

## CAPITULO 7

### EL VIENTO

#### **1. DEFINICIÓN:**

El viento es la variable de estado de movimiento del aire. En meteorología se estudia el viento como aire en movimiento tanto horizontal como verticalmente. Los movimientos verticales del aire caracterizan los fenómenos atmosféricos locales, como la formación de nubes de tormenta.



El viento es causado por las diferencias de temperatura existentes al producirse un desigual calentamiento de las diversas zonas de la Tierra y de la atmósfera. Las masas de aire más caliente tienden a ascender, y su lugar es ocupado entonces por las masas de aire circundante, más frío y, por tanto, más denso. Se denomina propiamente "viento" a la corriente de aire que se desplaza en sentido horizontal, reservándose la denominación de "corriente de convección" para los movimientos de aire en sentido vertical.

La dirección del viento depende de la distribución y evolución de los centros isobáricos; se desplaza de los centros de alta presión (anticiclones) hacia los de baja presión (depresiones) y su fuerza es tanto mayor cuanto mayor es el gradiente de presiones. En su movimiento, el viento se ve alterado por diversos factores tales como el relieve y la aceleración de Coriolis.

En superficie, el viento viene definido por dos parámetros: la dirección en el plano horizontal y la velocidad.

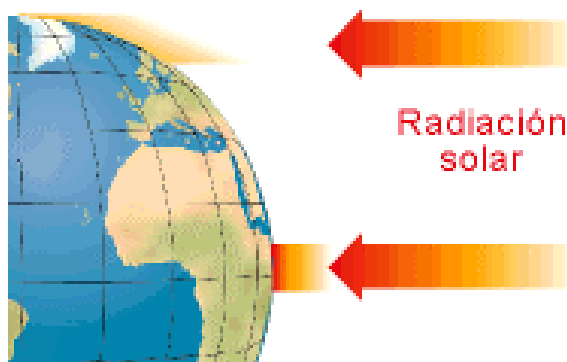
#### **2. LA CIRCULACIÓN GENERAL EN LA ATMOSFERA:**

El aire de la atmósfera experimenta unos procesos de circulación de carácter general que determinan la climatología y la estacionalidad y evolución de los fenómenos meteorológicos.

## La radiación solar

La energía calorífica de la radiación solar es la generatriz de todos los procesos meteorológicos y climáticos que se dan en la tierra. Al incidir sobre el planeta, atraviesa el gas atmosférico sin apenas calentarlo; en cambio sí calienta la superficie terrestre que es la que acaba transmitiendo el calor al aire atmosférico en contacto con ella. Así pues, es la tierra la que calienta directamente la atmósfera y no la radiación solar. Esto tiene una importante trascendencia para entender la dinámica de todos los procesos que se dan en meteorología.

Sin embargo, no toda la superficie de la tierra recibe por igual la misma energía: los polos son las que menos y las zonas ecuatoriales son las que más. De este modo, la superficie de la tierra no transmite de una forma uniforme el calor al aire que tiene sobre ella.



LA TIERRA DEL ECUADOR SE CALIENTA MÁS POR LA ACCIÓN SOLAR QUE LA DE LOS POLOS, DEBIDO A QUE RECIBE MÁS CANTIDAD DE RADIACIÓN POR UNIDAD DE SUPERFICIE.

Esto origina que se produzcan intercambios térmicos entre las zonas más calientes y las más frías para restablecer el equilibrio: el aire caliente se desplaza hacia los polos y el aire frío hacia el ecuador. De este modo, las masas de aire nivelan y suavizan el clima en la Tierra y establecen los principios de la circulación general.

## Regiones depresionarias y anticiclónicas

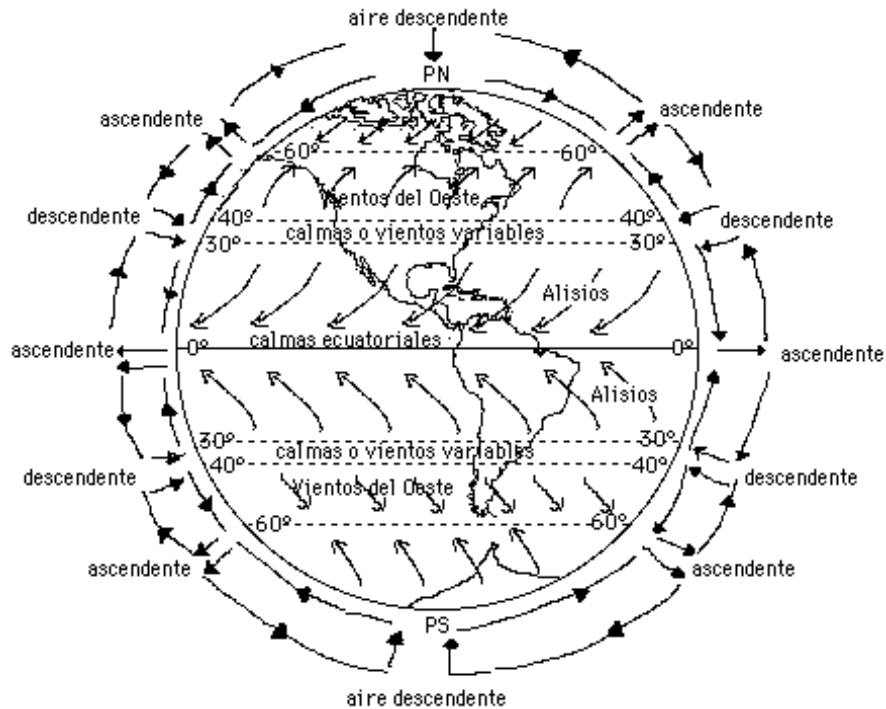
El aire caliente de la zona ecuatorial se hace más ligero y se eleva. Al ascender, se dirige en altura hacia los polos. A medida que se desplaza hacia el polo sufre la acción de la fuerza de Coriolis, desviándose hacia su derecha en el hemisferio Norte y hacia su izquierda en el hemisferio Sur.

Cuando el aire se enfría cae, y una vez en la superficie de la tierra retorna al ecuador absorbido por las bajas presiones que se generan en la zona al ascender el aire caliente. En este trayecto se vuelve a desviar debido a la fuerza de Coriolis, de manera que al llegar a la zona subtropical es ya un viento del Noreste en el hemisferio Norte, y del sureste en el hemisferio Sur. Estos vientos son los denominados alisios.

En los polos ocurre lo contrario. El aire frío y pesado se desplaza desde la zona polar a ras de suelo en dirección al ecuador. La fuerza de Coriolis, lo desvía al Noreste en el hemisferio Norte, y al sureste en el hemisferio Sur. Al descender de latitud el aire se calienta y asciende, volviendo al la zona polar por arriba, absorbido por la depresión en altitud que genera el aire. Sobre el polo vuelve a enfriarse descendiendo y se cerrando el ciclo.

El ciclo ecuatorial abarca desde el ecuador hasta los 30° de latitud en ambos hemisferios. El polar desde ambos polos hasta los 60°.

En las latitudes templadas que quedan entre los 30 y los 60° de latitud se origina otro ciclo. El aire de la zona es más caliente que el polar y más frío que el subtropical. Por ello el aire de la zona tiene tendencia a trasladarse hacia el polo para llenar el vacío dejado por el aire ascendente en los 60 ° de latitud; al ser desviados de nuevo por la fuerza de Coriolis adquieren una marcada componente oeste en ambos hemisferios. Son los denominados vientos de los oestes cuyo predominio en la zona templada genera el denominado "cinturón de los oestes".



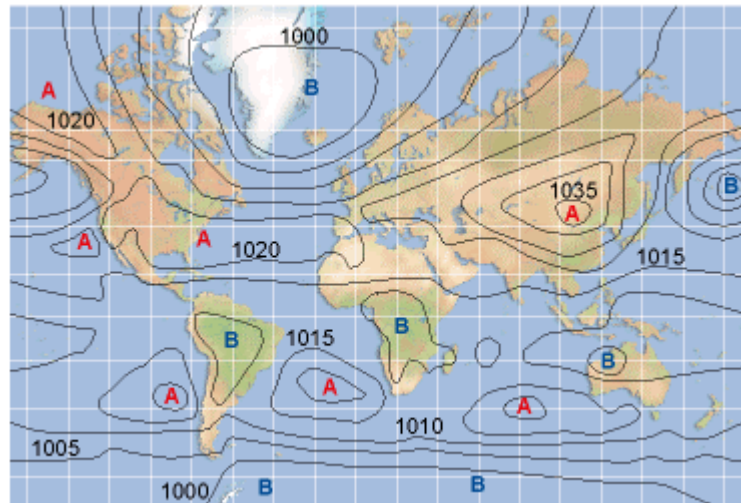
LA ZONAS DEPRESIONARIAS Y ANTICICLÓNICAS SE INTERCALAN CON OTRAS DE VIENTOS DOMINANTES

### Distribución en latitud de las zonas depresionarias y anticiclónicas

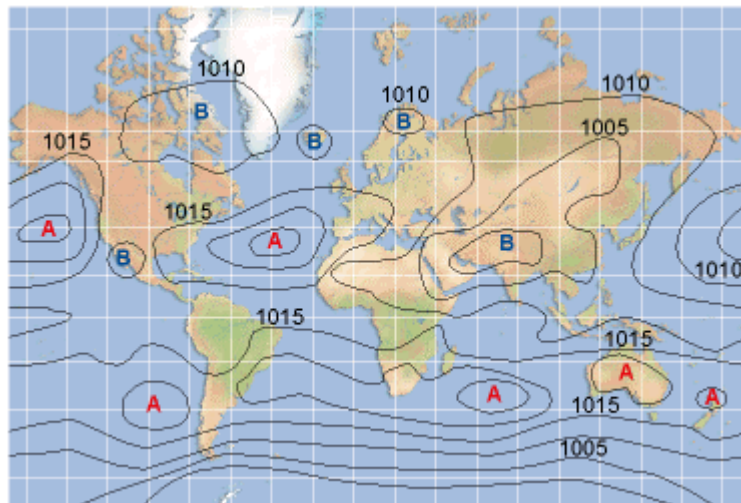
Debido a esta circulación general las zonas de presión atmosférica relativa quedan distribuidos de este modo sobre cada hemisferio de la tierra:

1. Sobre el polo un anticiclón.

2. Una zona de depresiones en torno a los 60° de latitud, a la que se dirigen vientos polares y subtropicales.
3. Una zona de anticiclones sobre los 30° de latitud, que envía vientos de componente oeste (SO en el hemisferio norte y NO en el sur) hacia las regiones templadas y de componente este (NE en el hemisferio norte y SE en el sur) hacia la región ecuatorial.
4. Una zona depresionaria en el cinturón ecuatorial, con vientos en calma pero con fuertes corrientes verticales ascendentes. La denominada zona de convergencia intertropical.



*Isobaras dominantes el mes de enero*



*Isobaras dominantes el mes de julio*

### **La influencia de los continentes**

Este equilibrio es el que se produciría si el planeta tuviera una superficie homogénea, pero en realidad hay tierra y agua que se calientan y enfrían de forma

distinta. En el hemisferio norte predominan las grandes masas continentales y en el sur el agua, por lo que el modelo de circulación general experimenta variaciones en cada caso. También las masas de tierra y agua se encuentran mezcladas sin uniformidad, por lo que la distribución de las depresiones y los anticiclones no es tampoco homogénea en cada hemisferio.

En general, en verano (enero para el hemisferio sur, y julio para el hemisferio norte) la zona anticiclónica de los 30° de latitud tiende a interrumpirse en los continentes debido a su intenso calentamiento debido a alta absorción de la radiación solar de la tierra que genera la aparición de depresiones denominadas térmicas (El aire caliente asciende). Son las depresiones suramericana, sudafricana y australiana en el verano austral, y las centroasiática y Norteamericana, en el boreal.

En invierno (enero para el hemisferio norte, y julio para el sur) la zona anticiclónica se refuerza sobre los continentes al enfriarse el aire sobre ellos más que sobre los océanos. El anticiclón es más denso en los continentes del hemisferio norte, donde la extensión de tierra es superior, que en el sur. Son los anticiclones siberiano y Norteamericano.

### **3. LA FUERZA DE CORIOLIS:**

La denominada fuerza de Coriolis influye en todos los fenómenos de traslación que se realizan sobre la superficie de la tierra.

Debido a su rotación, se genera una fuerza que, en el hemisferio Sur, desvía hacia el Oeste toda partícula en movimiento de Norte a Sur y hacia el Este a las que lo hacen de Sur a Norte.



COMPOSICIÓN VECTORIAL DE CUALQUIER MOVIMIENTO DE TRASLACIÓN SOBRE LA SUPERFICIE DE LA TIERRA

Es decir, en el hemisferio Sur, la fuerza de Coriolis desvía hacia la izquierda los movimientos de las masas de aire y agua. En el hemisferio Norte se produce el efecto inverso: la desviación se produce hacia la derecha

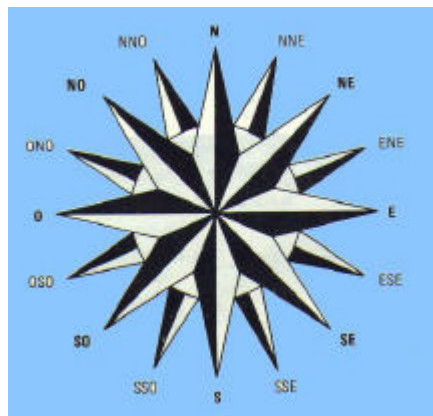
### **Desviación por la fuerza de Coriolis**

La rotación terrestre genera la denominada fuerza de Coriolis que se produce de forma perpendicular a la dirección del movimiento. En el hemisferio sur, el aire procedente de los anticiclones es desviado hacia la izquierda, girando en el sentido contrario de las agujas del reloj. En las depresiones, el viento gira en sentido de las agujas del reloj. En el hemisferio norte se produce el efecto contrario, lo que explica que el viento de las borrascas y los anticiclones gire en sentido inverso.

Este efecto es la base de la denominada Ley de Buys-Ballot que enuncia que un observador que se coloque cara al viento en el hemisferio sur tendrá siempre las bajas presiones a su derecha y las altas presiones a su izquierda.

### **4. DIRECCIÓN Y VELOCIDAD DEL VIENTO:**

**La dirección del viento.-** viene definida por el punto del horizonte del observador desde el cual sopla. En la actualidad, se usa internacionalmente la rosa dividida en 360°. El cálculo se realiza tomando como origen el norte y contando los grados en el sentido de giro del reloj. De este modo, un viento del SE equivale a 135°; uno del S, a 180°; uno del NW, a 315°, etc.



LA DIRECCIÓN SE SUELE REFERIR AL PUNTO MÁS PRÓXIMO DE LA ROSA DE LOS VIENTOS QUE CONSTA DE OCHO RUMBOS PRINCIPALES. SE MIDE CON LA VELETA.

**La velocidad del viento.-** se mide preferentemente en náutica en nudos y mediante la escala Beaufort. Esta escala comprende 12 grados de intensidad creciente que describen el viento a partir del estado de la mar. Esta descripción es inexacta pues varía en función del tipo de aguas donde se manifiesta el viento. Con la llegada de los modernos anemómetros, a cada grado de la escala se le ha asignado una banda de velocidades medidas por lo menos durante 10 minutos a 10 metros de altura sobre el nivel del mar.

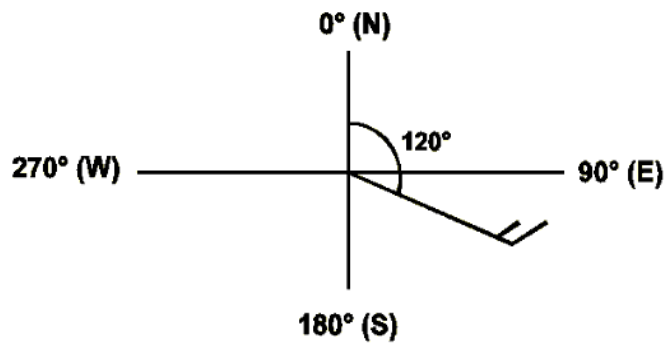
En la meteorología sinóptica moderna, la escala Beaufort tiende a sustituirse por las mediciones precisas en nudos.

### ¿Cómo se representa el viento en un gráfico?

Existen dos formas de representar el viento en un gráfico con vectores y flechas con barbas .

#### La dirección del viento:

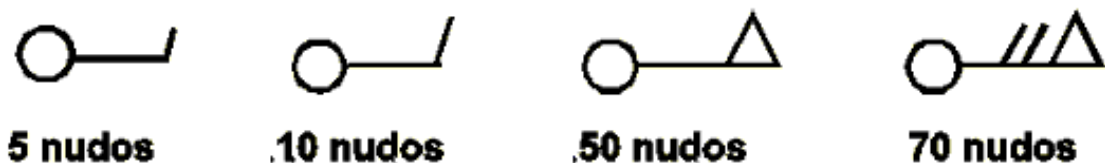
Se representa en grados de 0 a 360 como se muestra en la siguiente figura. En esta, 0 grados corresponde al Norte, 90 al Este, 180 al Sur, 270 al Oeste y 360 grados nuevamente al Norte. En la Fig. 4 se ha representado el viento con una dirección de 120 grados (aprox. del sureste), la punta de la flecha indica de donde viene el viento y las barbas como se verá a continuación la magnitud del viento, en este caso 15 nudos.



#### La velocidad del viento:

Si es un vector la longitud representa la velocidad del viento.

En el caso de las flechas con barbas, la velocidad del viento se representa teniendo en cuenta la escala gráfica siguiente. La barba de menor longitud equivale a 5 nudos, la de mayor longitud 10 nudos y el triángulo 50 nudos; si queremos representar 70 nudos será un triángulo con dos barbas grandes. Las velocidades inferiores a 5 nudos se representan con flechas sin barbas.



La unidad del viento en el Sistema Internacional es m/s, sin embargo aún se usan los nudos(kt) y km/h.

$$1 \text{ kt} = 1.8 \text{ km/h} \text{ ó } 1 \text{ kt} = 0.5 \text{ m/s.}$$

En la alta troposfera entre los 5 a 20 km de altura los vientos pueden llegar a ser mayores a 100 nudos (50 m/s) y se le denomina corriente en chorro (Jet Stream).

## **5. MEDICIÓN DEL VIENTO:**

El aparato tradicionalmente empleado para medir la dirección del viento es la veleta que marca la dirección en grados en la propia rosa. Debe instalarse de acuerdo a los procedimientos internacionales vigentes para evitar las perturbaciones.

Se considera que partir de 10 metros de altura las perturbaciones no afectan de forma notable a la medida. La velocidad del viento se mide con el anemómetro, que es un molinete de tres brazos, separados por ángulos de 120°, que se mueve alrededor de un eje vertical. Los brazos giran con el viento y permiten medir su velocidad. Hay anemómetros de reducidas dimensiones que pueden sostenerse con una sola mano que son muy prácticos aunque menos precisos debido a las mencionadas perturbaciones.

## **6. BRISAS TÉRMICAS:**

Son vientos costeros debidos a la diferencia de temperatura entre el mar y la tierra. Su intensidad depende de muchos factores locales tanto sinópticos como climáticos.

En meteorología se denominan brisas térmicas a los vientos que soplan en las zonas de la costa del mar hacia tierra durante el día y de la tierra al mar durante la noche. Son vientos pues que no se generan por gradientes isobáricos a nivel general, sino a nivel local en las zonas costeras. En las latitudes medias, alcanzan su plenitud durante las épocas en el que el sol caliente con mayor intensidad, es decir, cuando está más alto. Su intensidad rara vez sobrepasa los 25 nudos y es normal que se sitúe alrededor de los 15.

### **Proceso de formación**

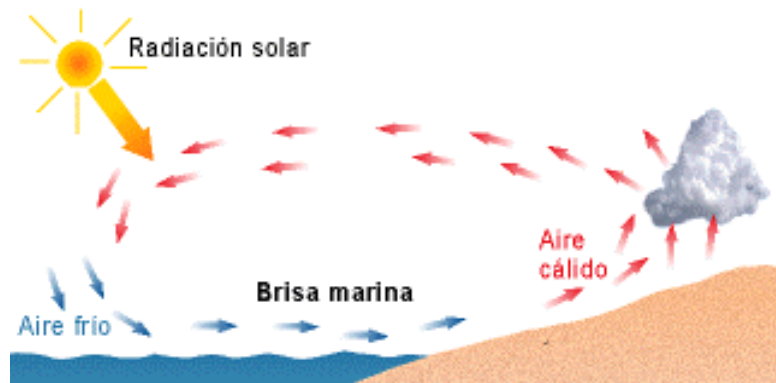
Las brisas se producen por el desfase existente en el proceso de calentamiento del mar y de la tierra por la acción de la radiación solar.

#### **Durante el día**

A medida que el sol asciende va calentando la tierra más rápidamente que el agua del mar. La tierra va calentando el aire en contacto con ella que asciende al aligerarse; su lugar a viene a ocuparlo el aire del mar que está más frío. Es decir, se origina un gradiente térmico que, a su vez, origina un gradiente de presión que



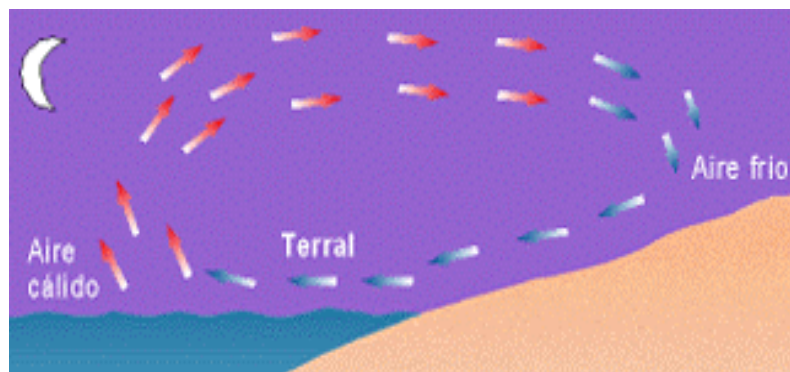
causa el desplazamiento del aire de la zona de mayor presión - la superficie del mar - al de menor presión - la superficie de la tierra -, generándose así un viento del mar hacia la tierra que se denomina brisa marina o virazón.



PROCESO DE FORMACIÓN DE LA BRISA MARINA

### Durante la noche

Cuando la radiación solar desaparece, la superficie del mar conserva más tiempo el calor captado durante el día que la tierra, la cual se enfría con más rapidez. Se produce un gradiente térmico y de presión inverso al caso diurno: el aire más caliente del mar se eleva y su lugar pasa a ser ocupado por el aire más frío proveniente de la tierra. Se origina así la brisa terrestre o terral.



PROCESO DE FORMACIÓN DE LA BRISA TERRESTRE O TERRAL

### Condiciones favorables para la formación de brisas

Todas las condiciones que favorezcan el incremento del gradiente de presiones entre aire del mar y el de tierra favorecerán la formación de las brisas.

### **- Un gradiente térmico de aproximadamente 4 o 5° C.**

Aunque, en general, basta que la temperatura del aire terrestre sea superior en al menos 1°C a la del aire marino se dan las circunstancias que posibilitan las brisas diurnas; por debajo de este valor difícilmente se establecen. Esto explica que en zonas donde el mar se calienta mucho, las condiciones favorables para el gradiente térmico se den en las épocas en el que el agua está todavía fría y el sol es capaz de calentar con intensidad la tierra; es decir, a finales de primavera y principios del verano. En invierno, la capacidad de calentamiento del sol es tan débil que cualquier circunstancia en contra hace que no existan brisas.

### **- Los cielos despejados o la nubosidad débil.**

La ausencia de nubes favorece el calentamiento de la tierra durante el día y la su pérdida de calor durante la noche, por lo que se favorece el gradiente térmico diurno y nocturno. Los cielos nubosos no dejan calentar la tierra durante el día y guardan el calor de ésta durante la noche.

### **- La inestabilidad térmica vertical.**

Cuanto más gradiente térmico vertical, más facilidad tendrá el aire caliente para ascender y generar una mayor depresión, por lo tanto más brisa habrá. Si en las capas altas de la atmósfera hay aire cálido, por más gradiente de temperatura que exista entre la tierra y el mar, no habrá brisa. Esto explica que visualmente se pueda predecir la intensidad de la brisa por las nubes de desarrollo vertical que se forman en la costa: cuanto más altas, dependiendo evidentemente de otros factores locales, más intensa podrá llegar a ser la brisa.

### **- La ausencia de vientos sinópticos generales**

Si existen gradientes de presión general más fuertes provenientes de depresiones térmicas o polares, las condiciones de viento marcadas por éstos prevalecerán sobre las brisas térmicas; aunque, en realidad, ambos gradientes béricos - el general y el local que genera la brisa - se sumarán alterando la dirección e intensidad del viento sinóptico dominante o a la inversa: si las brisas son dominantes, las condiciones generales béricas las influirán en dirección e intensidad.

### **-Costa sin una orografía alta**

Las paredes montañosas de considerable altitud en la línea de la costa es un freno considerable a la formación de brisas. Por contra, los valles las favorecen.

### **-Terreno con alto coeficiente de absorción de calor**

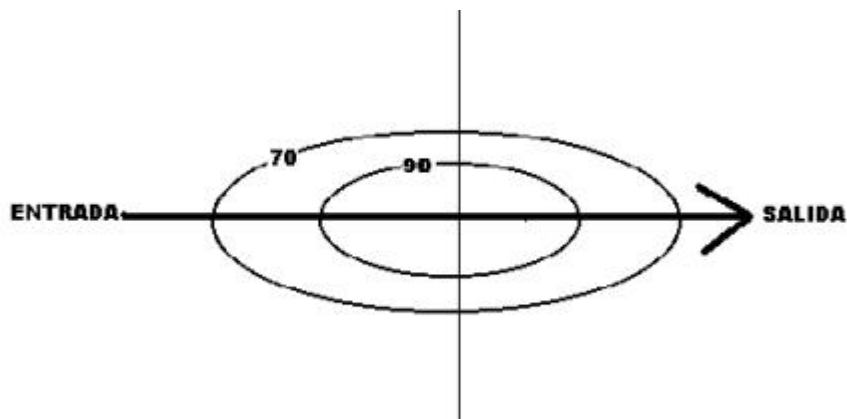
La tierra pelada tiene más coeficiente de absorción del calor solar (se calienta más) que los vegetales, por consiguiente las masas boscosas debilitan las brisas. Por el contrario, el cemento, piedra, metales y asfalto de las masas urbanas tienen un altísimo coeficiente de absorción del calor lo que incrementa las brisas. Por otra parte, los automóviles y las industrias de las grandes concentraciones urbanas

incrementan aún más el calor del aire, por lo que las grandes ciudades costeras favorecen la formación de brisas en sus costas.

## **7. LA CORRIENTE EN CHORRO O JET STREAM:**

Es un área de fuertes vientos concentrados en una franja relativamente angosta en la troposfera alta (o tropopausa) de las latitudes medias y en regiones subtropicales de los hemisferios norte y sur. Fluye en una banda semicontinua alrededor del globo de oeste a este y es producto de los cambios en la temperatura del aire cuando el viento polar se mueve hacia el ecuador encontrándose con el cálido viento ecuatorial que se dirige al polo. Se caracteriza por la concentración de isotermas y por fuertes gradientes transversales.

La generación de máximos de viento en altura, depende directamente del gradiente horizontal de temperatura (Holton, 1979). La presencia del mismo, es señal de la existencia de dos masas de aire con una frontera que las separa. En términos de apoyo a la aviación civil internacional, el Jet se define en altura como un área donde las isotacas son mayores de 70 nudos (Kt.), y con un núcleo o centro donde los vientos son iguales o mayores que 90 Kt,



Aunque típicamente se evalúa el Jet en los 250-300 hPa, el máximo de viento en realidad puede variar entre los 100-500 hPa, con algunos Jets estratosféricos definidos en los 70 hPa. La altura a la que el Jet se ubique dependerá de que tan fría sea la masa de aire; cuánto más fría, más bajo se va a manifestar el Jet.