

Tema 3. Composición y estructura vertical de la atmósfera. Presión y vientos

En este tema se estudiará la composición del subsistema atmósfera. La principal diferencia, respecto a los otros cuatro subsistemas, es que el tiempo de respuesta a los cambios es mucho más corto, por ello es especialmente sensible a toda clase de cambios inducidos por agentes exteriores.

1 Composición de la atmósfera

El aire es una mezcla mecánica de gases, no un compuesto, que contiene partículas sólidas y líquidas en suspensión. Cada uno de los componentes de la atmósfera tiene sus propias fuentes y sumideros en la superficie terrestre. Las tasas de entrada y salida así como el tiempo de residencia son diferentes de unos compuestos a otros. En los últimos 200 años se ha producido una ruptura del equilibrio debida a la actividad industrial que ha incrementado las entradas de algunos de estos gases.

La mayor parte de estos componentes atmosféricos aparecen homogéneamente repartidos en las capas bajas de la atmósfera ya que la mezcla turbulenta impide una gradación vertical en función de los pesos moleculares. Sin embargo existen algunos componentes cuya concentración puede variar sensiblemente en el tiempo y en el espacio (H_2O y CO_2).

Tanto el *Nitrógeno* como el *Argón*, son gases inertes, apenas reaccionan con el resto de los componentes y podría decirse que son gases de relleno. El *oxígeno* en cambio es muy activo y su presencia depende de una serie de reacciones químicas. Si fuera más abundante, la frecuencia de incendios sería excesiva para el desarrollo de la vida.

El *vapor de agua* existe en proporciones mucho más variables en el tiempo y en el espacio llega al 4%, en superficie y es casi inexistente por encima de los 10 Km. Pasa a la atmósfera por evaporación y transpiración y asciende por la turbulencia atmosférica, más efectiva por debajo de 10 Km, otra causa es que el aire frío tiene una menor capacidad para acumular vapor de agua. Por esta misma razón la concentración de vapor de agua es máxima en verano y latitudes bajas (con excepciones como las zonas desérticas). Actúa como agente transportador del calor

COMPONENTE	FORMULA	VOLUMEN DE AIRE SECO	PESO MOLECULAR
Nitrógeno	N_2	78.09 %	28.02
Oxígeno	O_2	20.95 %	32
Argón	Ar	0.93 %	39.88
Dióxido de carbono	CO_2	0.032 %	44
Neón	Ne	180 ppmv	20.18
Helio	He	52 ppmv	4
Metano	CH_4	15 ppmv	
Criptón	Kr	1 ppmv	
Hidrógeno	H_2	0.5 ppmv	2.02
Oxido nitroso	N_2O	0.2 ppmv	
Monóxido de carbono	CO	0.1 ppmv	
Xenón	Xe	0.08 ppmv	
Ozono	O_3	0.02 ppmv	48
Amoniaco	NH_3	0.006 ppmv	
Dióxido de nitrógeno	NO_2	0.001 ppmv	
Oxido nítrico	NO	0.0006 ppmv	
Dióxido de azufre	SO_2	0.0002 ppmv	
Sulfuro de hidrógeno	H_2S	0.0002 ppmv	

Table 1: Composición de la atmósfera

(debido a su capacidad para absorber y liberar calor latente) y como regulador térmico debido a su alto calor específico.

Tiene además una elevada capacidad de absorción de radiación de onda larga por lo que es el agente más activo en el efecto invernadero. La presencia de H_2O supone un calentamiento del orden de 20°C, su efecto es superior al de todos los demás gases en sus proporciones actuales. Las bandas de absorción están en 3 μ , 5-7 μ y más allá de 11 μ .

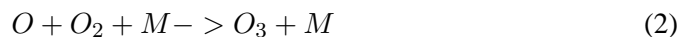
El agua, aparece en la atmósfera en las tres fases sólido, líquida y vapor. Los cambios de una a otra se producen mediante mecanismos muy complejos con absorción-liberación de energía. Esto unido a la elevada variabilidad espacio-temporal y por la complejidad que introduce la formación de nubes hace que resulte difícil entender el papel del vapor de agua en el clima global.

La mayor fuente de vapor en la atmósfera es la evaporación-epapotranspiración, la actividad humana resulta poco significativa. Esto implica que cualquier calentamiento de la atmósfera (tenga el origen que tenga) supondrá un incremento de estos procesos y por tanto en la cantidad de vapor de agua en la atmósfera. El sumidero del vapor de agua está por supuesto en los mecanismos de condensación-precipitación. Por ello, se ha planteado la posibilidad de que un clima globalmente más cálido sea además más lluvioso.

La atmósfera contiene una pequeña cantidad de *Ozono*, absorbe casi toda la radiación solar ultravioleta constituyendo una envuelta protectora sin la que la vida en la tierra desaparecería. El ozono aparece entre 15 y 35 Km, las concentraciones son especialmente altas por encima de 50°N y desciende sobre el Ecuador.

Esta distribución se debe a procesos de transferencia de ozono no muy bien explicados. Por otra parte existen fluctuaciones temporales debidos a variaciones en la emisión de radiaciones ultravioletas, y finalmente la reducción de la cantidad de ozono debido a la acción de los CFCs.

El ozono se produce por disgregación y recombinación de moléculas de oxígeno debido a la radiación ultravioleta y se destruye también por acción de la radiación ultravioleta.



El equilibrio en la producción-destrucción de ozono se rompe debido a la llegada a la estratosfera de los *haluros de carbono* de origen industrial (sprays, envases aislantes, refrigeradores, aviones, etc), incluyen los CFC y los halones. En principio tienen unas propiedades muy interesantes (inertes, no tóxicos ni inflamables) por lo que su uso se ha extendido enormemente. Pero precisamente su caracter inerte hace que permanezcan muchísimo tiempo en la atmósfera y su único sumidero es la descomposición fotoquímica en la estratosfera. Se les conoce precisamente por su actividad en la eliminación del ozono estratosférico, pero también contribuyen notablemente al efecto invernadero debido a la presencia de varias bandas de absorción entre 7 y 12 μ . La concentración actual es de algo menos de 1 ppm.

Desde 1979 se registra una disminución de un 1% en la concentración de ozono en la estratosfera, cada 1% de ozono perdido implica un aumento de un 2% en la cantidad de radiación ultravioleta que llega a la tierra.

Las consecuencias del incremento en radiación ultravioleta pueden ser:

- Problemas de salud (oculares y cancer de piel)
- Disminución de la capacidad fotosintética
- Destrucción del fitoplancton superficial, base de las cadenas tróficas oceánicas.

Un 10% del Ozono se encuentra en la troposfera aunque la proporción tiende a incrementarse. Sus fuentes son el ozono estratosférico, diversos procesos fotoquímicos y procesos industriales. Se trata de un gas altamente venenoso.

El *dióxido de carbono* es transparente a la radiación solar pero absorbe gran cantidad de energía entre 12 y 20 μ .

Penetra en la atmósfera por la respiración de los seres vivos, la quema de combustibles fósiles y diversos tipos de actividad humana como la fabricación de cemento. La fotosíntesis y la asimilación en los océanos para producir las conchas de los seres vivos compensan las entradas.

El gran sumidero de CO_2 está en el océano como sedimentos de CO_3Ca , conteniendo 60 veces más CO_2 que la atmósfera. Los intercambios atmósfera-océano de CO_2 son muy complejos y vienen influidos por procesos de intercambio horizontal y vertical en el océano. Hay motivos para suponer que el enriquecimiento o empobrecimiento de CO_2 en aguas superficiales debido a movimientos verticales a empobrecido o enriquecido la atmósfera influyendo en los cambios climáticos

Este equilibrio se ha roto desde 1870 debido al espectacular incremento en la quema de combustibles que ha hecho pasar la concentración de CO_2 en la atmósfera de 290 ppm (1870) a 335 ppm (1980)

El CO_2 se difunde bastante bien en la atmósfera por convección y advección por lo que su reparto en la atmósfera es relativamente rápido y su concentración no depende así de los grandes centros productores.

A partir de 1958 se iniciaron medidas sistemáticas del CO_2 atmosférico, se observa por un lado un ascenso continuado y un ciclo anual acusado por el cual la concentración desciende en verano y se incrementa en invierno. El gradiente actual de crecimiento viene a estar en 1.8 ppm/año aunque con tendencia a incrementarse.

No se tiene una idea muy clara de los sumideros de CO_2 . Uno de los principales sumideros es la fotosíntesis vegetal que explica en parte el ritmo estacional en el contenido de CO_2 en la atmósfera. Sin embargo el aumento en la cantidad de CO_2 en la atmósfera es muy inferior al ritmo de consumo de combustibles fósiles

La presencia del *metano* (CH_4) en la atmósfera data de los tiempos más remotos. La concentración se ha mantenido creciente durante el holoceno, siguiendo un curso similar al de la población, la proporción actual está en 1.72 ppm con un ritmo de crecimiento cercano al 1%. Las fuentes se vinculan a procesos de fermentación orgánica anaerobia (pantanos) y a la actividad humana generalmente de tipo agrícola o rural. Entre los sumideros, la oxidación en presencia de OH y, a menor escala, su recuperación para su uso como combustible en explotaciones agrícolas

Su contribución al efecto invernadero viene por tres vías. En primer lugar, absorbe entre 6.5 nm y 7.5 μ ; en segundo lugar su presencia afecta a las reacciones entre diversos gases traza alterando sus concentraciones; en tercer lugar la oxidación de una molécula de metano produce dos moléculas de agua.

La concentración actual de *óxido nítrico* (N_2O) en la atmósfera libre es de 0.31 ppm (0.285 ppm hace 100 años) con un crecimiento anual entre 0.2 y 0.5 %. Una de sus principales fuentes son los rayos, es por tanto anterior a la presencia del hombre

Localización	pH	SO_4^{2-}	NO_3^-	NH_4^+
Islandia	4.92	8.8	1.7	2.1
Alaska	4.96	7.1	1.9	1.1
Itaca (NY, USA)	4.16	61.4	29.1	15.7
Sur de Suecia	4.4	71.0	41	42
Rep.Checa	4.4	104.2	198.5	73.6

Table 2: pH y concentración de iones ($\mu eq l^{-1}$) Fuente: Bridgman(1997)

en la tierra. Otras fuentes son los ciclos del nitrógeno, uso de fertilizantes, determinadas prácticas agrícolas, actividades industriales que precisan elevadas temperaturas, procesos oceánicos, quema de combustibles fósiles y biomasa. Su tiempo medio de residencia es de 170 años.

Contribuye enormemente a la destrucción del Ozono y tiene tres bandas de absorción en 7.7μ , 9μ y 17μ .

Existen determinados *gases traza* (gases que aparecen en proporciones muy pequeñas). Algunos de estos están alcanzando desde el inicio de la era industrial proporciones crecientes debido a la actividad humana. Muchos de ellos son capaces de absorber radiación terrestre de onda larga con lo que contribuyen al calentamiento de la atmósfera.

En los ciclos (naturales o industriales) del azufre, nitrógeno y cloro, se producen diversas reacciones que dan lugar a una serie de *compuestos contaminantes* que se incluyen entre los gases traza. Al reaccionar con el agua suelen dar lugar a ácidos que ocasionan la lluvia ácida.

A pesar de la capacidad de la atmósfera de homogeneizar sus contenidos a medio o largo plazo, a corto plazo la concentración de los compuestos de origen industrial aparece muy concentrada alrededor de los puntos de origen en un área determinada por el régimen medio de vientos en la que se pueden producir episodios graves de contaminación y lluvia ácida.

Finalmente aparecen numerosos *aerosoles* (partículas suspendidas de sales marinas, polvo, materia orgánica o de origen industrial) procedentes de la superficie terrestre. La concentración en el tiempo y el espacio de los aerosoles está influenciada fundamentalmente por la actividad volcánica y humana.

Los aerosoles de origen industrial contribuyen a un incremento local de las temperaturas al aumentar la absorción atmosférica y tal vez a un aumento de la precipitación al actuar como núcleos de condensación. Los de origen volcánico suelen ascender a la alta troposfera o la estratosfera y contribuyen a un enfriamiento al incrementar el albedo.

Altura (Km)	Presion (mb)	Temperatura ($^{\circ}C$)	Densidad (Kg/m^3)
20	57.8	-56.05	0.09
19	67.7	-57.05	
18	79.4	-58.05	
17	93	-59.05	
16	108.9	-58.75	
15	127.6	-57.55	0.19
14	149.6	-56.25	
13	175.2	-54.95	
12	205	-52.95	
11	238.5	-47.25	
10	277.4	-41.45	0.41
9	321	-35.05	0.47
8	369.5	-27.75	0.53
7	424.1	-20.65	0.59
6	484.9	-13.55	0.66
5	551.2	-7.15	0.74
4	625.6	-0.85	0.82
3	709.5	5.35	0.91
2	800.7	10.35	1.01
1	903	14.55	1.11
0	1016	17.65	1.23

Table 3: Estructura física de la baja atmósfera

2 Estructura vertical de la atmósfera

La atmósfera puede dividirse en una serie de capas horizontales bastante marcadas en función de la distribución de diferentes variables como presión, densidad, composición química y especialmente temperatura.

1. Troposfera. Es la capa inferior y aquella en que se producen mayoritariamente los fenómenos meteorológicos y la turbulencia. Contiene el 75% de la masa de la atmósfera y la práctica totalidad del vapor de agua, CO_2 y aerosoles, por ello se producen aquí la mayor parte de los fenómenos meteorológicos. Se puede distinguir en ella un primer nivel denominado capa límite planetaria (hasta 600-800 m) definida por la influencia del sustrato geográfico donde predomina una mezcla turbulenta del aire por el roce permanente con la superficie rugosa. Por encima se localiza la troposfera libre. La temperatura desciende a un ritmo medio de $6.5^{\circ}C/Km$. Su límite superior (denominado tropopausa) coincide con una inversión térmica que actúa como freno a los procesos de convección característicos de esta capa. Su altura no es constante (16 Km en el Ecuador y 8 Km en los polos) presenta a veces fracturas que permiten importantes intercambios entre la troposfera y las capas superiores.

2. Estratosfera. Se extiende desde la tropopausa hasta 50 Km de altura (Estratopausa). Contiene la mayor parte del ozono atmosférico, la absorción de radiación ultravioleta por este implica un aumento de temperatura que se hace máximo en la estratopausa (debido a que al ser menor la densidad hay menos materia que calentar)

3. Mesosfera. Descenso térmico hasta -90°C a 80 Km de altura (mesopausa)

Estas tres capas se suelen agrupar con el nombre de **Homosfera** debido a que la composición química se mantiene prácticamente constante y en su estructura física es básico el reparto de presión densidad y temperatura.

4. Heterosfera. Comienza a los 90 Km, está formada por cuatro capas sucesivas de composición química característica N_2 (entre 90 y 200 Km), O (entre 200 y 1100 Km), He (entre 1100 y 3500 Km) y H (entre 3500 y 10000? Km). Se puede observar como los gases aparecen ordenados en función de su peso molecular. La temperatura aumenta con la altura aunque esta sujeta a fuertes oscilaciones diarias, estacionales y debidas a los ciclos de manchas solares.

3 Presión atmosférica. El campo de presión

La atmósfera se encuentra sujeta a la tierra debido a la ley de la gravedad. Aunque nos pase desapercibido, la atmósfera esta compuesta de materia y tiene una masa (aproximadamente 1.0326 Kg de aire por cada cm^2 de superficie terrestre al nivel del mar) esta masa ejerce una presión sobre la superficie terrestre. La presión se define como:

$$P = \frac{mg}{A} = \frac{hmg}{hA} = \frac{hmg}{V} = h\rho g \quad (4)$$

Donde h es el espesor de la atmósfera por encima del punto de medida y ρ la densidad media del aire por encima de ese punto.

El aire es muy compresible, casi el 97% de su masa se encuentra en los 29 Km inferiores, por ello, sus capas inferiores son mucho más densas que las superiores, por tanto el descenso de la presión con la altura depende a su vez del descenso de la densidad con la altura según la ecuación hidrostática:

$$\frac{\delta P}{\delta h} = -\rho g \quad (5)$$

La densidad media del aire seco es 1.293 Kg/m^3 y la presión atmosférica tiene un valor medio de 1013 mb. Sin embargo, como cualquier variable climatológica, presenta una importante variabilidad espacio-temporal resultado de las desigualdades en la energía terrestre y en la densidad del aire. La presión atmosférica depende fundamentalmente de la densidad de la columna de aire que este por encima.

Puesto que la densidad del aire desciende rápidamente con la altura en las capas bajas de la troposfera, la presión también desciende rápidamente con la altura.

Por tanto para comparar la presión en observatorios situados a diferente altitud, es necesario transformar el valor de presión obtenido al valor correspondiente a una altitud de referencia (normalmente el nivel del mar).

Sin embargo la temperatura, al modificar la densidad, también modifica la presión. Cuando la temperatura aumenta disminuyen densidad y presión (y viceversa). Esta es la causa de la aparición de altas presiones de origen térmico (en invierno) debido a un aumento de la densidad del aire y una mayor compresión. Sin embargo la acumulación de aire en las capas bajas de la atmósfera crea un área de baja presión en altura.

El efecto contrario se produce cuando aparecen bajas presiones de origen térmico (en verano) debido a un descenso de la densidad del aire que se hace más liviano. La acumulación de aire en las capas altas de la atmósfera crea un área de alta presión en altura.

Si tenemos dos columnas de aire con distinta temperatura pero con la misma presión en superficie, la presión en altura será mayor en la columna de aire caliente. Como resultado se produce una transferencia de aire en altura desde la columna caliente hacia la fría. Esto conlleva un aumento en la presión superficial bajo la columna de aire frío y un descenso bajo la columna de aire cálido. Para compensar esta diferencia, se produce una transferencia de aire en superficie desde la columna de aire frío a la de aire cálido. El resultado es un bucle de viento que se mantendrá hasta que se homogeneizen las características de ambas columnas de aire. Sin embargo debido a la rugosidad en la superficie, la velocidad del viento será menor con lo que esta homogeneización puede no producirse.

Si la atmósfera fuera un fluido en reposo, rápidamente se alcanzaría un equilibrio en el que la presión sería 1013 hPa en toda la Tierra. Sin embargo el continuo aporte de energía solar y de movimiento (rotación) impide que se alcance el equilibrio.

4 Mapas de tiempo

A partir de mediciones de presión en diferentes niveles de la atmósfera, se construyen los mapas de presión a diferentes alturas. Su análisis es el objetivo de la predicción meteorológica y de la climatología sinóptica.

4.1 Mapas de superficie

Si a partir de un conjunto de observatorios meteorológicos, situamos en un mapa la presión atmosférica al nivel del mar, en una serie de puntos, podemos interpolar

una serie de líneas denominadas *isobaras* que unen puntos de igual presión. El trazado de estas isobaras suele adoptar una serie de configuraciones típicas que van asociadas a determinados fenómenos atmosféricos. En principio cabe distinguir entre áreas de alta presión (mayor que 1013 mb) y áreas de baja presión (menor que 1013 mb). Es importante recordar la idea de que sobre una área de alta presión hay mayor “cantidad” de aire que sobre un área de baja presión y que este aire está más comprimido.

Las configuraciones isobáricas fundamentales son:

- *Anticiclón*: Es una configuración constituida por isobaras cerradas, elípticas o circulares, cuyo valor aumenta hacia el interior donde aparece el máximo. Se representa por A o H
- *Borrasca, baja o depresión*: Es una configuración constituida por isobaras cerradas, elípticas o circulares, cuyo valor disminuye hacia el interior donde aparece el mínimo. Se representa por B, D o L.
- *Dorsal*: Configuración de isobaras no cerradas que aparecen como prolongación de un anticiclón. Suele adoptar forma de U. En algunos casos se dibuja una a sobre ellas.
- *Vaguada*: Configuración de isobaras no cerradas que aparecen como prolongación de una borrasca. Adopta forma de V. En algunos casos se dibuja una b sobre ellas.
- *Collado o silla de montar*: Isobaras no cerradas, aparece por una disposición en cruz de dos anticiclones y dos borrascas en forma de silla de montar.
- *Puente anticiclónico y desfiladero de bajas presiones*
- *Pantano barométrico*: Apenas aparecen isobaras o estas están muy definidas.
- *Isobaras paralelas*: Haz largo y bien establecido de isobaras paralelas.

Además de prestar atención a los valores de presión en un área, es interesante estudiar el gradiente de presión que aparece. Este gradiente se puede calcular como la diferencia de presión entre dos isobaras partido por la distancia horizontal. Suele ser mayor en borrascas y vaguadas que en anticiclones o dorsales.

Los mapas de tiempo de superficie así creados, suelen acompañarse de la representación de los sistemas frontales. Son un medio de representación cartográfica de la información meteorológica y al mismo tiempo facilitan el análisis y la predicción.

4.2 Mapas de tiempo en altura

Además de la situación en superficie, el análisis meteorológico exige disponer de información sobre la situación en altura. Los mapas de altura se construyen de forma algo diferente. En lugar de repetir el procedimiento a determinadas alturas (1000 m, 2000 m, 5000 m), se construye un mapa en el que se indican las altitudes a las que se encuentra una determinada presión atmosférica (300, 500, 700, 850 mb) Para ello se utilizan unas curvas denominadas isohipsas que unen los puntos en los que un determinado valor de presión se alcanza a la misma altura. El más utilizado de estos mapas de altura es el de 500 mb, la altitud normal de este valor de presión es de 5500 m.

Los valores altos de las isohipsas indican áreas de presión alta y los valores bajos áreas de presión baja. Anteriormente se ha visto que existe una relación estrecha entre presión y temperatura, por lo que cuando la temperatura aumenta, la presión aumenta. Junto a las isohipsas se trazan isotermas, por lo que puede comprobarse fácilmente esta relación.

La Circulación General Atmosférica (CGA) en altura es más homogénea que en superficie, por tanto las configuraciones características abarcan una extensión mucho mayor. En latitudes medias se caracteriza por una circulación del Oeste, por lo que es necesario tener en cuenta el índice de circulación zonal. Un índice zonal alto implica la existencia de corrientes que circulan de Oeste a Este a gran velocidad (150 Km/h). Si el índice es bajo la corriente zonal meandrizada y se llega a una situación de circulación azonal o meridiana apareciendo ondas denominadas ondas de Rossby.

En altura aparecen configuraciones similares a las que aparecen en superficie aunque a mayor escala y muy vinculadas al tipo de circulación:

- Los anticiclones en altura son configuraciones de isohipsas cerradas y altitudes crecientes hacia el interior
- Las borrascas serán configuraciones de isohipsas cerradas y altitudes decrecientes hacia el interior.
- Crestas y dorsales en altura. Se trata de expansiones de áreas de alta presión, cuando la masa de aire que se desplaza es de origen tropical se le denomina dorsal, si es continental cresta.
- Vaguadas planetarias, de gran tamaño. Adoptan diferentes orientaciones en función de cual sea el índice de circulación zonal. Si es bajo adoptan orientación N-S si es muy bajo orientación NE-SW (vaguadas retrógradas), si es alto no aparecen.
- *Gota fría*: Baja en altura que no aparece en superficie (o aparece muy debilitada) acompañada de un embolsamiento de aire frío. Aparecen por estrangulamiento de las vaguadas.

5 El movimiento horizontal del aire, el viento.

El viento puede definirse como el movimiento horizontal del aire respecto a la superficie terrestre. Puesto que la Tierra gira de Oeste a Este, todos los cuerpos situados sobre ella (incluido el aire) giran en este mismo sentido y a una velocidad que viene dada por:

$$vr = 2\pi R \cos(L) / 24 \quad (6)$$

R es el radio terrestre $R=6378$ Km, a partir de estos datos podemos calcular que vr en Murcia es 1316 Km/h.

Por tanto un viento del oeste implica un movimiento del aire en dirección O-E a una velocidad superior a la de rotación de la Tierra mientras que un viento del Este sería un movimiento de aire en dirección O-E a una velocidad inferior a la de rotación.

Los mecanismos que dan lugar al viento se relacionan con la dinámica de fluidos. Un fluido, como por ejemplo el aire, está en reposo cuando en el plano horizontal todos los puntos reciben la misma presión, se trata de una situación de equilibrio. Cuando las presiones son desiguales se produce un gradiente de presión que provocará un movimiento en el fluido desde los lugares de altas presiones a los lugares de bajas presiones con lo que se tiende a la situación de equilibrio.

El movimiento horizontal del aire esta controlado por la acción de una serie de fuerzas:

Fuerza del gradiente de presión

Es la causa original del movimiento del aire. De el depende la velocidad inicial y la dirección de desplazamiento

$$G = \frac{1}{d} x \frac{dp}{dl} \quad (7)$$

Como puede verse, cuanto más cerca estén las isobaras mayor será la aceleración debida al gradiente. Por otro lado a menor densidad mayor será la aceleración del viento (ya que hay menor rozamiento entre las moléculas que se desplazan), esto implica que los vientos sean más rápidos siempre en altura.

Fuerza de Coriolis

Es producida por efecto de la rotación de la tierra y desvía el flujo de aire de su dirección original para un observador situado en tierra

Es perpendicular a la dirección del viento y la desvía hacia la derecha en el hemisferio Norte y hacia la izquierda en el hemisferio Sur. Es proporcional al seno de la latitud por lo que se hará máxima en los polos y mínima en el Ecuador.

$$F_c = 2\Omega \sin(L)v \quad (8)$$

donde Ω es la velocidad angular de la Tierra (tamaño del ángulo recorrido por unidad de tiempo) que se obtiene dividiendo 360° entre 24 horas, el resultado es $\Omega = 15^\circ/h$.

La fuerza de Coriolis es en realidad una fuerza ficticia que resulta de la simplificación de dos leyes fundamentales para explicar la dinámica de la atmósfera: El principio de conservación del torbellino absoluto y el principio de conservación del momento angular, Ambos se verán en el tema 7.

Viento geostrófico

La acción conjunta de la fuerza del gradiente y de la fuerza de Coriolis hacen que el viento sople de manera prácticamente paralela a las isobaras dejando, en el hemisferio Norte, las células de alta presión a la derecha y las de baja presión a la izquierda. Esto significa girar en el sentido de las agujas del reloj alrededor de las altas presiones y en sentido contrario alrededor de las bajas.

Fuerza de rozamiento

En las capas bajas de la atmósfera aparece una última fuerza debida al rozamiento del viento sobre la superficie y que tiende a desviar el viento de la dirección teórica del viento geostrófico, hacia la izquierda en el hemisferio Norte y hacia la derecha en el hemisferio Sur. El resultado es que el aire tiende a desplazarse hacia el centro de las borrascas y hacia el exterior de los anticiclones a una velocidad inferior a la correspondiente al viento geostrófico. La influencia de esta fuerza de rozamiento va disminuyendo con la altura hasta desaparecer a una altura equivalente a los 500 mb.

6 Convergencia y divergencia, Confluencia y difluencia

Todos los movimientos atmosféricos se encuentran conectados de algún modo. Cualquier movimiento horizontal produce un movimiento vertical y viceversa. Una acumulación de aire en un punto del planeta (en superficie o altura) se compensa con un movimiento vertical hacia arriba o hacia abajo). Sin embargo pueden producirse situaciones de acumulación (convergencia, confluencia) o vacío (divergencia, difluencia) momentaneo de aire.

Se produce confluencia cuando las líneas que definen la trayectoria de los vientos no son paralelas sino que tienden hacia un punto común y difluencia cuando se alejan. Esto ocasiona variaciones (aumento o disminución) en la velocidad sin cambios en la cantidad de masa por unidad de volumen (densidad).

La convergencia se produce cuando la velocidad del viento disminuye en la dirección del viento (Isotacas: líneas de igual velocidad del viento), supone una acumu-

lación neta de masa de aire en un punto. La divergencia es el efecto contrario y produce una disminución neta de masa de aire.

La unión de divergencia y difluencia produce una fuerte divergencia y el contrario fuerte convergencia. Mientras que difluencia+convergencia o confluencia+divergencia crearán situaciones indeterminadas. En las zonas de baja presión aparecen situaciones de confluencia y, en algunos casos, convergencia, así como un ascenso neto del aire; en las zonas de alta presión aparece un descenso neto del aire lo que supone difluencia y, en algunos casos, divergencia.

Convergencia y divergencia pueden producirse por efecto del rozamiento con la superficie, por la topografía, por el calentamiento de las capas superficiales de la atmosfera o por movimientos verticales de aire, así las situaciones de convergencia en altura van asociadas a descenso de aire y divergencia en superficies. La divergencia en altura crea un efecto de succión en la columna de aire que crea una baja presión en superficie que origina convergencia.

7 Sistemas de viento

Los sistemas de viento son flujos de aire con dirección y velocidad homogéneas que afectan a una porción de la atmósfera suficientemente significativa.

Los sistemas de viento pueden ser de tres tipos,

- macrocálculos, escala planetaria (alisios, vientos del oeste de latitudes medias, monzones) están directamente ligados a la Circulación General Atmosférica aunque pueden intervenir factores geográficos de gran amplitud.
- mesocálculos, se deben a factores geográficos (vientos de montaña y valle, vientos orográficos y brisas)
- microcálculos, se deben a condiciones microclimáticas muy concretas y muy poco generalizables (vientos inducidos por el trazado urbano).

Entre los vientos mesocálculos destacan los vientos de montaña y valle, los de origen topográfico y las brisas terrestres y marinas. Aparecen cuando las condiciones generales macrocálculos son de calma.

- Vientos de montaña y valle. Durante el día, el sol calienta más las laderas y cimas de las montañas que los valles, se crea de este modo un pequeño gradiente de presión que origina vientos ascendentes (anabáticos) a lo largo del eje del valle dirigidos hacia la cabecera y hacia las laderas, caracterizados por una velocidad muy baja. Por las noches el proceso es el contrario, se enfrían antes las cimas y laderas que el valle que queda más resguardado, se forma un pequeño gradiente de presión contrario al anterior que, reforzado por la acción de la gravedad, origina vientos descendentes (catabáticos) desde la ladera al fondo de valle y desde cabecera a la salida.

- Vientos de origen topográfico. Cuando el aire fluye perpendicularmente a las barreras topográficas, puede bordearlas si no son muy importantes. Si no las puede bordear, se produce convergencia y el aire se eleva para superar la barrera. Si este aire es potencialmente inestable y condensa a barlovento su temperatura descenderá, si pierde humedad por precipitación, en la vertiente de sotavento descenderá y su temperatura aumentará hasta valores más elevados que antes de empezar a subir el relieve produciéndose un aire cálido y seco (efecto Fohen).
- Brisas terrestres y marinas. Se deben al desigual calentamiento y enfriamiento de tierra y mar a lo largo del día y de la noche que crea gradientes de presión de distinta dirección y por tanto vientos también de distinta dirección.

Las variables fundamentales en el estudio del viento son su dirección que se mide en grados mediante una veleta y su intensidad o velocidad que se mide con un anemómetro y se expresa en m/s, Km/h y en el mar en nudos que equivalen a millas marinas por hora (1 milla = 1,853 Km).