

DISPERSIÓN ATMOSFÉRICA

Una vez generada la emisión de contaminante hacia la atmósfera, sea en una fuente puntual (industria, planta termoeléctrica, etc.) o difusa (transporte), el material particulado o las sustancias químicas liberadas participan en diversos procesos de transporte. El principal es el de la dispersión física en la atmósfera; pero también pueden ser absorbidos por las gotas de agua y con la lluvia llegar a la superficie terrestre, o ser objeto de reacciones fotoquímicas (particularmente en las capas más altas de la atmósfera).

Para comenzar a estudiar la dispersión de contaminantes tenemos que analizar primero el perfil de temperatura en el aire. En la tropósfera (la zona más próxima a la superficie), la temperatura va descendiendo a medida que se asciende en altura. Si pensamos en una masa de aire que está más caliente que el aire de su entorno, va a tender a subir debido a su menor densidad. En la medida que asciende, experimenta dilatación debido a la menor presión. Suponiendo que se dilata adiabáticamente, su temperatura disminuye, generando un perfil de temperatura que disminuye con la altura. Obviando la humedad, la termodinámica nos permite calcular ese gradiente de temperatura adiabático ideal del aire seco, con un valor de aproximadamente $\Gamma_d = -0.01 \text{ }^\circ\text{C/m}$. Esto es, por cada 100 m de altura la temperatura ambiente disminuiría aproximadamente 1°C .

$$\frac{dP}{dz} = -g\rho = -g \frac{MP}{RT}$$
$$\frac{dP}{P} = -\frac{gM}{RT} dz$$

Para gases ideales en proceso irreversible adiabático $\frac{dP}{P} = \frac{C_p}{R} \frac{dT}{T}$

Entonces $\frac{dT}{dz} \Big|_{\text{adiabático, gas ideal}} = -\frac{gM}{C_p} = -\frac{gM}{3.5R}$

$$= -\frac{9.8 \frac{\text{m}}{\text{s}^2} * 29 \frac{\text{g}}{\text{mol}}}{3.5 * 8.314 \frac{\text{m}^3 \text{Pa}}{\text{mol.K}}} * \frac{\text{kg}}{1000\text{g}} * \frac{\text{Pa.m.s}^2}{\text{kg}}$$
$$= -0.00978 \frac{\text{K}}{\text{m}} \approx -10 \frac{^\circ\text{C}}{\text{km}}$$

En la realidad, debido al contenido de humedad, al ascender parte del vapor de agua condensa, y en la realidad el gradiente de temperatura adiabático saturada (Γ_s), también llamada “tasa de lapso adiabático” es de aproximadamente -0.65°C cada 100m.

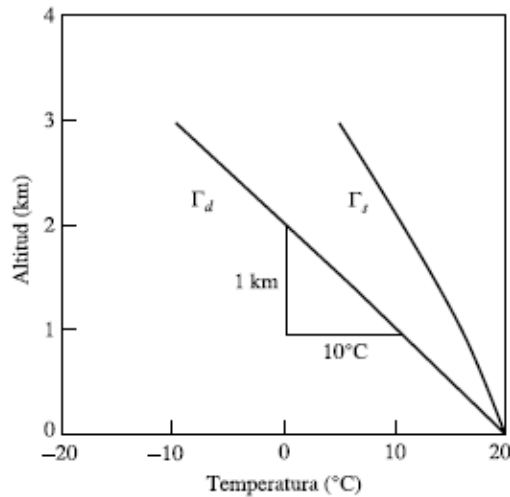
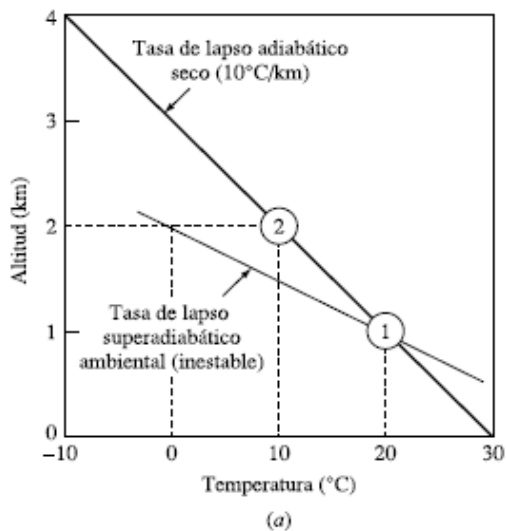
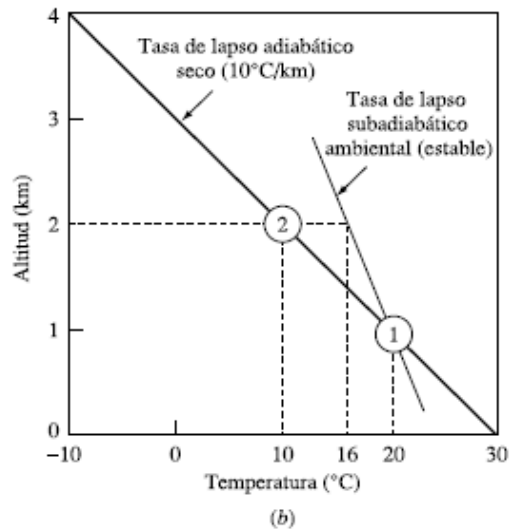


FIGURA 7.39. La tasa adiabática seca Γ_d es una constante con un valor de $10^\circ\text{C}/\text{km}$, pero la tasa adiabática saturada Γ_s difiere con la temperatura. En la troposfera, Γ_s es aproximadamente $6^\circ\text{C}/\text{km}$.

Consideremos una masa de aire ubicada a una altura de 1 km y con una temperatura de 20°C . Supongamos una primera situación en la que en ese lugar la tasa de lapso es superadiabática, esto es, con una pendiente menor en valor absoluto que la de la tasa de lapso adiabático seco. Si la masa de aire se expande adiabática subiendo por ejemplo hasta 2 km de altura alcanzará la temperatura de 10°C . Esta temperatura es mayor que la que tiene el ambiente que la rodea (que corresponde a la tasa de lapso superadiabática), 0°C ; por lo tanto, al estar a mayor temperatura va a tener una tendencia a seguir subiendo, generando así un movimiento ascensional de las masas de aire. Por tal motivo se dice que las condiciones son inestables.



Supongamos ahora que las condiciones ambientales son de una tasa de lapso subadiabáticas (es decir con una pendiente mayor en valor absoluto). En este caso el ambiente en rededor de esa masa de aire estará más caliente (16°C) y por lo tanto impide el ascenso, con lo cual la masa de aire tiene tendencia a quedarse en el mismo lugar; se dice que son condiciones de estabilidad.



Este razonamiento idealizado nos permite comprender los fundamentos de la estabilidad o inestabilidad de la atmósfera, pero en realidad hay una zona de estabilidad y zonas de inestabilidad y una zona intermedia de estabilidad condicional.

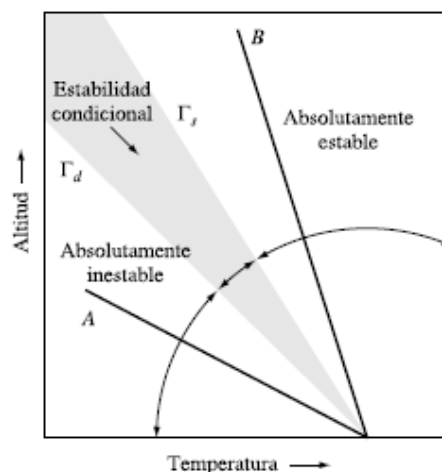
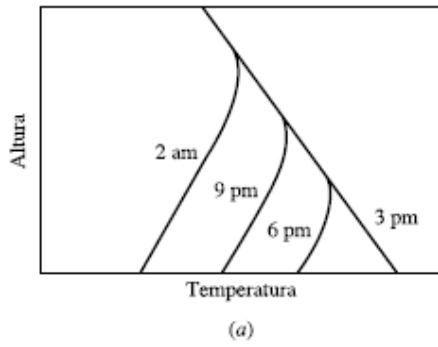
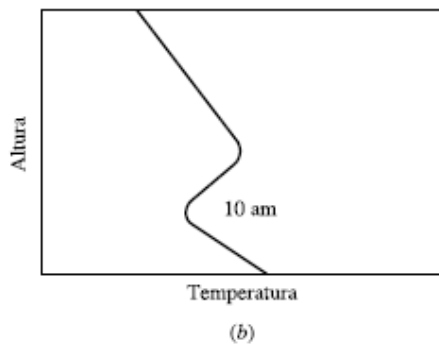


FIGURA 7.41. Las atmósferas en las que el perfil de temperatura ambiental se enfría más rápidamente que el lapso adiabático seco (Γ_d), como el de la curva A, son absolutamente inestables. Si las temperaturas ambientales descienden más lentamente que la tasa de lapso adiabático saturada, como B, la atmósfera es absolutamente estable. Entre las dos curvas se crea una región de estabilidad condicional.

Desarrollado el concepto de tasa de lapso adiabática, podemos entender algunos fenómenos que ocurren en la atmósfera. Uno de ellos es el fenómeno de inversión por radiación, que tiene que ver con el cambio en la pendiente de la tasa de lapso. Esto ocurre particularmente en las noches frías de invierno con cielos claros, en los que la superficie terrestre se enfría más rápidamente que las capas atmosféricas adyacentes, pues puede reflejar más rápidamente la energía acumulada durante el día. Por lo tanto, a medida que avanza la noche la temperatura de la superficie terrestre es menor que la de las capas de aire que están sobre ella y se produce una inversión en la pendiente del perfil de temperatura.



Esto avanza hasta que sale el sol, y a partir de ese momento la radiación solar comienza a calentar la superficie terrestre de manera más rápida que las capas atmosféricas adyacentes, generando nuevamente una inversión en la pendiente de la temperatura.



Otro fenómeno que ocurren a un nivel más global es la denominada inversión por hundimiento, que ocurre cuando una zona de alta presión empuja al aire hacia abajo, y al empujarlo hacia abajo lo calienta. Cuando el aire llega a la superficie se genera un movimiento transversal, paralelo a la superficie, hasta alcanzar zonas de baja presión donde puede ascender. En la compresión el aire puede absorber vapor de agua, que en la zona de baja presión se libera, generando lluvias.

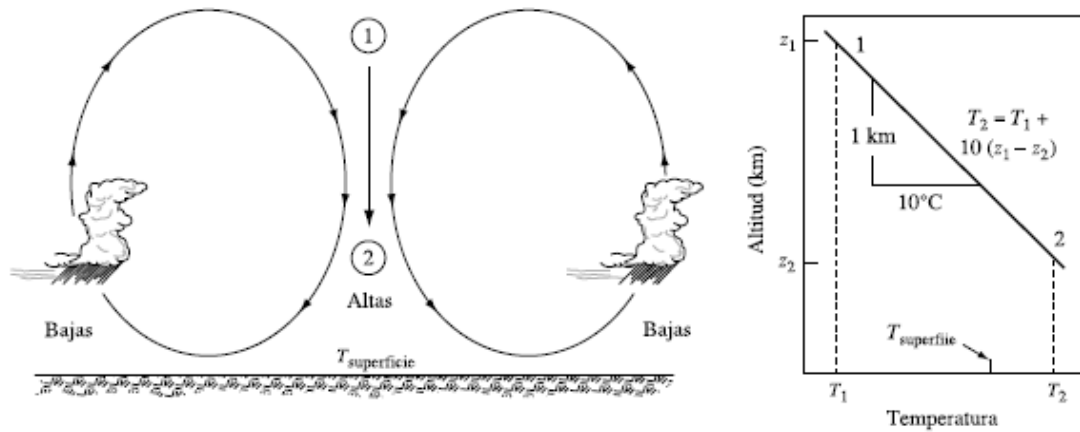


FIGURA 7.43. Al descender el aire se calienta a $10^\circ\text{C}/\text{km}$ por compresión. Es común que este hundimiento cálido cree condiciones más tibias en altura que cerca de la superficie, lo que causa una inversión de temperaturas. Los cielos claros son típicos en regiones de altas presiones mientras que los cielos nublados y las precipitaciones son comunes en áreas de bajas presiones.

Esta es la base de ciertos movimientos de la atmósfera que se observan a escala planetaria y que determinan los vientos predominantes (combinado con la rotación de la tierra):

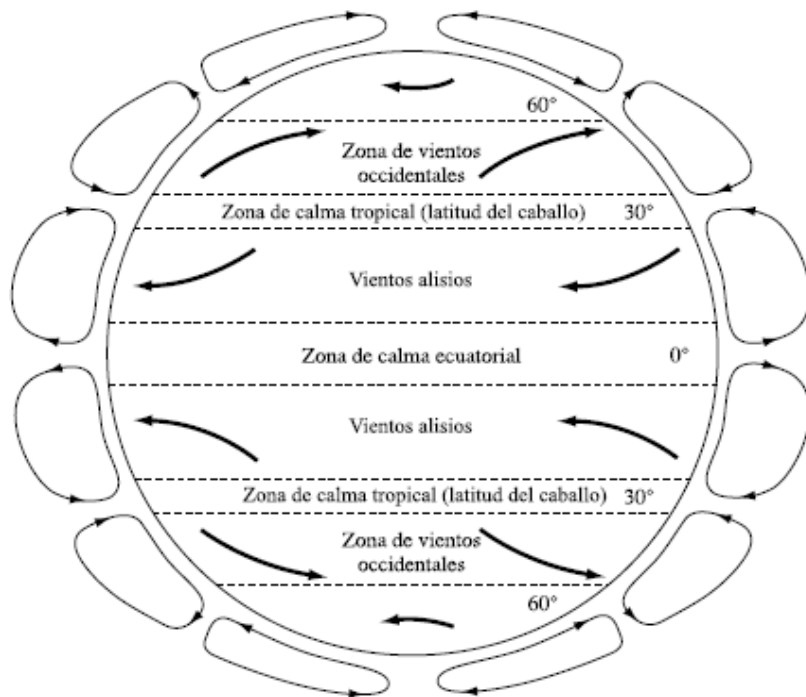
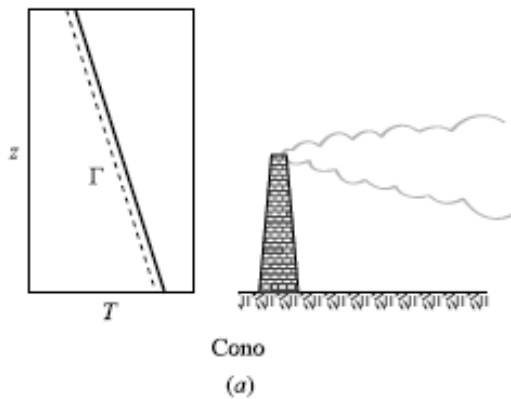


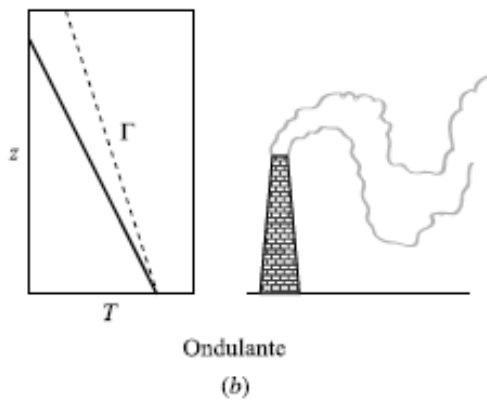
FIGURA 7.45. Comportamiento ideal del patrón de circulación del aire en el equinoccio. Las zonas de altas presiones son comunes alrededor de los 30° de latitud produciendo cielos claros e inversiones por hundimiento.

Retornemos a lo que podría ser la emisión en una industria, emisión que se produce a partir de una chimenea, a cierta altura del suelo. La forma de la “pluma” de la chimenea (esto es la corriente de gas con contaminantes que sale por la chimenea) dependerá de las condiciones de estabilidad de la atmósfera.

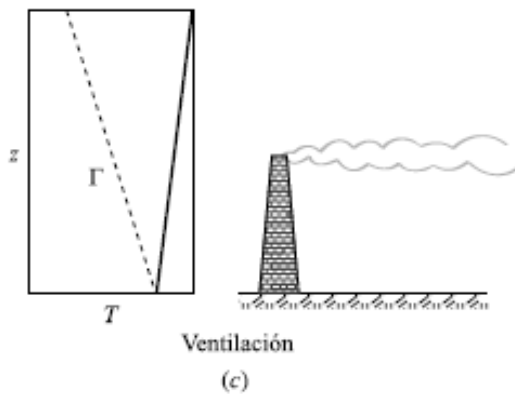
Una primera posibilidad podría ser que las condiciones ambientales sean las de la tasa de lapso adiabático. En este caso la pluma tendrá una forma aproximada de cono, respondiendo a una dispersión de tipo gaussiano.



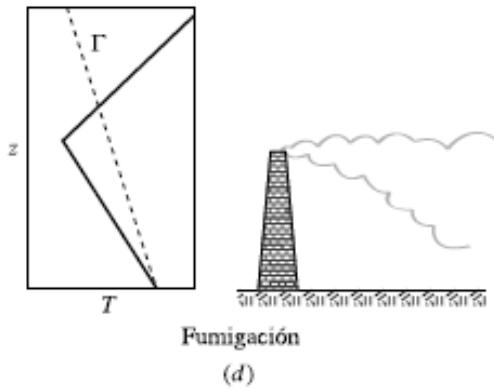
Otra posibilidad es que la tasa de lapso en el ambiente sea menor en valor absoluto que la adiabática, estas son condiciones de inestabilidad y la pluma va a ser algo ondulante.



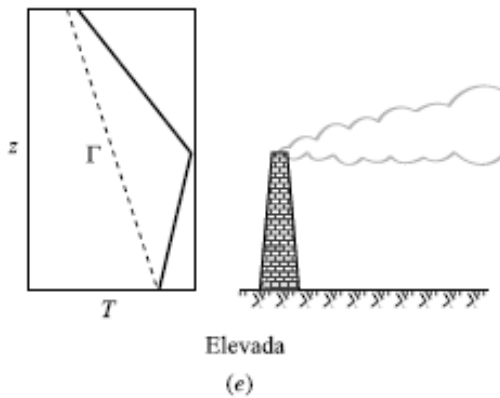
Si por el contrario estamos en condiciones de estabilidad la pluma se va a mantener a la altura del punto de emisión:



Cuando hay una inversión del siguiente tipo

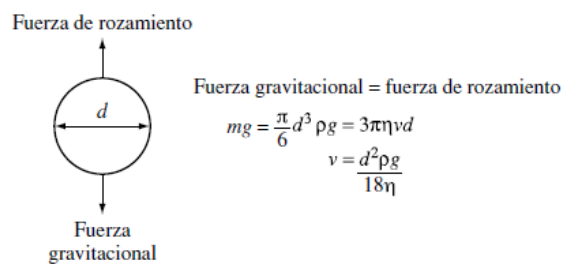


la pluma va a ser impedida de subir y va a tender a “abrirse” hacia el suelo. Por el contrario, si las condiciones de inversión son



la pluma va a tender a “abrirse” hacia arriba.

El estudio de la dispersión de partículas o contaminantes en la pluma comienza con la Ley de Stokes, que gobierna la caída libre de una partícula. En condiciones cuasiestacionarias



donde

- m = Masa de la partícula.
- g = Aceleración gravitacional = $9,80\text{m/s}^2$.
- d = Diámetro de la partícula.
- ρ = Densidad de la partícula (g/m^3).
- η = Viscosidad de aire = $0,0172 \text{ g/m} \cdot \text{s}$.
- v = Velocidad de asentamiento (m/sec).

Esta expresión nos permite estimar la velocidad de sedimentación de las partículas y su tiempo de residencia en la atmósfera.

Volviendo a la pluma, se origina a una altura H (igual a h la altura de la chimenea, más un cierto Δh en la cual podría considerarse que la pluma se vuelve horizontal como consecuencia del viento). A partir de ese punto se asume que hay una dispersión de tipo gaussiano, que va aumentando a medida que nos alejamos de la chimenea en la dirección del viento (dirección x). Hay dispersión en las direcciones z e y , pero nos interesa especialmente la dirección z que nos permitiría estimar en que momento la pluma toca a la superficie terrestre.

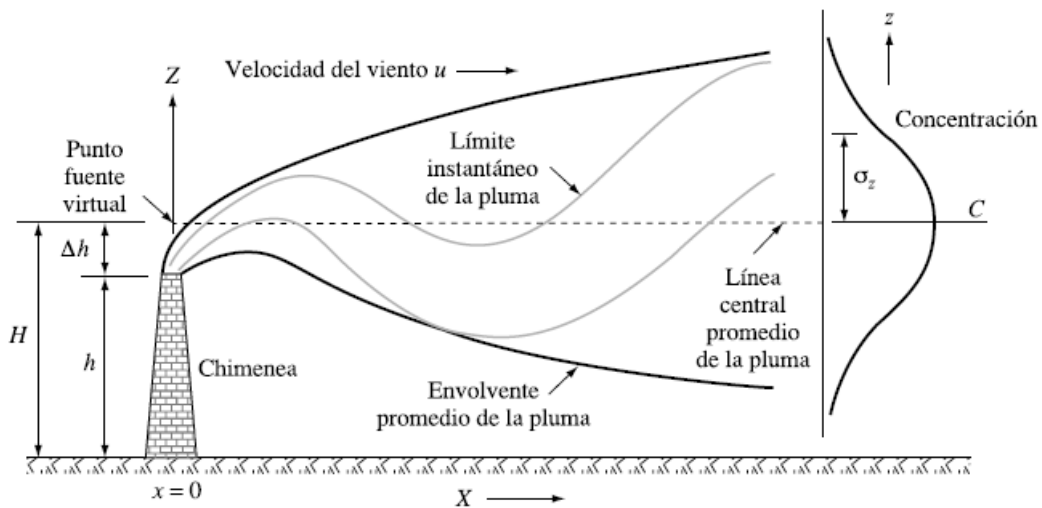


FIGURA 7.48. Límites instantáneos de la columna y tiempo medio envoltorio de la columna.

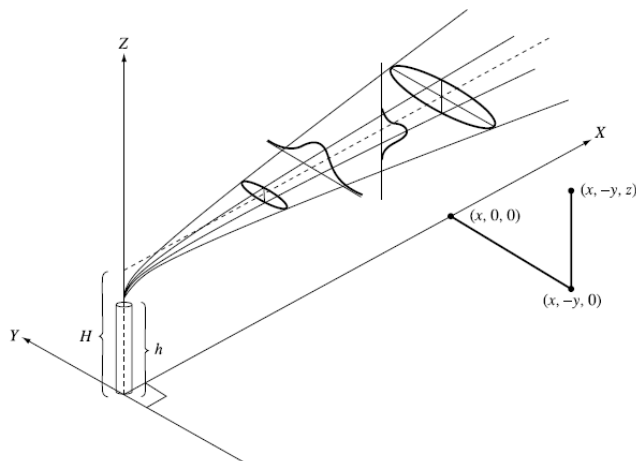


FIGURA 7.49. Sistema de coordenadas de dispersión de la columna. Muestra su distribución en las direcciones vertical y horizontal.
(Fuente: Turner, 1970.)

A partir de un modelo gaussiano se puede estimar la concentración de contaminante en la superficie:

$$C_{X,Y} = \frac{Q}{\pi v \sigma_Y \sigma_Z} \left(\exp\left(\frac{-H^2}{2\sigma_Z^2}\right) \right) \left(\exp\left(\frac{-Y^2}{2\sigma_Y^2}\right) \right)$$

donde:

- $C_{X,Y}$ = concentración a nivel del suelo, en el punto X,Y (mg/m³)
 X = distancia en la dirección del viento desde el punto de emisión de los gases (m)
 Y = distancia horizontal desde el eje central de la pluma (m)
 Q = flujo másico de contaminantes emitidos (mg/s)
 h = altura de la chimenea (m)
 H = altura efectiva de elevación de la pluma (m)
 V = velocidad del viento a la altura efectiva de la pluma (m/s)
 σ_Y = coeficiente de dispersión horizontal (m)
 σ_Z = coeficiente de dispersión vertical (m)

donde

$$v = v_0 \left(\frac{H}{H_0} \right)^P$$

con P que tiene que ver con la estabilidad de la atmósfera:

CLASE DE ESTABILIDAD	PARÁMETRO P
A, B	0,15
C	0,20
D	0,25
E	0,40
F	0,60

- A = Atmósfera muy inestable
 B = Atmósfera moderadamente inestable
 C = Atmósfera levemente inestable
 D = Atmósfera neutra
 E = Atmósfera moderadamente estable
 F = Atmósfera estable

que a su vez la estabilidad puede inferirse a partir de la velocidad del viento, la radiación, etc:

VELOCIDAD DEL VIENTO (m/s) (a 10 m de altura)	RADIACIÓN SOLAR DURANTE EL DÍA			NUBOSIDAD NOCTURNA	
	Fuerte	Moderada	Baja	Nublado (>4/8)	Claro (<3/8)
< 2	A	A - B	B	E	F
2 - 3	A - B	B	C	E	F
3 - 5	B	B - C	C	D	E
5 - 6	C	C - D	D	D	D
> 6	C	D	D	D	D

Por otra parte, los coeficientes de dispersión pueden estimarse según:

$$\sigma_y = a X^{0,894}$$

$$\sigma_z = c X^d + f$$

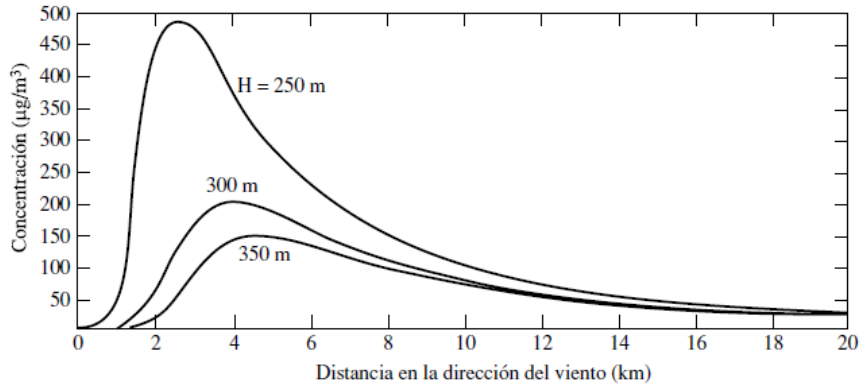
con coeficientes que también tienen que ver con la estabilidad atmosférica:

ESTABILIDAD	X < 1 km				X > 1 km		
	a	c	d	f	c	d	f
A	213	440,8	1,94	9,3	459,7	2,09	-9,6
B	156	106,6	1,15	3,3	108,2	1,10	2,0
C	104	61,0	0,91	0	61,0	0,91	0
D	68	33,2	0,73	-1,7	44,5	0,52	-13,0
E	51	22,8	0,68	-1,3	55,4	0,31	-34,0
F	34	14,4	0,74	-0,4	62,6	0,18	-48,6

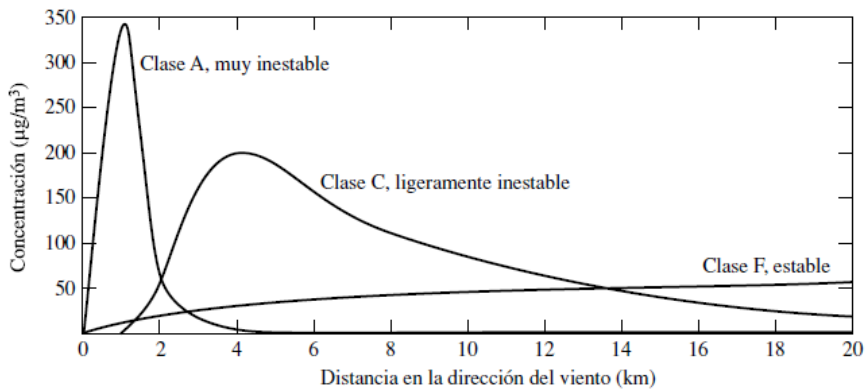
O también

Distancia x (km)	Clase de estabilidad y σ_y						Clase de estabilidad y σ_z					
	A	B	C	D	E	F	A	B	C	D	E	F
0,2	51	37	25	16	12	8	29	20	14	9	6	4
0,4	94	69	46	30	22	15	84	40	26	15	11	7
0,6	135	99	66	43	32	22	173	63	38	21	15	9
0,8	174	128	85	56	41	28	295	86	50	27	18	12
1	213	156	104	68	50	34	450	110	61	31	22	14
2	396	290	193	126	94	63	1.953	234	115	51	34	22
4	736	539	359	235	174	117		498	216	78	51	32
8	1.367	1.001	667	436	324	218		1.063	406	117	70	42
16	2.540	1.860	1.240	811	602	405		2.274	763	173	95	55
20	3.101	2.271	1.514	990	735	495		2.904	934	196	104	59

Como podemos ver los resultados dependen de la altura del punto de emisión y del tipo de estabilidad, por ejemplo:



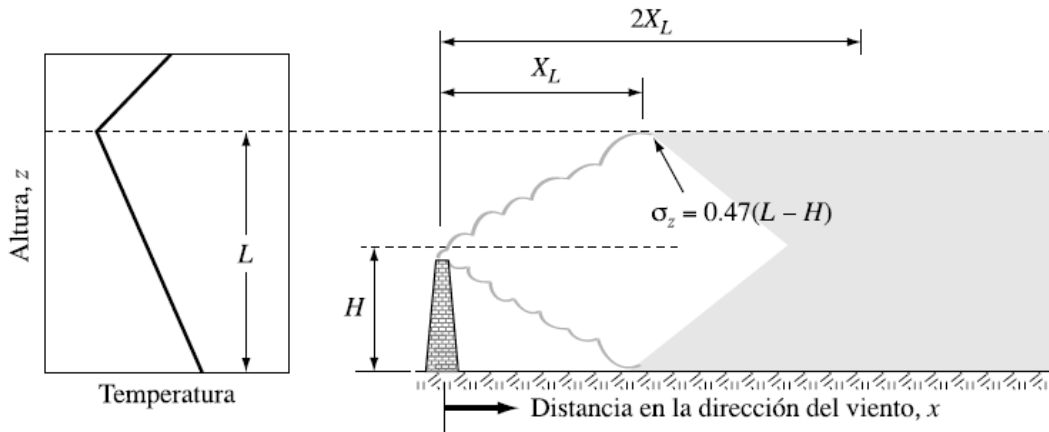
(a)



(b)

FIGURA 7.51. El efecto de las variaciones de los parámetros clave sobre la columna de SO_2 de la central del Ejemplo 7.12. (a) El efecto de los cambios en la altura efectiva de la chimenea para una clase de estabilidad constante, y (b) la variación de clase de estabilidad para una altura efectiva de chimenea constante.

Hay algunos casos particulares, por ejemplo



$$C(x, 0) = \frac{Q}{(2\pi)^{1/2} u_H \sigma_y L} \quad \text{para } x \geq 2X_L$$

También se puede usar estas gráficas, en función de la estabilidad atmosférica:

