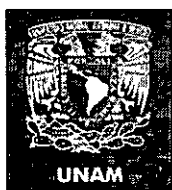


# Dispersión de Contaminantes en la Atmósfera

IHNE, SEMARNAT, CNA, SSA, SEDESOL  
Chiapas



DECFI UNAM



Ing. Fernando Gómez

Tuxtla Gutiérrez

Abril del 2005



1

## Contenido

- Estructura y composición de la atmósfera.
- ☞ Descripción general y componentes gaseosos.
- ☞ Presión atmosférica y su variación con la altura.
- ☞ Temperatura y su variación con la altura.
- ☞ Capa de ozono estratosférico.
- ☞ Capa de ozono estratosférico.
- ☞ Agujero en la capa de ozono.
- ☞ Efecto invernadero.
- ☞ Huracanes.
- ☞ Tornados.
- ☞ Otros fenómenos.
- ☞ Rocío.
- ☞ Escarcha.
- ☞ Fenómenos ópticos.
- ☞ Rayos, relámpagos y truenos.

2

## Contenido

- ☞ Instrumentación metereológica.
- ☞ Presión atmosférica (barometría).
- ☞ Temperatura (termometría).
- ☞ Humedad atmosférica (higrometría).
- ☞ Viento (anemometría).
- ☞ Precipitación (pluviometría) y evaporación.
- ☞ Radiación solar e infrarroja (radiometría).
- ☞ Visibilidad.
- ☞ Altura de la base de las nubes.
- ☞ Sondeos.
- ☞ Estabilidad de la atmósfera.
- ☞ Modelos dispersión.

## Contenido

- Dispersión de contaminantes en la atmósfera.
- ☞ La dispersión atmosférica.
- ☞ La capa límite atmosférica.
- ☞ Estabilidad atmosférica en los estudios de dispersión.
- ☞ Estabilidad y comportamiento de la pluma.
- ☞ Cálculo de altura efectiva de chimeneas.
- ☞ Modelos meteorológicos.
- ☞ Ejercicios de Aplicación y Autoevaluación.



## Estructura y composición de la atmósfera



5

### ☞ Descripción general y componentes gaseosos.

La atmósfera es la capa gaseosa que cubre la Tierra y que se mantiene atrapada a ella por la fuerza de atracción gravitacional. En términos relativos al tamaño de la Tierra, cuyo radio es alrededor de 6400 km, el espesor de la atmósfera es muy pequeño considerando que el 99% de su masa se concentra en los primeros 30 km sobre la superficie de la Tierra.

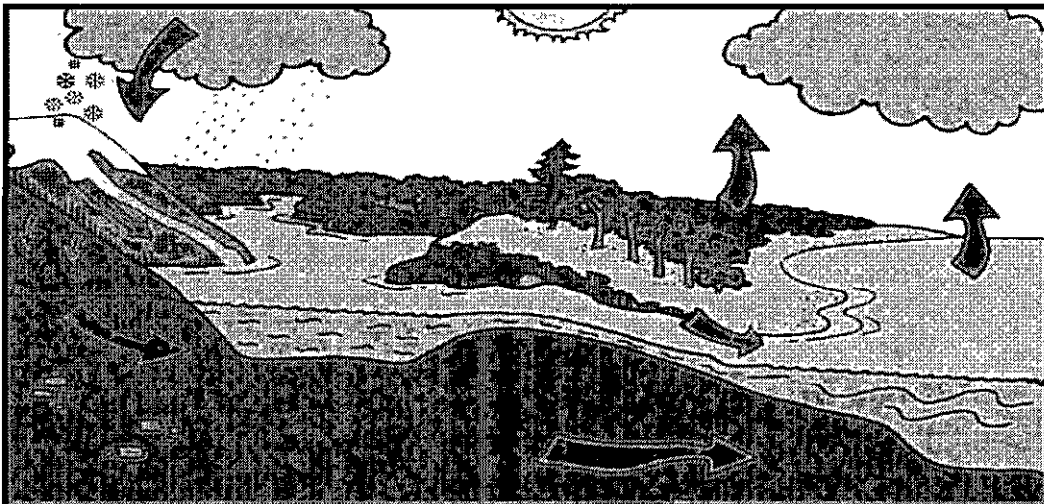
Cerca de la superficie terrestre la atmósfera seca (sin vapor de agua) está compuesta en un 99% de su volumen por nitrógeno (78.1%) y oxígeno (20.9%). El 1% restante se reparte entre un conjunto de otros gases, entre los cuales destacan el argón (A) con una concentración de 0.93%, el anhídrido carbónico (CO<sub>2</sub>) con 0.033% y otros como el neón (Ne) y el helio (He) con concentraciones aún menores.

6

Aparte de estos gases, que mantienen una concentración más o menos constante en los primeros 80 km sobre la superficie, la atmósfera terrestre contiene también una concentración variable (entre un 1% y 4% del volumen total) de vapor de agua (H<sub>2</sub>O). Este se incorpora a la atmósfera mediante el proceso de evaporación desde la superficie, y es removido de ella mediante el proceso de condensación en las nubes, y posterior precipitación en forma líquida (lluvia) o sólida (nieve o granizo).

El vapor de agua y el CO<sub>2</sub> son los dos componentes gaseosos más importantes en la generación del efecto invernadero en la atmósfera terrestre.

7



Nota: El vapor de agua corresponde a la fase gaseosa del agua (H<sub>2</sub>O) que está presente en todos los ambientes, incluso en los más secos. El vapor de agua es un gas incoloro e inodoro, y no debe confundirse con las pequeñas gotas de agua líquida que constituyen las nubes o la niebla. En forma errónea se llama vapor a la nube de pequeñas gotitas de agua que se producen por condensación del vapor de agua que genera una tetera hirviendo.

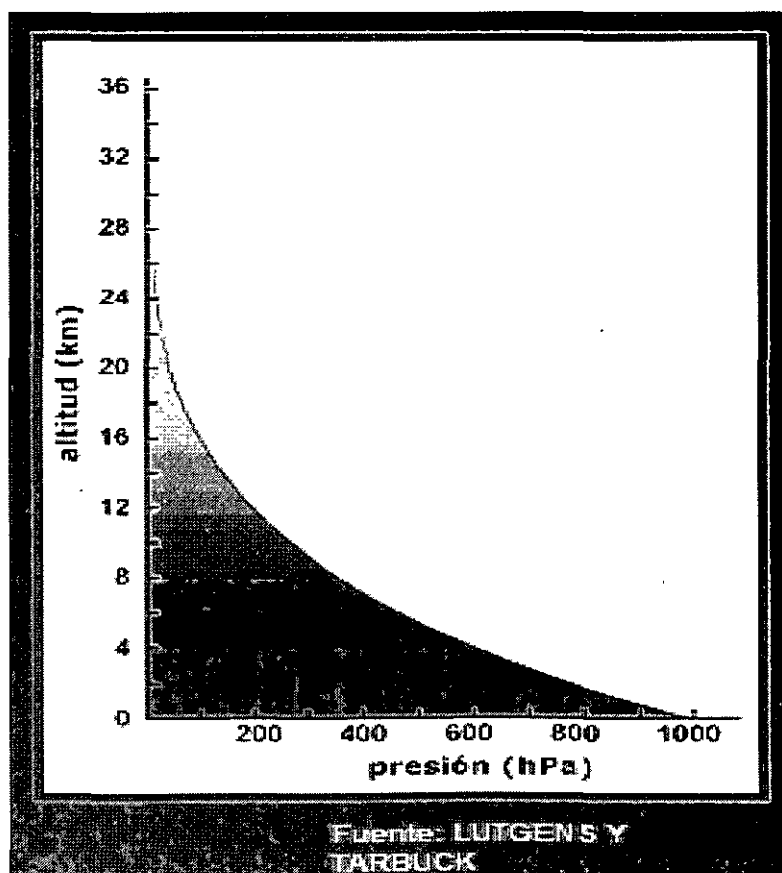
8

## Presión atmosférica y su variación con la altura.

La presión en un cierto punto corresponde a la fuerza (peso) que la columna atmosférica sobre ese lugar ejerce por unidad de área, debido a la atracción gravitacional de la Tierra. La unidad utilizada para la presión atmosférica se denomina hectopascal (hPa) o milibar (mb) y corresponde a una fuerza de 100 Newton por metro cuadrado.

La presión atmosférica promedio a nivel del mar es ligeramente superior a 1000 hPa, lo que corresponde a una fuerza cercana a 10 toneladas por metro cuadrado (1 Kg por cm<sup>2</sup>). Como la atmósfera es compresible, el efecto de la fuerza gravitacional hace que su densidad (masa por unidad de volumen) disminuya con la altura, lo cual a su vez explica que la disminución de la presión con la altura no sea lineal.

9



10

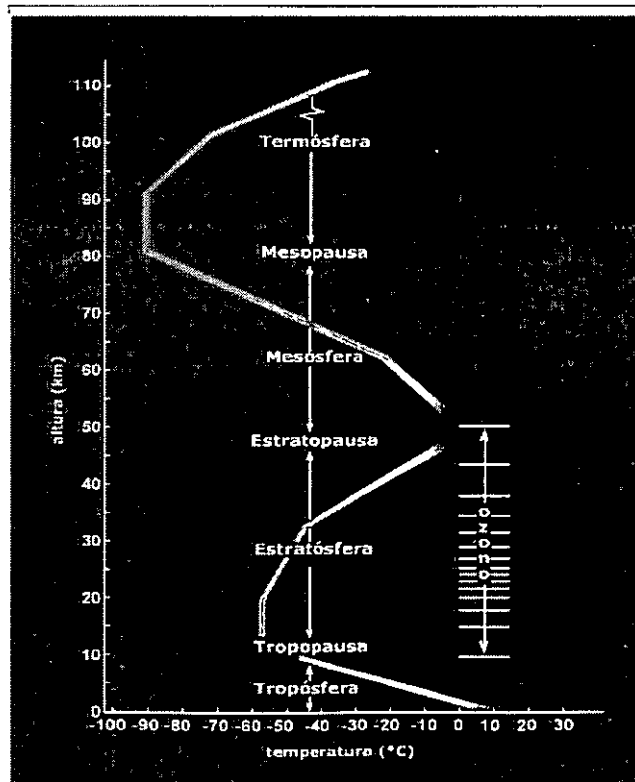
## ☞ Temperatura y su variación con la altura.

En la capa más cercana a la superficie, denominada TROPOSFERA, que se extiende hasta unos 12 km sobre ella (unos 19 km en el Ecuador y unos 9 km sobre los Polos), la temperatura disminuye a una tasa promedio de 6.5 °C por kilómetro.

En esta capa, que concentra un 80% de toda la masa de la atmósfera, ocurren los fenómenos meteorológicos más relevantes. En el límite superior de la tropósfera, denominado TROPOPAUSA, donde la temperatura deja de disminuir, la temperatura es cercana a -55°C.

11

En la figura se muestra como varía la temperatura desde la superficie de la Tierra hasta unos 100 km de altura:



(Fuente: LUTGENS Y  
TARBUCK)

12

Por encima de la tropósfera se encuentra la ESTRATOSFERA, que se extiende hasta unos 45 km. En ella la temperatura aumenta con la altura hasta un valor cercano a 0°C en su límite superior denominado ESTRATOPAUSA.

La concentración de masa atmosférica en los niveles superiores de la estratósfera y en las capas por encima de ella es tan baja (recuerde que un 99% de la masa está concentrada por debajo de los 30 km aproximadamente) que el significado de la temperatura no es el mismo que tiene a nivel de la superficie del planeta.

13

Por encima de la estratófera la temperatura disminuye con la altura, definiendo la capa denominada MESOSFERA, la cual culmina a unos 80 km de altitud donde la temperatura es del orden de -90°C (MESOPAUSA).

Por encima de ese nivel, y hasta un nivel superior no bien definido la temperatura vuelve a aumentar con la altura definiendo la capa denominada TERMOSFERA.

14

## ☞ Capa de ozono estratosférico.

El gas ozono está formado por moléculas constituidas por tres átomos de oxígeno (O<sub>3</sub>). En el ambiente natural la molécula de ozono es muy inestable tendiendo a separarse en una molécula de oxígeno molecular (O<sub>2</sub>) y en un átomo de oxígeno (O).

En la tropósfera la concentración de ozono es extremadamente baja. En los ambientes urbanos se forma por reacciones fotoquímicas en las cuales participan elementos gaseosos contaminantes (principalmente óxidos de nitrógeno, NO<sub>x</sub>), transformándose a su vez en un elemento contaminante muy indeseable por sus efectos nocivos sobre la salud.

15

La concentración de ozono aumenta considerablemente en la estratósfera, donde alcanza un máximo a unos 25 km de altitud.

También en este nivel el ozono es altamente inestable, pero su concentración se mantiene relativamente estable debido a procesos de interacción con la radiación solar que aseguran tasas similares de producción y destrucción del ozono.

Esta capa cumple un rol fundamental en la mantención de la vida animal y vegetal en la Tierra, en la medida que absorbe la mayor parte de la componente ultravioleta de la radiación solar, que en el caso específico del hombre favorece el desarrollo de cáncer a la piel.

16



## ☞ Agujero en la capa de ozono.

Desde aproximadamente 1985 se advierte cada primavera un significativo descenso en la concentración del ozono estratosférico sobre el continente Antártico y regiones vecinas, lo que hace aumentar peligrosamente la componente ultravioleta de la radiación solar en esta región.

El carácter fuertemente estacional de este fenómeno (identificado como agujero de ozono) tiene que ver con factores dinámicos y termodinámicos del comportamiento natural de la atmósfera, pero se encuentra firmemente establecido dado que la disminución del ozono estratosférico es el resultado de reacciones químicas con gases contaminantes generados por la actividad humana.

17

Entre otros, los que parecen haber producido el mayor impacto son los compuestos gaseosos denominados clorofluorocarbonos (CFCs), y que se utilizan entre otras aplicaciones, en procesos de refrigeración y en la producción de propelentes de aerosoles. Teniendo en cuenta el prolongado tiempo de residencia de estos gases en la estratósfera, el efecto de la fuerte disminución en su producción no será inmediato.

En la siguiente figura se observa el agujero en la capa de ozono ubicado sobre el continente Antártico en unidades Dobson:

18

## CAPA DE OZONO 15 de Octubre del 2000



19

### ☞ Efecto invernadero.

El efecto invernadero de la atmósfera terrestre tiene que ver con procesos radiativos que ocurren en ella. La radiación es una forma de energía, y es la única que se transmite en el vacío.

Otras formas de transmisión de energía en el ambiente natural son la conducción y la convección. En la conducción el calor se propaga a través de un sólido (por ejemplo la propagación del calor desde la superficie del suelo hacia niveles inferiores).

En los fluidos (gases y líquidos) el calor se transmite mediante el proceso de convección a través del cual partes relativamente más calientes del fluido, se desplazan y luego se mezclan e integran en un entorno relativamente más frío.

20

Las características de la radiación, que se propaga en la forma de ondas electromagnéticas, tiene que ver con la temperatura del cuerpo que la emite. En la atmósfera están presente dos tipos de radiación. Por una parte está la radiación solar, que proviene de la superficie del Sol a unos 6000 °C. Esta se manifiesta principalmente en la forma de rayos en el espectro visible.

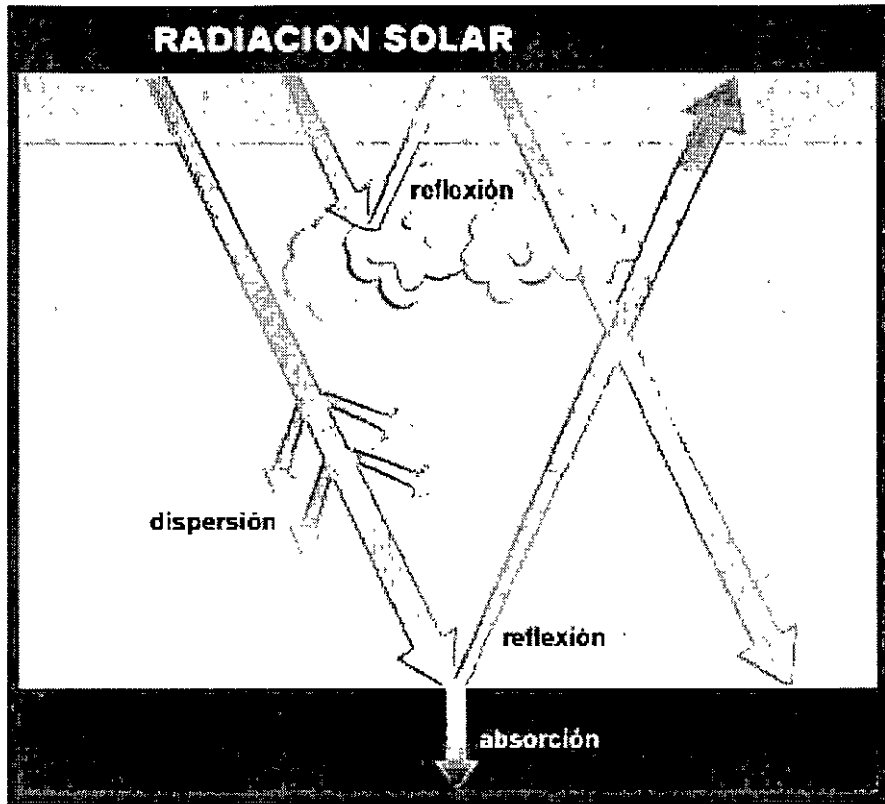
Por otra parte, al igual que el Sol, la superficie de la Tierra (continentes, océanos, casquetes polares) y la atmósfera también emiten radiación, pero con un nivel de energía mucho menor que la del Sol. Esta radiación denominada infrarroja, no es visible, pero se propaga en forma similar a la radiación solar. La atmósfera, que es bastante transparente a la radiación solar, es considerablemente más opaca a la radiación infrarroja que proviene de la superficie de la Tierra.

21

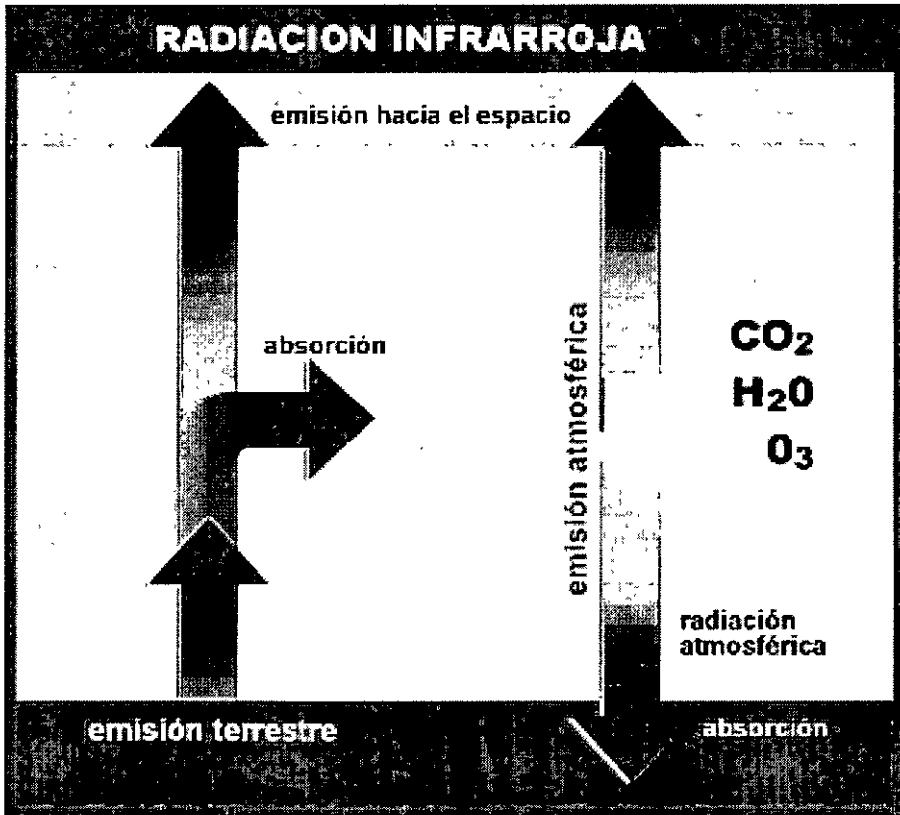
En efecto, una buena parte de la radiación infrarroja terrestre es absorbida por la atmósfera por los gases denominados de efecto invernadero, entre los cuales los más importantes son el anhídrido carbónico (CO<sub>2</sub>) y el vapor de agua.

Parte de esta energía radiativa infrarroja atrapada por la atmósfera es re-emitida hacia la superficie de la Tierra, sumándose durante el día a la radiación solar, y compensando parcialmente durante la noche el enfriamiento de la superficie:

22



23

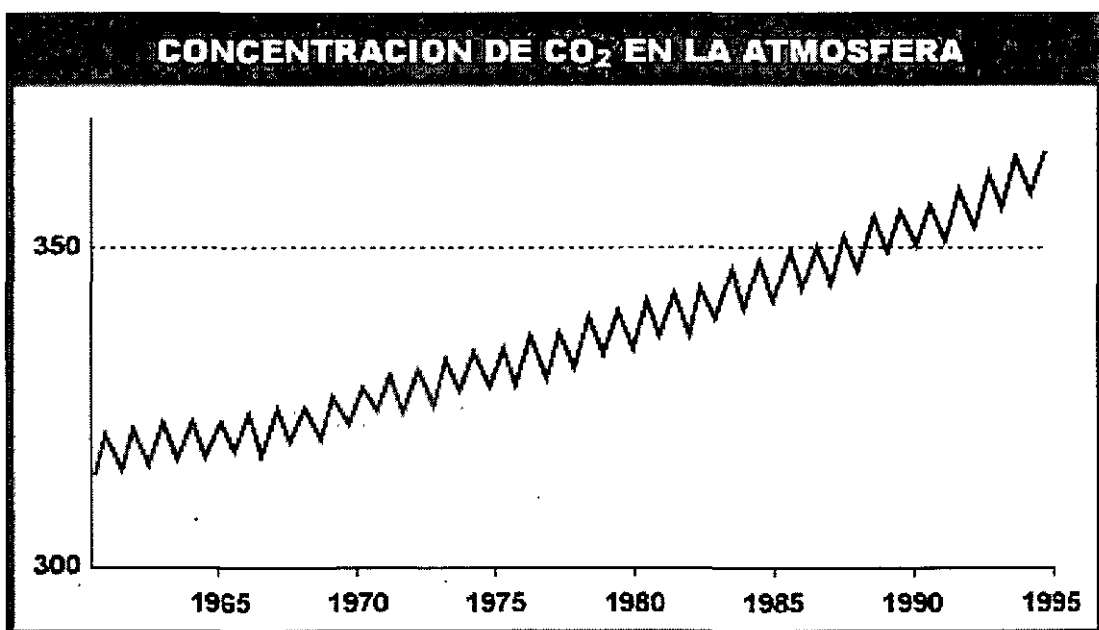


24

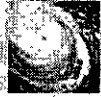
Así el efecto neto de los gases de efecto invernadero es aumentar la temperatura media cerca de la superficie.

De ahí entonces la preocupación por el efecto que puede tener sobre el clima global el continuo aumento que se registra en la concentración de CO<sub>2</sub> en la atmósfera debido a la actividad industrial:

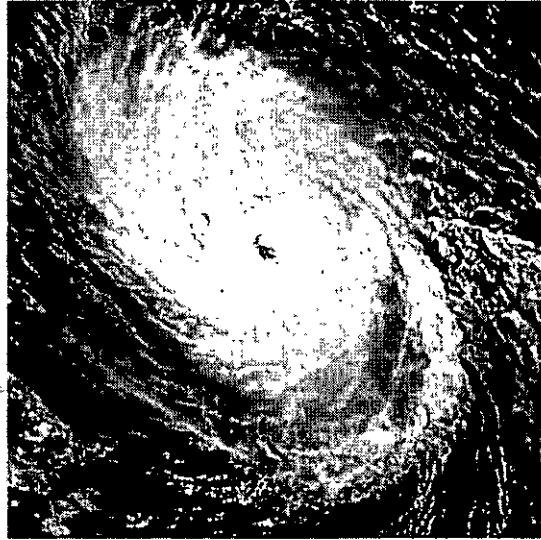
25



26



## Huracanes y Tornados



27

### ☞ Huracanes.

Un Huracán es una gran perturbación que se produce en regiones tropicales de la atmósfera donde las aguas del océano son relativamente cálidas (temperatura alrededor de  $28^{\circ}$ ). Se caracteriza por un gran centro de baja presión, en torno al cual el aire gira a gran velocidad abarcando una extensión de varios cientos de kilómetros.

Un huracán se forma a partir de una tormenta tropical, y es formalmente identificado como tal, asignándosele un nombre, cuando el viento cerca de la superficie supera los 120 km/hr.

El nombre huracán se utiliza para identificar este tipo de fenómeno en el Atlántico tropical, el mar Caribe y el océano Pacífico frente a las costas de México y Centro América.

En el océano Indico se les conoce como ciclones, en el Pacífico tropical occidental como tifones y frente a las costas de Australia como Willy-Willys. En cada región los huracanes son identificados con un nombre, cuya primera letra se ordena en orden alfabético a lo largo de la temporada (un huracán cuyo nombre empieza por B es el segundo de la temporada).

28

La energía que requiere un huracán para mantener su actividad proviene de la liberación de calor que se produce en el proceso de condensación del vapor de agua que se evapora desde la superficie del océano, formando nubosidad e intensa precipitación.

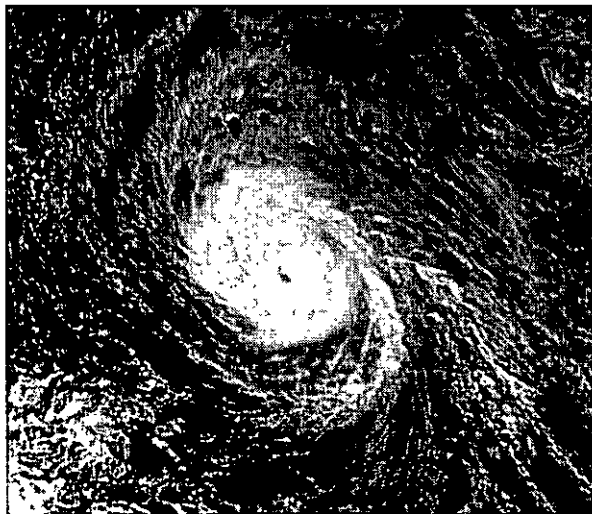
Cuando un huracán entra en el continente pierde rápidamente intensidad al detenerse el proceso de fuerte evaporación desde la superficie.

Un huracán bien desarrollado posee un núcleo central sin nubosidad, de un diámetro entre 10 y 50 km, donde el aire desciende. Esta región se denomina el ojo del huracán.

Los vientos asociados a un huracán pueden a veces exceder los 250 km/hr, causando fuerte daños en edificaciones, líneas eléctricas y la vegetación.

Más devastador aún puede ser el impacto de las inundaciones en zonas costeras bajas, debido al fuerte oleaje y marejada asociada. Por la naturaleza y origen de los huracanes, estos no existen en las costas chilenas.

29



En la imagen se aprecia la imagen de un huracán, captada por un satélite meteorológico el 28 de septiembre de 2000 en el Atlántico tropical. Se advierte la presencia de un ojo, y la típicas bandas de nubosidad en forma de espiral.

Referencias The Atmosphere. F.K. Lutgens y E.J. Tarbuck, 1979, Prentice Hall Observar el Tiempo. W.J. Burroughs, B. Crowder, T. Robertson, E. Vallier-Talbot, R. Whitaker Ed. Planeta, 1998

30

## ☞ Tornados.

El tornado es un fenómeno de escala local que se produce durante tormentas de gran intensidad. Se caracteriza por un movimiento circular en forma de embudo que desciende de la base de una nube cumuliforme, alcanzando un diámetro de algunos cientos de metros en la superficie. Su duración es muy variable, entre algunos segundos y algunas horas.

En el centro del tornado la presión atmosférica es muy baja, pudiendo alcanzar unos 100 milibares menos que en el ambiente alrededor del tornado. Los vientos máximos son muy difíciles de medir, estimándose que en los casos más intensos pueden superar los 650 km/hr. Debido a esto, el tornado es el fenómeno atmosférico que tiene la mayor capacidad destructora a nivel local.

Estados Unidos es el país más expuesto a la ocurrencia de tornados, con una frecuencia media de unos 750 episodios por año. En promedio tienen un diámetro entre 150 m y 600 m en la base, un velocidad de avance cercana a 50 km/h y un recorrido del orden de 25 km. Sin embargo, en casos excepcionales un tornado puede recorrer cientos de kilómetros permaneciendo durante varias horas.

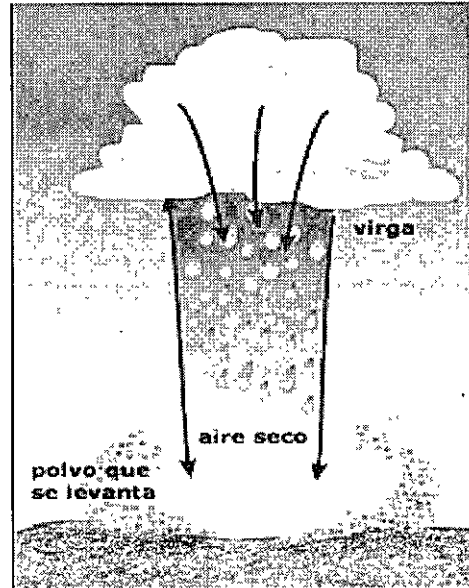
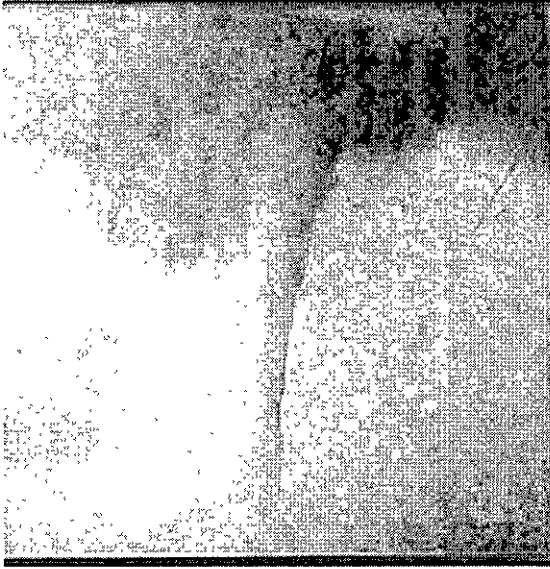
La ocurrencia de un tornado en centros poblados puede provocar un desastre de grandes proporciones, por la pérdida de vidas humanas y materiales.

Un fenómeno parecido a un tornado, pero que ocurre sobre el océano o sobre un lago, se denomina Tromba. Parientes lejanos de los tornados son los torbellinos de polvo (remolinos o tolveneras). Su formación se asocia a las altas temperaturas de la superficie que condicionan la existencia de fuertes corrientes ascendentes.

Finalmente, están los microtornados (o microrráfagas), que se manifiestan como golpes de viento muy fuerte que parecen emerger de un punto central en el suelo. Este fenómeno es producido por una fuerte corriente descendente que se forma al interior de un cúmulonimbo que está precipitando (nube de gran desarrollo vertical).

En el movimiento de descenso se produce evaporación de la precipitación lo cual favorece el enfriamiento del aire y por consecuencia, acelera aún más del proceso de descenso. Aparte de los daños que pueden provocar los fuertes vientos en superficie, los microtornados representan un riesgo particularmente severo para la navegación aérea.

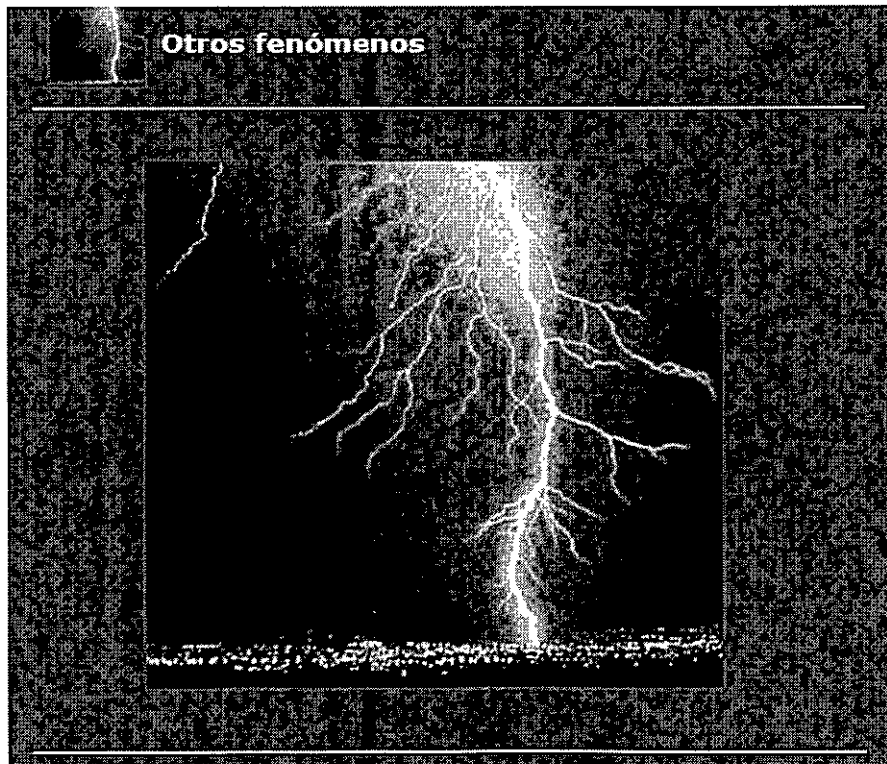




Tornado y representación del mismo.

Referencias. The Atmosphere F.K. Lutgens y E.J. Tarbuck, 1979, Prentice Hall Observar el Tiempo. W.J. Burroughs, B. Crowder, T. Robertson, E. Vallier-Talbot, R. Whitaker. Ed. Planeta, 1998.

33



34

## ☞ Rocío.

Se denomina rocío a las gotas de agua que se forman sobre la superficie, particularmente sobre el pasto o la hierba, durante una noche fría y despejada.

Este fenómeno tiene que ver con la capacidad limitada del aire para incorporar o retener vapor de agua. Para una determinada temperatura del aire, existe un contenido máximo de este elemento que puede ser incorporado en el ambiente.



35

Esta capacidad máxima es creciente en la medida que la temperatura del aire aumenta. Así, a nivel del mar, un ambiente a 30°C puede contener un máximo cercano a 27 gr de vapor agua por cada kilogramo de aire seco, mientras que el mismo ambiente, pero a 0°C sólo puede incorporar un máximo de 4 gr de vapor de agua para la misma cantidad de aire seco.

De este modo, la incorporación de vapor de agua adicional por evaporación forzada (por ejemplo al hacer hervir agua en un recinto cerrado), o un descenso de temperatura, provocan la condensación del exceso de vapor de agua.

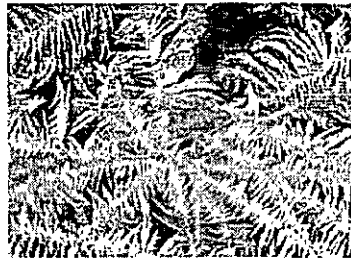
Una de las formas de producción de rocío tiene que ver con el enfriamiento nocturno del suelo (y de la capa de aire adyacente) debido a la pérdida neta de energía por emisión de radiación infrarroja. Esta pérdida de energía es mayor durante las noches despejadas y frías cuando el efecto invernadero disminuye, haciendo posible que se alcance el punto de saturación, lo que lleva a la formación de rocío.

36

## ☞ Escarcha.

Si la temperatura es menor que  $0^{\circ}\text{C}$ , el rocío se congela produciéndose la escarcha. Fenómenos de condensación que se observan en la vida diaria se explican por el mismo mecanismo de formación del rocío.

Por ejemplo, cuando se apaga la calefacción en una casa y el aire interior relativamente más húmedo (sobre todo si se ha dejado hervir agua sobre el calefactor) alcanza el punto de saturación por enfriamiento se condensa agua en los lugares más fríos, por ejemplo sobre los vidrios de la ventana. Otro ejemplo: el agua que se forma sobre un vaso que contiene un líquido frío se debe a la condensación del aire en contacto con el vaso, que al bajar su temperatura alcanza su punto de saturación.



37

## ☞ Fenómenos ópticos.

En la atmósfera se producen diversos fenómenos ópticos generados por la interacción entre la radiación solar y la atmósfera. Se analiza aquí el color azul del cielo y la formación del arco iris y de los halos alrededor del Sol y de la Luna.

### Cielo azul.

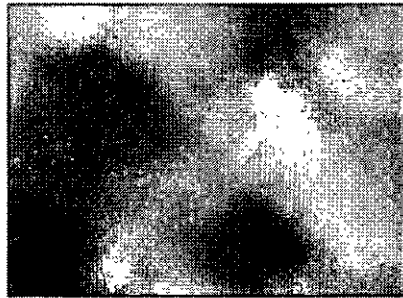
Cuando la radiación solar atraviesa la atmósfera se ve sometida a una serie de procesos que alteran su intensidad y composición. La porción visible del espectro se puede considerar como una mezcla de radiación monocromática de los distintos colores, entre el violeta y el rojo, pasando por el azul y el amarillo. Una parte de la radiación solar que entra en la atmósfera es reflejada hacia el espacio exterior desde las nubes y la superficie de la Tierra.

38

Otra porción relativamente minoritaria es absorbida en la atmósfera en tanto que una tercera fracción sufre un proceso de dispersión, que desvía la radiación incidente en todas las direcciones.

Este proceso no es igual para todos los colores del espectro, siendo su eficiencia relativamente mayor para el color azul. Es por esto que la radiación solar directa que llega a la superficie de la Tierra tiene una alta dosis en el rango amarillo del espectro mientras que la radiación que proviene de otras direcciones, denominada radiación difusa, tiene una fuerte componente en el azul.

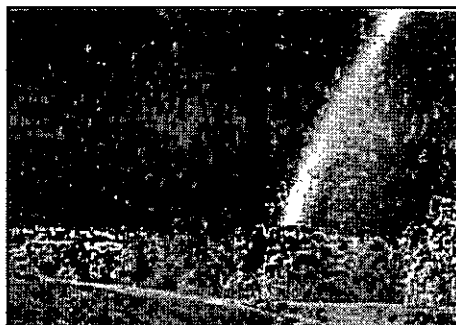
Si no existiera la atmósfera, no habría dispersión y el cielo parecería de color negro, como es el caso en la Luna.



39

## Arcoiris.

El arco iris tiene que ver con el cambio de dirección (refracción) que se produce en un haz de radiación solar cuando éste cambia de medio de propagación. En el caso específico de un haz de radiación solar que incide sobre una gotita de agua en suspensión en la atmósfera, se produce un secuencia de efectos que dan como resultado final la formación de un arco iris.



40

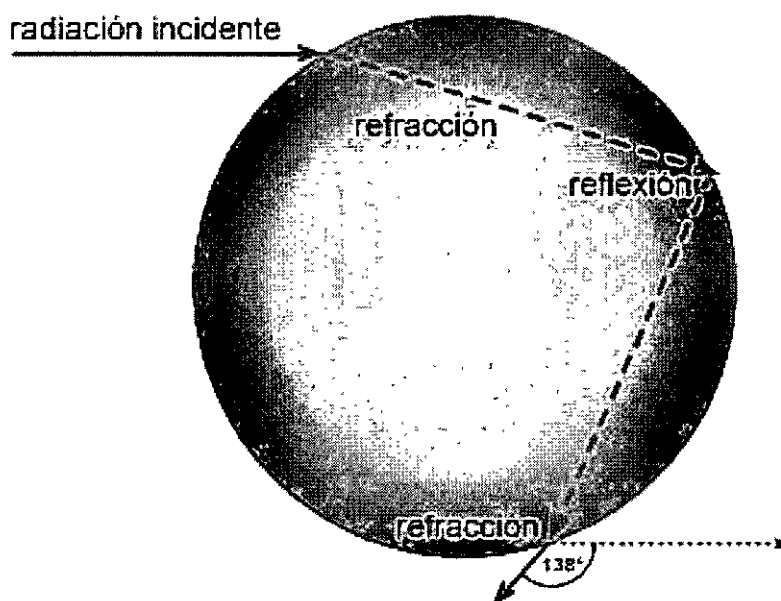
En primer lugar al entrar el rayo solar en la gota se produce una refracción, luego una reflexión en la parte posterior de la misma y finalmente una nueva refracción al salir el rayo de la gota. Lo notable es que los cambios de dirección de los rayos solares que ocurre en los procesos de refracción son ligeramente distintos dependiendo de la longitud de onda de la radiación incidente. Esto se traduce en una descomposición del haz incidente en los diversos colores que conforman el espectro visible.

De este modo, el efecto combinado de todas las gotas de agua que desvían (refractan) parte de la radiación solar hacia un observador, genera el fenómeno óptico denominado arco iris. Por la geometría de los procesos de refracción-reflexión-refracción involucrados en este fenómeno, el ángulo entre la dirección del observador al sol y la dirección entre éste y cualquier punto del arco iris es igual  $138^\circ$ .

En resumen, para que se forme un arco iris, se requiere la presencia de pequeñas gotas de agua iluminadas por la radiación solar, y es por esto que normalmente este fenómeno se presenta durante la fase final de un periodo de lluvia, cuando el cielo empieza a estar parcialmente cubierto.

41

### Fenómeno de refracción-reflexión-refracción.

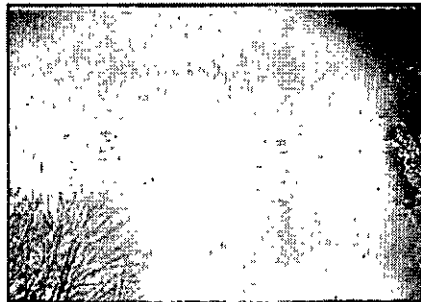


42

## Halos.

Los halos son anillos de color blanco o de una tonalidad pálida que se forman alrededor del Sol o de la Luna. En este caso el mecanismo físico que los produce tiene que ver con procesos de reflexión y refracción en los pequeños cristales de hielo que constituyen las nubes altas de tipo cirros.

El tipo más común es el generado por procesos de refracción en cristales de hielo hexagonales. En este caso el diámetro del círculo que forma el halo es tal, que si uno apunta con un brazo en la dirección del Sol (o de la Luna) y con el otro en la dirección de cualquier punto del halo, el ángulo entre los brazos es  $22^\circ$ .



43

## ☞ Rayos, relámpagos y truenos.

El rayo corresponde a una descarga eléctrica en la atmósfera, que se produce entre una nube y la superficie, o entre dos nubes. El aire, desde el punto de vista eléctrico es un buen aislante. Sin embargo, cuando la diferencia de potencial eléctrico entre dos puntos supera un cierto valor límite, se produce una masiva descarga eléctrica en la forma de un rayo.

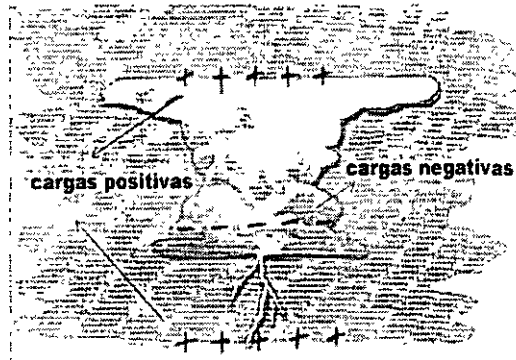
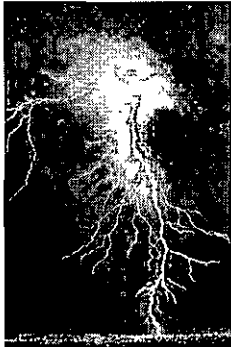
En la situación más común, cuando la descarga se produce entre la base de una nube y el suelo, ésta tiene su origen en una separación de cargas eléctricas en la nube, con la carga negativa acumulada en la base de la misma. Esta separación induce la acumulación de una carga eléctrica positiva en la superficie del terreno debajo de la nube, generando de paso un gradiente creciente de potencial eléctrico.

Cuando el gradiente de potencial alcanza un valor del orden de 3 millones de volts por metro se produce una violenta y rápida descarga eléctrica en la forma de un rayo, el cual en realidad está constituido por una secuencia muy rápida de descargas sucesivas a través del mismo canal.

44

El aumento de temperatura en los puntos por donde pasa la descarga (hasta un valor cercano a  $30.000\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) y el brusco aumento de presión debido al calentamiento asociado generan una gran luminosidad (relámpago) y ondas de sonido que constituyen el trueno.

La velocidad de propagación del sonido en el aire es del orden de  $340\text{ m/s}$ , de modo que el tiempo transcurrido entre la ocurrencia del relámpago y el trueno permite estimar la distancia del observador al punto de ocurrencia del rayo.



45



46

## ☞ Presión atmosférica (barometría).

La presión atmosférica es la fuerza que el peso de la columna de atmósfera por encima del punto de medición ejerce por unidad de área. La unidad de medición en el sistema métrico decimal es el hectoPascal (hPa) que corresponde a una fuerza de 100 Newton sobre un metro cuadrado de superficie. La variación de la presión con la altura es mucho mayor que la variación horizontal, de modo que para hacer comparables mediciones en lugares distintos, hay que referirlas a un nivel común (usualmente el nivel del mar).

### Barometro de mercurio (Hg)

Lo que se mide es la altura de una columna de mercurio cuyo peso es compensado por la presión de la atmósfera. El modelo más frecuente (barómetro Fortin) está constituido por un tubo de vidrio cuyo extremo superior está sellado. El tubo se llena de mercurio, y luego se invierte, con el extremo inferior colocado en un recipiente con mercurio. La diferencia entre los niveles del mercurio en el interior del tubo y en el recipiente inferior corresponde a la presión atmosférica y normalmente se expresa en milímetros. A continuación se indica su correspondencia con otras unidades de presión.

1 mm de mercurio (a 0°C) = 1.332 hPa

1 hPa = 1 milibar (mb)

1 atmósfera estándar = 1013.25 hPa

47

### Barometro aneroide.

Está constituido por una cámara en cuyo interior se ha hecho el vacío. Una de las paredes de la cámara actúa como un diafragma que se deforma en respuesta a los cambios de presión exterior. Es frecuente que se coloquen varias cámaras en series para amplificar la señal. En la figura adjunta, se observa un sensor de presión de este tipo en una radiosonda antigua.

### Hipsometro.

Este instrumento se basa en el hecho que la temperatura de ebullición de un cierto líquido depende de la presión atmosférica. El aparato de medición incluye una pequeña cámara que contiene un fluido y un calefactor que lo mantiene en ebullición.

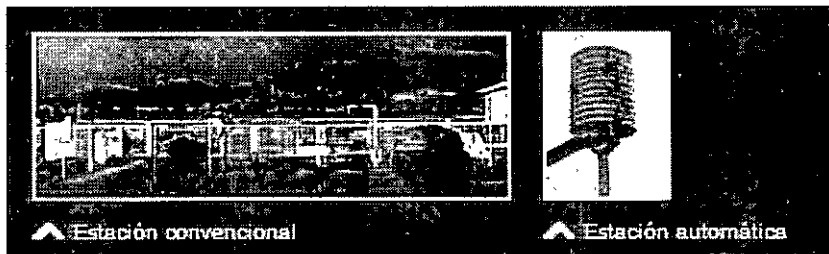
La cámara se extiende hacia arriba en forma de una columna en cuyas paredes se produce la condensación, lo cual permite recuperar el fluido hacia la cámara inferior. Mediante un sensor especial se mide la temperatura de ebullición. Esta técnica de medición de presión se utiliza en algunos sistemas de radiosondeos (por ejemplo en el Servicio Meteorológico de Suiza).

48



## ☞ Temperatura (termometría).

En la escala Celsius de temperatura, el cero de la escala corresponde a la temperatura del punto de congelamiento del agua, y el 100 a su temperatura de ebullición, ambos a nivel del mar. Las mediciones se realizan en un ambiente con buena ventilación pero protegido de la radiación solar, para lo cual se utiliza el típico cobertizo meteorológico de madera que caracteriza las estaciones meteorológicas convencionales. En las estaciones automáticas se utilizan cobertizos de menor tamaño.



49

## Termómetros líquidos (mercurio o alcohol).

Se mide en una escala graduada la expansión o compresión que experimenta un líquido (mercurio o alcohol) en el interior de un tubo de vidrio, como respuesta a los cambios de la temperatura ambiente. El mercurio permite medir temperaturas superiores a  $-39\text{ C}$ , mientras que los termómetros de alcohol pueden medir valores por encima de  $-62\text{ C}$ .

En el termómetro de máxima, que se instala en forma horizontal, cuando la temperatura aumenta el mercurio se expande pasando por un punto de estrangulación en la columna cerca de la base del bulbo del termómetro. Cuando la temperatura empieza a descender, la columna de mercurio se corta en ese punto, quedando marcada la posición de máxima expansión. Una vez leída la temperatura máxima, la columna se devuelve a la posición más comprimida mediante agitación mecánica del termómetro.

En el termómetro de mínima, que se instala en forma horizontal, existe un pequeño vástago que es arrastrado por el extremo de la columna que se comprime al descender la temperatura (se utiliza alcohol en lugar de mercurio). Si la temperatura aumenta, el vástago permanece estacionario en la posición alcanzada en la temperatura mínima.

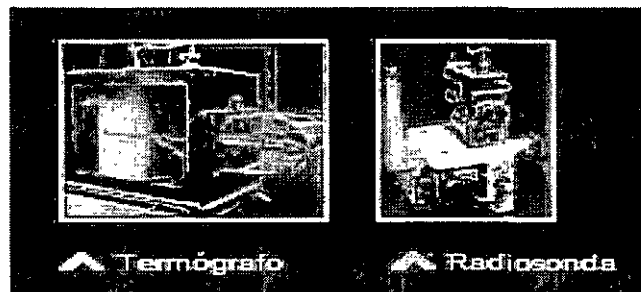
50

## Lamina bimetálica.

El sensor de temperatura está constituido por dos láminas de metales distintos que están pegadas entre sí. Como los coeficientes de expansión térmica de ambos metales no son iguales, las láminas se flectan al cambiar la temperatura.

Mediante un sistema de palancas, la deflexión se amplifica y se registra en una banda de papel.

Este método fue ampliamente utilizado en estaciones meteorológicas convencionales (termógrafo), así como también en los primeros sistemas de radiosondeo para medir perfiles verticales de temperatura en la atmósfera (radiosonda).



51

## Termocupla.

El principio de medición se basa en el hecho que en el punto de contacto de dos metales distintos se produce una diferencia de potencial eléctrico, cuya magnitud depende de la temperatura a la cual se encuentra dicho punto. El cambio de potencial es del orden de 40 microvolts por cada grado de temperatura. Los metales más frecuentemente utilizados en la construcción de termocuplas son el Cobre y el Constantan.

Sensores basado en el uso de componentes electronicas.

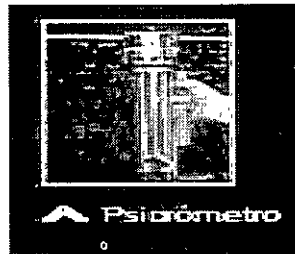
En las décadas más recientes se ha producido un notable desarrollo tecnológico de sensores meteorológicos basados en el uso de circuitos electrónicos. En el caso de la temperatura, se utiliza la propiedad de algunos metales de modificar su resistencia eléctrica con la temperatura. El metal más utilizado es el platino. También se utilizan termistores, que están basados en semiconductores cuya resistencia varía con la temperatura.

## ☞ Humedad atmosférica (higrometría).

Existen diversas formas para medir el contenido de vapor de agua en la atmósfera. La medición más frecuente es la de humedad relativa, que corresponde a la fracción porcentual entre la presión parcial del vapor de agua y la presión de vapor de agua en el punto de saturación a la temperatura ambiente.

### Psicrometro.

El psicrómetro está formado por dos termómetros. El bulbo de uno de ellos está envuelto en un tejido que se mantiene siempre humedecido. Ambos termómetros se exponen a una corriente de aire, ya sea mediante un ventilador mecánico o por agitación. La evaporación en el tejido que envuelve al bulbo húmedo hace descender la temperatura. Si la atmósfera está saturada (humedad relativa = 100%) la evaporación es nula y por lo tanto ambas temperaturas coinciden. La relación entre la diferencia de temperatura que miden los dos termómetros y la humedad relativa no se directa, ya que depende de la temperatura real del aire, y de la presión atmosférica. En el diagrama adjunto se muestra esta relación para una presión de 1000 hPa (mb).



53

### Higrometros mecanicos.

Están basados en la propiedad de algunos materiales (cabello humano, algodón, seda, papel, etc.) de cambiar su dimensión física dependiendo de la humedad relativa del aire. El cabello humano fue ampliamente utilizado como sensor de humedad relativa en los higrógrafos de estaciones meteorológicas convencionales, así como también en los primeros equipos de radiosondeo.



54

Higrometro basado en el uso de componente electronica.

Se utiliza la capacidad de ciertos materiales de absorber moléculas de vapor de agua a través de su superficie. Este proceso, al modificar las propiedades eléctricas de una componente de un circuito electrónico (resistencia o condensador), permite crear una señal eléctrica que es proporcional a la humedad. Este tipo de sensor se utiliza en estaciones meteorológicas automáticas y en equipos de radiosondeos.

Higrometro espectroscopico.

Son equipos relativamente caros pero de alta precisión. Se basan en la propiedad del vapor de agua en la atmósfera de absorber radiación infrarroja en bandas específicas del espectro electromagnético. La mayor o menor radiación absorbida se relaciona con el nivel de humedad del aire. Se utilizan en mediciones de humedad donde se requiere una alta tasa de muestreo (por ejemplo en mediciones de turbulencia del vapor de agua).

55

☞ Viento (anemometría).

En las mediciones del viento se especifica su intensidad o fuerza (unidad = m/s) y su dirección. Esta se expresa según un código alfabético que indica la dirección geográfica desde donde sopla el viento (N: Norte; E: Este; S: Sur; W: Oeste, y las direcciones intermedias, como NE o SSW). También se utiliza un código numérico que indica el ángulo desde donde sopla el viento, con respecto al Norte, de acuerdo a la siguiente convención:  $0^\circ$  = norte;  $90^\circ$  = este;  $180^\circ$  = sur;  $270^\circ$  = oeste).

En las estaciones meteorológicas el viento se mide a 10 m sobre la superficie y los sensores deben instalarse en un lugar bien expuesto. Se recomienda que si hay obstáculos que alteren la velocidad y dirección del viento, la distancia al punto de medición sea por lo menos unas 20 veces la altura del obstáculo.

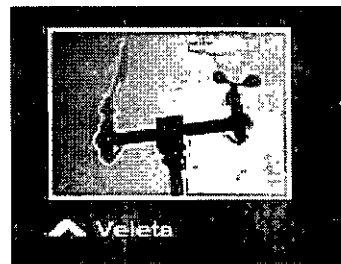
56

### Anemómetro de copelas.

En el anemómetro de copelas se mide la velocidad de rotación de una estructura formada por casquetes semi-esféricos que giran con respecto a un eje vertical por la acción del viento (ver fotografías). En los equipos modernos la velocidad de rotación de las copelas se mide mediante transductores eléctricos.

### Veleta.

Se utiliza para medir la dirección del viento. Está formada por una placa plana colocada en un plano vertical y que gira libremente orientándose siempre en la dirección del viento.



57

### Anemómetro de hilo caliente.

Lo que se mide en este tipo de instrumento es la disipación de calor desde un conductor metálico de diámetro muy pequeño, cuando es expuesto al viento.

El conductor se integra en un circuito eléctrico por el cual circula corriente. Si se mantiene constante la temperatura del conductor, la corriente eléctrica es una función conocida de la velocidad del viento. Los anemómetros de hilo caliente se utilizan cuando se requiere una alta tasa de muestreo de la velocidad del viento (por ejemplo en mediciones de turbulencia del viento). Son de alto costo, y requieren un mantenimiento frecuente.

### Anemómetro sonico.

Este tipo de anemómetros se basa en que la velocidad de propagación del sonido depende de la velocidad del viento. Lo que se mide en este caso es el tiempo que demora una señal de sonido en atravesar una distancia conocida (normalmente unos 20 cm). Este intervalo de tiempo está relacionado con la velocidad del viento en la dirección entre el emisor y el receptor. Mediante una medición similar, realizada en una dirección perpendicular a la anterior, se puede calcular la velocidad total del viento y su dirección. Este instrumento es considerablemente más caro que el anemómetro de copela, pero tiene una mayor precisión y no requiere mantenimiento mecánico (no hay piezas en movimiento). Sin embargo tienen problemas para medir el viento cuando se registra precipitación (lluvia o nieve).

58

## ☞ Precipitación (pluviometría) y evaporación.

En las mediciones de precipitación se mide la tasa de acumulación de lluvia o nieve, por unidad de área horizontal. Una acumulación de 1 mm corresponde a un volumen de 1 litro por metro cuadrado de superficie.

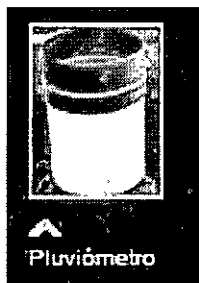
### Precipitación líquida.

El instrumento se llama pluviómetro. Su componente central es un recipiente que acumula el agua, hasta que es vaciada y medida, ya sea en forma manual o automática. En la mayoría de las estaciones meteorológicas la precipitación se mide una vez al día, de modo que el sistema de almacenamiento está diseñado de modo de evitar la evaporación. Para esto el agua captada escurre por un pequeño agujero en el fondo del recipiente de captación hacia un contenedor de acumulación.

59

Un pluviómetro de amplia utilización en estaciones meteorológicas automáticas tiene un sistema de registro que incluye dos pequeños recipientes que alternan sus posiciones para recibir el agua que se recibe de la zona de captación. La capacidad de llenado de cada recipiente equivale a una cierta cantidad de precipitación (por ejemplo 0.2 mm).

Cuando uno de los recipientes se llena, el sistema se vuelca por gravedad, vaciándose el recipiente lleno y quedando el otro en posición de llenado. Mediante un contacto eléctrico se registra la frecuencia de volcamientos, lo cual es proporcional a la intensidad de la precipitación.



60

## Acumulación de nieve.

Existen diversos métodos para medir la acumulación de nieve sobre el suelo. En el más sencillo ésta se mide mediante una regla graduada. Para una medición automática se utiliza un sistema mediante el cual se mide el tiempo que demora un pulso acústico desde que se emite a unos 10 m de altura hasta que el eco de la reflexión llega al punto de emisión. En la medida que se acumula la nieve (sube el nivel), el tiempo disminuye. Como la velocidad del sonido depende de la densidad del aire, es necesario registrar también su temperatura. Otro sistema está constituido por un colchón inflado (snow pillow). En este caso se registra la presión interna del colchón, la cual aumenta debido al peso de la nieve que soporta.

## Evaporación.

El tanque de evaporación es el instrumento que se utiliza para estimar la evaporación que se produce desde una superficie de agua. La versión más difundida se denomina tanque clase A, tiene un diámetro de 120 cm y una profundidad de 25.4 cm. La medición consiste en agregar diariamente agua al estanque de modo de reponer la que se pierde por evaporación. Se instala sobre una plataforma de madera y el espacio alrededor debe estar cubierto de césped. La cantidad de agua agregada es equivalente a la evaporación del día.

61

## ☞ Radiación solar e infrarroja (radiometría).

Existe una variedad de instrumentos para medir la radiación solar en todas sus componentes, así como también la radiación infrarroja que recibe la superficie desde la atmósfera, o que emite la superficie hacia la atmósfera. La unidad de medición es el watt/m<sup>2</sup>.

## Radiación solar directa.

El instrumento de medición se llama piroheliómetro. Este mide la energía que proviene directamente del sol, evitando la radiación difusa desde otras direcciones. El instrumento debe ser orientado continuamente hacia el sol. Como sensor se utiliza una placa negra, cuya temperatura, que se mide con un sistema de termocuplas, varía con la radiación solar directa que llega a la placa.

62

Radiación solar global (directa + difusa).

El instrumento de medición se llama piranómetro, y permite evaluar toda la energía solar que llega a una superficie horizontal, incluyendo la radiación directa y la difusa. Unas placas pintadas de blanco y de negro actúan como sensores (ver fotografía).

Las placas negras se calientan más que las blancas, debido a que absorben más radiación. Mediante termocuplas se mide la diferencia de temperatura entre las placas blancas y negras, la cual es función de la radiación solar global.

Para evitar el enfriamiento producido por el viento y el efecto de la contaminación atmosférica sobre los sensores, éstos se aíslan mediante una cúpula de vidrio. Para medir la radiación difusa, se instala un sistema que evita la radiación solar directa sobre el sensor (ver fotografía).



63

Radiación global.

El instrumento de medición se llama pirorradiómetro, y permite evaluar toda la energía radiativa que recibe una superficie, incluyendo la radiación solar global y la radiación infrarroja que viene de la atmósfera.

La combinación de dos pirorradiómetros en un solo equipo de medición, con uno expuesto hacia arriba y el otro hacia la superficie, permite medir el balance neto radiativo a nivel de superficie. Los sensores son similares a los otros equipos de radiometría. Los sensores se protegen mediante cúpulas de silicona. Para evitar la condensación interior, se inflan con aire con bajo contenido de vapor de agua.



64



## Horas de sol.

El instrumento que registra el periodo en que el sol ilumina se denomina heliofanógrafo. Este consiste en una esfera de vidrio que actúa como una lente concentradora de la luz solar sobre una banda de papel. Mientras que la radiación solar no es interceptada por las nubes la banda, que tiene una escala graduada en horas, se va quemando a lo largo de una línea. Posteriormente, y en forma manual, se evalúa el periodo diario con insolación. Con el uso de estaciones automáticas que permiten registrar en forma continua la radiación solar, este equipo ha caído en desuso.

En las estaciones modernas, el registro de todas las variables se realiza en forma automática, y los sensores están integrados en circuitos electrónicos. La información se guarda en un medio magnético para su posterior procesamiento computacional.



65

## ☞ Visibilidad.

Diversas condiciones meteorológicas pueden afectar significativamente la visibilidad (niebla, lluvia, nevada, bruma) creando condiciones de mayor riesgo para el tráfico aéreo, marítimo y terrestre.

La estimación de la visibilidad la realiza un observador apreciando la apariencia de determinados hitos cuyas distancias al punto de observación son conocidas. El desarrollo tecnológico ha introducido métodos automáticos de evaluación de la visibilidad. Para esto se ha definido una nueva variable denominado el rango óptico meteorológico (ROM) que corresponde a la distancia en línea recta en la cual un determinado haz de luz disminuye su intensidad a un 5% de la que tiene en el punto de emisión. El instrumento de medición se denomina transmisómetro.

Este incluye una fuente luminosa y uno o dos detectores colocados a 75 m y 450 m de distancia. Los detectores se diseñan de modo que sólo reciben la luz que proviene de la fuente emisora.

66

### ☞ Altura de la base de las nubes.

La altura de la base de la nubosidad es una variable de importancia en el funcionamiento de un aeropuerto. El instrumento utilizado para medirla se denomina nefobasímetro.

En los equipos más modernos se emite verticalmente un pulso luz láser y se registra el tiempo que demora en llegar la reflexión desde la base de la nube. Este tiempo es proporcional a la altura de la base de la nubosidad.



67

### ☞ Sondeos.

Para medir la estructura vertical de la atmósfera en la troposfera y en parte inferior de la estratosfera, se realizan sondeos en una red de estaciones en todo el mundo, en forma simultánea. En las mediciones se realizan sondeos con globos (sondeo de globo piloto). Para esto se lanza un globo lleno de hidrógeno que asciende con una velocidad constante.

La velocidad se calcula por triangulación, a partir de mediciones del ángulo entre la línea recta hacia el globo y la horizontal (ángulo de elevación), y el ángulo entre la proyección de esa línea sobre el plano horizontal y la dirección hacia el norte (ángulo de azimut).



68

Los perfiles verticales de humedad, temperatura y presión se obtienen mediante radiosondeos. Estos se realizan mediante un pequeño instrumento equipado con sensores y un sistema de radiotransmisión, que asciende impulsado por un globo lleno con helio o hidrógeno.

En los equipos modernos, la posición del globo, y por lo tanto su velocidad, se calculan mediante sistema GPS.

Referencia bibliográfica Brock F.V. and S.J.Richardson,2001:Meteorological Measurements Systems.Oxford University Press, 290 pp.

69

### ↪ Estabilidad de la atmósfera.

La temperatura del aire en la atmósfera varía significativamente con la altura. Podemos conocer esta variación con un termómetro que se eleva junto a un globo meteorológico y que transmite sus mediciones por radio. Con estos datos podemos construir un gráfico de temperatura del aire versus altura denominado perfil de temperatura.

Existen tres rasgos destacados.

En una primera capa desde la superficie del mar (o de la costa) hasta unos 300 metros de altura la temperatura decrece con la altura. Esta disminución es la condición más frecuente en la tropósfera y obedece a la disminución de la presión del aire con la altura.

70

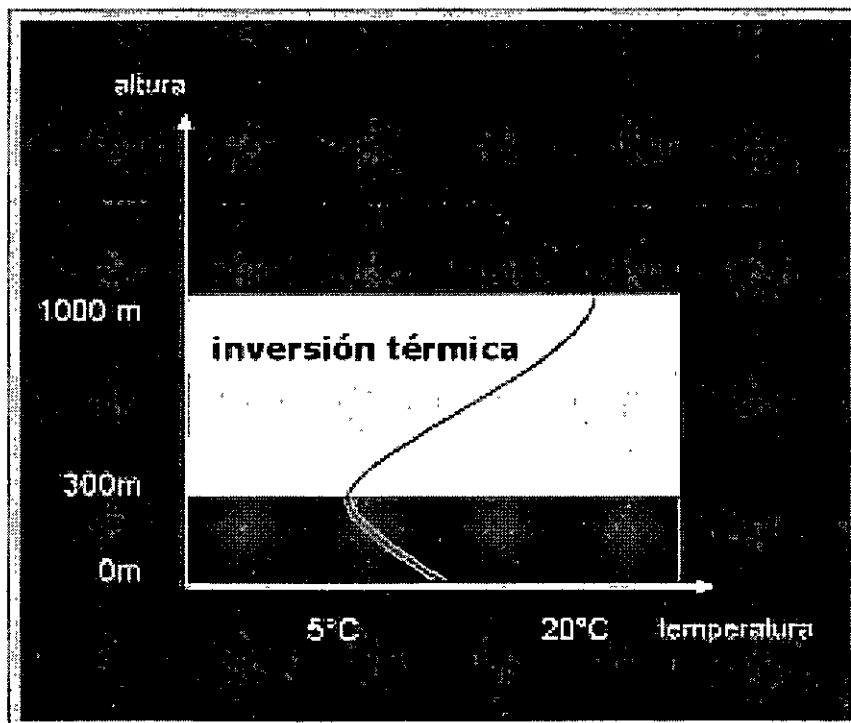
Sobre esta capa superficial, existe una capa de unos 700 m de espesor en la cual la temperatura se incrementa unos  $8^{\circ}\text{C}$  entre su base y su tope. Debido al aumento de temperatura, esta capa se denomina inversión térmica.

El origen de la inversión térmica está en el lento descenso de masas del aire (subsistencia) sobre latitudes subtropicales ( $35\text{-}25^{\circ}\text{S}$ ) en conexión con una circulación de escala global (celdas de Hadley).

La subsistencia es notablemente persistente en el tiempo, de manera que la inversión térmica está presente la mayor parte de los días y en todas las estaciones del año. Por último, sobre los 1000 m de altura la temperatura del aire vuelve a disminuir con la altura.

71

## Inversión térmica.



72

A continuación veamos como varía la estabilidad del aire en función de la altura.

Definimos una condición estable como aquella en la cual los movimientos verticales tienden a disminuir en el tiempo.

Una condición inestable en cambio, es aquella en la cual los movimientos verticales se amplifican en el tiempo. Los movimientos verticales de los que hablamos pueden ser producidos, entre otras razones, por el efecto en el viento (flujo en la dirección horizontal) que producen los obstáculos en la superficie (desde piedras a montañas).

Otra cosa que debemos recordar en este momento es que la densidad de aire (masa / volumen) depende fuertemente de su temperatura: a mayor temperatura decrece la densidad del aire (en forma alternativa: un volumen fijo de aire es más pesado cuando el aire está frío y se hace más liviano a medida que el aire se calienta).

73

Analicemos primero qué sucede en una capa de inversión térmica (Figura, panel izquierdo).

Consideremos un pequeño volumen de fluido, que llamaremos una parcela de aire, originalmente a una altura  $h_1$  sobre el suelo y una temperatura  $T_1$ .

Supongamos que la parcela es desplazada verticalmente hasta una altura  $h_2$  ( $h_2 > h_1$ ), donde la temperatura ambiental es  $T_2$ . Si el desplazamiento fue rápido (algunos minutos), la parcela no cambia su temperatura ( $T_1$ ).

Así, cuando la parcela llega a  $h_2$ , su temperatura es menor que la del ambiente (pues  $T_1 < T_2$ ) de forma que su densidad es mayor que la del ambiente, y por lo tanto la parcela tenderá a descender hacia su posición original ( $h_1$ ).

74

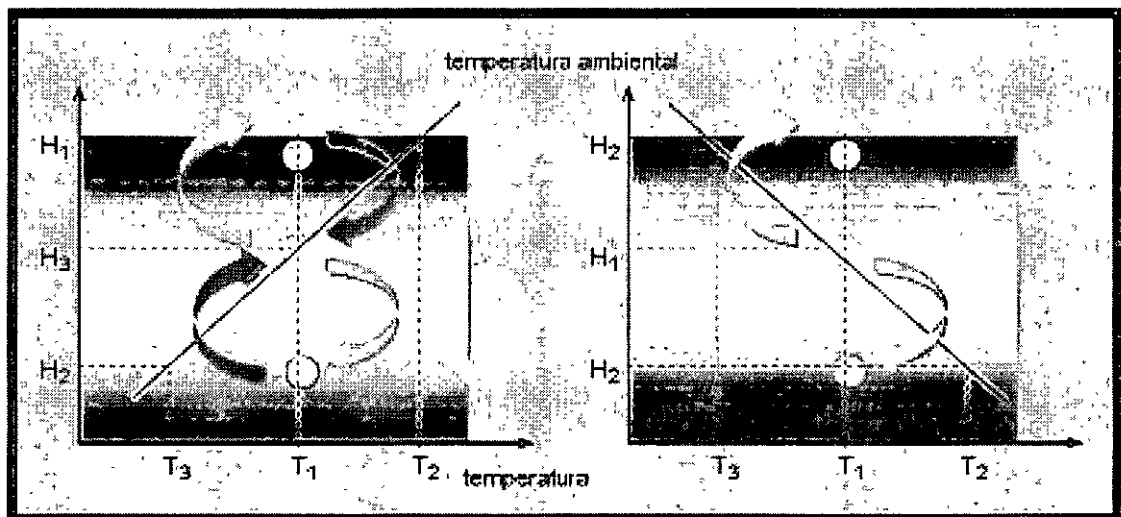
Consideremos ahora que la misma parcela es desplazada verticalmente hacia abajo hasta una altura  $h_3$  ( $h_3 < h_1$ ) donde la temperatura ambiental es más baja que la que se registra a la altura  $h_1$ .

Nuevamente suponemos que el descenso es rápido, de manera que la parcela arriba a  $h_3$  con una temperatura  $T_1 > T_3$ . En este caso, la parcela es más liviana que el aire a su alrededor y nuevamente tiende a regresar hacia su posición original.

En consecuencia, en una capa de inversión térmica los movimientos verticales no crecen en el tiempo, sino que por el contrario, estos tienden a amortiguarse. Las inversiones térmicas son entonces regiones de estabilidad atmosférica. En efecto, entre mayor sea el incremento de la temperatura en una capa, mayor será la atenuación de los movimientos verticales en su seno.

75

## Inversión térmica.



Estabilidad en una inversión térmica (panel de la izquierda) y una capa en que la temperatura decrece con la altura (panel de la derecha).

76

Cuando la temperatura disminuye con la altura la atmósfera es inestable. Para verificar esto se debe de seguir un razonamiento similar al empleado en el caso anterior y usar el esquema de la figura siguiente. En este caso la amplificación de los movimientos verticales será mayor cuanto más pronunciada sea la disminución de la temperatura con la altura.

Un caso extremo de inestabilidad ocurre por ejemplo cuando se calienta una olla con agua. Como el calor se aplica en el fondo de la olla, la temperatura del agua disminuye rápidamente hacia el tope de la olla, y nuestra experiencia nos indica que en este caso se producen fuertes movimientos verticales.

Esta forma de movimientos verticales energéticos y distribuidos al azar se denomina turbulencia. Algo similar puede ocurrir en la capa superficial de la atmósfera durante el día, dependiendo del tipo de superficie y de la cantidad de energía solar.

La energía del sol atraviesa la atmósfera casi en su totalidad y es absorbida en la superficie terrestre (Al igual que en una olla, el sol calienta el "fondo" de la atmósfera). La superficie calienta el aire en contacto con ella, y si este calentamiento es suficientemente grande, la atmósfera también experimenta turbulencia.

77

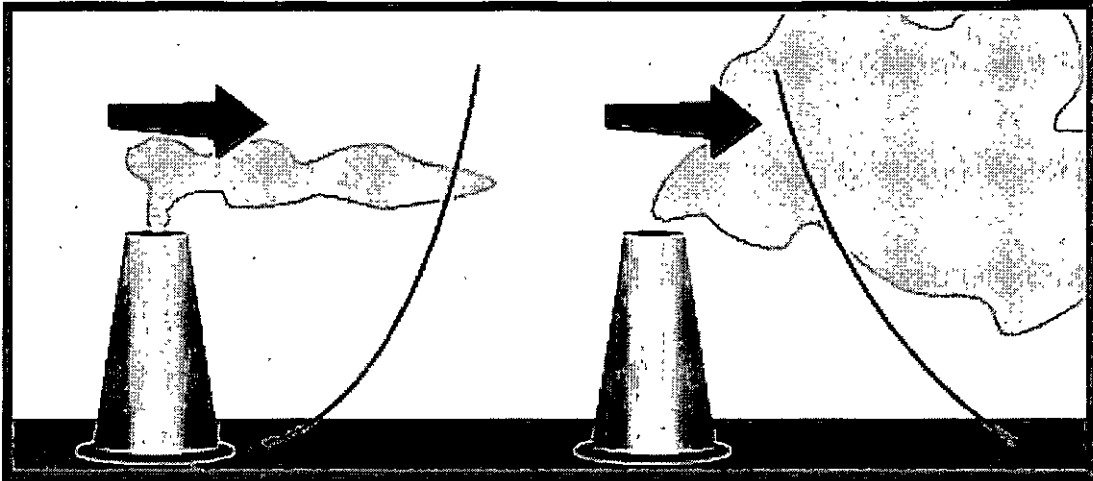
Los gases y partículas contaminantes emitidas a la atmósfera por una chimenea (de una casa, industria o vehículo) se dispersan (es decir se alejan y diluyen) de la fuente emisora debido al arrastre del viento o el efecto de los movimientos verticales.

Si el viento es fuerte, la dispersión se debe principalmente al arrastre del viento. Cuando los vientos son débiles, el efecto de los movimientos verticales adquiere mayor importancia en la dispersión de los contaminantes.

La figura esquematiza lo que sucede con los contaminantes en condiciones estables e inestables cuando el viento es débil. En el primer caso, los contaminantes se mantienen a una altura y con una concentración similar a la altura donde ellos fueron emitidos, debido a que la estabilidad de la atmósfera suprime los movimientos verticales que podrían perturbar el penacho de humo.

Claramente, las condiciones estables no favorecen la dispersión de contaminantes. En el caso inestable en cambio, los contaminantes se dispersan rápidamente, debido a la presencia de desplazamientos verticales intensos. La turbulencia mezcla aire contaminado con aire más limpio, reduciendo la concentración promedio de contaminantes.

78



Dispersión de un penacho de contaminantes en una atmósfera estable (panel de la izquierda) y en una atmósfera inestable (panel de la derecha).

En ambos casos se indica la dirección del viento por una flecha y el perfil de temperatura (línea sólida fina).

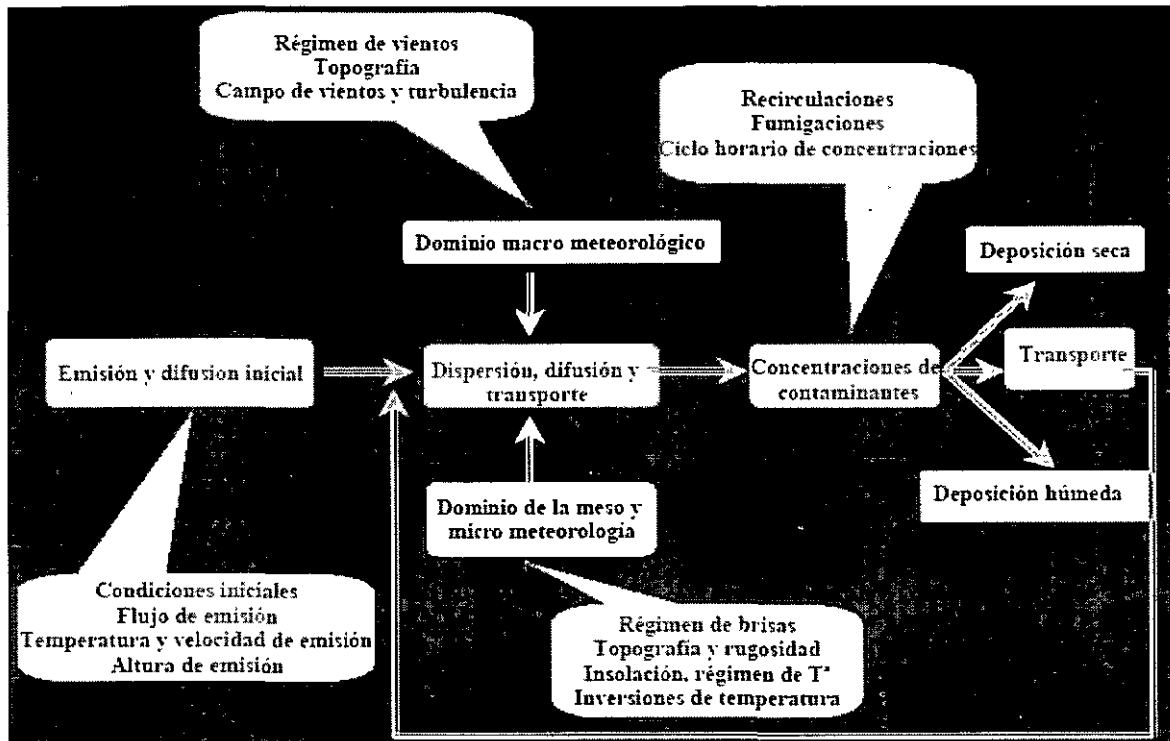
79

## ∞ Dispersión de Contaminantes en la Atmósfera.

80



## ☞ La dispersión atmosférica.



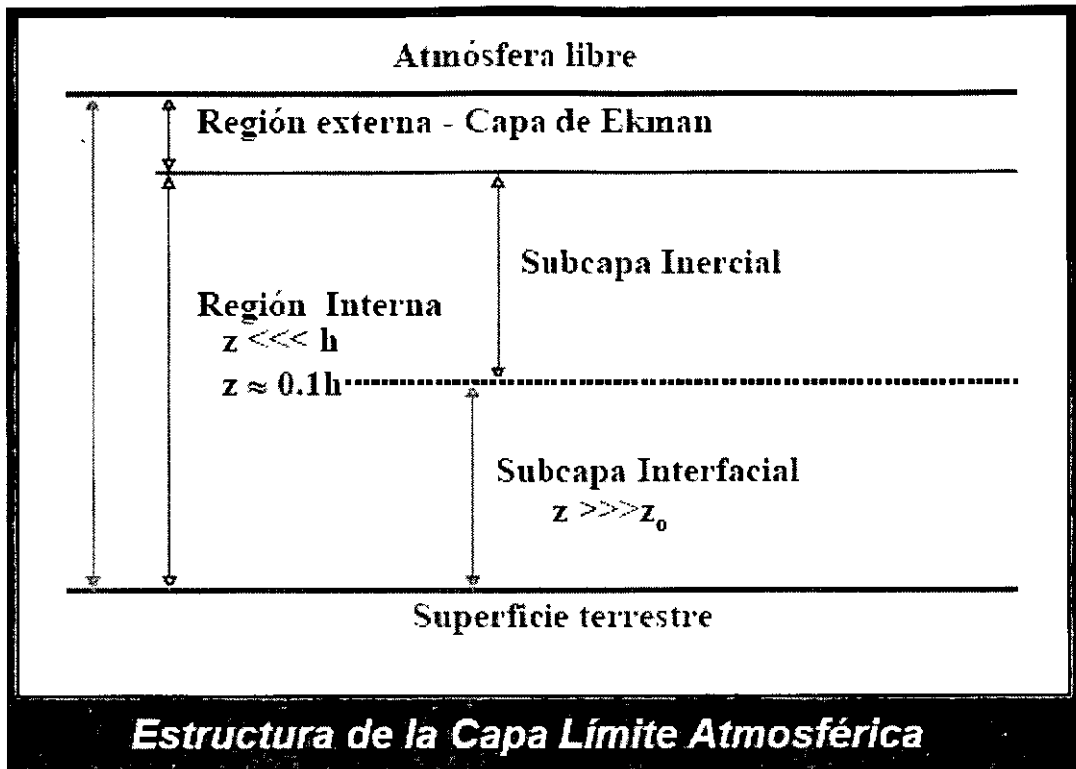
81

## ☞ La capa límite atmosférica.

La Capa Límite Atmosférica - ABL (Atmospheric Boundary Layer).

Esta región de la atmósfera se podría definir como aquella capa límite o capa de aire que se encuentra justo por encima de la superficie terrestre, en la cual los efectos de la superficie (fricción, calentamiento y enfriamiento) son directamente "sentidos" en escalas temporales de menos de un día, y en los que hay flujos importantes de calor y de materia, lo cual implica movimientos turbulentos del orden de la profundidad de la capa límite o menores.

82



∞ La capa límite atmosférica.

**ABL** {

Si la superficie es tierra, a la ABL se le conoce como Capa Límite Planetaria - PBL (*Planetary Boundary Layer*)

Si la superficie es mar, a la ABL se le conoce como Capa Límite Marina - SBL (*Sea Boundary Layer*)

☞ La capa límite atmosférica.

## La Capa Límite Planetaria

LA PBL está fuertemente influenciada por el calentamiento diurno y el enfriamiento nocturno

Condiciones de fuerte calentamiento diurno (inestables), forman la Capa Límite Convectiva - CBL (Convective Boundary Layer)

Bajo condiciones de enfriamiento nocturno (estables) se forma la Capa Límite Nocturna - NBL (Nocturnal Boundary Layer)

85

☞ La capa límite atmosférica.

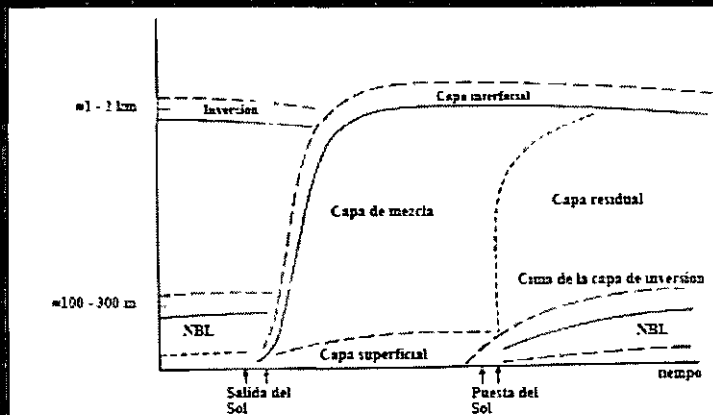
## La Capa Límite Convectiva

La estructura más interesante para la dispersión atmosférica es la CBL

Salida del Sol seguida de la ruptura de la capa de inversión y comienzo de la formación de la capa de mezcla

Horas centrales del día, la capa de mezcla alcanza su máxima profundidad

Antes de la puesta de Sol, se forma de nuevo la capa de inversión



Estructura de la formación de la capa límite convectiva (CBL) bajo condiciones de cielo despejado

86

☞ Estabilidad atmosférica en los estudios de dispersión.

La estabilidad atmosférica es uno de los factores más influyentes en la dispersión atmosférica.

La estabilidad atmosférica depende de la diferencia de temperatura entre una parcela de aire y el medio que lo rodea.

Según estas diferencias de temperatura se producirán diferentes tipos de estabilidades.

87

☞ Estabilidad atmosférica en los estudios de dispersión.

Tipos de estabilidad.

<i>Escala</i>	<i>Tipo de estabilidad</i>
A	Extremadamente inestable
B	Moderadamente inestable
C	Ligeramente inestable
D	Neutra
E	Ligeramente estable
F	Moderadamente estable

***Clasificación de los tipos de estabilidad según Pasquill***

88

☞ Estabilidad atmosférica en los estudios de dispersión.

### Tipos de estabilidad

Gifford caracterizó las seis clases de estabildades en función de una serie de parámetros

<i>Velocidad del viento en superficie (m/s)</i>	<i>Insolación durante el día</i>			<i>Condiciones nocturnas. Nubosidad</i>	
	Fuerte	Moderada	Débil	> 4/8	< 3/8
< 2	A	A - B	B	-	-
2	A - B	B	C	E	F
4	B	B - C	C	D	E
6	C	C - D	D	D	D
> 6	C	D	D	D	D

**Caracterización de estabildades según la velocidad del viento, la insolación diurna y la nubosidad nocturna**

89

☞ Estabilidad atmosférica en los estudios de dispersión.

**Algunos años después de la clasificación de Pasquill - Gifford, ésta fue redefinida por Turner**

<i>Turner</i>	<i>Pasquill</i>	<i>Tipo de estabilidad</i>
1	A	Extremadamente inestable
2	B	Moderadamente inestable
3	C	Ligeramente inestable
4	D	Neutra
5	E	Ligeramente estable
6	F	Moderadamente estable
7		

90

## ☞ Estabilidad y comportamiento de la pluma.

Se conoce por pluma o penacho a las sustancias contaminantes que salen por la boca de una chimenea.

La forma y dirección de la pluma depende de los movimientos horizontales y verticales de la atmósfera y éstos dependen de la estabilidad atmosférica.

91

## ☞ Estabilidad y comportamiento de la pluma.

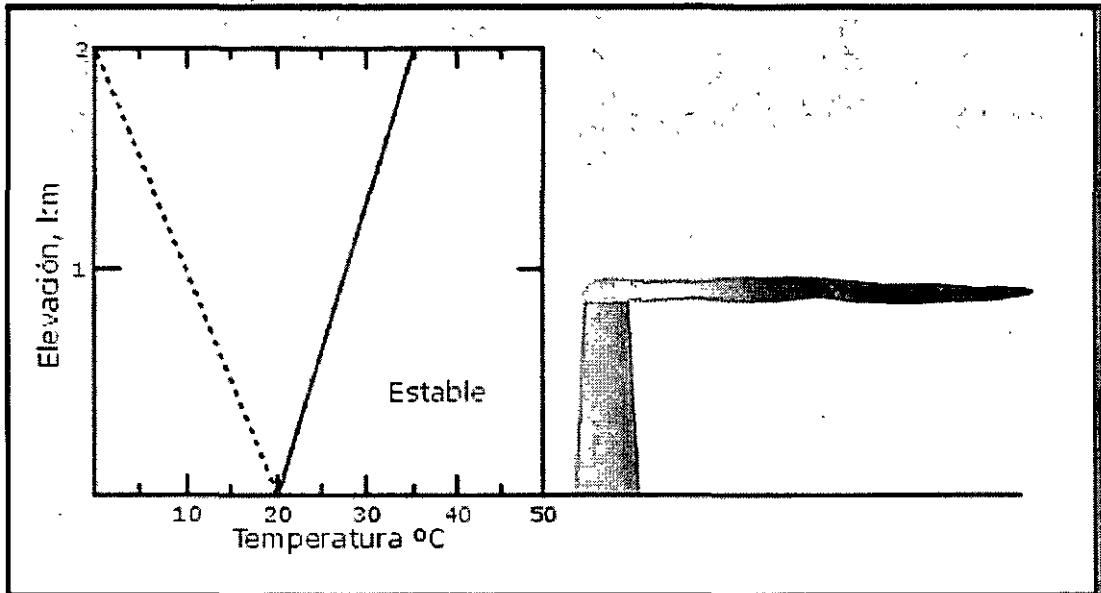
Características de la pluma en abanico :

- ✓ Condiciones de estabilidad atmosférica.
- ✓ Gran dispersión horizontal.
- ✓ De noche con viento débil y variable.
- ✓ Pueden impactar sobre edificios cercanos o colinas cercanas.

92

## ☞ Estabilidad y comportamiento de la pluma.

### Pluma en abanico "fanning"



93

## ☞ Estabilidad y comportamiento de la pluma.

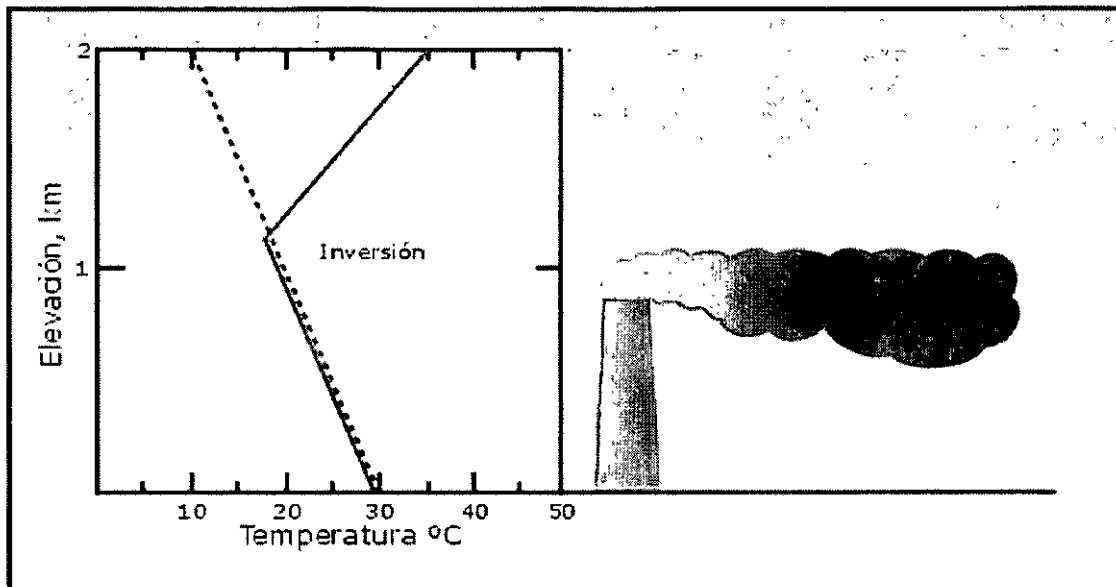
Características de la pluma de fumigación:

- ✓ Se produce durante la ruptura de la capa de inversión.
- ✓ En intervalos cortos de tiempo.
- ✓ Impactos sobre el suelo.

94

## ☞ Estabilidad y comportamiento de la pluma.

### Pluma de fumigación



95

## ☞ Estabilidad y comportamiento de la pluma.

Características de la pluma serpenteante:

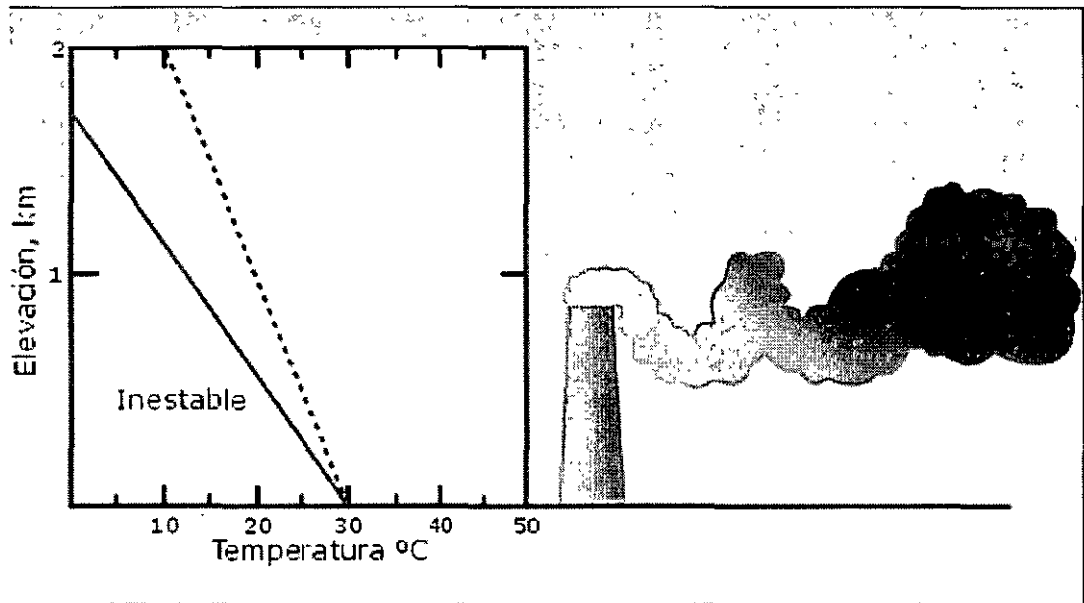
- ✓ Bajo condiciones inestables.
- ✓ En horas centrales del día.
- ✓ Profunda capa convectiva, gran capacidad de mezclado.

96



## ☞ Estabilidad y comportamiento de la pluma.

### Pluma serpenteante



97

## ☞ Estabilidad y comportamiento de la pluma.

Características de la pluma en forma de cono "conning":

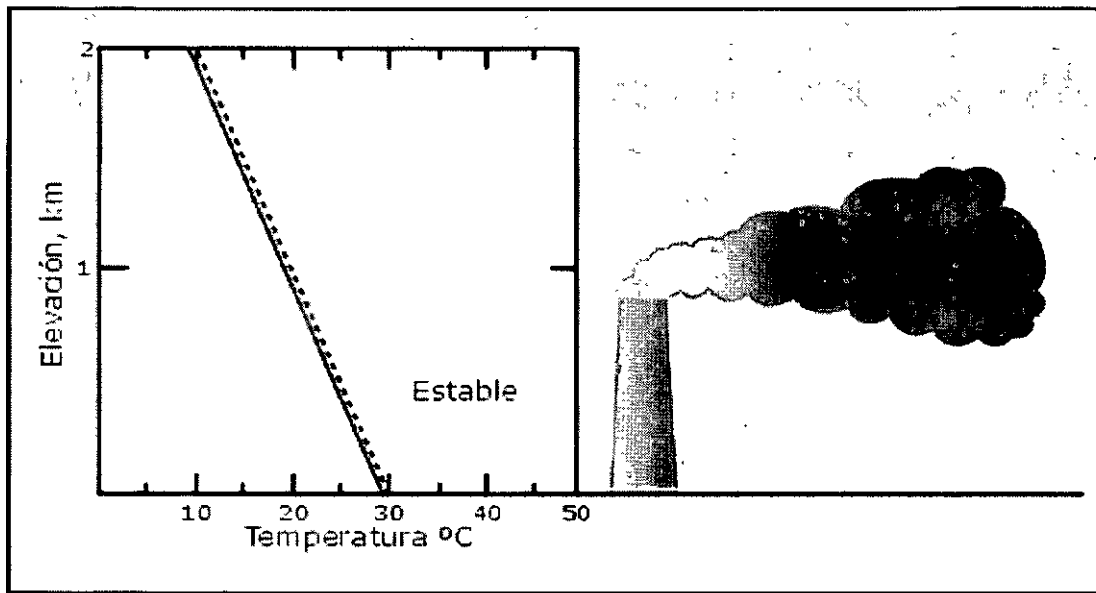
✓ Estabilidad neutra.

✓ Con perfil de temperatura adiabático.

98

## ☞ Estabilidad y comportamiento de la pluma.

### Pluma en forma de cono "conning"



99

## ☞ Estabilidad y comportamiento de la pluma.

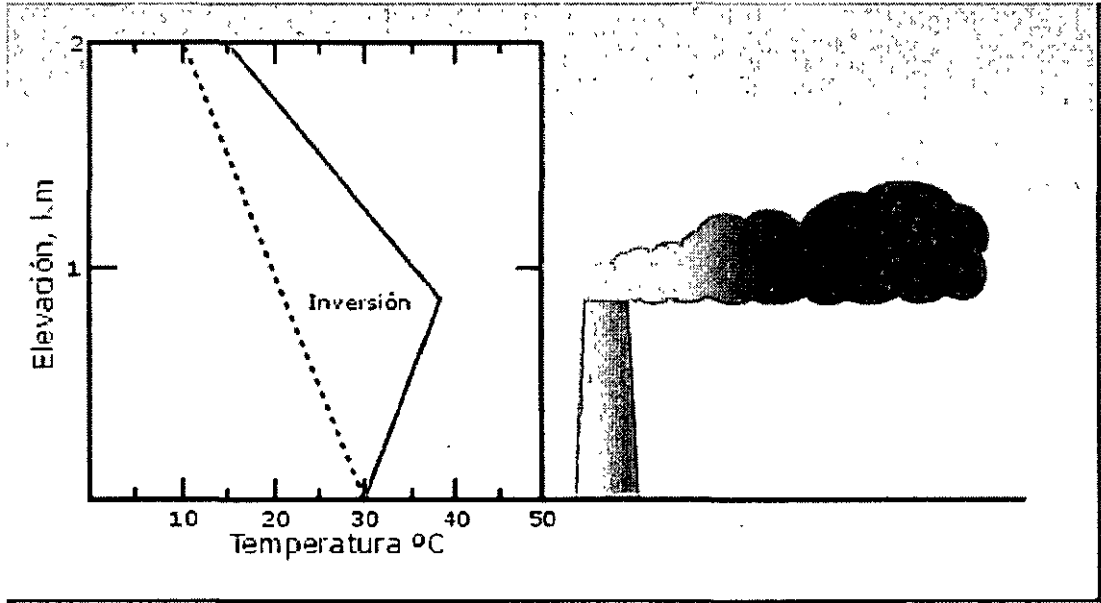
Características de la pluma ascendente "lofting":

- ✓ Emiten por encima de una capa de inversión.
- ✓ Se produce a la caída del Sol, en situaciones de transición de inestabilidad a estabilidad.

100

☞ Estabilidad y comportamiento de la pluma.

Pluma ascendente "lofting"



101

☞ Estabilidad y comportamiento de la pluma.

Características de la pluma entrampada:

- ✓ Confinada entre dos estratos.
- ✓ Bajo una capa de inversión y el suelo.
- ✓ Se producen altas concentraciones cerca del suelo.

102

## ☞ Cálculo de altura efectiva de chimeneas.

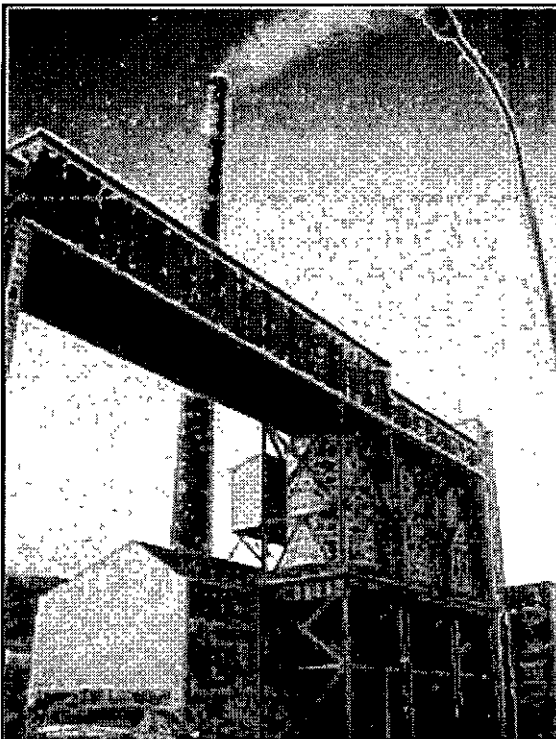
La chimenea es casi un símbolo de la contaminación atmosférica.

El diseño de la chimenea se hace en función de las condiciones de la atmósfera circundante.

A mayor altura de la chimenea mayor es la probabilidad de la dispersión.

103

## ☞ Cálculo de altura efectiva de chimeneas.



¿Qué factores deben contemplarse en la evaluación de la dispersión de contaminantes?

¿Cuántos elementos hay que cuantificar?

¿Por qué se consideran a las chimeneas como el ejemplo más representativo de la dispersión de contaminantes?

104

## ☞ Cálculo de altura efectiva de chimeneas.

La altura que adquiere una pluma no es la de la chimenea sino superior.

Se añade energía calórica a los gases de salida, teniendo mayor temperatura que el aire.

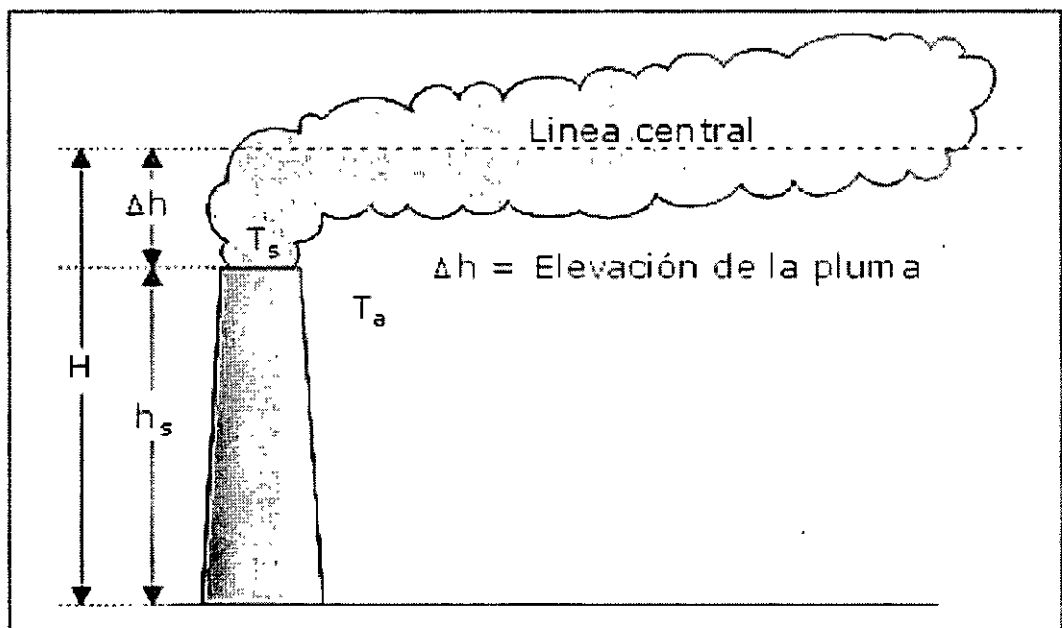
Se lanzan con cierta velocidad vertical.

El resultado es la ascensión por encima de la boca de la chimenea de los gases de salida.

105

## ☞ Cálculo de altura efectiva de chimeneas.

Elevación de una Pluma.



106

## ☞ Cálculo de altura efectiva de chimeneas.

Condiciones inestables o neutras.

$$\Delta h = \frac{1.6F^{2/3}x^{2/3}}{u} \quad \text{si } x < x_f$$

$$\Delta h = \frac{1.6F^{2/3}x_f^{2/3}}{u} \quad \text{si } x \geq x_f$$

Condiciones estables.

$$\Delta h = \frac{1.6F^{2/3}x^{2/3}}{u} \quad \text{si } x < x_f$$

$$\Delta h = 2.4 \left( \frac{F}{uS} \right)^{1/3} \quad \text{si } x \geq x_f$$

Calma.

$$\Delta h = \frac{5F^{1/4}}{S^{3/8}}$$

$\Delta h$ : elevación efectiva de la pluma.

F: flotabilidad.

u: velocidad promedio del viento.

x: distancia a sotavento de la chimenea.

$x_f$ : distancia a sotavento a partir de la cual no crece.

S: parámetro de estabilidad.

107

## ☞ Cálculo de altura efectiva de chimeneas.

Altura efectiva de la chimenea según Briggs (1971).

### Flotabilidad F

$$F = \frac{g}{\pi} V \left( \frac{T_s - T_a}{T_s} \right)$$

g: aceleración de la gravedad.

V: tasa volumétrica de flujo de gas saliente de la chimenea.

$T_s$ : temperatura del gas de salida de la chimenea.

$T_a$ : temperatura ambiente.

### $x_f$ altura a partir de la cual no aumenta $\Delta h$

$$x_f = 3.5x^*$$

Caso inestable o neutro

$$x_f = \frac{3.14u}{S^{1/2}}$$

Caso estable

### Parámetro de estabilidad S

$$S = \frac{g}{\phi} \left( \Gamma + \frac{\partial \Gamma}{\partial z} \right)$$

108

## ☞ Cálculo de altura efectiva de chimeneas.

### Caso práctico de altura efectiva de chimenea.

Una chimenea de 100 m de altura real emite un cierto contaminante.

La temperatura promedio ambiental es de 18° C, mientras que la de la emisión es de 155° C.

El radio de la boca de la chimenea es de 2 m, la velocidad de salida de la nube es de 9.65 m/s y la velocidad media del viento es de 2 m/s.

Calcular la altura efectiva de la chimenea en los casos inestables y estable.

109

## ☞ Cálculo de altura efectiva de chimeneas.

Antes de utilizar los modelos de dispersión existe una necesidad de conocer el entorno meteorológico en el que se produce el fenómeno de dispersión.

El conocimiento del entorno meteorológico se realiza través de:

- Mediciones de variables meteorológicas.
- Salidas de modelos meteorológicos.

En la actualidad se utilizan los datos de salida de los modelos meteorológicos como datos de entrada de modelos de dispersión.

110

## ☞ Modelos meteorológicos.

**Antes de utilizar los modelos de dispersión existe una necesidad de conocer el entorno meteorológico en el que se produce el fenómeno de dispersión**

**El conocimiento del entorno meteorológico se realiza través de:**

**Mediciones de variables meteorológicas**

**Salidas de modelos meteorológicos**

**En la actualidad se utilizan los datos de salida de los modelos meteorológicos como datos de entrada de modelos de dispersión**

111

## ☞ Modelos meteorológicos.

Necesitan parametrizar en una serie de escalas.

### ➤ Forzamiento en la frontera inferior.

- ✓ Interacción de la atmósfera con el suelo, el océano y el hielo.
- ✓ Interacción de la atmósfera con la orografía.

### ➤ Intercambios internos.

- ✓ Difusión turbulenta (horizontal y vertical).
- ✓ Convección.

### ➤ Forzamiento externo.

- ✓ Radiación.
- ✓ Efecto con las nubes.

112



## ☞ Modelos meteorológicos.

Clasificación de los modelos meteorológicos:

- Escalas espacial y temporal.
- De diagnóstico y de pronóstico.

113

## ☞ Modelos meteorológicos.

**Según la escala espacial**

**Globales (todo el globo)**

**Regionales (área limitada)**

**Baja resolución (distancia horizontal entre puntos de rejilla de más de 100 km)**

**Alta resolución (distancia horizontal entre puntos de rejilla de 100 a 10 km)**

**Mesoescala (distancia horizontal entre puntos de rejilla menor que 10 km)**

114

## ☞ Modelos meteorológicos.

### Según la escala temporal

**Climáticos** (horizonte de predicción de años)

**Estacionales** (horizonte de predicción de uno a seis meses)

**Medio plazo** (horizonte de predicción de 3 a 10 días)

**Muy corto plazo** (de 3 a 24 horas)

115

## ☞ Modelos meteorológicos.

### Tipos de modelos meteorológicos.

➤ Cinemáticos o de diagnóstico.

➤ Dinámicos o de pronóstico.

116

## ☞ Modelos meteorológicos.

Modelos meteorológicos cinemáticos o de diagnóstico.

- Basados en la ecuación de cantidad de movimiento y continuidad.
- No necesitan mucho tiempo de cálculo por lo que pueden ser usados en tiempo real.
- Presentan como inconveniente que requieren un gran número de observaciones.
- Como ejemplo el modelo COMPLEX

117

## ☞ Modelos meteorológicos.

Modelos meteorológicos dinámicos o de pronóstico.

- ✓ Resuelven una serie de ecuaciones diferenciales respecto al tiempo: ecuación de movimiento, ecuación de temperatura potencial, ecuación de continuidad, ...
- ✓ Influyen los efectos debido a la advección, estratificación vertical, fuerza de Coriolis.
- ✓ Representan con gran fiabilidad las características meteorológicas de la zona.
- ✓ Necesitan un tiempo de procesado alto.

118

## Modelos meteorológicos.

Modelos meteorológicos dinámicos o de pronóstico.

**MM5. Mesometeorological Model (NCAR - National Center Atmospheric Research)** (*mesoescalar, distancia horizontal entre puntos de rejilla menor que 10 km*).

Descarga del modelo en la web:

<http://www.mmm.ucar.edu/mm5/mm5-home.html>

Grupos que utilizan este modelo en la Península Ibérica:

<http://redibericamm5.uib.es/>

**RAMS. Regional Atmospheric Modelling System** (*de área limitada*)

<http://www.srh.noaa.gov/ssd/nwpmoel/html/rams.htm>

119

## Modelos meteorológicos.

Red Ibérica para la investigación y desarrollo de aplicaciones en base al modelo atmosférico MM5

### Descripción

MM5 es uno de los modelos numéricos de predicción a corto plazo más ampliamente extendidos entre la comunidad internacional de modelización atmosférica. Se trata de la cuarta generación del llamado *Meso-scale Model*, proyecto de colaboración entre la Pennsylvania State University (PSU) y el National Center for Atmospheric Research (NCAR) de los Estados Unidos. Algunos aspectos interesantes del modelo son:

- (i) capacidad de acoplamiento múltiple con interacción en ambas direcciones ("two-way") entre los dominios, lo que facilita el estudio de fenómenos atmosféricos bajo distintas escalas espaciales y el diseño de predicciones a muy alta resolución;
- (ii) formulación de una dinámica no hidrostática, la cual permite que el modelo pueda ser empleado eficazmente para representar fenómenos con dimensiones de muy pocos kilómetros;
- (iii) adaptación informática para múltiples plataformas y para su ejecución en modo distribuido sobre computadoras de memoria compartida o distribuida;
- (iv) inicialización automática con diferentes fuentes de análisis meteorológicos y observaciones, incluyendo su capacidad de asimilación 4-dimensional de datos;
- (v) asimilación variacional de datos convencionales y de satélite durante la predicción;
- (vi) incorporación de los más modernos y realistas esquemas de parametrización de los procesos físicos relacionados con la radiación atmosférica, microfísica de nubes y precipitación, convección por cúmulos, turbulencia, y flujos de energía y momento sobre la superficie terrestre.

En España y Portugal existen al menos una treintena de grupos que desarrollan o bien pensado desarrollar su actividad, sea de investigación básica o de diseño de aplicaciones, en base al MM5. En general dichos grupos han actuado independientemente y los intercambios entre unos y otros de cualquier experiencia ganada por el uso del MM5 han sido escasos o inexistentes. La RED

120

## ☞ Modelos meteorológicos.

### **Modelos de previsión utilizados por distintos Servicios Meteorológicos**

**ECMWF. Modelo Centro Europeo de predicción a medio plazo. Cuatro salidas (00, 06, 12, 18 h)**

**HIRLAM. Modelo regional (área limitada). Usado por el INM. Cuatro salidas**

**AVN. Modelo americano de aviación. Cuatro salidas**

**MRF. Modelo Central Americano**

**MASS. Modelo regional. Universidad de Barcelona y Servicio Meteorológico de Cataluña. Dos salidas**

**NOGAPS. Modelo de la Marina de USA. Dos salidas al día**

**DWD. Modelo del Servicio Meteorológico alemán**

**UKM. Modelo del Servicio Meteorológico británico**

**JMA. Modelo del Servicio Meteorológico japonés**

121

## ☞ Modelos meteorológicos.

### **Modelos meteorológicos dinámicos o de pronóstico**

#### **HIRLAM (High Resolution Limited Area Model)**

**Es un modelo de escala regional**

**Usado por el INM desde el año 1995**

**Proyecto de cooperación europeo de diversos países, entre ellos España**

122

## Modelos meteorológicos.

Marcadores Dirección: http://hirlam.knmi.nl/ Elementos rel

**H**irlam

Show Menu in Normal Format

The Project

- ▶ Description
- ▶ Queries
- ▶ Ongoing Research

▶ Staff/Contacts

The NWP System

- ▶ Reference System

▶ Variational DA

▶ Access

- ▶ Conditions
- ▶ Form

High Resolution HIRLAM Mixed Area Model

Documento Ejecutado

123

## Modelos meteorológicos.

Dirección: http://www.inm.es/web/inm/fin/inm-hirlam.html

MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE

Aviso Observación Mod.Números Predicciones Rayos Radar Satélite

INM-HIRLAM CEPPM

INM-HIRLAM

Anteproyecto de ley de

País: 09 12 Alcance: H+00 H+06 H+12 H+18 H+24 H+30 H+36 H+42 H+48 Animación

Nivel

Jueves 22 Enero 2004 12UTC Predicción H+48 VAL: Sábado 24 Enero 2004 12UTC

Superficie 0 hPa Presión

1000 hPa

850 hPa

700 hPa

500 hPa

300 hPa

250 hPa

200 hPa

Parámetros

Presión (nivel mar)

Precipitación

Temperatura

Temp./Viento sup

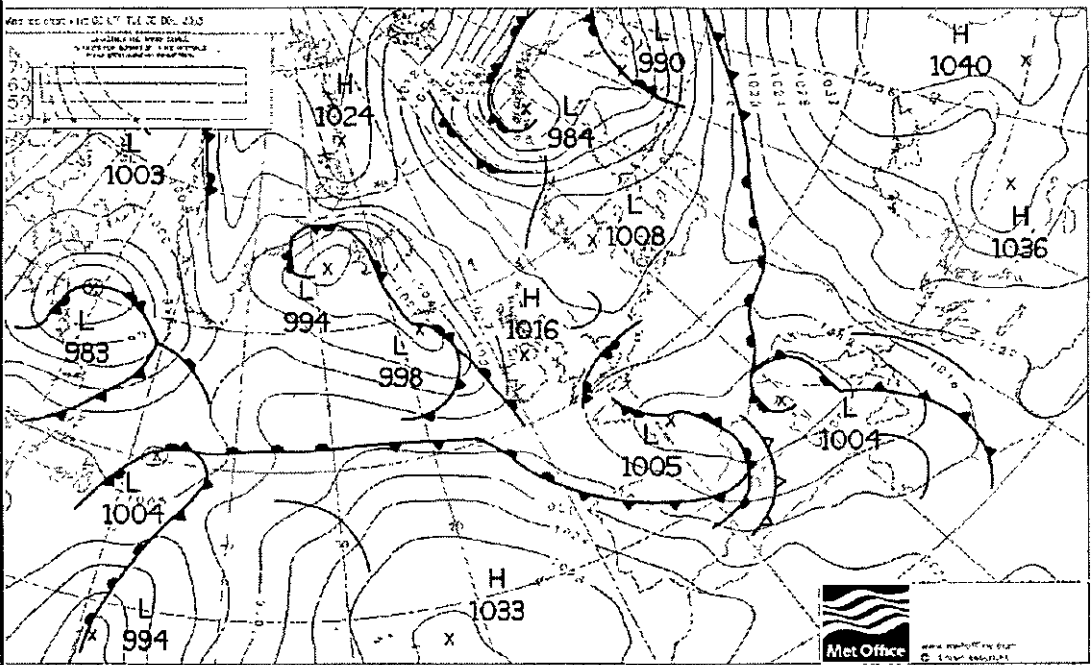
MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE

Internet

124

## ☞ Modelos meteorológicos.

### Mapa de frentes del Servicio Meteorológico Británico (UKM)



125

## ☞ Modelos dispersión.

Los modelos de dispersión están formados por una serie de submodelos:

*Submodelos meteorológicos.* Son los que proporcionan los datos meteorológicos necesarios para la entrada de los modelos de dispersión.

*Submodelos de sobreelevación.* Simulan el efecto inducido por la flotabilidad de los penachos.

*Submodelos de deposición.* Simulan la disminución del contaminante por deposición en superficie.

*Submodelos químicos.* Variación de las concentraciones debido a las transformaciones químicas.

126

## Modelos dispersión.

### Utilización de los modelos de dispersión

a) Previsión de episodios de contaminación local

b) Control de episodios, mediante estrategias de intervención inmediata, con el objeto de evitar los niveles perjudiciales de las sustancias contaminantes

c) Establecimiento de la legislación de control de emisiones

d) Evaluación de posibles técnicas para controlar las emisiones

e) Asignación de responsabilidades de los niveles de contaminación

f) Ubicación de futuras fuentes de emisión para minimizar el impacto sobre el medio ambiente atmosférico

g) Optimización de la red de medición y control de sustancias contaminantes

127

## Modelos dispersión.

### Consideraciones que se realizan antes de implementar un modelo de dispersión:

Tipo de fuente. Puntual o varios focos (complejos industriales)

Tipo de contaminante. Modelos fotoquímicos, de aerosoles, etc.

Escalas temporales y espaciales

Tipos de datos disponibles

128



## Modelos dispersión.

### Implementación del modelo

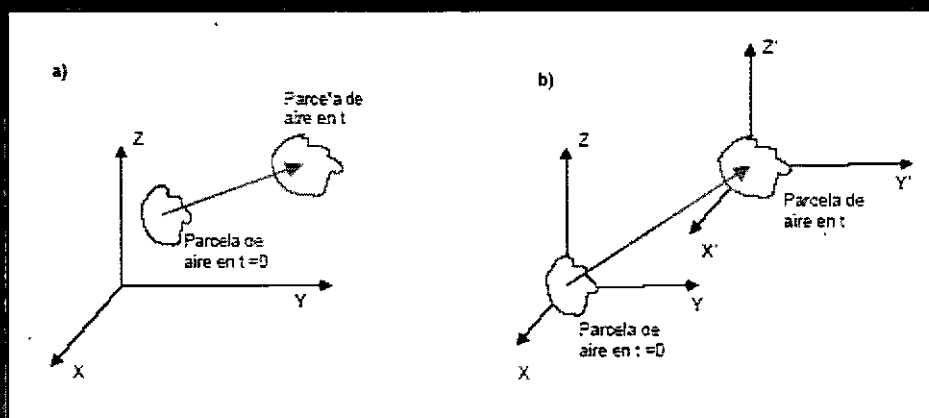
Diseño y realización del modelo

Utilización de un modelo ya existente. Opción más extendida

129

## Modelos dispersión.

### Clasificación de los modelos de dispersión



**Sistemas de referencia en el caso de la aproximación  
a) euleriana y b) lagrangiana**

130

## Modelos dispersión.

### Aproximación euleriana o de transporte de gradiente

Conservación de la masa de una sustancia contaminante con concentración  $c(x,y,z,t)$

$$\frac{\partial c}{\partial t} = -v \nabla c + D \nabla^2 c + S$$

Si se considera que

$$v = \bar{v} + v'$$

$$c = \bar{c} + c'$$

La variación de la concentración se expresará como:

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} = -\bar{v} \nabla \bar{c} - \nabla \bar{c} \bar{v} + D \nabla^2 \bar{c} + S$$

131

## Modelos dispersión.

### Aproximación euleriana o de transporte de gradiente

Se realizan las siguientes aproximaciones:

$$\nabla \bar{c} \bar{v} \gg \gg D \nabla^2 \bar{c}$$

$$\bar{c} \bar{v} = k \nabla \bar{c}$$

Teoría K o del transporte de Gradiente

La variación de la concentración se expresaría entonces como:

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} = -\bar{v} \nabla \bar{c} + \nabla k \nabla \bar{c} + S$$

132

## Modelos dispersión.

### Aproximación euleriana o de transporte de gradiente

Si se realizan más aproximaciones:

Medio estacionario  $\overline{v \nabla c}$

Sin sumideros ni fuentes,  $S=0$

Campo turbulento, isótropo y constante,  $K_x=K_y=K_z=K=cte$

La ecuación diferencial quedaría:

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} = k \nabla^2 \bar{c}$$

Esta ecuación diferencial se resuelve aplicando una serie de condiciones de contorno

133

## Modelos dispersión.

### Aproximación euleriana o de transporte de gradiente

La concentración media de una sustancia viene dada por:

$$\bar{c} = \frac{Q}{8(\pi K t)^{3/2}} \exp\left(-\frac{x^2 + y^2 + z^2}{4 K t}\right)$$

134

## Modelos dispersión.

Aproximación lagrangiana o teoría estadística.

La partícula en  $t=0$  se encuentra en  $x'$

La partícula en  $t$  se encuentra en  $x$

La concentración de una sustancia viene definida por:

$$\bar{c} = QP(\bar{x} - \bar{x}', t)$$

Donde  $Q$  es la masa total de partículas emitidas en  $x'$  y  $P$  es la función de densidad de probabilidad.

135

## Modelos dispersión.

Si se supone que la función de densidad de probabilidad es gaussiana

$$\bar{c} = \frac{Q}{(2\pi)^{3/2} \sigma_x \sigma_y \sigma_z} \exp\left(-\frac{(x-vt)^2}{2\sigma_x^2} - \frac{y^2}{2\sigma_y^2} - \frac{z^2}{2\sigma_z^2}\right)$$

136

## Modelos dispersión.

Aproximación Gaussiana.

Una de las más usadas

Utiliza cálculos sencillos, 2 parámetros de dispersión

Aproximaciones utilizadas en una pluma gaussiana

Fuente de emisión constante

Existencia de un flujo y de condiciones meteorológicas constantes

Conservación de la masa en el interior de la pluma

Transporte constante en dirección horizontal

Se ignoran los cambios de la velocidad del viento con la altura

137

## Modelos dispersión.

Aproximación Gaussiana.

$$c = \frac{Q}{2\pi\sigma_y\sigma_z u} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{y}{\sigma_y}\right)^2} \left[ e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{z-H}{\sigma_z}\right)^2} + e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{z+H}{\sigma_z}\right)^2} \right]$$

c: concentración del contaminante a nivel del suelo

Q: es la masa de contaminantes emitidas por unidad de tiempo

$\sigma_y$ : es la desviación estándar horizontal de la concentración de contaminantes en dirección y

$\sigma_z$ : es la desviación estándar vertical de la concentración de contaminantes en dirección z

u: es la velocidad del viento en el eje x

y: distancia en dirección horizontal de la fuente emisora

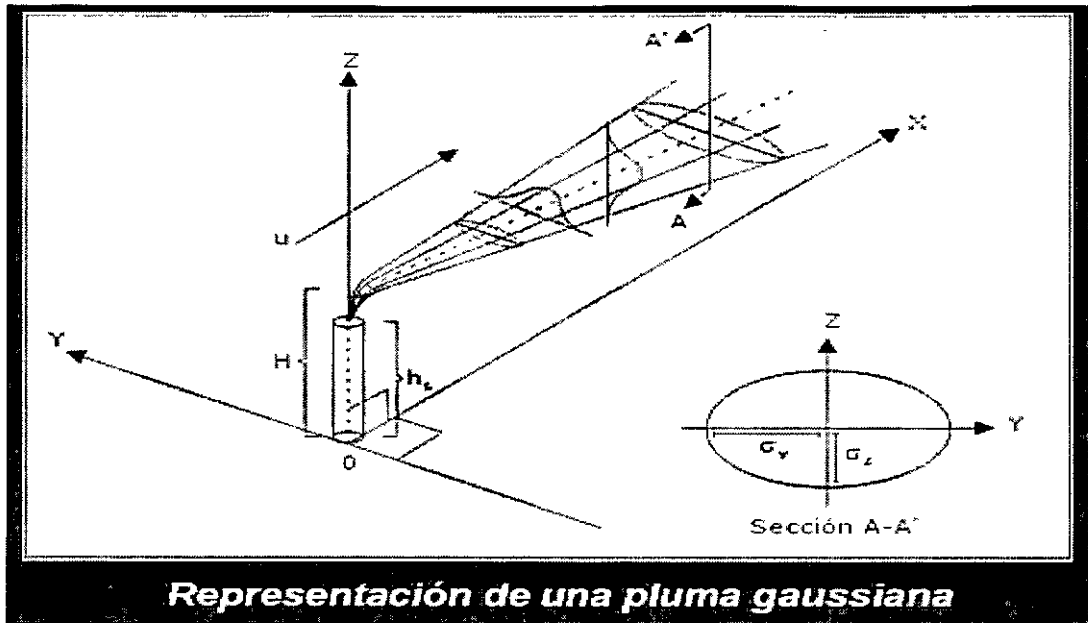
z: distancia en dirección vertical sobre el suelo

H: altura efectiva de la chimenea

138

## Modelos dispersión.

### Aproximación Gaussiana.



139

## Modelos dispersión.

### Aproximación Gaussiana.

Para conocer la concentración en una pluma de tipo gaussiano se necesita conocer  $z$ ,  $y$ ,  $H$ ,  $\sigma_y$  y  $\sigma_z$

Existen diversas expresiones para calcular  $\sigma_y$  y  $\sigma_z$

Gifford (1976)

$$\sigma_y = \frac{K_1 x}{\left[1 + \frac{x}{K_2}\right]^{K_3}}$$

$$\sigma_z = \frac{K_4 x}{\left[1 + \frac{x}{K_2}\right]^{K_3}}$$

Tipo de Estabilidad según Pasquill	$K_1$	$K_2$	$K_3$	$K_4$	$K_5$
A	0.250	927	0.189	0.1020	-1.918
B	0.202	370	0.162	0.0952	-0.101
C	0.134	283	0.134	0.0722	0.102
D	0.0787	707	0.135	0.0475	0.465
E	0.0566	1070	0.137	0.0335	0.624
F	0.0370	1170	0.134	0.0220	0.700

140

## Modelos dispersión.

Aproximación Gaussiana.

### Smith (finales de los 60)

$$\sigma_y = ax^p$$

$$\sigma_z = bx^q$$

Tipo de Estabilidad según Pasquill	a	p	b	q
A	0.40	0.91	0.41	0.91
B	0.36	0.86	0.33	0.86
C	0.36	0.86	0.30	0.86
D	0.32	0.78	0.22	0.78
E	0.31	0.74	0.16	0.74
F	0.31	0.71	0.06	0.71

141

## Modelos dispersión.

Aproximación Gaussiana.

### Briggs (1973)

Tipo de Estabilidad según Pasquill	$\sigma_y$ (m)	$\sigma_z$ (m)
A	$0.22x(1+0.0001x)^{-1/2}$	$0.20x$
B	$0.16x(1+0.0001x)^{-1/2}$	$0.12x$
C	$0.11x(1+0.0001x)^{-1/2}$	$0.08x(1+0.0002x)^{-1/2}$
D	$0.08x(1+0.0001x)^{-1/2}$	$0.06x(1+0.0015x)^{-1/2}$
E	$0.06x(1+0.0001x)^{-1/2}$	$0.03x(1+0.0003x)^{-1/2}$
F	$0.04x(1+0.0001x)^{-1/2}$	$0.016x(1+0.0001x)^{-1/2}$

#### Caso del medio rural

Tipo de Estabilidad según Pasquill	$\sigma_y$ (m)	$\sigma_z$ (m)
A - B	$0.22x(1-0.0004x)^{-1/2}$	$0.24x(1-0.001x)^{-1/2}$
B	$0.22x(1-0.0004x)^{-1/2}$	$0.20x$
D	$0.16x(1-0.0004x)^{-1/2}$	$0.14x(1-0.0003x)^{-1/2}$
E - F	$0.11x(1-0.0004x)^{-1/2}$	$0.08x(1-0.0015x)^{-1/2}$

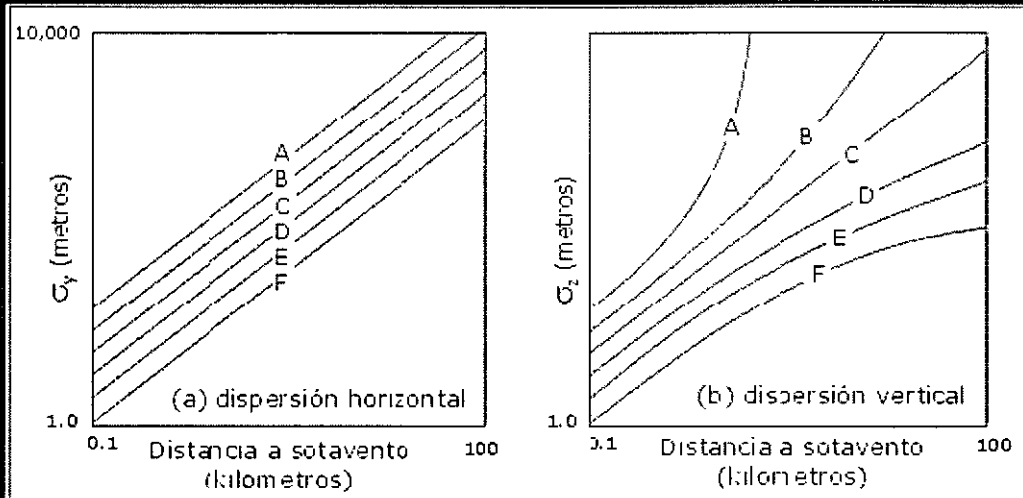
#### Caso del medio urbano

142

## Modelos dispersión.

### Aproximación Gaussiana.

#### Briggs (1973)



**Coefficientes de dispersión horizontal y vertical en un medio rural**

143

## Modelos dispersión.

### Aproximación Gaussiana.

#### Caso Práctico.

Calcular los coeficientes  $\sigma_y$  y  $\sigma_z$  considerando una dispersión de tipo gaussiano, en condiciones de estabilidad A y a una distancia de 500 m de la fuente emisora.

- Según las expresiones de Gifford.
- Según las expresiones de Smith.
- Según las expresiones de Briggs.

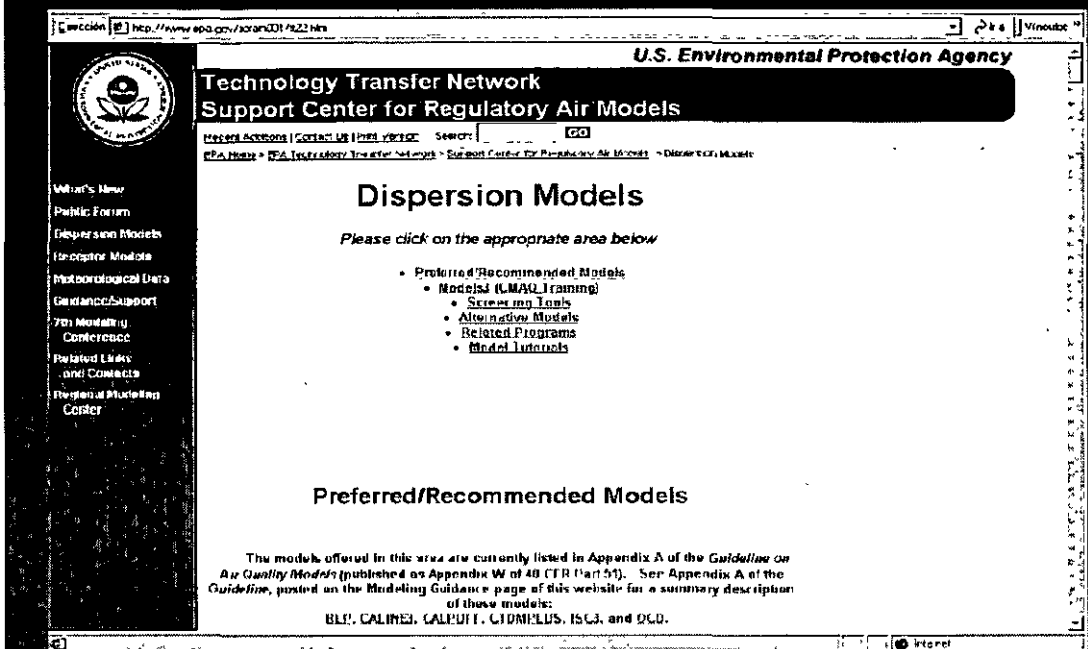
Soluciones: a)  $\sigma_y = 115$  m y  $\sigma_z = 116$  m, b)  $\sigma_y = 114$  m y  $\sigma_z = 117$  m y c)  $\sigma_y = 107$  m y  $\sigma_z = 100$  m

144



## Modelos dispersión.

### Algunos modelos de la EPA (Environmental Pollution Agency)



The screenshot shows the EPA Technology Transfer Network website. The main heading is "Dispersion Models". Below it, there is a list of "Preferred/Recommended Models" including CALPUFF, CTDMPPLUS, ISC3, and SHORTZ. The website also features a sidebar with navigation links and a search bar.

U.S. Environmental Protection Agency  
Technology Transfer Network  
Support Center for Regulatory Air Models

Dispersion Models

Please click on the appropriate area below

- Preferred/Recommended Models
  - Models (CMAQ Training)
    - Screening Tools
    - Alternative Models
    - Related Programs
    - Model Manuals

Preferred/Recommended Models

The models offered in this area are currently listed in Appendix A of the *Guideline on Air Quality Models* (published as Appendix W of 40 CFR Part 51). See Appendix A of the *Guideline*, posted on the Modeling Guidance page of this website for a summary description of these models:  
BLE, CALINE3, CALPUFF, CTDMPPLUS, ISC3, and SHORTZ.

145

## Modelos dispersión.

### Algunos modelos de la EPA (Environmental Pollution Agency)

**CALPUFF.** Analiza los contaminantes en diferentes escalas temporales y espaciales

**CTDMPLUS (Complex Terrain Dispersión Model Plus Algorithms for Unstable Situations).** De tipo gaussiano, preferentemente con condiciones de inestabilidad y en topografía compleja

**ISC3 (Industrial Source Complex Model).** Modelo gaussiano, para estimar concentraciones de contaminantes en complejos industriales

**SHORTZ, Gaussiano,** tanto en áreas urbanas como rurales

146

Modelo ISC3

Modelos de la NOAA

## Modelos dispersión.

### Modelos del Max Planck Institute

http://www.mppic.mpg.de/forecast/forecast.htm

## MATCH-MPIC Forecast Page

This is the home page of the MATCH-MPIC Chemical Weather Forecast System.

Click on the links below to get to the predicted distributions of important trace gases in the atmosphere, or to obtain more information about the forecasting system.

[Contact me with requests](#)

[Standard Forecast Figures](#)

[Custom](#)

The forecasts compute the global 3D distributions of a wide array of gases; daily plots are made automatically for the global distributions of key gases at the surface and selected pressure levels, as well as specific to current and upcoming field campaigns (upon request)

Create your own custom figures based on the model output. [Click here to access the interface](#)

149

## Ejercicios de Aplicación y Autoevaluación.

1. La dispersión está formada por dos procesos:
  - a) transporte y estabilidad.
  - b) advección y difusión.
  - c) recirculación y fumigación.
  - d) advección y subsidencia.
2. La principal característica de la Capa Límite Atmosférica es:
  - a) la fuerte rugosidad que presenta.
  - b) la intensidad de los flujos de calor.
  - c) su gran profundidad
  - d) su naturaleza turbulenta.
3. En los estudios de dispersión atmosférica, la estructura más interesantes es:
  - a) ABL
  - b) PBL
  - c) CBL
  - d) NBL
4. Según la clasificación de estabilidad propuesta por Pasquill, las clases de estabilidad A, B y C, representan:
  - a) condiciones neutras.
  - b) situaciones estables.
  - c) situaciones inestables.
  - d) Fuertemente inestables.

150

## ☞ Ejercicios de Aplicación y Autoevaluación.

5. Según la caracterización realizada por Gifford, con insolación moderada y velocidad del viento de 4 m/s, se tiene estabilidad del tipo:

- a) A
- b) F
- c) B-C
- d) A-B

6. Un observador mide una velocidad del viento de 6 nudos y justo en ese instante el Sol se encuentra a 45° sobre el horizonte, ¿qué tipo de estabilidad habría en ese momento, según la clasificación realizada por Turner?

- a) 2
- b) 1
- c) 6
- d) 5

7. Las plumas de fumigación se forman bajo condiciones,

- a) altamente convectivas y en horas centrales del día.
- b) de ruptura de la capa de inversión nocturna y en intervalos cortos de tiempo.
- c) de estabilidad neutra.
- d) de inestabilidad diurna.

8. La mezcla vertical aumenta cuando las condiciones atmosféricas son:

- a) Inestables
- b) Neutras
- c) Estables
- d) Extremadamente estables

151

## ☞ Ejercicios de Aplicación y Autoevaluación.

9. ¿Cuales de los siguientes apartados no es una aplicación de los modelos de dispersión?

- a) Ayudar a un mejor diseño de las redes de medida de contaminación del aire.
- b) Aplicación de la legislación de contaminación atmosférica.
- c) Conocimiento de la mejor ubicación de futuras fuentes emisoras.
- d) Previsión de episodios contaminantes.

10. Calcular los coeficientes  $\sigma_y$  y  $\sigma_z$  considerando una dispersión de tipo gaussiano, en condiciones de estabilidad A y a una distancia de 500 m de la fuente emisora.

- a) Según las expresiones de Gifford.
- b) Según las expresiones de Smith.
- c) Según las expresiones de Briggs.

Soluciones: a)  $\sigma_y = 115$  m  $\sigma_z = 116$  m, b)  $\sigma_y = 114$  m  $\sigma_z = 117$  m y c)  $\sigma_y = 107$  m  $\sigma_z = 100$  m.

152