sistema de presión alta del Pacífico. Las inversiones de temperatura, que limitan la mezcla vertical de los contaminantes del aire, son comunes en esta área. Por consiguiente, los contaminantes del aire se pueden acumular en niveles peligrosos en la capa superficial de la atmósfera bajo la capa de inversión.

Sistema de presión alta de las Bermudas

En el lado *occidental* de los anticiclones permanentes, las condiciones son menos severas. El movimiento del aire en la dirección de las agujas del reloj da lugar al flujo del viento de áreas tropicales del sur, donde el aire es cálido y húmedo. El aire que se asienta en estas áreas de alta presión conduce a inversiones de temperatura elevada pero la frecuencia y la fuerza de estas no son tan significativas como las que influyen en las costas occidentales de los continentes debido a la advección del aire cálido. Esta situación es típica en el sudeste de Estados Unidos, donde el sistema de presión alta de las Bermudas, situado en el océano Atlántico, influye en el transporte y la dispersión de los contaminantes.

Circulación general

La circulación general representa el flujo *promedio* de aire alrededor del mundo. Como los vientos pueden variar ampliamente respecto del promedio en cualquier tiempo y lugar, el estudio de los patrones de flujo promedio del viento puede servir para identificar los patrones predominantes de circulación en ciertas latitudes y entender sus causas. Como se observó en la lección 2, la fuerza que impulsa la circulación general es el calentamiento irregular de la superficie terrestre. Las regiones ecuatoriales reciben mucho más energía del sol que las polares. Las variaciones horizontales de la temperatura atmosférica, causadas por el calentamiento irregular, determinan diferencias de presión que dirigen la circulación atmosférica.

Dada la complejidad de la circulación mundial del aire, se empezará por estudiar un modelo simple que explica cómo sería dicho proceso sin las complicaciones causadas por la rotación de la Tierra y la irregularidad de su superficie. Si la Tierra no rotara y estuviera compuesta por una superficie sólida uniforme, se podría observar un modelo de circulación muy predecible del ecuador a los polos (véase la figura 3-9). El aire del ecuador, que recibe más radiación solar, sería mayor que el de los polos. Sería más cálido y ligero, y se elevaría debido a la convección. A medida que el aire ecuatorial cálido se eleva, se producen tormentas eléctricas que liberan más calor y hacen que el aire continúe elevándose hasta

que llega a la capa superior de la atmósfera. En este punto, el aire empezaría a moverse hacia las regiones polares y se enfriaría a medida que se traslade. En los polos, el aire frío denso descendería a la superficie y volvería a fluir hacia el ecuador. En el hemisferio norte, el flujo del aire cercano a la superficie estaría siempre fuera del norte porque el aire más frío del polo norte reemplazaría al aire cálido, ascendente desde el ecuador.

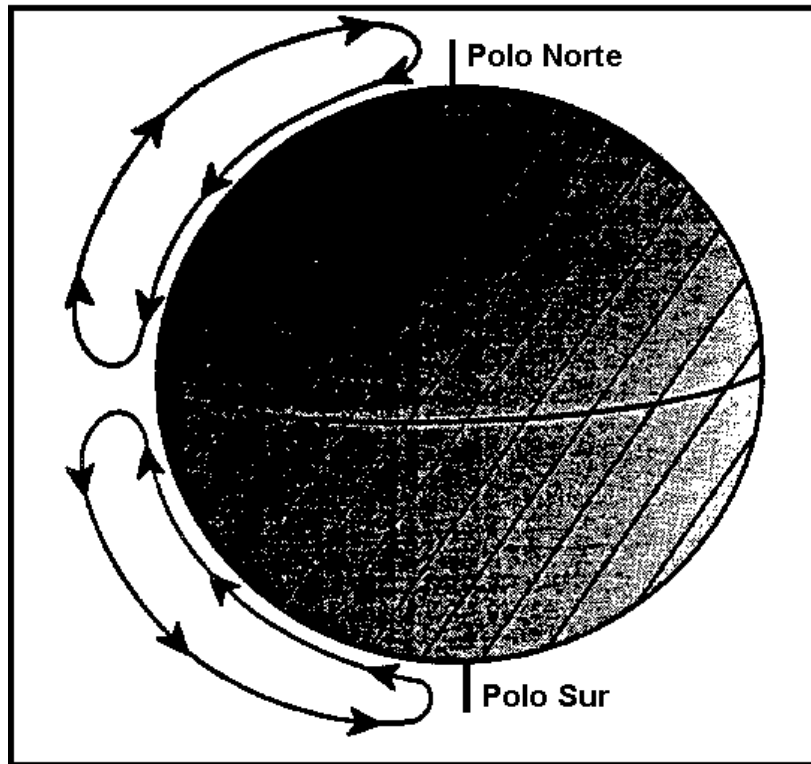


Figura 3-9. Circulación planetaria hipotética del aire si la Tierra no rotara y si tuviera una superficie uniforme

Sin embargo, la Tierra rota, lo que complejiza este flujo relativamente simple de aire. El efecto de Coriolis es un factor principal que explica los patrones reales del flujo del aire alrededor de la Tierra.

A continuación se explicará cómo actúa la fuerza de Coriolis en la circulación planetaria del aire. En el ecuador, el aire cálido se eleva y muchas veces se condensa en grandes nubarrones y tormentas. De este modo, se desarrolla una banda de presión baja alrededor del ecuador. Estas tormentas eléctricas liberan calor, que conduce el aire hacia partes más altas de la atmósfera. Allí, el aire empieza a trasladarse lateralmente hacia los polos y se enfría a medida que se mueve. El aire empieza a convergir o “reunirse” a una altura aproximada de 30° de latitud. La convergencia del aire hace que este se hunda o asiente en esta latitud. Esto determina la divergencia del aire en la superficie terrestre. A medida que el aire se hunde en esta región, el cielo se muestra despejado y los vientos superficiales son

suaves y variables. Las latitudes de 30° se conocen como **zonas de calmas subtropicales** porque era allí donde se encalmaban los barcos de vela que viajaban al Nuevo Mundo. El término correspondiente en inglés es *horse latitudes* porque, según la leyenda, cuando escaseaban los alimentos y las provisiones, generalmente los tripulantes se comían a los caballos o estos eran arrojados en esta región.

De las zonas de calmas subtropicales, una parte del aire superficial regresa al ecuador. Debido al efecto de Coriolis, los vientos soplan desde el noreste en el hemisferio norte y desde el suroeste en el hemisferio sur. Estos vientos constantes se llaman **vientos alisios**. Como se puede observar en la figura 3-10, los vientos alisios convergen alrededor del ecuador en una región denominada la **zona intertropical de convergencia (ZITC)**. Este aire ecuatorial convergente se calienta y se eleva a lo largo del ciclo.

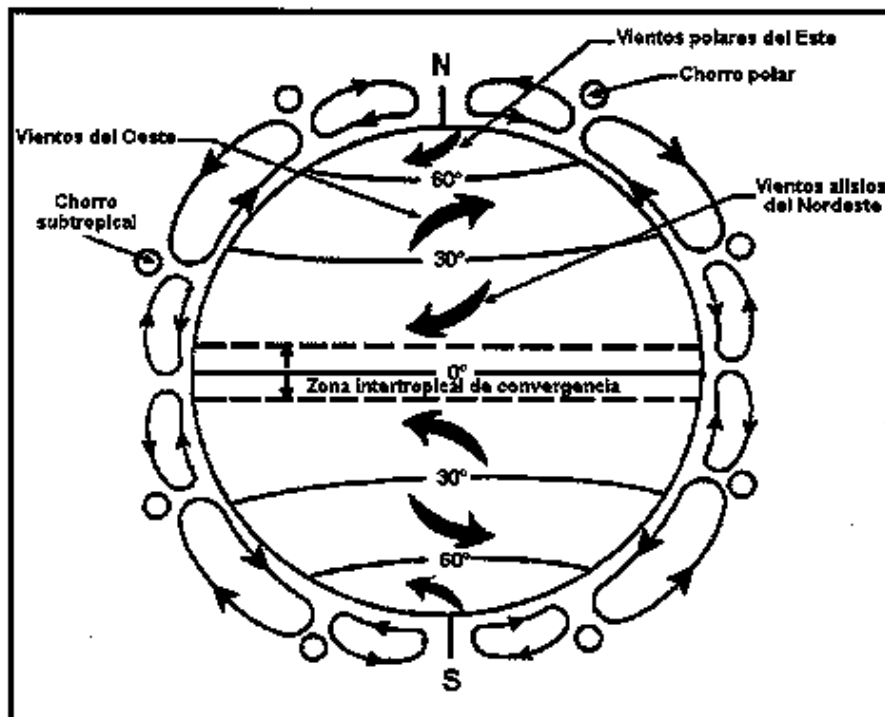


Figura 3-10. Circulación atmosférica general

En lugar de desplazarse hacia el ecuador, en las latitudes de 30° C, una parte del aire superficial lo hace hacia los polos. La fuerza de Coriolis desvía estos vientos hacia el este en ambos hemisferios. Estos vientos superficiales soplan del oeste al este y se denominan **vientos prevalentes del oeste** o **vientos del oeste** en ambos hemisferios. Entre las latitudes de 30° a 60° , los sistemas móviles de presión y las masas de aire asociadas (que se abordarán posteriormente) ayudan a transportar la energía. La mayor parte del aire húmedo de las regiones del sur se desplaza hacia el norte. Esta humedad se condensa y libera la energía que ayuda a calentar el aire en las latitudes del norte.

En las áreas que se encuentran entre las latitudes de 60° y los polos, prevalecen los **vientos polares del este**. Estos forman una zona de aire frío que sopla hacia el sudeste (hemisferio del norte) y hacia el nordeste (hemisferio del sur) hasta que se encuentran con los del oeste, más cálidos. La interfaz entre los vientos polares del este y los del oeste es el **frente polar**, que se traslada a medida que ambas masas de aire se presionan entre sí de un lado al otro. El frente polar viaja del oeste al este y ayuda al aire frío a desplazarse hacia el sur y al aire húmedo y cálido, hacia el norte (hemisferio del norte) y, de ese modo, transporta energía calorífica a las regiones polares. A medida que el aire húmedo y cálido, característico de los vientos del oeste, ejerce una presión sobre los del este, fríos y más secos, se desarrolla un clima **tempestuoso**. Por consiguiente, el frente polar generalmente está acompañado por nubes y precipitaciones.

Como se indica en la figura 3-10, las bandas más estrechas de vientos de alta velocidad, conocidas como **corrientes de chorro**, se desarrollan cuando existen grandes diferencias horizontales de temperatura. Si bien la corriente de chorro varía en tamaño y fuerza, generalmente tiene entre 7,6 y 12,2 km (25.000 y 40.000 pies) sobre la Tierra, y sus velocidades oscilan entre 129 y 193 km (80 y 120 mph) según la latitud y la estación. Estos vientos de gran altitud afectan a los superficiales al mismo tiempo que ayudan a “dirigir” los sistemas superficiales del clima. Si bien la dirección de la corriente de chorro generalmente es de este a oeste alrededor del globo, muchas veces desciende de norte a sur al tiempo que sigue el límite entre el aire cálido y frío.

Masas de aire

Las masas de aire son fenómenos de escala macro, que cubren cientos de miles de kilómetros cuadrados y se extienden por miles de metros. Son volúmenes de aire relativamente homogéneos con respecto a la temperatura y a la humedad, y adquieren las características de la región sobre la que se forman y desplazan. Los procesos de radiación, convección, condensación y evaporación condicionan la masa de aire a medida que se desplaza. Además, los contaminantes liberados en una masa de aire se desplazan y dispersan dentro de ella. Las masas de aire son más frecuentes en ciertas regiones. Estas áreas se conocen como regiones de origen y determinan la clasificación de la masa de aire. Las masas de aire se clasifican como marítimas o continentales según tengan su origen en el océano o la Tierra, y como árticas, polares o tropicales según la latitud de su origen. El cuadro 3-1 resume las características de las masas de aire. La figura 3-11 muestra las trayectorias típicas de las masas de aire en Norteamérica. La frontera entre masas de aire con características diferentes se denomina **frente**. Un frente no es una pared marcada sino una zona de transición que muchas veces abarca varias millas. Los frentes se describen posteriormente en esta lección.

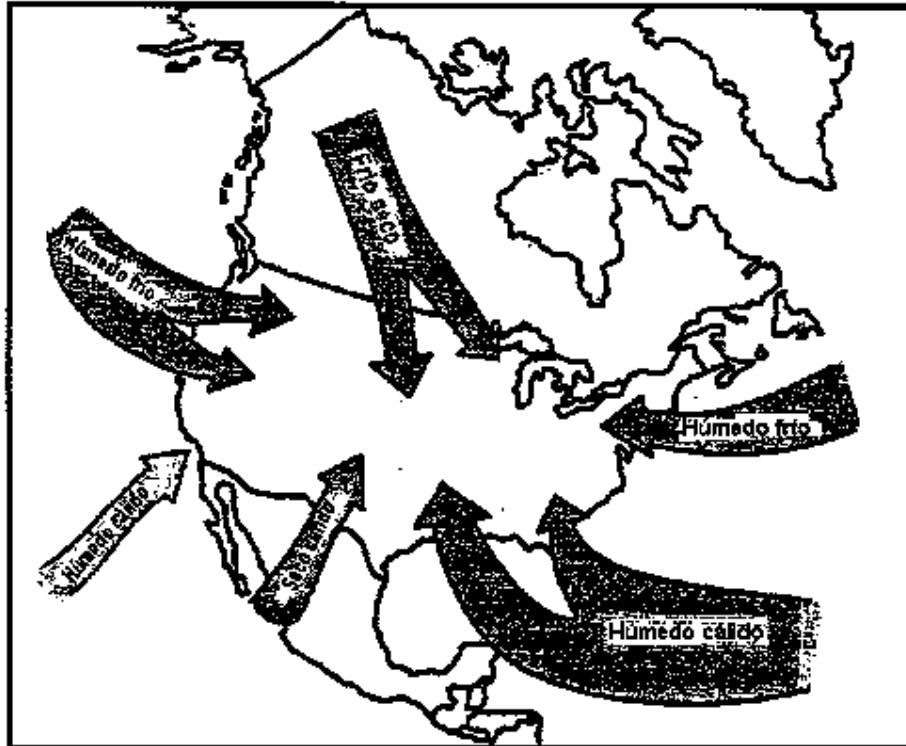


Figura 3-11. Trayectorias de las masas de aire en Norteamérica

Cuadro 3.1 Clasificación de las masas de aire			
Nombre	Origen	Propiedades	Símbolo
Ártica	Regiones polares	Temperaturas bajas, pero con humedad relativa alta de verano, la más fría de las masas de aire de invierno	A
Polar continental*	Áreas continentales subpolares	Temperaturas bajas (crecientes con el movimiento hacia el sur), poca humedad, permanece constante	cP
Polar marítima	Área subpolar y región ártica	Temperaturas bajas, crecientes con el movimiento, humedad alta	mP
Tropical continental	Áreas subtropicales de presión alta	Temperaturas altas, bajo contenido de humedad	cT
Tropical marítima	Fronteras meridionales de áreas oceánicas subtropicales de presión alta	Temperaturas altas moderadas, humedad alta específica y relativa	mT

Nota: El nombre de una masa de aire, por ejemplo *polar continental*, se puede invertir a *continental polar* pero el símbolo cP se mantiene para ambos casos.

La temperatura es una propiedad básica de las masas de aire. La temperatura de una masa de aire depende de la región donde esta se origina. Las masas árticas de aire son las más frías, y las

tropicales, las más cálidas.

La humedad es la segunda propiedad básica de una masa de aire. Desempeña un papel significativo en el tiempo y en el clima, y generalmente se trata independientemente de los demás componentes del aire. En cualquiera de sus formas, la humedad atmosférica es un factor de humedad, nubosidad, precipitación y visibilidad. El vapor de agua y las nubes afectan la transmisión de la radiación tanto hacia como desde la superficie terrestre. A lo largo del proceso de evaporación, el vapor del agua también transporta calor latente al aire, lo cual le da una función en el intercambio de calor (así como en el intercambio de humedad) entre la Tierra y la atmósfera. El agua atmosférica se obtiene por evaporación pero se pierde por precipitación. La atmósfera sólo almacena una fracción de minuto del agua terrestre bajo la forma de nubes y vapor. La cantidad neta de agua presente en la atmósfera al final de cualquier período para una determinada región es una suma algebraica total de la cantidad almacenada en un período previo, la ganancia por evaporación, la ganancia o pérdida por transporte horizontal y la pérdida por precipitación. Esta relación expresa el balance hídrico de la atmósfera.

Frentes

Cuatro patrones de frentes –cálido, frío, ocluido y estacionario- se pueden formar por aire de temperaturas diferentes. El frente **frío** (figura 3-12) es una zona de transición entre el aire cálido y el frío, donde este último se mueve sobre el área previamente ocupada por el cálido. Por lo general, los frentes fríos presentan pendientes de 1:50 a 1:150, lo que significa que por cada kilómetro de distancia vertical cubierta por el frente, habrá de 50 a 150 km de distancia horizontal cubierta. El aumento de aire cálido sobre un frente frío en avance y el enfriamiento expansivo subsiguiente a este aire, conducen a nubosidades y precipitaciones de acuerdo con la posición del frente superficial (el frente superficial es el punto en el que el frente en avance entra en contacto con la Tierra).

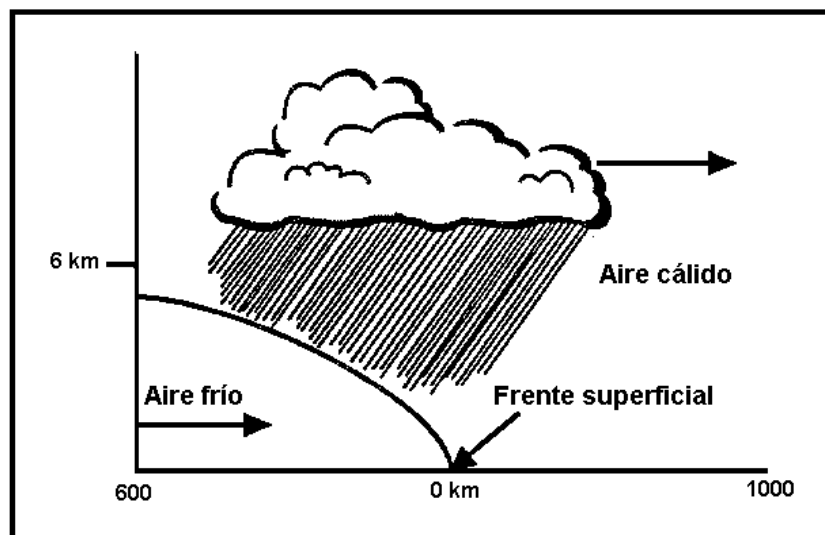


Figura 3-12. Frente frío en avance

Los frentes **cálidos**, por otro lado, separan el aire cálido en avance del aire frío en retirada y presentan pendientes del orden de 1:100 a 1:300 debido a los efectos de fricción del borde de salida del frente. La precipitación generalmente se encuentra en el avance de un frente cálido, como se puede observar en la figura 3-13.

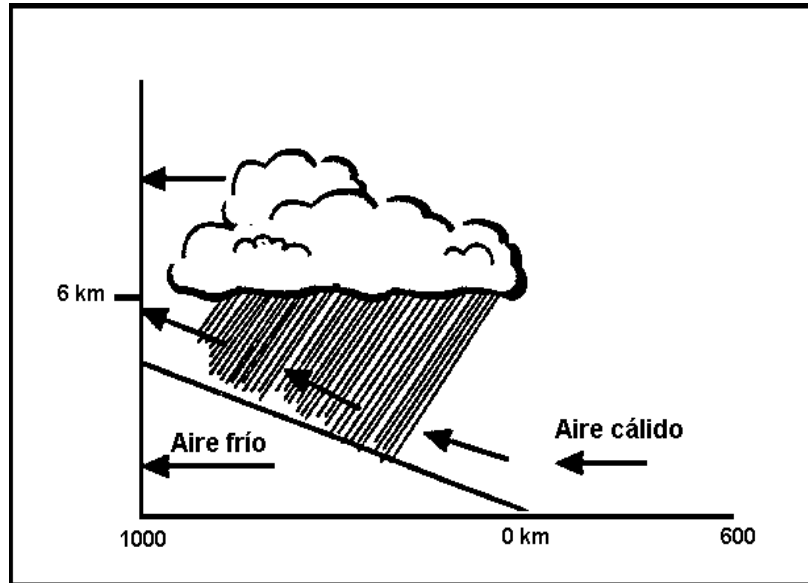


Figura 3-13. Frente cálido en avance

Cuando emergen frentes fríos y cálidos (y el frente frío se sobrepone al cálido) se forman frentes **ocluídos** (figura 3-14). Los frentes ocluidos pueden ser llamados *oclusiones de frentes cálidos o fríos*, como lo indica la figura 3-15. Sin embargo, cualquiera sea el caso, una masa de aire más fría predomina sobre una no tan fría.

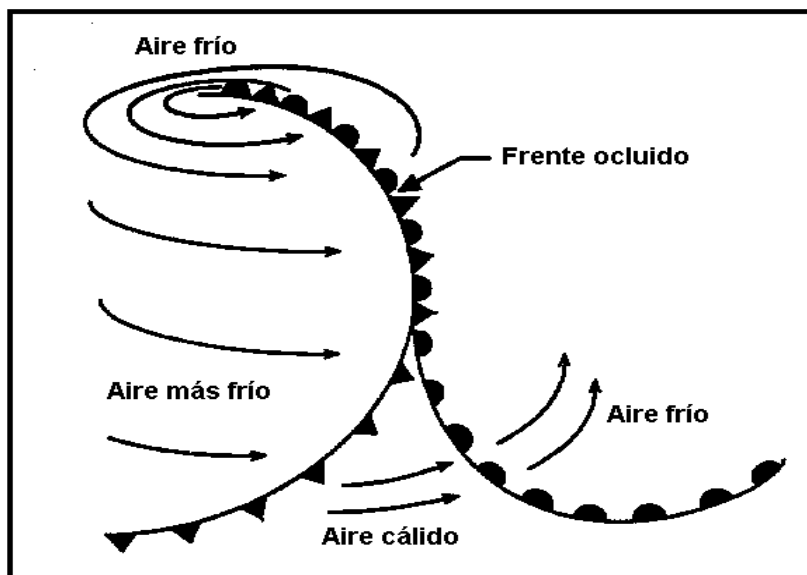


Figura 3-14. Frente ocluido

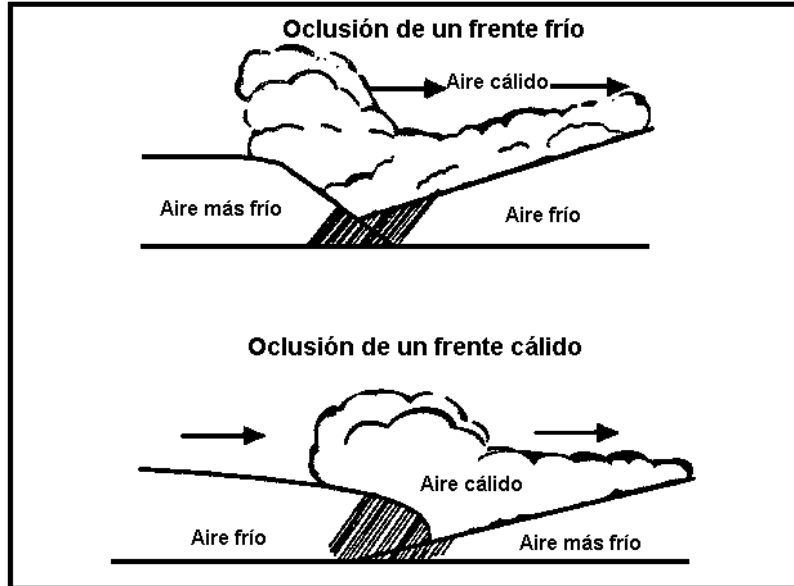


Figure 3-15. Oclusiones de frentes fríos y cálidos

Independientemente del tipo de frente ocluido que se aproxime, las nubes y precipitaciones resultantes de tal frente serán similares a las de un frente cálido (figura 3-13). A medida que el frente pasa, las nubes y la precipitación se parecerán a las de un frente frío (figura 3-12). Así, por lo general es imposible distinguir cuándo se aproxima un frente cálido y cuándo lo hace uno ocluido. Las regiones en las que predominan los frentes ocluidos presentan pocas nubes, cantidades mínimas de precipitaciones y pequeños cambios diarios de temperatura.

El último tipo de frente es el **estacionario**. Como su nombre lo indica, las masas de aire alrededor de este frente no se encuentran en movimiento. Será semejante al frente cálido en la figura 3-13 y producirá condiciones climáticas similares. En la figura 3-16, se muestra un mapa con un frente estacionario. Las abreviaturas cP y mT representan las masas de aire de los tipos polar continental y del tropical marítimo. Un frente estacionario puede provocar malas condiciones climáticas que persistan durante varios días.

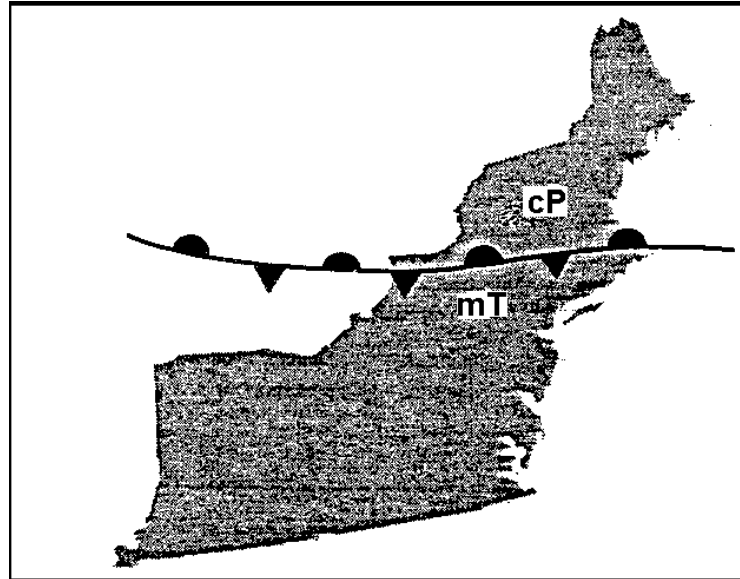


Figura 3-16. Frente estacionario

Las áreas migratorias de presión alta (anticiclones) y de presión baja (ciclones), así como los frentes relacionados con estas últimas son responsables de los cambios climáticos diarios que se producen sobre la mayoría de las regiones de latitud media de la Tierra. Los sistemas de presión baja de latitudes medias se forman a lo largo de superficies frontales que separan masas de aire provenientes de fuentes distintas, con características diferentes en cuanto a la humedad y la temperatura. La configuración de un sistema de presión baja está acompañada por la formación de una onda en el frente, consistente en un frente cálido y uno frío, ambos con un movimiento contrario a las agujas del reloj alrededor del sistema de presión baja. Este sistema se conoce como ciclón. La figura 3-17 muestra el ciclo de vida de un ciclón típico. Como se recordará, los triángulos indican los frentes fríos, y los semicírculos, los cálidos. Las cinco etapas presentadas aquí son:

1. Inicio de la circulación ciclónica
2. Sector cálido bien delimitado entre los frentes
3. Frente frío que se sobrepone al cálido
4. Oclusión (fusión de los dos frentes)
5. Disipación

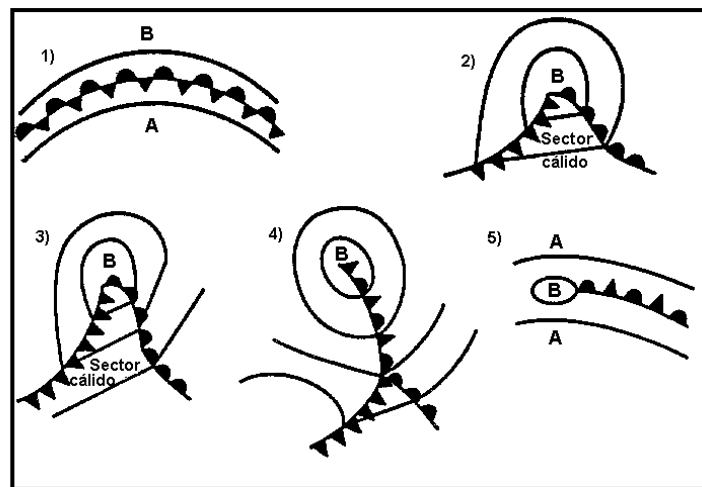


Figura 3-17. La vida de un ciclón

Entrampamiento frontal

Los sistemas frontales están acompañados por inversiones. Las **inversiones** se producen cuando el aire cálido se eleva sobre el frío y “entrapa” al aire frío por debajo. Cuando se producen estas inversiones, la circulación del aire es relativamente escasa y el aire se estanca también de manera relativa. Este entrampamiento frontal se puede producir ya sea con frentes cálidos o con fríos. Como por lo general un frente cálido se desplaza más lentamente que uno frío y su superficie frontal se agita de manera más gradual, el entrampamiento generalmente será más importante con un frente cálido. Además, las velocidades del viento de bajo nivel y superficial delante de un frente cálido (dentro del sector entrampado) generalmente serán inferiores a las velocidades del viento detrás de un frente frío. La mayor parte del entrampamiento frontal cálido se producirá de norte a oeste desde una determinada fuente contaminante, y el entrampamiento frontal frío de sur a este desde la fuente.

Influencias topográficas

Las características físicas de la superficie terrestre se denominan **rasgos del terreno o topografía**. Los rasgos topográficos no sólo influyen en el calentamiento de la Tierra y del aire que la rodea sino también en el flujo del aire. Los rasgos del terreno, como se podría esperar, afectan sobre todo el flujo del aire relativamente cercano a la superficie terrestre. Como se indica en la figura 3-18, estos rasgos se pueden agrupar en cuatro categorías: plano, montaña/valle, tierra/agua y áreas urbanas.

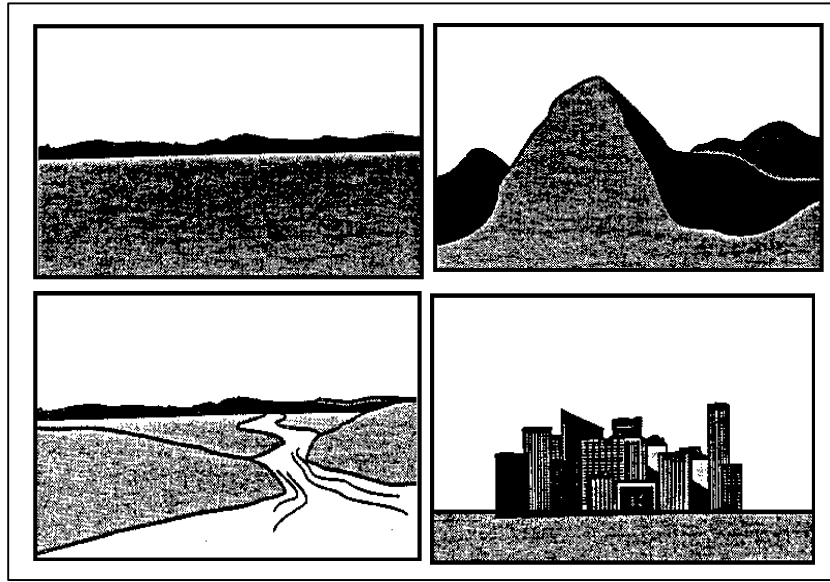


Figura 3-18. Topografía

Los rasgos topográficos afectan la atmósfera de dos maneras, como se muestra en la figura 3-19: térmicamente (a través del calor) y geoméricamente (o mecánicamente). La turbulencia térmica se produce por el **calentamiento diferencial**. Los objetos emiten calor en tasas distintas. Por ejemplo, un área con pasto no tendrá capacidad de absorción y, en consecuencia, liberará tanto calor como una playa de estacionamiento asfaltada. La turbulencia mecánica es causada por el viento que fluye sobre objetos de tamaños y formas diferentes. Por ejemplo, el flujo del viento que rodea un edificio será diferente del de un maizal.

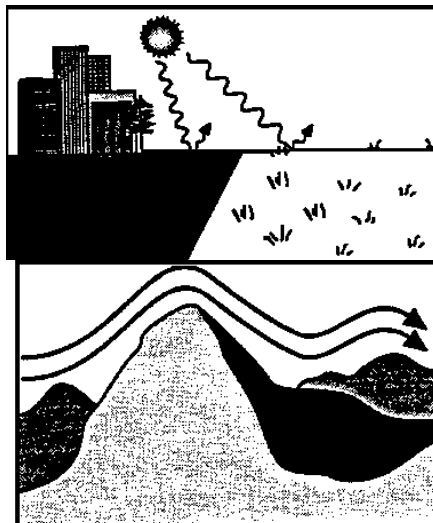


Figura 3-19. Los efectos topográficos en el calor y en flujo del viento

Terreno plano

Si bien una pequeña parte de la superficie terrestre es completamente plana, algunas áreas se consideran como planas para propósitos topográficos. En esta categoría están incluidos los océanos, aunque tienen una textura de superficie, y los rasgos ligeramente ondulantes del terreno (figura 3-20)



Figura 3-20. Terreno plano

La turbulencia del viento sobre un terreno plano está limitada a la cantidad de accidentes de la superficie, ya sean naturales o hechos por el hombre. El cuadro 3-2 presenta una lista de los elementos superficiales, desde los rasgos de superficies lisas con poca influencia friccional hasta los rasgos accidentados con amplia influencia friccional.

Cuadro 3-2. Ejemplos de diferentes superficies accidentadas (enumeradas en orden de muy lisas a muy accidentadas)

Llanura arcillosa, hielo
Mar en calma
Arena
Planicie, cubierta de nieve
Césped cortado
Césped bajo, estepa
Terreno plano y en barbecho
Césped alto
Bosques con árboles bajos
Bosques con árboles altos
Afueras de la ciudad
Ciudad

Fuente: Drake, R.L. y otros, 1979.

Estos rasgos inducen un efecto friccional en la velocidad del viento y producen el conocido perfil del viento con altura (figura 3-21). La figura 3-21 indica que la velocidad del viento aumenta con la altitud en cada uno de los tres tipos de terrenos representados. Las áreas urbanas con construcciones densas y edificios altos ejercen una fuerza friccional grande sobre el viento haciendo que disminuya, cambie de dirección y se haga más turbulento. Por consiguiente, los vientos de gradiente (esto es, los que no se ven afectados por la fricción) alcanzan mayores altitudes cuando se producen sobre áreas urbanas que cuando lo hacen sobre el nivel del suelo.

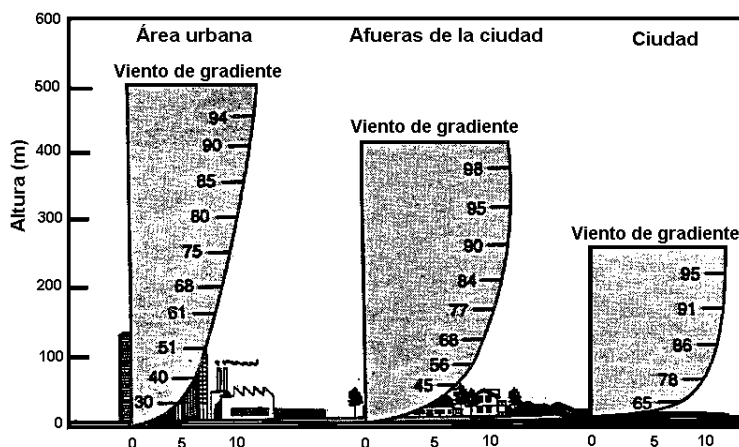


Figura 3-21. Ejemplos de la variación del viento según la altura sobre superficies con diferentes rasgos topográficos (las figuras son porcentajes de los vientos de gradiente).

Fuente: Turner, 1970.

La turbulencia térmica sobre un terreno plano se debe a rasgos naturales o producidos por el hombre. Por ejemplo, el agua no se calienta tan rápidamente durante el día pero el concreto lo hace excepcionalmente bien. Durante la noche, el concreto libera grandes cantidades de calor al aire, el agua no. El aire se eleva sobre los objetos calentados en cantidades variables (figura 3-22). Como se observó en la lección 2, el fenómeno que se presenta cuando el aire se eleva se llama *convección*.

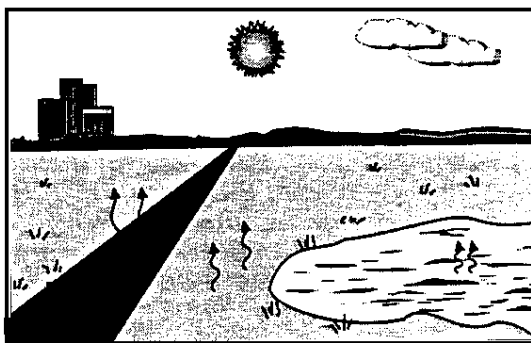


Figura 3-22. Calentamiento diferencial

Montaña/valle

El segundo tipo es el terreno con montañas y valles. Esta combinación, representada en la figura 3-23, también se denomina **terreno complejo**.

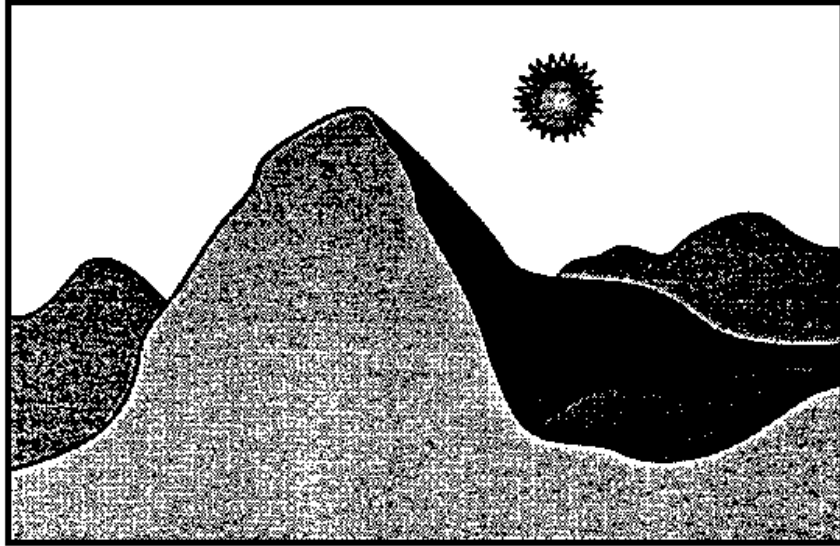


Figura 3-23. Terreno complejo con montañas y valles

Los investigadores de la contaminación del aire concuerdan en que la dispersión atmosférica en los terrenos complejos puede ser muy diferente y mucho más complicada que en los terrenos planos. Los efectos del terreno complejo en la dispersión atmosférica han sido investigados en modelos de fluidos y por medio de experimentos de campo.

La turbulencia mecánica en terrenos con montañas y valles siempre depende del tamaño, la forma y la orientación de los rasgos. Las numerosas combinaciones de terrenos montañosos o con valles incluyen una sola montaña sobre un terreno plano, un valle profundo entre montañas, un valle en terreno plano o una cordillera. Sin embargo, como se indica en la figura 3-24, el aire tiende a elevarse sobre un obstáculo que se presenta en su camino y una parte trata de abrirse paso por los diferentes lados. Si una inversión de temperatura elevada (aire cálido sobre aire frío) cubre la mayor elevación, entonces el aire tratará de encontrar su camino por los costados de la montaña. Cuando el flujo de aire es bloqueado, se produce un atrapamiento o recirculación del aire. Durante la noche, los cerros y las montañas producen flujos de vientos descendientes porque el aire es más frío en grandes elevaciones. Por lo general, los vientos descendientes son ligeros. Sin embargo, bajo condiciones correctas, se pueden producir vientos más rápidos.

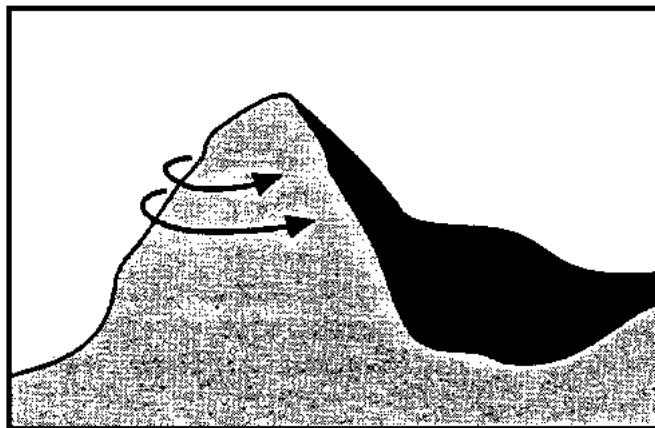
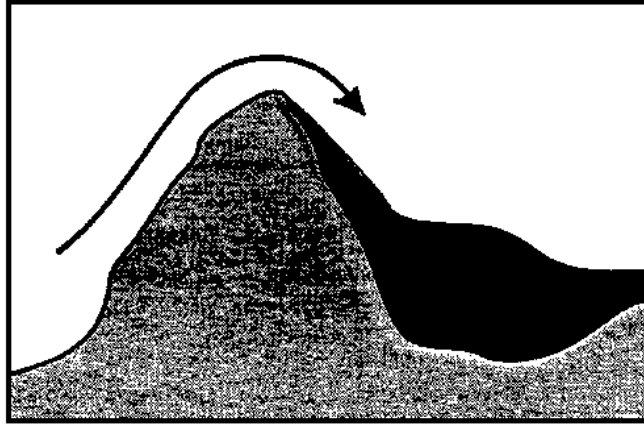


Figura 3-24. Flujo de viento sobre y alrededor de las montañas

La turbulencia térmica en un terreno con montañas y valles también guarda relación con el tamaño, la forma y la orientación de los rasgos. Si bien no es posible explicar todas las combinaciones, se pueden presentar algunas generalidades. Las montañas y los valles se calientan de manera desigual debido al movimiento del sol en el cielo (figura 3-25). Por la mañana, el sol calienta e ilumina un lado de una montaña o valle. El otro lado todavía está oscuro y frío. El aire se eleva sobre el lado iluminado y desciende sobre el oscuro. Al mediodía, “cae” sobre ambos lados y los calienta. Al final de la tarde, la situación es similar a la de la mañana. Después de la oscuridad, a medida que el aire se enfría debido al enfriamiento radial, el aire desciende al valle desde las colinas más altas.

La figura 3-26 muestra vientos descendentes y ascendentes que se producen durante el día y la noche, respectivamente. En el caso de un valle, los vientos descendentes se pueden producir en las pendientes opuestas del valle, lo que determina que el aire frío y denso se acumule o deposite en el suelo. Este aire frío se puede descender hacia el valle y causar el movimiento del aire debido al drenaje de aire frío. Además, como el aire frío desciende al suelo del valle, el aire en altura se vuelve más cálido. Esto da lugar a una inversión de temperatura que restringe el transporte vertical de los contaminantes del aire (fenómeno discutido en la lección 4).

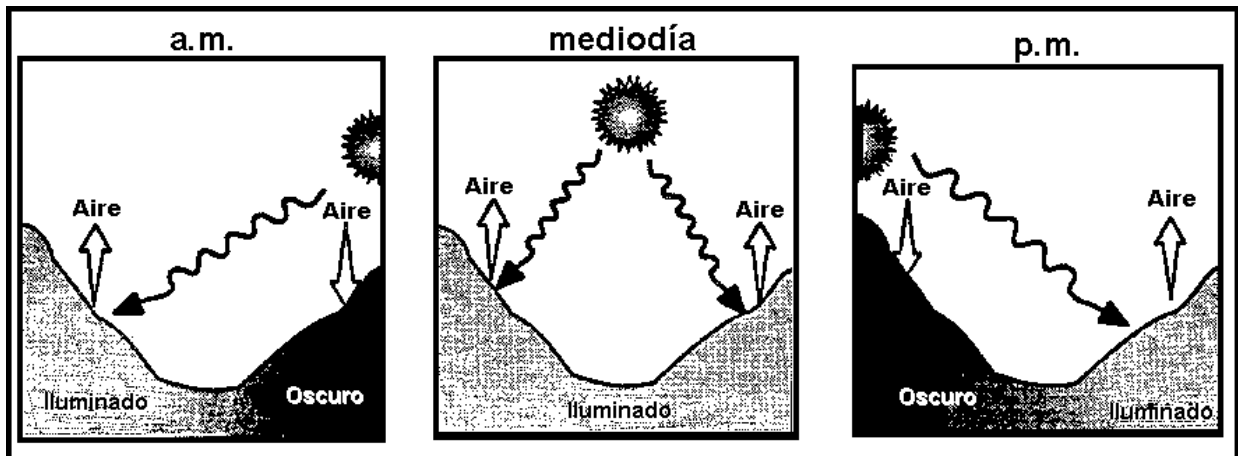


Figure 3-25. Turbulencia térmica en el valle (el aire se eleva cuando la Tierra se ilumina)

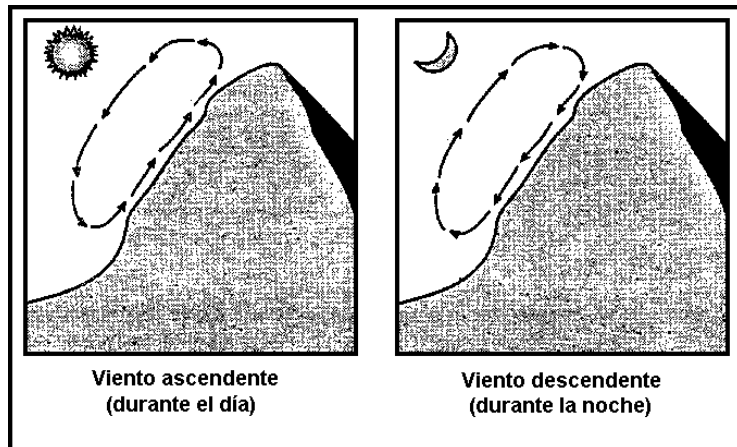


Figura 3-26. Variaciones diurnas en el flujo del viento en montañas y valles debido al calentamiento solar.

Además, los vientos de un valle están encadenados debido a su forma. Los vientos soplan predominantemente hacia la parte superior o hacia la parte baja del valle. Esto puede conducir a concentraciones altas de contaminantes del aire en el suelo debido a que la geometría del valle restringe las variaciones en la dirección del viento.

El otro efecto del calentamiento se debe a las características del suelo. Las áreas cubiertas por árboles se calentarán menos que las pendientes rocosas o los terrenos llanos. Para interpretar el efecto producido en un terreno complejo es importante tener un conocimiento detallado de las áreas específicas que lo conforman.

Tierra/agua

El tercer tipo de terreno es una interfaz de Tierra/agua (figura 3-27). En parte debido a la comodidad, muchas ciudades grandes están ubicadas cerca de cuerpos de agua. La tierra y el agua no sólo presentan superficies con accidentes de diferentes características, sino también distintas propiedades de calentamiento. Puede ser muy difícil predecir el flujo del aire y, por lo tanto, la dispersión y el transporte de las plumas en este caso.

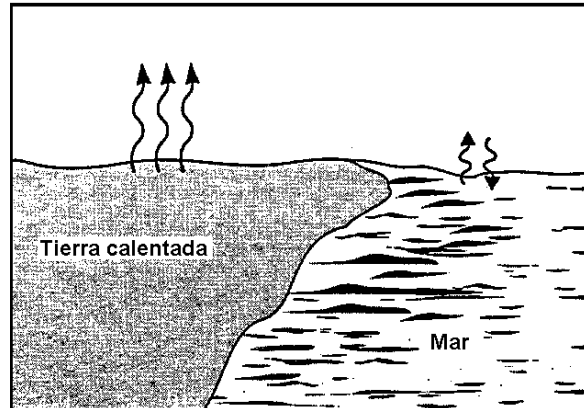


Figura 3-27. Turbulencia térmica en la interfaz Tierra/agua

Las propiedades térmicas de la Tierra y el agua son radicalmente diferentes. La tierra y los objetos que se encuentran sobre ella se calentarán y enfriarán rápidamente; el agua lo hace lentamente. Las temperaturas del agua no varían mucho de un día a otro o de una semana a otra. Experimentan cambios estacionales, con un retraso máximo de 60 días. Por ejemplo, las temperaturas oceánicas más cálidas se producen desde fines del verano hasta inicios del otoño y las más frías, desde fines del invierno hasta inicios de la primavera.

Mientras el sol brilla sobre la interfaz Tierra/agua, la radiación solar penetra varios pies a través del agua. Por otro lado, la radiación solar que cae sobre la Tierra sólo calentará las primeras pulgadas. Además, mientras el sol brilla sobre la superficie acuática, se produce la evaporación y cierto calentamiento. La capa delgada del agua cercana al aire se enfría debido a la evaporación y se mezcla con la pequeña capa superficial calentada. Esta mezcla mantiene la temperatura del agua relativamente constante. Por otro lado, las superficies de la Tierra se calientan rápidamente, lo que hace que el aire adyacente se caliente, se haga menos denso y se eleve. El aire frío sobre el agua es atraído Tierra adentro. Es lo que se conoce como “brisa marina” (figura 3-28). Por la noche, el aire que está sobre la Tierra se enfría rápidamente debido al enfriamiento radial, que hace que la temperatura de la Tierra disminuya más rápidamente que la del cuerpo adyacente de agua. Esto crea un flujo de retorno llamado “brisa terrestre” (figura 3-29). Las velocidades del viento en una brisa terrestre son ligeras; mientras que las velocidades del viento en el mar pueden ser muy aceleradas. La presión diferencial sobre la tierra y el agua causa las brisas marinas. Con estas (durante el día), la presión sobre la

Tierra calentada es menor que la presión sobre el agua más fría. En cambio, con las brisas terrestres (durante la noche) ocurre lo contrario.

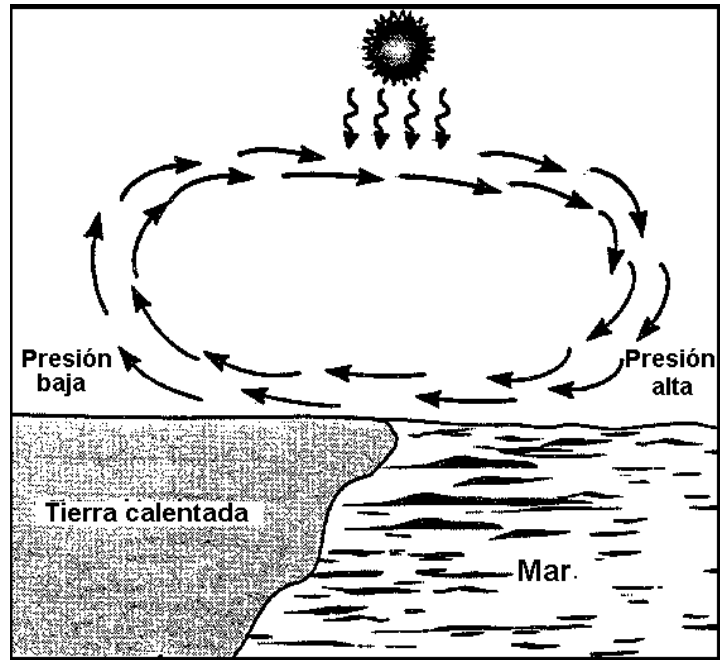


Figura 3-28. Brisa marina causada por el calentamiento diferencial

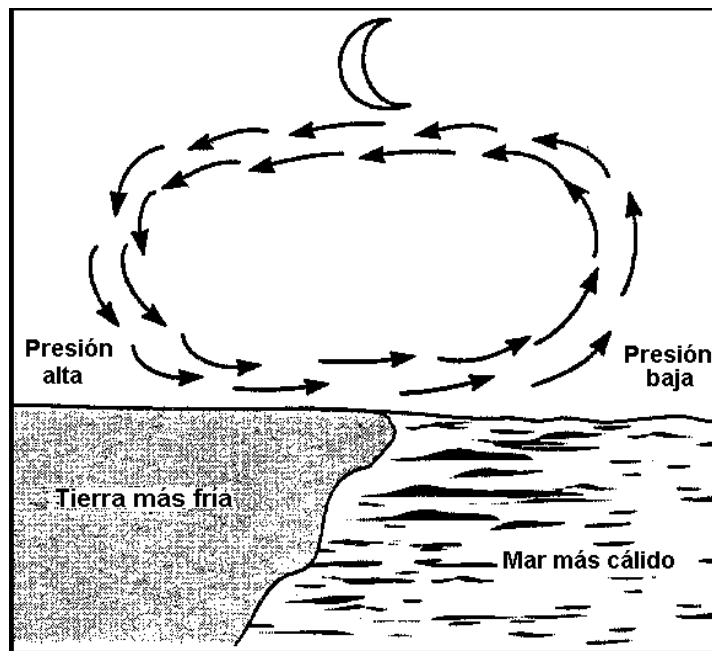


Figura 3-29. Brisa terrestre causada por el calentamiento diferencial

Los accidentes de la Tierra y el agua también son diferentes (figura 3-30). La superficie del agua es bastante sensible al flujo del aire. A medida que aumenta la velocidad del viento, la superficie del agua se altera y se forman olas. Cuando los vientos fuertes causan olas, la superficie del agua deja de ser tan calma como cuando había viento ligero. Sin embargo, el agua es aún más suave que la mayoría de los rasgos de la Tierra. Debido al cambio del agua -relativamente suave- a la accidentada tierra, el flujo del aire cambia de dirección con la creciente influencia friccional (mayor turbulencia). La magnitud del cambio de dirección depende de la del contraste de accidentes en la superficie.

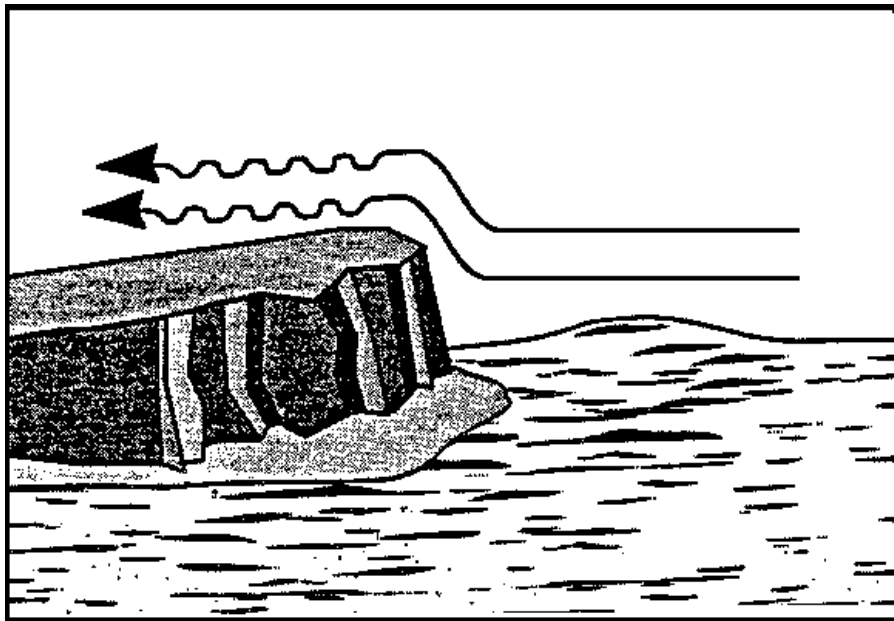


Figura 3-30. Turbulencia mecánica en la interfaz Tierra/agua.

Áreas urbanas

Las áreas urbanas presentan accidentes adicionales y características térmicas diferentes debido a la presencia de elementos hechos por el hombre. La influencia térmica domina la de los componentes friccionales (figura 3-31). Materiales de construcción como el ladrillo y el concreto absorben y retienen el calor de manera más eficiente que el suelo y la vegetación de las áreas rurales. Cuando el sol se pone, el área urbana continúa irradiando calor desde los edificios, las superficies pavimentadas, etc. El aire que este complejo urbano calienta, asciende y crea un domo sobre la ciudad. Este fenómeno se llama **efecto de la isla calórica**. La ciudad emite calor durante toda la noche. Recién cuando el área urbana empieza a enfriarse, sale el sol y empieza a calentar el complejo urbano nuevamente. Por lo general, debido al continuo calentamiento, las áreas urbanas nunca recobran condiciones estables.

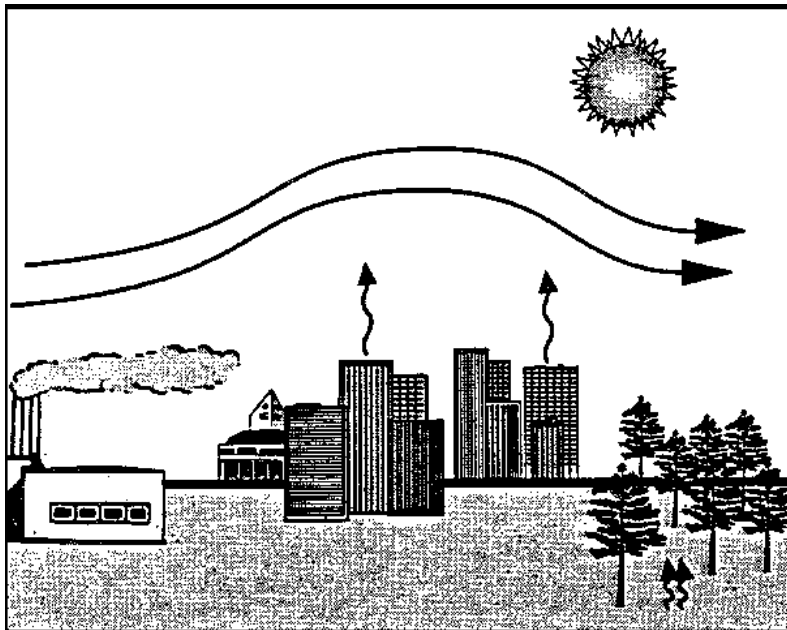


Figura 3-31. Turbulencia térmica y mecánica de las ciudades

La turbulencia mecánica sobre las áreas urbanas es muy parecida a la que se produce en un terreno complejo. Los edificios, separados y en conjunto, alteran el flujo del aire: mientras más altos sean, más aire se distribuye. Además, las áreas públicas canalizan y dirigen el flujo de maneras intrincadas. Así como es imposible predecir detalles exactos sobre superficies con montañas y valles, se carece de una descripción exacta del flujo en las áreas urbanas.

Ejercicio de revisión

1. El calentamiento del aire _____ su presión.
 - a. Aumenta
 - b. Disminuye
2. Las líneas que representan puntos de igual presión se llaman _____ .
3. Debido a la rotación de la Tierra, la fuerza de Coriolis hace que el viento parezca girar hacia la _____ en el hemisferio norte.
 - a. Derecha
 - b. Izquierda
4. En realidad, en relación con la fuerza de Coriolis, el viento sigue un camino _____ mientras que la Tierra rota.
 - a. Curvo
 - b. Recto
5. Los vientos fuertes están relacionados con isobaras espaciadas _____ .
6. La pendiente entre las isobaras refleja la _____ .
7. El viento geostrófico:
 - a. Se produce sobre la capa límite planetaria.
 - b. Sopla perpendicularmente a las isobaras.
 - c. Es influido por la fricción.
 - d. Sólo a y b.
 - e. a, b y c.
8. La sección de la atmósfera más cercana a la superficie terrestre donde la fricción influye en el viento se denomina capa _____ .
9. ¿Cuál de las siguientes afirmaciones sobre la relación entre la fricción y el efecto de Coriolis es correcta?
 - a. A medida que la fricción aumenta, el efecto de Coriolis sobre la dirección del viento disminuye.
 - b. A medida que la fricción aumenta, el efecto de Coriolis sobre la dirección del viento

- aumenta.
- c. No existe ninguna relación entre la fricción y el efecto de Coriolis sobre el viento.
10. El cambio en la dirección del viento en altitudes diferentes dentro de la capa de fricción se denomina _____ .
11. En el hemisferio Sur, la dirección del flujo del aire alrededor de un ciclón es _____ .
- a. En dirección de las agujas del reloj.
b. En dirección contraria a las agujas del reloj.
12. El flujo de aire de la superficie en un área de baja presión _____ .
- a. Converge
b. Diverge
13. ¿Verdadero o falso? El aire convergente en el ecuador se denomina zona de convergencia intertropical.
- a. Verdadero
b. Falso
14. Las bandas de vientos de alta velocidad en la atmósfera superior se denominan:
_____ .
15. Los frentes generalmente separan _____ .
16. La uniformidad de una masa de aire se basa en dos características físicas. ¿Cuáles son?

_____.
17. Los nombres de las masas de aire surgen de las regiones de donde provienen, según su origen en _____ o _____ y su _____ .
18. Mencione dos masas de aire de la Tierra.

_____.
19. Los frentes _____ avanzan como una cuña empinada de aire.
- a. Cálidos
b. Fríos
c. Ocluidos
20. Los frentes _____ separan el aire cálido en avance del aire frío en retirada.

- a. Cálidos
- b. Fríos
- c. Ocluidos

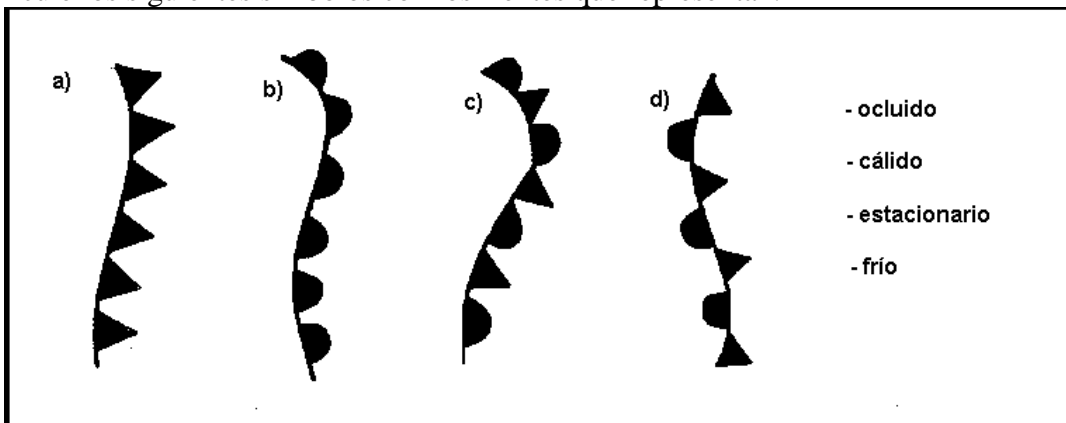
21. Por lo general, los frentes _____ presentan nubes y precipitaciones que siguen la posición del frente superficial.

- a. Cálidos
- b. Fríos

22. La precipitación generalmente se encuentra en el avance de un frente _____ .

- a. Cálido
- b. Ocluido
- c. Estacionario
- d. Cálido, ocluido o estacionario

23. Vincule los siguientes símbolos con los frentes que representan.



- Ocluido
- Cálido
- Estacionario
- Frío

24. ¿Verdadero o falso? El entrampamiento frontal generalmente es peor con frentes cálidos que con frentes fríos porque los primeros generalmente se mueven más lentamente y sus superficies se inclinan de manera más gradual.

- a. Verdadero
- b. Falso

25. ¿Verdadero o falso? La fricción no afecta a los vientos de gradiente.

- a. Verdadero

b. Falso

26. ¿Verdadero o falso? Las áreas urbanas presentan accidentes adicionales en sus superficies debido a la presencia de elementos hechos por el hombre.

a. Verdadero

b. Falso

Respuestas del ejercicio de revisión

1. **a. Aumenta**

El calentamiento del aire aumenta su presión.

2. **Isobaras**

Las líneas que representan puntos de presión igual se llaman *isobaras*.

3. **a. Derecha**

Debido a la rotación de la Tierra, la fuerza de Coriolis hace que el viento parezca girar hacia la derecha en el hemisferio norte.

4. **b. Recto**

En realidad, en relación con la fuerza de Coriolis, el viento sigue un camino recto mientras la Tierra rota.

5. **cercanas**

Los vientos fuertes están relacionados con isobaras espaciadas cercanas.

6. **Gradientes de presión**

La pendiente entre las isobaras refleja el gradiente de presión.

7. **a. Se produce sobre la capa límite planetaria**

El viento geostrófico se produce sobre la capa límite planetaria. Este sopla paralelamente a las isobaras.

8. **Capa límite planetaria (o capa límite atmosférica)**

La sección de la atmósfera más próxima a la superficie terrestre donde la fricción influye en el viento se denomina *capa límite planetaria o atmosférica*.

9. **a. A medida que la fricción aumenta, disminuye el efecto de Coriolis sobre la dirección del viento.**

A medida que la fricción aumenta, la velocidad del viento disminuye. Esto se explica porque la fuerza de Coriolis es proporcional a la velocidad del viento; así, cuando el efecto de

Coriolis sobre la dirección del viento disminuye, la velocidad del viento también lo hace.

10. Espiral de Ekman

El cambio en la dirección del viento en altitudes diferentes dentro de la capa de fricción se denomina espiral de Ekman.

11. a. En dirección de las agujas del reloj

En el hemisferio Sur, el flujo del aire alrededor de un ciclón es en dirección a las agujas del reloj.

12. a. Converge

El flujo de aire de la superficie en un área de baja presión converge.

13 a. Verdadero

El aire convergente en el ecuador se conoce como *zona de convergencia intertropical*.

14. Corrientes de chorro

Las bandas de vientos de alta velocidad en la capa superior de la atmósfera se denominan *corrientes de chorro*.

15. Masas de aire

Los frentes generalmente separan las masas de aire.

**16. Temperatura
Humedad**

La uniformidad de una masa de aire se basa en dos características físicas: la temperatura y el contenido de humedad.

**17. Tierra
Mar
Latitud**

Los nombres de las masas de aire surgen de las regiones de donde provienen, según el origen en la tierra o el mar y según su latitud.

18. Continental polar

Continental tropical

Las masas de aire de Tierra firme son *continental polar* (cP) y *continental tropical* (cT).

19. **b. Frío**

Los frentes fríos avanzan como una cuña empujada de aire.

20. **a. Cálido**

Los frentes cálidos separan el aire cálido en avance del aire frío en retirada.

21. **b. Frío**

Por lo general, los frentes fríos presentan nubes y precipitaciones que siguen la posición del frente superficial.

22. **d. Cálido, ocluido o estacionario**

La precipitación generalmente se encuentra en el avance de un frente cálido, ocluido o estacionario.

23. **a. Frío**
b. Cálido
c. Ocluido
d. Estacionario

24. **a. Verdadero**

El entrampamiento frontal generalmente es peor con frentes cálidos que con frentes fríos porque los primeros se suelen mover más lentamente y sus superficies se inclinan de manera más gradual.

25. **a. Verdadero**

La fricción no afecta a los vientos de gradiente.

26. **a. Verdadero**

Las áreas urbanas presentan accidentes adicionales en sus superficies debido a la presencia de elementos hechos por el hombre.

Bibliografía

Drake, R.L. y otros, 1979. *Mathematical Models for Atmospheric Pollutants*. EA-1131.
Preparado

para el Electric Power Research Institute.

Houghton, D.D., 1985. *Handbook of Applied Meteorology*. Nueva York: John Wiley & Sons.

Demillio, R., 1994. *How Weather Works*. Emeryville, California: Ziff David Press.

Stern, A.C. y otros, 1984. *Fundamentals of Air Pollution*. 2^{da}. Edición. Nueva York: Academic Press.

Turner, D.B., 1970. *Workbook of Atmospheric Dispersion Estimates*. EPA AP-26. U.S. Environmental Protection Agency.

Williams, J., 1992. *The Weather Book*. USA Today. Nueva York: Random House.