

CONTROLE DA POLUIÇÃO ATMOSFÉRICA

Henrique de Melo Lisboa

CAPÍTULO VIII

METEOROLOGIA E DISPERSÃO ATMOSFÉRICA



Montreal
Primeira versão - Dezembro 2007

SUMÁRIO

8.1	INTRODUÇÃO	3
8.2	ESCALAS DE MOVIMENTO.....	3
8.3	CONCEITOS BÁSICOS DE METEOROLOGIA	4
8.3.1	Ventos	4
8.3.2	Transformações Adiabáticas.....	6
8.3.3	Tensão de vapor saturante.....	7
8.3.4	Ponto de orvalho	7
8.3.5	Orvalho	7
8.3.6	Umidade relativa.....	7
8.3.7	A temperatura na atmosfera.....	7
8.3.8	CAMADA LIMITE PLANETÁRIA ou CAMADA DE MISTURA	9
8.4	ESTABILIDADE E INSTABILIDADE DA ATMOSFERA.....	9
8.5	TRANSPORTE E DISPERSÃO DE POLUENTES NA ATMOSFERA	20
8.5.1	Cálculo da ascensão da pluma : Altura Efetiva da Chaminé	27
8.5.4	Dispersão e transporte de poluentes atmosféricos (dispersão horizontal)	38
8.6	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	49

8.1 INTRODUÇÃO

A concentração de uma determinada substância na atmosfera varia no tempo e no espaço em função de reações químicas e/ou fotoquímicas, dos fenômenos de transporte, de fatores meteorológicos (ventos, turbulências e inversões térmicas) e da topografia da região. Para isso, as condições meteorológicas tem um papel determinante na descrição físico-química do transporte de poluentes entre a fonte e o receptor. Portanto, as análises dos dados meteorológicos, a definição dos períodos críticos, o monitoramento dos poluentes e a modelagem matemática para simulação da qualidade do ar são as ferramentas principais para os estudantes de planejamento de novas atividades industriais e o estabelecimento de planos de controle de poluição do ar .

Nos estudos de impacto da poluição do ar para a localização industrial ou planejamentos de novos distritos industriais, normalmente se inclui uma descrição das condições meteorológicas e de topografia. O objetivo dessa inclusão visa a determinação da concentração de poluentes que serão emitidos na atmosfera pelas novas atividades industriais. Deve-se ressaltar que, mesmo mantendo a emissão de poluentes constante, a qualidade do ar pode piorar ou melhorar, dependendo das condições meteorológicas estarem desfavoráveis ou favoráveis à dispersão de poluentes.

8.2 ESCALAS DE MOVIMENTO

Os fenômenos meteorológicos que atuam no processo de dispersão o fazem obedecendo a uma seqüência de escalas de movimento em função da dinâmica da atmosfera. Essas escalas são: a sinótica, a mesoescala e a microescala. A descrição da atuação de cada escala associada ao fenômenos meteorológicos são :

a) **Escala Sinótica** – A essa escala estão associados os movimentos do ar resultantes da circulação geral da atmosfera, interagindo com as massas de ar, isto é, os sistemas frontais, os anticiclones (altas pressões) e as baixas pressões na troposfera, tendo extensão horizontal que varia entre 100 a 3.000 km - Figura 8. 1. Os efeitos dessa escala sobre a poluição podem ser classificados de duas formas: a condição favorável à dispersão (baixas pressões, frentes) e a condição desfavorável à dispersão (altas pressões estacionárias no inverno e as inversões térmicas que inibem a dispersão vertical, reduzindo a velocidade do vento e aumentando as horas de calmaria)

Figura 8. 1 - Escala Sinótica.



b) **Mesoescala** – São os movimentos que incluem as brisas marítima e terrestre, circulação dentro de vales e os fenômenos do efeito de ilhas de calor. Os fenômenos dessa escala que influenciam a qualidade do ar local são variações diurnas da estabilidade atmosférica e a

topografia regional. A extensão horizontal dessa escala é da ordem de 100 km e na vertical é de dezenas de metros até 1 km acima do solo. Os fenômenos que ocorrem dentro dessa camada tem importância fundamental nos processos de transporte e dispersão sobre as emissões das fontes poluidoras. Os principais parâmetros meteorológicos que atuam nesse processo são as inversões térmicas de baixa altitude, a variação diária da altura da mistura e a taxa de ventilação horizontal dentro dessa camada.

c) **Microescala** – Incluem os movimentos resultantes dos efeitos aerodinâmicos das edificações das cidades e dos parques industriais, rugosidade das superfícies e a cobertura vegetal de diversos tipos de solo. Esses movimentos são responsáveis pelo transporte e difusão dos poluentes em um raio horizontal inferior a 10 km e entre 100 e 500 metros na vertical acima do solo. Nesses casos, a turbulência atmosférica, gerada por diversos pequenos obstáculos, é importante na verdadeira trajetória das plumas emitidas pelas fontes industriais, uma vez que a direção e a velocidade do vento são totalmente dominadas pelas características topográficas e regionais em torno da fonte - Figura 8. 2.



Figura 8. 2 – Microescala.

Portanto, se uma determinada fonte está instalada dentro de um pequeno vale inclinado de NE (Nordeste) para SW (Sudoeste), fatalmente o vento vai soprar ao longo dessas direções, sendo que o sentido vai variar de uma ou outra direção em função dos efeitos de resfriamento e aquecimento das encostas local do vale. Nessas circunstâncias, é extremamente importante fazer medições horárias dos parâmetros meteorológicos mais importantes para se definir qual a direção e velocidade mais predominante à noite e durante o dia. Com isto se pode estabelecer estratégias de controle de poluição do ar mais racionais e eficientes, nas tomadas de decisões.

8.3 CONCEITOS BÁSICOS DE METEOROLOGIA

8.3.1 Ventos

O fluxo geral do ar sobre a terra é induzido por variações de pressão de grande escala (macrometeorológicos) comumente apresentados nas cartas meteorológicas (sinópticas). A intensidade destes sistemas de pressão e seu posicionamento normal ou trajetórias determinam a distribuição dos ventos em uma dada área. Dentro deste macrosistema existem vários fatores que influenciam nas particularidades do movimento de ar nas direções vertical e horizontal, e para muitos problemas de poluição atmosférica é a combinação de padrões gerais e particulares que é importante.

Varição Temporal e Espacial: Os movimentos dos sistemas de pressão e o aquecimento diurno e resfriamento da superfície da terra produzem padrões característicos que geralmente são apresentados na forma de uma “rosa dos ventos”. Nestes diagramas polares as frequências da várias direções (setores) observadas são proporcionais ao comprimento dos raios e a distribuição das velocidades em cada direção (setor) é indicada pelos comprimentos dos segmentos individuais de cada raio.

Rosa dos ventos

Os meteorologistas definem a direção do vento como aquela da qual o vento sopra – Figura 8. 3.

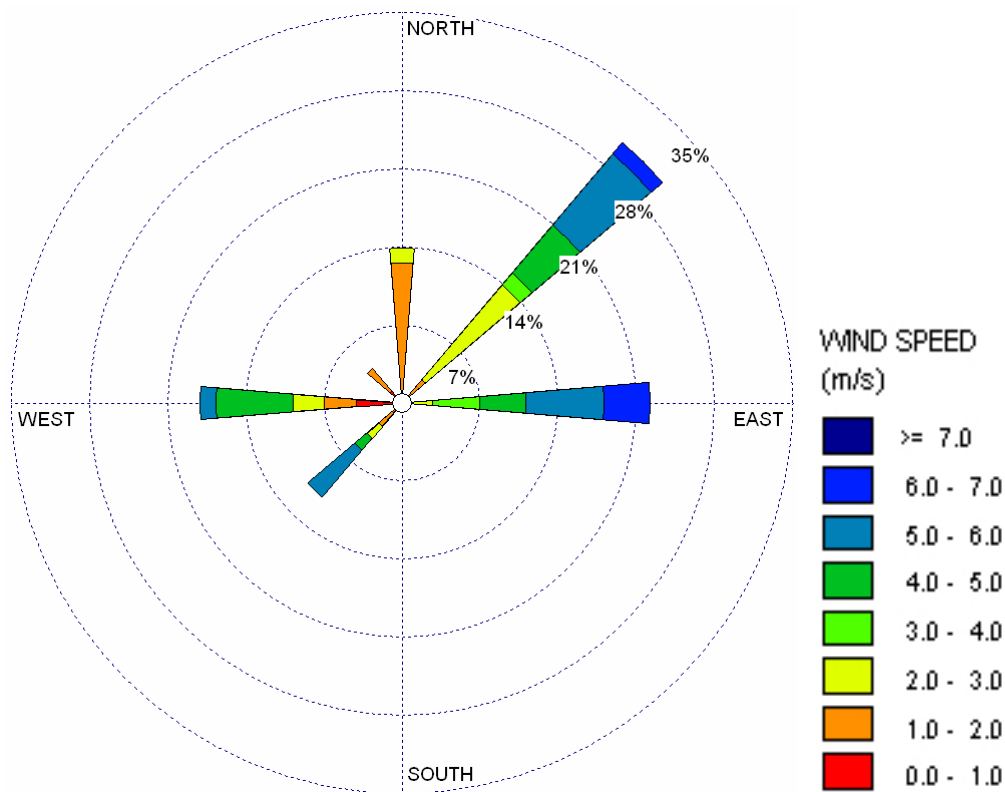


Figura 8. 3 - Rosa dos Ventos de 29/08/06, em Tubarão, SC.

Vento Predominante (Dominante) : A direção predominante em uma rosa dos ventos é geralmente chamada de “vento predominante”. Por exemplo, na rosa dos ventos apresentada acima a direção nordeste é predominante. Frequentemente, este termo, é erroneamente utilizado como sendo a única direção do vento observada em um dado local. Na realidade ele simplesmente indica a direção mais frequentemente observada.

Varição da Velocidade e Direção com a Altitude: A variação da componente horizontal da velocidade do vento e da direção com a altitude é importante na avaliação da difusão dos gases de chaminés. A certa altura acima do solo (geralmente 500-750 m) o fluxo de ar é quase paralelo as linhas de mesma pressão e a velocidade é prescrita pelo gradiente horizontal de pressão, este vento

é denominado “vento gradiente”. Próximo do solo os efeitos do atrito retardam o fluxo do ar bem como causam uma mudança na direção.

Como mostrado na Figura 8. 4, o perfil vertical da velocidade do vento é afetado pelas mudanças na cobertura do solo e pela estabilidade térmica da atmosfera.

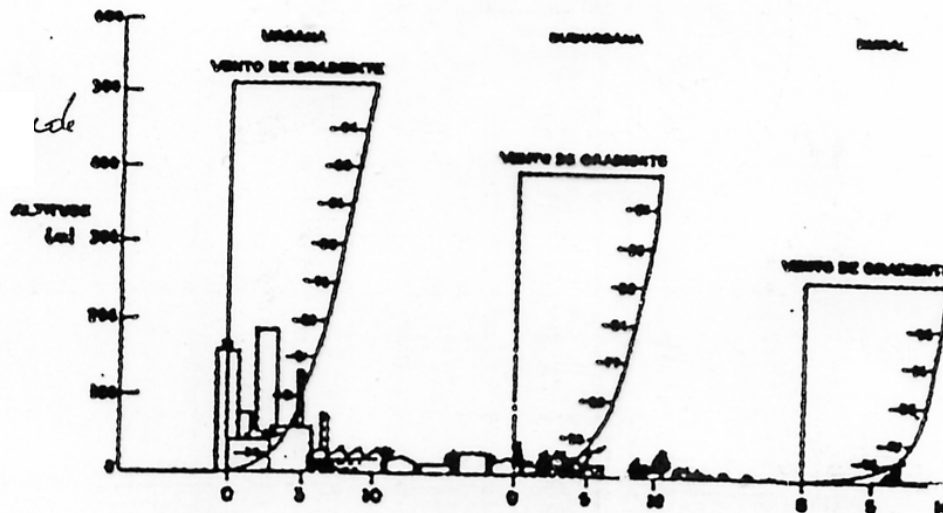


Figura 8. 4 - Perfil vertical da velocidade do vento.

A mudança da direção com a altura sobre terrenos complexos, normalmente corresponde a uma rotação horária crescente com a altura de aproximadamente 15-30 graus entre o solo e o vento de gradiente. A mudança de direção pode, algumas vezes, ser muito maior e mais complicada, caso dos terrenos irregulares sob condições estáveis onde os padrões do fluxo próximo ao solo são completamente diferentes daqueles das correntes superiores.

A resistência do atrito reduz a velocidade do vento próximo do solo abaixo daquela do vento de gradiente.

Durante a noite, quando o ar é estável, o perfil vertical geralmente é mais acentuado que aquele encontrado durante o dia.

8.3.2 Transformações Adiabáticas

Um gás (ou vapor) realiza uma transformação adiabática quando a passagem do estado inicial ao final é determinada apenas pela criação de sua energia interna, sem receber ou ceder calor.

Seja um gás contido num cilindro com paredes impermeáveis ao calor. Se a expansão for adiabaticamente, a energia necessária para executar este trabalho é extraída do próprio gás e ele se resfria. Se, pelo contrário, ele for comprimido adiabaticamente sua temperatura aumenta, pois o trabalho de compressão converter-se-á em calor.

8.3.3 Tensão de vapor saturante

É a pressão exercida pelo vapor d'água num volume saturado. Quando um vapor é saturante, sua tensão é máxima, sendo impossível comprimí-lo sob a forma gaseiforme, isto é, aproximar mais suas moléculas. A medida que se lhe reduz o volume, o vapor saturante se liquefaz, condensa-se.

8.3.4 Ponto de orvalho

É a temperatura t a qual o ar deve ser resfriado para tornar-se saturado, permanecendo constantes pressão e massa. O ponto de orvalho indica a temperatura na qual o ar de uma região ficaria saturado ou na qual o vapor d'água contido se tornaria saturante.

8.3.5 Orvalho

Após atingido o ponto de orvalho, o vapor começa a se condensar, sob a forma gotículas, que ao se depositarem em uma superfície, constituem o orvalho. O ponto de orvalho é uma temperatura, o orvalho é uma precipitação - Figura 8. 5.



Figura 8. 5 – Orvalho.

8.3.6 Umidade relativa

É a razão que existe entre a quantidade de vapor d'água contida no momento num m^3 de ar e a quantidade de vapor que este mesmo volume de ar contera se estivesse saturado, à mesma temperatura.

8.3.7 A temperatura na atmosfera

A variação vertical de temperatura é muito mais violenta que a variação horizontal. O estudo dos gradientes verticais de temperatura apresenta grande interesse, pois eles condicionam a possibilidade de ocorrência e o sentido dos movimentos verticais de ar na atmosfera. Quando o ar experimenta um processo de ascensão ou de descenso, sua temperatura é determinada pelo gradiente adiabático.

Gradiente vertical da adiabática seca -É o fenômeno da expansão ou compressão do ar seco ou úmido. Se um volume de ar seco ou não saturado for elevado, sua pressão diminui (pressão atmosférica diminui com a altitude) e sua temperatura baixará devido a expansão. Se o processo for adiabático a variação de temperatura será de 0,98 ou 1 °C/100 m. Teoricamente, quando um pequeno volume de ar é deslocado para cima na atmosfera ele encontra baixa pressão, se expande e esfria. Se assumirmos que não exista troca de calor entre o meio e o pequeno volume, podemos definir a taxa na qual o resfriamento ocorre durante a ascensão como **gradiente vertical da adiabática seca** ou “**gradiente adiabático seco**” ou ainda **Adiabatic Lapse Rate**. Na realidade, este

processo nunca ocorre na atmosfera, uma vez que a turbulência tende a destruir o volume teoricamente isolado e ocorre a troca de calor, porém, o conceito tem valor considerável como referência para se estimar as características turbulentas na atmosfera real.

Mecanismos atuantes no conceito:

$$\frac{\Delta T}{\Delta z} = 1,0^\circ C / 100m$$

- Ao elevar-se na atmosfera o volume da parcela se expande de forma a acomodar-se em um situação de menor pressão.
- -A expansão é suposta adiabática, isto é, a troca de calor entre a parcela e o ar as suas circunvizinhanças é negligível
- Com a expansão da parcela dá-se um decréscimo de temperatura em seu interior.
- O processo de mistura vertical na atmosfera é, de forma simplificada, assumido como envolvendo um sem número de parcelas de ar ascendendo e descendo.
- Não havendo troca de calor entre as fronteiras do sistema a parcela e seu ambiente imediato podem estar em temperaturas diferentes na mesma pressão. **Este fato governa o seu movimento vertical.**
- A variação da temperatura ao longo da altura para uma parcela ascendente de ar seco que se resfria adiabaticamente é utilizada como um perfil padrão de temperaturas para comparação com as situações reais.

Gradiente vertical da adiabática saturada - É o processo de expansão do ar saturado. Para uma pressão de 1000 milibares e temperatura de 10°C o gradiente da adiabática saturada é de 0,60 °C /100 m.

$$\frac{\Delta T}{\Delta z} = 0,6^\circ C / 100m$$

Gradiente Vertical de Temperatura ou Gradiente térmico vertical - A distribuição atual da temperatura na vertical é conhecida como “gradiente vertical de temperatura” e raramente ela se aproxima do gradiente adiabático nos primeiros 100m acima do solo para qualquer período de tempo. Consiste no decréscimo da temperatura com a altura que tem lugar dentro de uma atmosfera em repouso. Ele é normalmente determinado mediante radiosondagens.

$$\frac{\Delta T}{\Delta z} = X^\circ C / 100m$$

Temperatura Potencial - Se um volume de ar seco fosse trazido adiabaticamente de seu estado inicial para uma pressão arbitrariamente selecionado de 1000 mb, ele iria assumir uma nova temperatura, θ , conhecida como “temperatura potencial” . Esta grandeza se relaciona com o gradiente adiabático seco, uma vez que uma atmosfera com uma redução de temperatura com altura de 0,98° C/100m, tem uma temperatura potencial constante com a altura.

8.3.8 CAMADA LIMITE PLANETÁRIA ou CAMADA DE MISTURA

A maioria dos fenômenos de poluição do ar ocorrem na parte mais baixa da atmosfera, ou CAMADA LIMITE PLANETÁRIA (ou boundary layer ou PBL). Esta camada (que pode ser chamada tb de camada de atrito - friction layer) é definida com a "região na qual a atmosfera sofre os efeitos oriundos da superfície através de trocas verticais de momento, calor e mistura de massas de ar" (Zannetti, 1990). A difusão e o transporte dos poluentes à escala micrometeorológica e mesmo mesoescala se produzem ao nível desta camada limite (DE MELO LISBOA, 1996).

Ela pode ser dividida em três subcamadas principais:

- A camada próxima ao chão (z_0) . Esta camada é conhecida como "camada de rugosidade". Nesta camada a viscosidade molecular e os fluxos turbulentos são importantes.
- A camada de superfície, de z_0 até h_s , onde h_s varia de cerca de 10 a 200 m. Nesta camada os fluxos de momento, calor e mistura são assumidos independente da altura e o efeito de Coriolis é geralmente desprezível
- A camada de transição, ou de Ekman, de h_s até z_i , onde z_i varia de cerca de 100 a 20000 metros.

Em condições especiais, como nas tempestades, a camada de mistura pode estender-se até a estratosfera.

Valores típicos da altura da camada de mistura, definidos à partir do coeficiente de rugosidade Z_0 , para condições atmosféricas estáveis, são apresentados no Quadro 8. 1.

Quadro 8. 1 - Valeurs typiques de la hauteur de la couche de mélange.

	Altura da camada de mistura (m)	
	Para $Z_0=0.25$ (rural)	Para $Z_0=2.25$ (urbanizado)
Vento fraco	65	120
Vento moderado	208	384
Vento forte	734	1237

Fonte : Khan *et al.* (1992).

Este parâmetro Z_0 é de aproximadamente um décimo da altura dos elementos responsáveis pela rugosidade. Ele é de 1 m para as cidades, florestas e sítios industriais, de 10 cm para as plantações agrícolas, de 1 cm para gramados e de 1 mm para superfícies concretadas (Hanna e Drivas, 1989).

8.4 ESTABILIDADE E INSTABILIDADE DA ATMOSFERA

Em termos simples, a estabilidade da atmosfera é a sua tendência a resistir ou intensificar o movimento vertical, ou alternativamente suprimir ou aumentar a turbulência existente. O grau de turbulência na baixa atmosfera depende fortemente do gradiente vertical de temperatura, embora este seja também influenciado pela rugosidade do terreno, velocidade do vento e efeitos da viscosidade (cisalhamento). Embora não sejam completamente equivalentes os termos “estabilidade atmosférica” e “turbulência atmosférica” são considerados permutáveis em se tratando de difusão atmosférica.

O grau de estabilidade ou instabilidade da atmosfera exprime a tendência da supressão ou da favorabilidade dos movimentos verticais. Ele é função da relação entre o gradiente de temperatura do perfil vertical ambiental (gradiente térmico vertical) e o gradiente adiabático.

Segundo *NBR-8969*¹ Gradiente térmico (ou gradiente de temperatura) é a relação da variação da temperatura da atmosfera em função do aumento da altitude, normalmente negativo para decréscimo da temperatura. Quando a temperatura aumenta com a altura, o gradiente é positivo.

Estabilidade do ar seco (ou úmido): Uma camada de ar não saturado é **estável** quando seu gradiente térmico vertical é inferior ao gradiente da adiabática seca – Figura 8. 6.

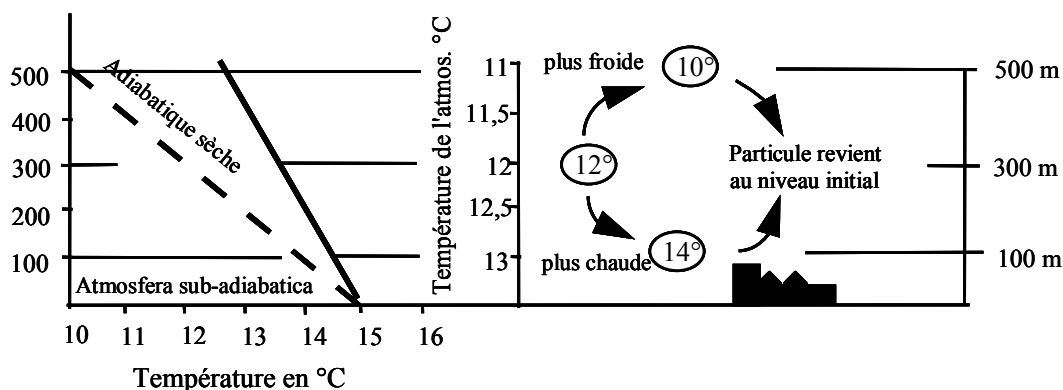


Figura 8. 6 - Atmosfera estável (Detrie, 1969)

Sempre que o gradiente térmico vertical for maior que o gradiente do Lapse Rate, a atmosfera está em condições de **instabilidade** – Figura 8. 7 .

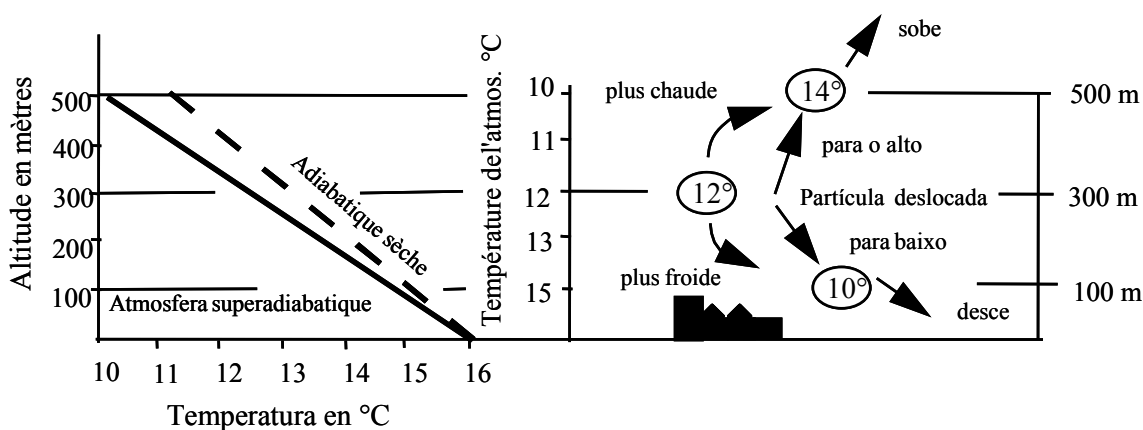


Figura 8. 7 - Atmosfera instável (Detrie, 1969)

¹ ABNT. *NBR 8969 Poluição do ar. Terminologia.* Jul/1985.

Quando o decréscimo da temperatura vertical é muito próximo do gradiente adiabático seco, diz-se que a atmosfera é indiferente ou neutra. Qualquer que seja a posição de uma partícula deslocada dentro da massa de ar, ela estará a mesma temperatura que a atmosfera circunvizinha, portanto, a mesma densidade. A turbulência e a dispersão são, portanto, normais. Uma partícula liberada na atmosfera não possui nenhuma tendência a continuar seu movimento – Figura 8. 8.

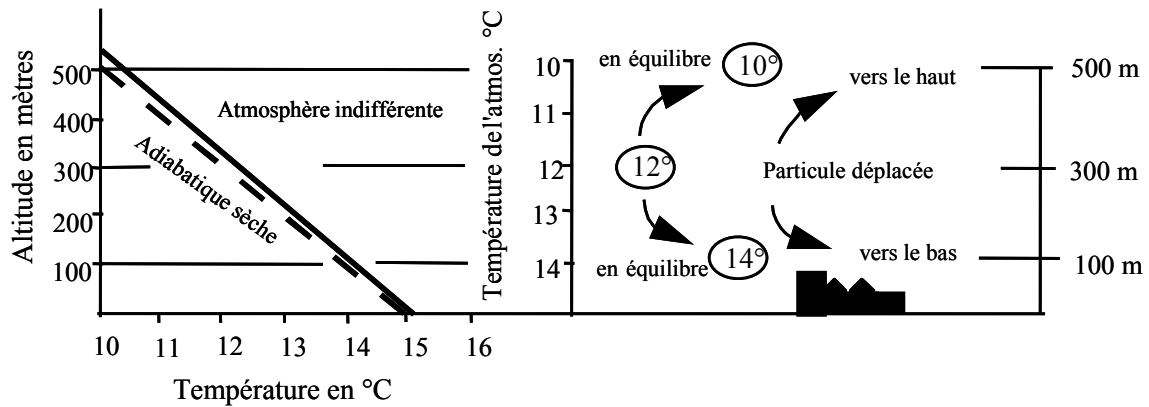


Figura 8. 8 - Atmosfera neutra ou indiferente (Detrie, 1969)

Estabilidade do ar saturado: Uma camada de ar saturado é sempre **estável** quando seu gradiente térmico vertical é inferior ao gradiente da adiabática saturada. Se o gradiente térmico vertical da camada de ar saturado for maior do que o gradiente da adiabática saturada, a atmosfera poderá estar em condições de **instabilidade**.

Atmosfera condicionalmente instável: Se o gradiente térmico vertical estiver compreendido entre os gradientes da adiabática seca e da adiabática saturada, diz-se que a atmosfera é condicionalmente instável.

Se uma massa de ar não saturado se elevar ela seguirá a Lapse Rate e estará sempre mais fria que o ar circundante, tendendo a voltar a sua posição inicial (equilíbrio estável).

Se esta massa de ar for elevada até atingir o nível de saturação, ela se transforma em ar saturado, seguindo o gradiente de adiabática saturada. A massa de ar, então, depois de uma certa altitude, terá temperaturas mais elevadas que o ar circundante, tendendo a prosseguir na ascensão, com condensações de vapor continuadas e chuvas prováveis (equilíbrio instável).

Condições de instabilidade:

Forte intensidade de radiação solar;
Céu com nebulosidade do tipo cúmulo convectivo;

Gradiente superadiabático;
Vento entre fraco e moderado;
Temperatura elevada.

Condições de neutralidade:

Vento forte a moderado;
Céu nublado;
Forte mistura mecânica;

Não há resfriamento nem aquecimento;
A temperatura estabelece um perfil adiabático.

INVERSÃO TÉRMICA

As inversões de temperatura podem provocar graves problemas de contaminação, não porque representem uma fonte de contaminação, e sim porque fazem com que os contaminantes se acumulem na atmosfera inferior em lugar de se dispersarem. Muitos dos casos mais graves de contaminação atmosférica ocorreram durante inversões de temperatura – Figura 8. 9.

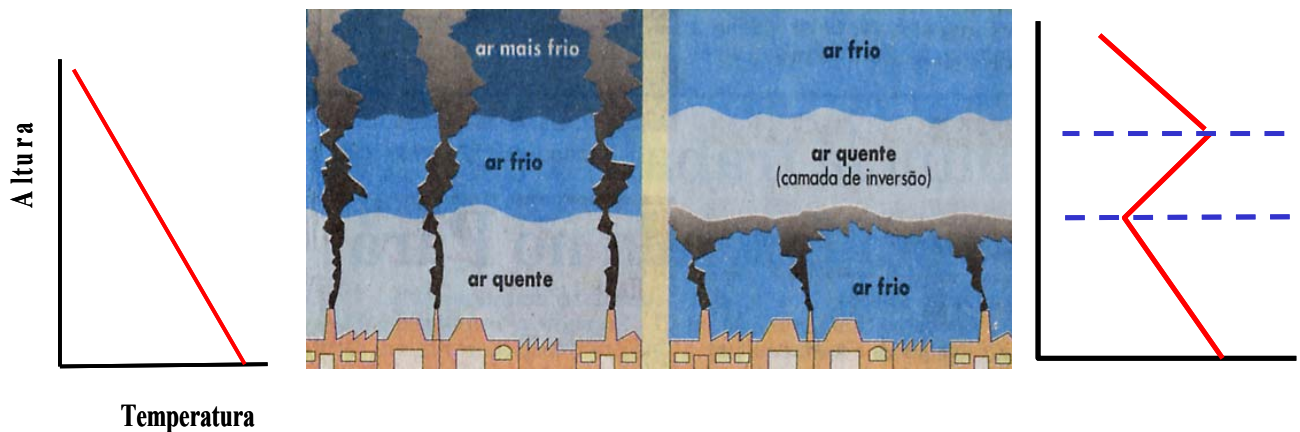


Figura 8. 9 - Inversão térmica.

O movimento do ar na Troposfera pode ter sentido horizontal ou vertical. O primeiro está governado principalmente pelos ventos dominantes. Se estes são ativos ou tem força suficiente, os contaminantes apresentam poucas possibilidades de acumular-se antes de serem dispersados. As montanhas, colinas, e inclusive edifícios circundantes de uma grande cidade diminuem a velocidade dos ventos e os desviam, minorando horizontal do ar.

Com o movimento horizontal limitado, a dispersão dos contaminantes passa a depender do movimento vertical do ar. O movimento vertical do ar está governado pelo perfil de temperaturas da troposfera. Normalmente, a temperatura diminui com a altura. O ar mais próximo da superfície terrestre é aquecido por esta, se expande e torna-se menos denso que o ar mais frio que está acima. O ar aquecido e menos denso acende através do ar mais frio, que o renova. Este ar novo também se aquece em contato com o solo, expande e acende. Deste modo criam as correntes de ar e os contaminantes se dispersam.

As condições meteorológicas podem causar uma inversão no esquema normal de variação da temperatura na troposfera. O resultado é a formação de uma “capa de inversão”. O efeito resultante é a colocação de uma massa de ar frio por baixo de outra de ar mais quente. A presença de uma capa de inversão impede a circulação atmosférica vertical, já que o ar mais frio não pode acender através da capa quente de inversão - Figura 8. 10. Os contaminantes lançados no ar são confinados na capa inferior da inversão. Estas situações podem permanecer invariáveis durante dias, até que as condições atmosféricas mudem e a capa de inversão se destrua.

Um problema que vem somar-se aos da contaminação pela presença de capas de inversão consiste no aumento da atividade fotoquímica. A capa de inversão é normalmente quente, seca e sem nuvens, permitindo a transmissão de uma quantidade máxima de luz solar, que interage

fotoquimicamente com os contaminantes confinados até formar quantidades extremas de “smog”.

Portanto, os níveis elevados de neblina contaminante tem-se associado com casos de contaminação atmosférica que implicam inversões de temperatura.



Figura 8. 10 – Inversão térmica. Fotógrafo: Jean-François Després, France. Vue de Mouans-Sartoux de son balcon à Grasse

As inversões de temperatura se combinam com outros fatores, tais como, a frequência dos ventos, velocidade dos mesmos e irregularidades do terreno (colinas, vales, edifícios) incrementando os problemas relacionados com a qualidade do ar em alguns lugares.

Inversão térmica – exemplo de São Paulo :
Na área urbana, um dos exemplos mais gritantes da poluição do ar é dado pela cidade de São Paulo. As conseqüências da alta concentração industrial e dos milhares de veículos que queimam gasolina, óleo diesel e álcool são inúmeras, mas a mais grave é a produção de monóxido de carbono e gases como o ozônio. Com a chegada do inverno a poluição do ar nas grandes cidades aumenta assustadoramente em função da inversão térmica - Figura 8. 11. No dia 01 de setembro de 1997 a inversão térmica em São Paulo esteve a 58 metros do solo, uma das mais baixas do ano. Isso significa que toda a poluição esteve concentrada nessa altura, como se houvesse um tampa sobre a cidade. Nenhuma estação medidora da CETESB apresentou boa qualidade do ar neste dia.

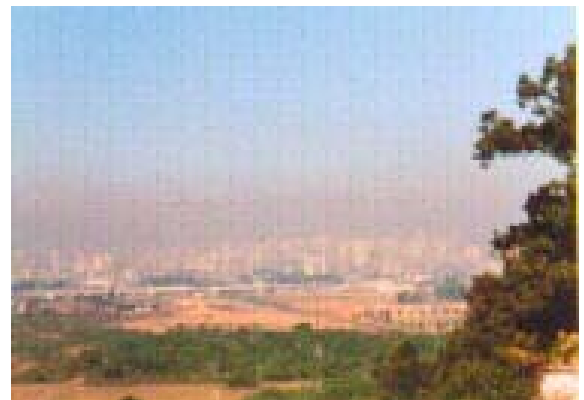


Figura 8. 11 – Inversão térmica em SP.

Fonte:

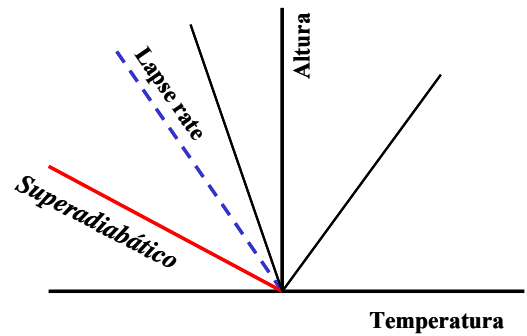
www.saudetotal.com/artigos/meioambiente/poluicao/sp/poluicao.asp

Como tentativa de amenizar os efeitos da poluição atmosférica, a prefeitura de São Paulo adotou para o período de inverno o sistema de rodízio de automóveis, para diminuir o número de veículos nas ruas, reduzindo assim a emissão de gases.

Exemplos típicos de gradientes térmicos verticais de temperatura:

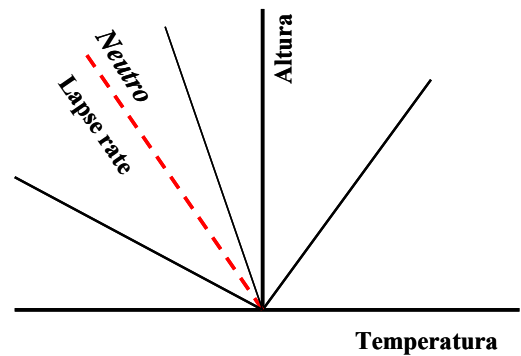
Superadiabático: A condição superadiabática favorece a convecção forte, instabilidade e turbulência. Esta condição geralmente fica restrita aos primeiros 200 m da atmosfera - Figura 8. 12.

Figura 8. 12 - Condição superadiabática.



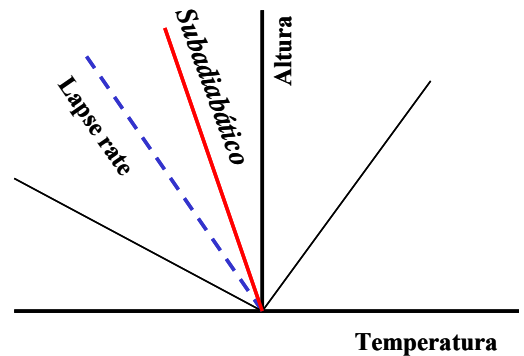
Neutro: Condição na qual o gradiente térmico da atmosfera está próximo ao gradiente adiabático seco, implica na inexistência de tendência de um volume ganhar ou perder flutuação - Figura 8. 13.

Figura 8. 13 – Condição Neutra.



Subadiabático: Condição na qual a temperatura diminui mais gradualmente que $0,98^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, é na realidade levemente estável - Figura 8. 14.

Figura 8. 14 – Condição Subadiabática



Isotérmico: Quando a temperatura ambiente é constante com a altura, a camada é denominada isotérmica, como no caso subadiabático existe uma pequena tendência para um volume resistir ao movimento vertical - Figura 8. 15.

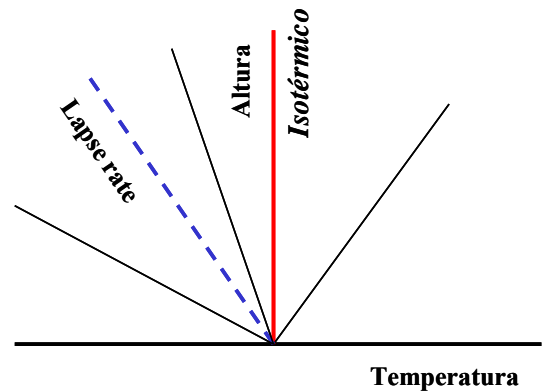


Figura 8. 15 – Perfil Isotérmico

Inversão: Uma camada atmosférica na qual a temperatura aumenta com a altura, resiste fortemente ao movimento vertical e tende a suprimir a turbulência. Assim sendo, é de particular interesse para a poluição atmosférica, uma vez que esta situação limita em muito a dispersão - Figura 8. 16.

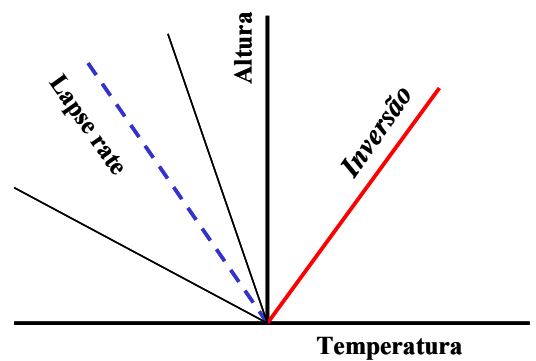


Figura 8. 16 – Inversão Térmica

A Figura 8. 17 apresenta o conjunto dos **Gradientes térmicos verticais de temperatura**.

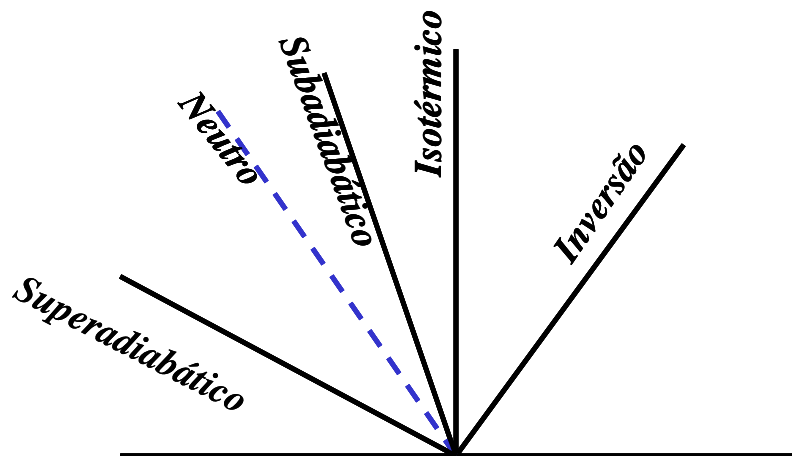


Figura 8. 17 - Gradientes térmicos verticais de temperatura

Variação Temporal e Espacial: Em geral, a estabilidade nas primeiras centenas de metros mais baixas da atmosfera apresenta variações diurnas características, alternando entre as condições estável e instável de acordo com a hora do dia.

Por outro lado, inversões elevadas frequentemente persistem por dias ou mesmo semanas. A inversão costeira do sul da Califórnia, por exemplo, é produzida por uma combinação de subsidência e superfície fria do oceano, e é muito persistente.

Determinação prática da Estabilidade Atmosférica:

Como visto, o grau de estabilidade atmosférica varia em um grande espectro desde muito instável que corresponde a um elevado grau de turbulência a muito estável com turbulência mínima. Desde que, nenhum esquema de classificação do grau de turbulência foi até então reconhecido com superior pela comunidade científica, utilizaremos o proposto por Pasquill, Gifford, Briggs e outros, que reduz uma variedade infinita de condições de estabilidade a seis categorias apresentadas no Quadro 8. 2.

Quadro 8. 2 - Categorias de estabilidade atmosférica.

Muito Instável	A
Moderadamente Instável	B
Levemente Instável	C
Neutra	D
Levemente Estável	E
Moderadamente Estável	F

Ao conjunto de fatores meteorológicos que determinam o grau de dispersão dos poluentes no ar, associa-se o termo estabilidade atmosférica.

Segundo NEVERS (1995), ao conjunto de fatores meteorológicos que determinam o grau de dispersão no ar, associa-se o termo estabilidade atmosférica. Em função da intensidade da turbulência atmosférica, o estado atmosférico pode ser classificado em estável, instável e neutro - Quadro 8. 3. Para cada uma das classes de estabilidade pesquisadores mediram experimentalmente os coeficientes de dispersão em função da distância do ponto de emissão

Quadro 8. 3 - Características das condições atmosféricas (TURNER, 1994).

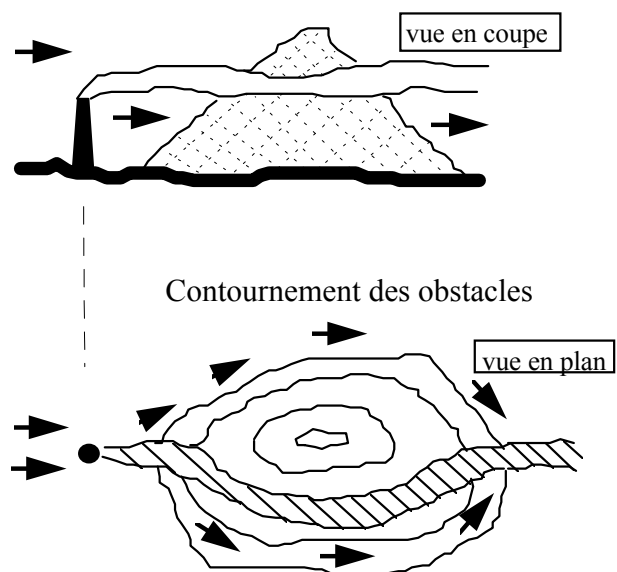
Condição atmosférica	Condições típicas	Fluxo de calor	Estrutura térmica	Natureza da turbulência
Instável	Meio dia Céu Limpo Ventos leves	Para cima	Super adiabático	Horizontal e vertical
Neutro	Ventos ou nublado ou transição	Zero	Próximo ao Adiabático seco	Meio alcance
Estável	Noite Céu limpo Ventos leves	Para baixo	Próximo ao isotérmico ou Inversão	Vertical

A dispersão dos poluentes emitidos por uma fonte ponto tipo chaminé, depende das condições meteorológicas presentes na região onde a pluma formada se dispersa. A velocidade do

vento e a intensidade da turbulência atmosférica determinam a altura que a pluma atingirá e a velocidade com que os poluentes se dispersarão.

Normalmente, em período noturno a atmosfera é estável. Os poluentes tem a tendência a ficarem confinados na parte baixa da atmosfera. No caso particular de uma colina, um escoamento laminar se produz ao longo do relevo – Figura 8. 1. Ao curso de um dia ensolarado o estado da atmosfera é instável. A dispersão de poluentes é ligada a forte turbulência. No caso de uma colina, por exemplo, numa atmosfera instável ocorre uma tendência de uma pluma a passar por cima da mesma – Figura 8. 1(DE MELO LISBOA, 1996).

ATMOSPHERE STABLE



ATMOSPHERE INSTABLE

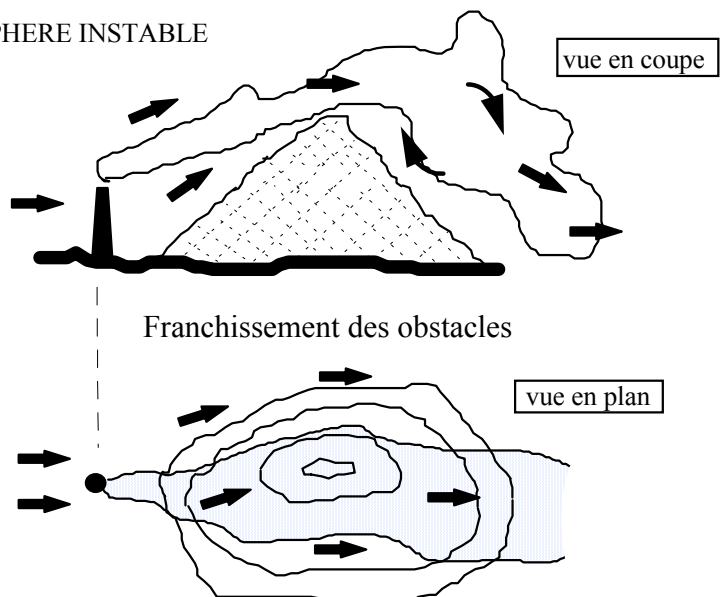


Figura 8. 18 - Estabilidade da atmosfera e transposição de obstáculos

EXERCÍCIOS:

1. Dado o perfil de temperaturas obtido num determinado aeroporto do Brasil, com base em radiossondagem (Quadro 8. 4), identifique (escrevendo na terceira coluna da tabela abaixo) a estabilidade das diferentes camadas (estável, instável, neutra, isotérmica, inversão).

Quadro 8. 4 - Altura x temperatura.

Nível do solo	100	150	350	950	1200	1300	1600
20	15	18	16	13	13	14	11

Qual é a camada superadiabática e qual a subadiabática?

2. Dados os quatro perfis de temperatura abaixo (Figura 8. 1), identifique qual o que seria mais desfavorável para qualidade do ar, supondo uma região urbana no mês julho, e qual o perfil que seria mais favorável.

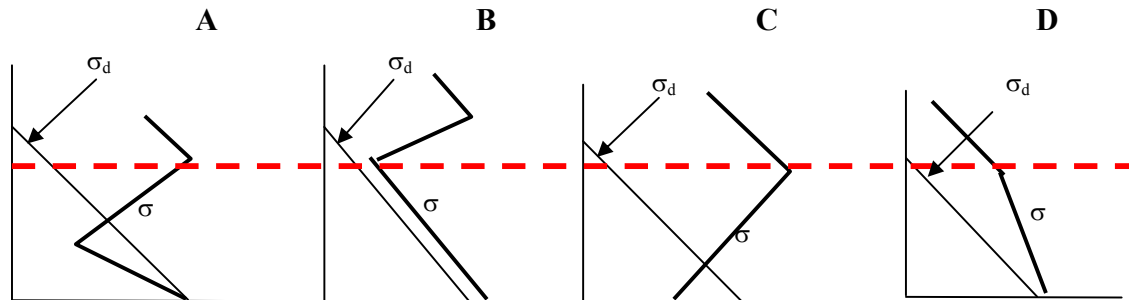


Figura 8. 19 - Perfis de temperatura.

3. Seja um volume unitário de ar não saturado ao nível do mar, a 10°C e com umidade relativa de 72,2%. Se esta parcela de ar for obrigada a subir continuamente:

- Qual é a quantidade de vapor d’água e qual o ponto de saturação (ponto de orvalho para esta situação)?
- A que altitude estaria à mesma temperatura do ar circunvizinho? Qual é a temperatura? Considerar gradiente térmico da atmosfera (gradiente térmico vertical) no momento de 0,8 °C/100 m.

Considere o seguinte quadro:

Quadro 8. 5 – Tensão de vapor saturante e de massa de vapor no ar saturado (válida como aproximação nos casos de dispersão atmosférica.

Temp. (°C)	-20	-15	-10	-5	0	+5	+10	+15	+20	+25	+30
Tensão (mm Hg)	0,78	1,25	1,96	3,02	4,6	6,5	9,21	12,8	17,5	23,8	31,8
Massa (g/m ³) Ua	0,89	1,40	2,16	3,26	4,8	6,8	9,42	12,8	17,3	23,1	30,4

4. Se uma parcela de ar na temperatura de 20°C se eleva adiabaticamente a 1,5 Km, qual será a temperatura final da parcela? Considere o quadro anterior.
5. Se uma parcela de ar com temperatura de -5°C a 2000 m de altitude desce até a altitude de 500 m, qual será a sua temperatura final? Considere o quadro anterior.
6. Plotar a seguinte sondagem:

	Pressão (mb)	Temp. ($^{\circ}\text{C}$)
A	1000	30
B	970	25
C	900	18,5
D	850	16,5
E	800	20,0
F	700	11,0
G	500	-13,0

- A) Classifique a estabilidade nas camadas AB, BC, CD, DE.
- B) Qual a camada convectivamente instável.

8.5 TRANSPORTE E DISPERSÃO DE POLUENTES NA ATMOSFERA

Para a realização de estudos de impacto ambiental para novas fontes a serem instaladas, bem como para conhecer a real contribuição de fontes antigas na degradação da qualidade do ar em sua área de influência, normalmente utiliza-se o recurso da modelagem matemática, que simula as concentrações de poluentes num ponto qualquer sobre o terreno. Os modelos matemáticos, por serem simplificações dos processos reais ocorridos na atmosfera, sempre possuem limites.

O comportamento de uma pluma na atmosfera é um processo complexo, que varia de acordo com as condições da emissão, ventos, turbulência e muitos outros fatores relacionados com o terreno e elementos de aerodinâmica. Uma aproximação matemática bem sucedida da dispersão da pluma é geralmente acompanhada por duas hipóteses simplificativas; a primeira, é que podemos, artificialmente, dividir o processo de dispersão em segmentos onde certos fatores são claramente dominantes, a segunda, é que dentro destes segmentos deve-se assumir que certas variáveis são constantes ou insignificantes de forma a tornar viável o tratamento matemático.

De acordo com a Figura 8. 20 observa-se que existem três momentos distintos que devem ser considerados na dispersão dos poluentes, que são a emissão, o transporte dos poluentes na atmosfera e a imissão destes em um dado ponto (KAWANO, 2000)



Figura 8. 20 - Emissão, transporte e imissão de poluentes.

Após serem emitidos por uma fonte os poluentes passam a comporta-se, em termos de seu transporte e sua dispersão, de acordo com os que ditam os parâmetros meteorológicos locais. O estudo do processo ideal de dispersão tem muita importância para estudar os valores médios diários de contaminação.

Fatores meteorológicos podem influir no sentido de provocar fortes valores de contaminação:

- movimentos verticais
- movimentos horizontais
- turbulência atmosférica

responsáveis, a partir do instante da emissão, pelo transporte do poluente e sua dispersão.

Plumas

O comportamento final de uma pluma ao sair de uma chaminé pode ser subdividido em duas componentes principais (LORA, 2000):

- Ascensão da pluma
- Difusão e transporte da pluma

Ao ser emitida a pluma ⇒ tendência ascensional ditadas por parâmetros do próprio efluente, por dimensões da chaminé e pela influência dos parâmetros meteorológicos no instante da emissão.

Logo a seguir, adquirirá um movimento transversal, acompanhado de difusão em torno de sua linha de centro, que caracteriza a componente de difusão e transporte - Figura 8. 21. Portanto, estuda-se essas duas componentes separadamente.



Figura 8. 21 - Tendência ascensional de uma pluma.

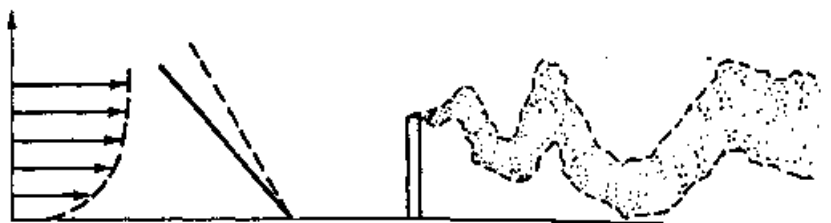
Pluma ideal ⇒ • partículas de maior peso começam a cair sobre o solo;

- partículas mais finas continuam a subir até perder sua energia cinética e cair ao solo;
- restam as partículas que se comportam como gás e se adaptam ao processo de dispersão deste.

Tipos de pluma – Figuras 8.22 a 8.30 e Quadro 8. 6:

- | | | | |
|-------------|--------------------------------|----------------|------------------|
| a - Looping | ⇒ serpenteante) | c - Fanning | ⇒ tubular |
| b - Conning | ⇒ em forma de cone
(cônico) | d - Fumigation | ⇒ fumegante |
| | | e - Lofting | ⇒ antifumengante |

a - **SERPENTEANTE** (atm superadiabatica) – Figura 8. 22 e 8.23.



Serpenteante
(looping)

Figura 8. 22 – Condição serpenteante (alta instabilidade).

Condições predominantes:

Atmosfera instável; Ventos fracos;

Pode ter altas concentrações de poluentes: 40% > conicos
Dias típicos de verão (ensolarado) - Turbulência mecânica acurada.



Figura 8. 23 - Condição serpenteante. Fotografia: Jean-Marc Duyckaerts, Belgique.

b – CÔNICO – Figura 8. 24.

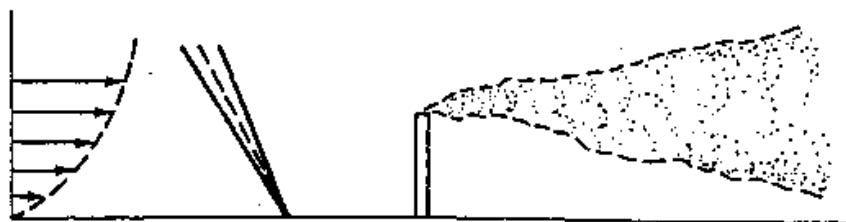
Condições predominantes:

Condições atmosféricas semelhantes à serpenteante, entretanto, mais moderadas;

Dias ensolarados, entretanto nublados (dias de tempestade de verão, comum na primavera ou outono - presença de nuvens cumulus);

Perfeitamente visíveis ao cair da tarde quando a atmosfera é quase neutra;

Ventos com intensidade média.



**Cônico
(Coning)**

Figura 8. 24 – Condição cônica (neutra).

c - TUBULAR (Fanning) – Figura 8. 25 e 8.26.

Condições predominantes:

Grande estabilidade atmosférica;

Ausência de efeitos mecânicos;

Típicos da caída da tarde, noite e amanhecer.



Figura 8. 25 – Condição tubular (inversão térmica).



Figura 8. 26 – Condição tubular. Pluma de dispersão Termoelétrica Charqueadas RS.
Fonte: Mauricy Kawano.

d – FUMEGANTE – Figura 8. 27.

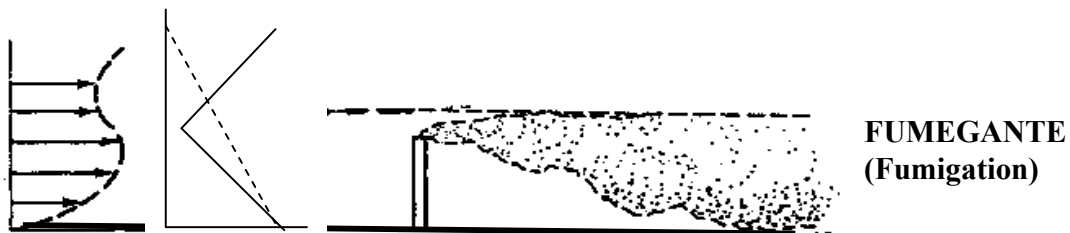


Figura 8. 27 – Condição fumegante (rompimento da inversão térmica).

Condições predominantes:

Ocorre quando a pluma fica aprisionada em uma capa de inversão na qual esta capa se rompe pela parte inferior (instável), deixando livre a pluma;

Elevados teores de concentração (perigoso);

Típico das primeiras horas após a saída do sol, que provoca instabilidade junto ao solo (após uma noite com inversão ou grande estabilidade).

e - **ANTIFUMEGANTE (Lofting)** – Figura 8. 28.

Condições predominantes:

A pluma possui energia suficiente para atravessar a capa de inversão. A parte inferior da pluma fica aprisionada na parte superior da inversão e a superior da pluma segue difundindo-se;

Melhor caso de dispersão de plumas (chaminés da ordem de 200 metros);

Típico do entardecer.

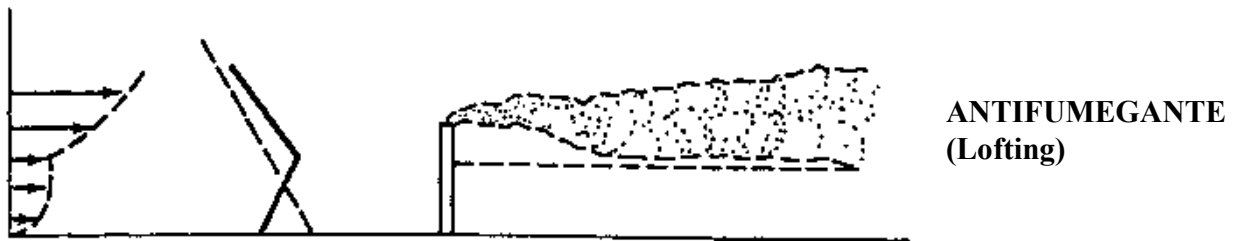


Figura 8. 28 – Condição antifumegante.

f – **TRAPPING** – Figura 8. 29 e Figura 8. 30.

Condições predominantes:

Pluma entre duas camadas de inversão ou condição neutra ou levemente instável ou estável abaixo da inversão.

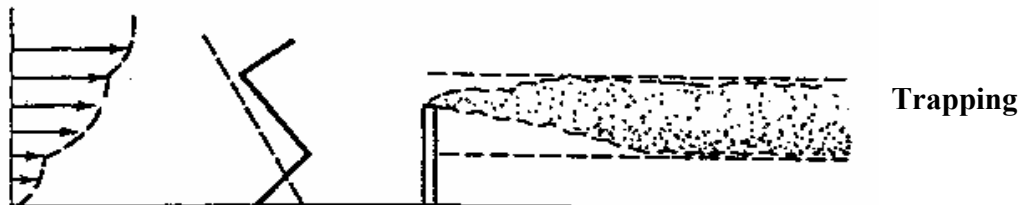


Figura 8. 29 - Condição trapping (

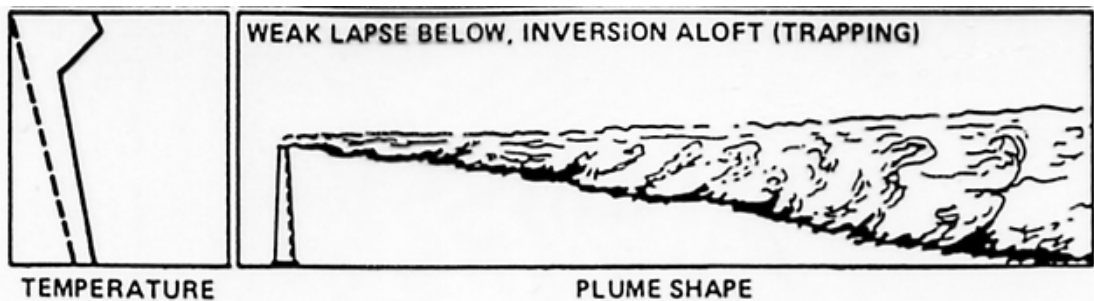


Figura 8. 30 – Condição trapping (condição neutra ou levemente estável abaixo da inversão).

Quadro 8. 6 - Tipos de plumas.

Pluma	Perfil	Céu	Vento	Dia/Noite
Looping	Sup. Adiab. – atm fortemet. instável	limpo	leve	dia
Coning	Atmosfera neutra	nublado	forte	dia / noite
Fanning	Inversão de superfície	limpo	leve	noite
Lofting	Base da camada de inversão abaixo do topo da chaminé. Superad. Adiab acima	limpo	-	entardecer
Fumigation	Base da camada de inversão acima do topo da chaminé. Superad. Adiab abaixo	Limpo	leve	amanhecer
Trapping	Inversão / neutro abaixo.			

Segundo *Himmelman*² apud KAWANO, (2000) existem algumas condições favoráveis à dispersão dos poluentes na atmosfera os quais estão relacionados no Quadro 8. 7.

Quadro 8. 7 - Condições para dispersão dos poluentes atmosféricos.

	Favorável	Desfavorável
Chaminé alta	✓	
Topografia acidentada (vale)		✓
Topografia plana	✓	
Ventos	✓	
Concentração de fontes		✓
Concentração de edificações		✓
Gradiente de temperatura estável (Inversão térmica)		✓
Gradiente de temperatura instável	✓	

Três são os fatores que influem sobre o comportamento de uma pluma (Wark et al., p.162):

- Os dependentes da chaminé (Características da fonte emissora);
- Os dependentes das condições meteorológicas e do meio;
- Os dependentes exclusivamente do efluente (naturezas químicas e físicas).

⇒ Características da fonte emissora

- Altura física da fonte emissora: representa a altura real da fonte emissora (ou altura geométrica);
- Altura de elevação da pluma: corresponde à altura até à qual se verifica a elevação da pluma a partir da fonte emissora (ou sobre-elevação);
- Altura efetiva da fonte emissora: é dada pela soma das duas características anteriores (ou altura efetiva da chaminé);
- Diâmetro da fonte emissora;
- Forma da chaminé;

² HIMMELMAN, Willian. *Air Quality Control*. Lambton College Of Applied Arts and Technology. Sarnia, Canadá. 1993.

- Numero de chaminés.

⇒ **Condições meteorológicas e do meio**

As informações meteorológica e do meio são necessárias para prever o transporte, a dispersão e a depleção dos poluentes. Dentro desta categoria destacam-se os seguintes fatores:

- Temperatura atmosférica: quanto maior a temperatura atmosférica, maior será a taxa de evaporação do poluente da sua fonte emissora para o ar circundante;
- Velocidade do vento: quanto maior a velocidade do vento, maior a taxa de dispersão da pluma. A extensão da área geográfica coberta pela pluma encontra-se diretamente relacionada com este fator;
- Direção do vento: determina quais as áreas geográficas que serão afetadas pela pluma de poluentes emitida;
- Estabilidade da atmosfera (gradiente vertical temperatura): interfere com o grau de diluição dos poluentes;
- Tipo do terreno e edifícios próximos ao foco de emissão susceptíveis de criar turbulências mecânicas;
- rugosidade do terreno;
- Focos locais de calor.

⇒ **Características dos poluentes**

Ao implementar-se um modelo de dispersão devem ser levadas em contas as seguintes características dos poluentes:

- Taxa de emissão: deve ser conhecida a quantidade de poluente que está a ser emitida num dado período de tempo;
- Temperatura a que o poluente está a ser emitido (Temperatura dos gases);
- Velocidade a que o poluente está a ser emitido (velocidade de emissão dos gases);
- Composição do efluente

Para a realização de estudos de impacto ambiental para novas fontes de emissão de poluentes a serem instaladas, bem como para conhecer a real contribuição de fontes antigas na degradação da qualidade do ar em sua área de influência, atualmente se utiliza o recurso da modelagem matemática que simula as concentrações dos poluentes a diversas distâncias da fonte em função de vários cenários de condições meteorológicas. Considerando a taxa de emissão, a estabilidade atmosférica, a velocidade e direção do vento, a altura da emissão, as condições ambientais de pressão e temperatura e as posições relativas da fonte e o receptor para estimar a concentração de um contaminante em um lugar determinado

8.5.1 Cálculo da ascensão da pluma : Altura Efetiva da Chaminé

A caracterização da altura de subida da pluma em termos das propriedades dos gases emitidos e do estado atmosférico presente é um problema complexo. A mais detalhada abordagem envolve a solução de equações da massa, momento e conservação de energia acopladas. Entretanto, devido a sua complexidade, esta abordagem não é usual.

Para simplificar o tratamento da dispersão, é conveniente assumir que a dispersão inicia em uma altura fictícia acima da fonte, em vez de subir e dispersar como realmente ocorre. Esta altura fictícia é chamada de “altura efetiva da chaminé”.

A tendência ascensional da pluma ao sair de uma chaminé, cria aquilo que chamamos de altura de pluma efetiva – Figura 8. 31: H_{ef}

$$H_{ef} = h_g + \Delta h$$

onde, h_g \Rightarrow altura geométrica da chaminé (altura física da chaminé)
 Δh \Rightarrow ascensão da pluma (altura de elevação da pluma em relação ao topo da chaminé)

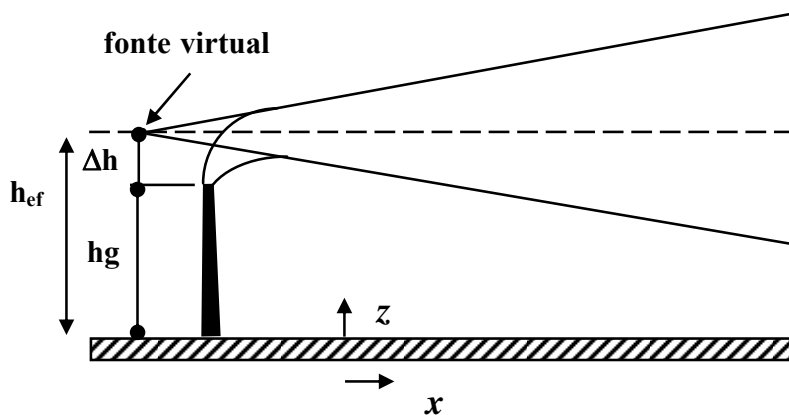


Figura 8. 31 – Altura efetiva de emissão (Δh) e fonte virtual.

A altura efetiva da chaminé é definida como a altura na qual a pluma tornar-se passiva e passa a seguir o movimento do ar atmosférico.

Segundo Wark et al., (ANO?) a primeira consideração a fazer é determinar a tendência da pluma a ser dirigida em direção ao solo junto a chaminé, o chamado “downwashes”. Portanto, se a velocidade dos gases que saem de uma chaminé é maior ou igual a 1,5 vezes a velocidade do vento, o “downwashes” é considerado negligível. Nas condições em que a velocidade dos gases que saem de uma chaminé é menor do que 1,5 vezes a velocidade do vento, uma altura de chaminé reduzida h_g' pode ser calculada, como sendo:

$$h_g' = h_g + 2d \left[\frac{V_s}{\bar{u}} - 1,5 \right]$$

onde, hg = altura geométrica da chaminé (m);
 d = diâmetro interno da chaminé (m);
 V_s = velocidade do efluente na saída da chaminé (m/s);
 \bar{u} = velocidade média do vento, medida ou calculada na altura da chaminé (m/s);

A altura reduzida da chaminé hg' pode ser então, menor do que a altura real, ou geométrica. Este valor reduzido deve ser usado nos cálculos subseqüentes da altura efetiva da chaminé, ou seja, $H_{ef} = hg' + \Delta h$.

Correção da velocidade do vento no Topo da Chaminé:

A velocidade do vento no topo da chaminé pode ser estimada por :

$$V_{\text{chaminé}} / V_{\text{medida}} = (h_{\text{chaminé}} / h_{\text{anemômetro}})^p$$

onde, V_{medida} é a velocidade do vento medida na altura $h_{\text{anemômetro}}$ do anemômetro e $h_{\text{chaminé}}$ é altura física da chaminé. O valor do expoente “p” depende do estado atmosférico presente, os valores utilizados nos cálculos são apresentados no Quadro 5. Como a altura padrão para medida do vento é 10 metros acima do nível do solo, a equação anterior pode ser reescrita da seguinte maneira:

$$V_{z_1} = \left(\frac{z_1}{10}\right)^p \cdot V_{z_2}$$

Tabela 8. 1 - Expoente “p” X Classes de Estabilidade Atmosférica.

Classe de Estabilidade Atmosférica	Expoente “p”
A (muito instável)	0.10
B (mod. instável)	0.15
C (lev. Instável)	0.20
D (neutro)	0.25
E (mod. Estável)	0.25
F (muito estável)	0.30

A altura efetiva de uma emissão raramente corresponde a altura física da chaminé. Se a pluma é lançada livre de zonas de turbulências, um número de fatores de emissão e fatores meteorológicos influenciam na altura da elevação da pluma (Quadro 8. 8).

Quadro 8. 8 - Fatores que influenciam na elevação da pluma.

Os fatores de emissão	Os fatores meteorológicos
• a vazão do gás efluente	• velocidade do vento
• sua temperatura no topo da chaminé	• temperatura do ar
• diâmetro da chaminé	• pressão atmosférica
• pressão do gás na chaminé	• estabilidade atmosférica

As fórmulas mais citadas para estimar a sobre-elevação são:

- Fórmula de Davdson Bryant;
- Equação de Holland;
- Fórmula de Briggs;
- Diversas outras (LORA, 2000, pág. 529; WARK et al.,).

A - FÓRMULA DE DAVIDSON-BRYANT:

$$\Delta h = d \left(\frac{V_s}{\bar{u}} \right)^{1,4} \times \left(1 + \frac{\Delta t}{T_s} \right)$$

- onde, d \Rightarrow diâmetro interno da chaminé (m);
 $V_s \Rightarrow$ velocidade do efluente na saída da chaminé ($m.s^{-1}$);
 $\bar{u} \Rightarrow$ velocidade média do vento medida a 10 metros ($m.s^{-1}$);
 $\Delta t \Rightarrow$ temperatura do gás na chaminé menos a temperatura ambiente ($K = ^\circ C + 273$);
 $T_s \Rightarrow$ temperatura do gás na saída da chaminé (K).

B - FÓRMULA EMPÍRICA DE HOLLAND (1953):

Segundo Wark et al., P.163) esta fórmula tem boa concordância com dados observados, com uma leve tendência a subestimar o Δh . Ela seria mais precisa para chaminés elevadas. Os parâmetros da equação incluem:

- velocidade de exaustão dos gases da chaminé;
- diâmetro interno da chaminé;
- velocidade do vento;
- temperatura e pressão do ar;
- temperatura do gás da chaminé.

$$\Delta h = \frac{V_s \cdot d}{\bar{u}} \left(1,5 + 2,68 \cdot 10^{-3} p \frac{\Delta t}{T_s} d \right)$$

onde, p - pressão ATM em milibares (mbar) e \bar{u} é a velocidade média do vento medida a 10 metros ($m.s^{-1}$);

Esta fórmula foi obtida a partir de provas realizadas em um túnel de vento e de resultados obtidos em 3 chaminés em funcionamento (LORA, 2000,P. 530).

Interveem: - energias cinéticas e térmicas;
 - não considera a estabilidade ATM.

Para condições da ATM instáveis, Holland propõe um acréscimo de 10 - 20% de Δh .

Para condições de estáveis, diminua-se igual quantidade.

O último termo desta equação pode ser substituído por $0,0096 \cdot Q_h / V_s d$, se desejado, ou seja (WARK et al., p.163):

$$\Delta h = \frac{V_s \cdot d}{\bar{u}} \left(1,5 + 0,0096 \frac{Q_h}{V_s d} \right)$$

Onde, Q_h = taxa de emissão de calor em quilojoules por segundo.

C. - Altura efetiva da chaminé: MODELO DE BRIGGS

A fórmula provavelmente a mais utilizada na prática e de aplicação bastante vasta foi a desenvolvida por Briggs (Crabold, 1995).

Briggs (1965), propôs um método para determinar a sobre-elevação de uma pluma como função das características da fonte, da meteorologia e da distância a sotavento da fonte (MURRAY et al., 1978). Este método fornece as melhores estimativas à partir de chaminés de grande altura, superiores a 100 metros, levando em conta as condições de estabilidade atmosférica (BRIGGS, 1965; GRANIER e SAAB, 1982).

Briggs utiliza o método prático para determinação da estabilidade atmosférica, proposto por Pasquill e modificado por Gifford - Quadro 8. 9

Quadro 8. 9 - Classe de Estabilidade Atmosférica de Pasquill - Gifford (Zannetti, 1990)

Velocidade do Vento à 10 m da superfície	Período Diurno Radiação Solar			Período Noturno Grau de Cobertura De nuvens		Dia ou noite Tempo encoberto
	Forte ¹	Moderada	Fraca ¹	≥ 4/8	≤ 3/8	
< 2	A	A - B	B	-	-	D
2 - 3	A - B	B	C	E	F	D
3 - 5	B	B - C	C	D	E	D
5 - 6	C	C - D	D	D	D	D
≥ 6	C	D	D	D	D	D
A: Extremamente Instável B: Moderadamente Instável C: Levemente Instável			D: Neutra E: Levemente Estável F: Moderadamente Estável		G ² : Muito estável	

- Notas: 1. Forte insolação corresponde a um ângulo de elevação solar acima do horizonte, de 60° ou mais. Fraca insolação corresponde a um ângulo de elevação solar acima do horizonte, entre 15° e 35°. Ver também Quadro 8. 10.
2. Poluentes emitidos em noites sem nuvens com menos de 2,0 metros por segundo.

Quadro 8. 10 - Radiação Solar Incidente

Categoria	Radiação Solar Incidente (Langley min ⁻¹)	(W/m ²)
Forte	I > 1.0	I > 700
Moderada	0.5 ≤ I ≤ 1.0	350 ≤ I ≤ 700
Fraca	I < 0.5	I < 350

Briggs considera a intervenção seja de um fluxo de quantidade de movimento, seja de um fluxo de forças de empuxo de Arquimedes (flutuabilidade) na elevação de uma pluma (STERN, 1976; ZANNETTI, 1990). Entretanto, para a maior parte das fontes os efeitos da quantidade de movimento são rapidamente negligíveis. Esta elevação depende essencialmente da estabilidade atmosférica.

As plumas de gases leves (aqueles que tem densidade praticamente igual a do ar, caso geral das emissões em chaminés), sob condições atmosféricas estáveis, como as classes E e F de Pasquill,

culminam a uma altura e na seqüência, a altura do eixo da pluma resta constante. No que concerne às outras classes de estabilidade, a pluma sobe até atingir uma camada de inversão térmica, ou o limite da camada de mistura (DE MELO LISBOA, 1996).

No modelo ISC3, da EPA³, muito difundido no mundo inteiro, assim como sua versão mais recente, o AIRMOD adotou-se as equações de Briggs. Este modelo determina a sobre-elevação da pluma como função da estabilidade atmosférica e da distância a sotavento da chaminé onde a pluma alcança sua máxima elevação (WARK et al., p.163).

Muitas interpretações das equações de Briggs são encontradas na literatura. Aqui, optaremos pelo conjunto de equações propostas por Wark et al., ANO?, tendo em vista utilizarem o mesmo conjunto do modelo ISC3, de ampla aceitação mundial nos estudos de dispersão de poluentes atmosféricos. Algumas proposições complementares de outros autores serão incorporadas. Entretanto, no intuito de apresentar outra opção e para ilustrar esta questão, segue em anexo a formulação proposta por Zannetti (1990).

Briggs determina a sobre-elevação para duas categorias de estabilidade (instável ou neutra e estável). Para cada categoria calcula-se primeiro se a elevação da pluma é dominada pelo momento ou pelo empuxo. A seqüência de equações que serão aqui apresentadas correspondem aquelas encontradas no guia do modelo ISC3.

De modo a determinar se uma pluma é dominada pelo momento ou pelo empuxo (ou flutuabilidade), faz-se primeiro necessário determinar os valores dos fluxos de empuxo (Fb) e momento (Fm) (WARK et al., p.164).

Um gás, ao sair de uma chaminé, é submetido a forças de empuxo de Arquimedes. Briggs (1969) define o parâmetro de flutuabilidade (buoyancy ou empuxo) como sendo (Zannetti, 1990 - pg.96):

$$F_b = \frac{g}{\pi} Q_o \left(1 - \frac{T_a}{T_s}\right) \quad *$$

onde: F_b - fluxo de empuxo (ou térmico ou flutuabilidade) (m⁴.s⁻³)
 g - aceleração da gravidade (9,8 m²/s);
 T_a - temperatura do ar ambiente (K);
 T_s - temperatura dos gases de saída na chaminé (K);
 Q_o - vazão volumétrica de gases (m³/s), definida por:
 $Q_o = \pi \cdot r_s^2 \cdot v_s$

Onde, r_s - raio da chaminé (m) **
 v_s - velocidade de emissão dos gases (m/s)

* Esta equação é válida para emissões com um peso molecular e calor específico próximos daqueles do ar (Briggs, 1975).

** Para chaminés não circulares o valor R_o² é substituído pela área da seção transversal dividida por π (Turner, 1985; Zannetti, 1990).

³ User's Guide for the Industrial Source Complex (ISC3) Dispersion Models, vol. II – Description of Model Algorithms, EPA-454/B-95-003b, USEPA OAQPS, Research Triangle Park, NC: September 1195.

O cálculo do fluxo de momento F_m é realizado mediante a seguinte fórmula (Wark et al., ANO?, p.164):

$$F_m = v_s^2 d^2 \frac{T_a}{4T_s}$$

Onde, F_m = fluxo de momento [$m^4 s^{-2}$];
 d = diâmetro da chaminé.

Inicialmente, deve-se verificar se a sobre-elevação da pluma é determinada pelo momento ou empuxo. Para isto faz-se necessário calcular a diferença de temperatura cruzada (crossover) $(\Delta T)_c$.

→ **Para condições instáveis ou neutras** a diferença de temperatura cruzada (crossover) $(\Delta T)_c$ é dependente do fluxo de empuxo. Para $F_b < 55 m^4.s^{-3}$ utiliza-se a expressão (Wark et al., p.164):

$$(\Delta T)_c = 0,0297 T_s \frac{V_s^{1/3}}{d^{2/3}}$$

Para $F_b \geq 55 m^4.s^{-3}$ utiliza-se a expressão (Wark et al., ANO?, p.164):

$$(\Delta T)_c = 0,00575 T_s \frac{V_s^{2/3}}{d^{1/3}}$$

Se a diferença entre a temperatura do gás na saída da chaminé e a do ar ambiente (ΔT) é maior ou igual a $(\Delta T)_c$ a sobre-elevação é dominada pelo empuxo, caso contrário, o momento é que predomina.

→ **Para condições estáveis** a diferença de temperatura cruzada (crossover) $(\Delta T)_c$ é calculada pela seguinte expressão:

$$(\Delta T)_c = 0,019582 T_s V_s \sqrt{s}$$

Onde “s” [s^{-2}] é o índice de estabilidade da atmosfera, calculado pela equação

$$S = \frac{g}{T_a} \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \quad \text{onde:} \quad \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\Delta T}{\Delta z} - \sigma_d$$

$\frac{\partial \theta}{\partial z}$ = gradiente de temperatura potencial

$\sigma_d \Rightarrow$ gradiente vertical de temperatura da adiabática seca (-0,0098 K/m);

$\frac{\Delta T}{\Delta z} \Rightarrow$ gradiente vertical de temperatura ou diferença de temperatura do topo da chaminé ao topo da pluma, dividido pela altura da pluma. Na falta de conhecimento do

gradiente vertical de temperatura os dados do Quadro 8.11, que concerne a latitudes médias e um ar seco, podem ser utilizados.

Quadro 8. 11 - Gradientes térmicos verticais (dT/dz) para as diversas classes de estabilidade atmosférica.

Classe de Estabilidade	Gradiente de Temperatura Ambiente δ_T / δ_Z ($^{\circ}\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$)	Valor Médio do Gradiente δ_T / δ_Z ($^{\circ}\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$)
A (extremamente instável)	$< - 0,019$	- 0,020
B (moderadamente instável)	- 0,019 à - 0,017	- 0,018
C (levemente instável)	- 0,017 à - 0,015	- 0,016
D (neutra)	- 0,015 à - 0,005	- 0,01
E (levemente estável)	- 0,005 à 0,0015	0,005
F (moderadamente estável)	$> 0,015$	0,028

Segundo Wark et al., (ANO?? P.164):

Para categoria E: $\partial \theta / \partial z = 0,02 \text{ K/m}$

Para categoria F: $\partial \theta / \partial z = 0,035 \text{ K/m}$

se não for conhecido $\partial \theta / \partial z$ real.

Briggs define a distância crítica x_f a partir da chaminé (distância onde a subida de uma pluma Δh (m) está plenamente desenvolvida) - Figura 8. 32. A partir desta distância a turbulência atmosférica ambiente torna-se dominante em relação a turbulência gerada pelo gás saindo da chaminé, e portanto:

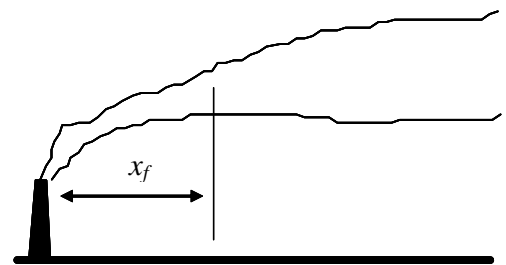


Figura 8. 32 - Distância crítica x_f

→ Para **condições instáveis ou neutras**, onde o empuxo é dominante (onde ΔT excede $(\Delta T)_c$ x_f é determinado como segue (WARK et al., p.165):

$$A - \text{ Para } F_b < 55 \text{ m}^4/\text{s}^3 \rightarrow x_f = 49 F_b^{5/8}$$

E a altura efetiva H (m) é calculada pela expressão:

$$H = h_g' + 21,425 \frac{F_b^{3/4}}{\bar{u}}$$

$$B - \text{ Para } F_b \geq 55 \text{ m}^4/\text{s}^3 \rightarrow x_f = 119 F_b^{2/5}$$

E a altura efetiva H (m) é calculada pela expressão:

$$H = h_g' + 38,71 \frac{F_b^{3/5}}{\bar{u}}$$

→ **Para condições estáveis**, onde o empuxo é dominante, x_f é determinado como segue (WARK et al., p.165):

$$x_f = 2,0715 \frac{\bar{u}}{\sqrt{s}}$$

E a altura efetiva H (m) é calculada pela expressão:

$$H = h_g' + 2,6 \left(\frac{F_b}{\bar{u}s} \right)^{1/3}$$

→ **Para condições instáveis ou neutras**, em que o momento seja dominante (em geral isto acontece quando a temperatura dos gases na saída da chaminé é menor ou igual a temperatura do ar ambiente). A altura efetiva é calculada como segue (WARK et al., p.165):

Para $F_b < 55 \text{ m}^4/\text{s}^3$

$$H = h_g' + 3d \frac{V_s}{\bar{u}}$$

Briggs indica que a equação anterior é mais adequada quando V_s/\bar{u} é superior a 4 (WARK et al., p.165).

→ **Para condições estáveis**, em que o momento seja dominante (em geral isto acontece quando a temperatura dos gases na saída da chaminé é menor ou igual a temperatura do ar ambiente). A altura efetiva é calculada pela expressão seguinte (WARK et al., ANO?, p.165):

$$H = h_g' + 1,5 \left(\frac{F_m}{\bar{u}\sqrt{s}} \right)^{1/3}$$

Ou a equação anterior (adota-se o menor valor para Δh).

As equações acima são sumarizadas no Quadro 8. 12.

→ Com velocidade do vento próxima de zero ($u \leq 1 \text{ m/s}$) e condições calmas e estáveis (**classe E e F**) as equações anteriores não podem ser usadas (STERN, 1976 - pg.433), sendo recomendado o uso das seguintes equações (ZANNETTI, 1990, pág.97):

$$\Delta h = 5,0 \left(\frac{F_b^{1/4}}{S^{3/8}} \right) \text{ para condições onde predomina a flutuabilidade (hidrostática)}$$

$$\Delta h = 4,0 \left(\frac{F_m^{1/4}}{S} \right) \text{ para condições onde predomina a velocidade de saída (jato)}$$

onde S [s⁻²] é o índice de estabilidade da atmosfera

Quadro 8. 12 - Equações de Briggs para cálculo da sobre-elevação. Fonte: WARK et al., p.166.

Atmosfera instável ou neutra				Atmosfera estável	
Para $F_b < 55 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-3}$		Para $F_b \geq 55 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-3}$		$(\Delta T)_c = 0,019582 T_s V_s \sqrt{s}$	
$(\Delta T)_c = 0,0297 T_s \frac{V_s^{1/3}}{d^{2/3}}$		$(\Delta T)_c = 0,00575 T_s \frac{V_s^{2/3}}{d^{1/3}}$			
Se $\Delta T < (\Delta T)_c$ Momento domina	Se $\Delta T \geq (\Delta T)_c$ Empuxo domina	Se $\Delta T < (\Delta T)_c$ Momento domina	Se $\Delta T \geq (\Delta T)_c$ Empuxo domina	Se $\Delta T < (\Delta T)_c$ Momento domina	Se $\Delta T \geq (\Delta T)_c$ Empuxo domina
$\Delta h = 3d \frac{V_s}{\bar{u}}$	$\Delta h = 21,425 \frac{F_b^{3/4}}{\bar{u}}$	$\Delta h = 3d \frac{V_s}{\bar{u}}$	$\Delta h = 38,71 \frac{F_b^{3/5}}{\bar{u}}$	$\Delta h = 1,5 \left(\frac{F_m}{\bar{u} \sqrt{s}} \right)^{1/3}$ ou $\Delta h = 3d \frac{V_s}{\bar{u}}$ Adota-se o menor	$\Delta h = 2,6 \left(\frac{F_b}{\bar{u} s} \right)^{1/3}$

EXERCÍCIOS SOBRE DISPERSÃO ATMOSFÉRICA : Altura efetiva da chaminé

1. A taxa de emissão de calor associada a uma chaminé é de 4.800kJ/s, a velocidade do vento e a velocidade de saída dos gases são 5 e 15 m/s, respectivamente. O diâmetro interno da chaminé é de 2 metros. A altura geométrica da chaminé é de 30 metros. Estime a sobre-elevação e a altura efetiva da chaminé usando a equação de Holland.

Solução:

$$\Delta h = \frac{V_s \cdot d}{\bar{u}} \left(1,5 + 0,0096 \frac{Q_h}{V_s d} \right)$$

$$\Delta h = \frac{15 \cdot (2)}{5} \left(1,5 + 0,0096 \frac{4800}{15 \cdot (2)} \right) \rightarrow \Delta h = 18,2 \text{ m} \quad \rightarrow \quad H = 30 + 18,2 = 48,2 \text{ m}$$

2.A velocidade do vento, medida a 10 m e a velocidade de saída dos gases são 2,1 e 6 m/s, respectivamente. O diâmetro interno da chaminé é de 2 metros. A altura geométrica da chaminé é de 40 metros. A condição de estabilidade atmosférica é neutra. A temperatura do ar ambiente é de 27 °C e a temperatura dos gases na saída da chaminé é de 167 °C Estime a distância, a sotavento da chaminé do ponto de máxima altura efetiva e seu valor usando a equação de Briggs.

Solução:

Correção da velocidade do vento no Topo da Chaminé:

$$V_{z_1} = \left(\frac{z_1}{10}\right)^p \cdot V_{z_2} \rightarrow V_{40} = \left(\frac{40}{10}\right)^{0,25} \cdot 2,1 \rightarrow V_{40} = 3 \text{ m/s}$$

Portanto, $V_s/\bar{u} = 2,0$ ou seja, o “downwash” é negligível e $hg' = hg$

Para condição de estabilidade atmosférica neutra o primeiro passo é determinar o fluxo de empuxo F_b e a diferença de temperatura cruzada $(\Delta T)_c$ a fim de determinar se o empuxo ou o momento dominam. Deste modo deve-se inicialmente calcular a vazão de gases Q_o .

$$Q_o = (\pi d^2/4) \cdot V_s \rightarrow Q_o = (\pi 2^2/4) \cdot 6 \rightarrow Q_o = 6 \cdot \pi \text{ m}^3/\text{s}$$

$$T_a = 27 + 273 = 300 \text{ K}; \quad T_s = 167 + 273 = 440 \text{ K}$$

$$F_b = \frac{g}{\pi} Q_o \left(1 - \frac{T_a}{T_s}\right) \rightarrow F_b = \frac{9,8}{\pi} 6\pi \left(1 - \frac{300}{440}\right) \rightarrow F_b = 18,7 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-3}$$

Para estabilidade atmosférica neutra e $F_b < 55 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-3}$:

$$(\Delta T)_c = 0,0297 T_s \frac{V_s^{1/3}}{d^{2/3}} \rightarrow (\Delta T)_c = 0,0297 \cdot (440) \frac{(6)^{1/3}}{(2)^{2/3}} \rightarrow (\Delta T)_c = 14,8 \text{ K}$$

Como $\Delta T = T_a - T_s = 140 \text{ K}$, portanto $\Delta T \gg (\Delta T)_c$ e a pluma é dominada pelo empuxo. Portanto, a distância x_f a partir da chaminé onde a subida de uma pluma Δh (m) está plenamente desenvolvida é portanto, para condições instáveis ou neutras, x_f é determinado como segue:

$$\text{Para } F_b < 55 \text{ m}^4/\text{s}^3 \rightarrow x_f = 49 F_b^{5/8} \rightarrow x_f = 49(18,7)^{5/8} \rightarrow x_f = 306 \text{ m}$$

E a altura efetiva é calculada pela expressão:

$$H = h_g' + 21,425 \frac{F_b^{3/4}}{\bar{u}} \rightarrow H = 40 + (21,425) \frac{(18,7)^{3/4}}{3} \rightarrow H = 40 + 64,2 = 104,2 \text{ m}$$

3. Uma chaminé de 3,5 m de diâmetro interno de 80 m de altura emite gases a 93°C com uma velocidade de saída de 15 m/s. Considere classe D de estabilidade atmosférica. Pede-se:

- a. A vazão média do gás na chaminé? Supor: temp. amb. = 20°C
 b. A altura efetiva para $u = 4 \text{ m/s}$? pressão atm. = 1010 mb

Solução:

$$A = \pi \cdot R^2 = \pi \cdot 1,75^2 = 9,62 \text{ m}^2$$

a) $Q = v \cdot A = 15 \text{ m/s} \cdot 9,62 \text{ m}^2 = 144,3 \text{ m}^3/\text{s}$

b) $T_s = 93^\circ\text{C} \Rightarrow 366 \text{ K} \quad T_a = 293 \text{ K} \quad \theta = 3,5 \text{ m}$

- utilizando Holland

$$\Delta h = \frac{v_s \cdot d}{v} \left[1,5 + \left(2,68 \times 10^{-3} \cdot p \cdot \frac{\Delta T}{T_s} \cdot d \right) \right] =$$

$$\Delta h = \frac{15,3,5}{4} \left[1,5 + \left(2,68 \times 10^{-3} \cdot 1010 \cdot \left(\frac{366 - 293}{366} \right) \cdot 3,5 \right) \right] =$$

$$\Delta h = 44,49m$$

$$H = \Delta h + h = 44,49 + 80 = 124,49m$$

- utilizando Briggs

$$F_b = \frac{g}{\pi} \cdot Q_0 \left(1 - \frac{T}{T_s} \right) = \frac{9,8}{3,14} \cdot 144,3 \left(1 - \frac{293}{366} \right) = 89,78m^4 / s^3 \dots$$

8.5.4 Dispersão e transporte de poluentes atmosféricos (dispersão horizontal)

A dispersão da pluma ocorre em direção vertical e horizontal. A taxa a qual a dispersão ocorre depende de:

- velocidade do vento;
- insolação;
- outros fatores que causam distúrbio e turbulência no ar (morros, edifícios, etc);
- altura efetiva da chaminé;
- intensidade da fonte;
- gradiente térmico, etc;

A dispersão do ar poluído pode ser numericamente simulado por várias técnicas, as quais são divididas em duas categorias (Zannetti, 1990):

1. Modelos Eulerianos
2. Modelos lagrangianos

A diferença básica entre as duas resoluções é ilustrada na Figura 8. 33, na qual o sistema de referência Euleriano é fixo (com respeito a terra), enquanto que o sistema de referência lagrangiano segue o movimento atmosférico médio.

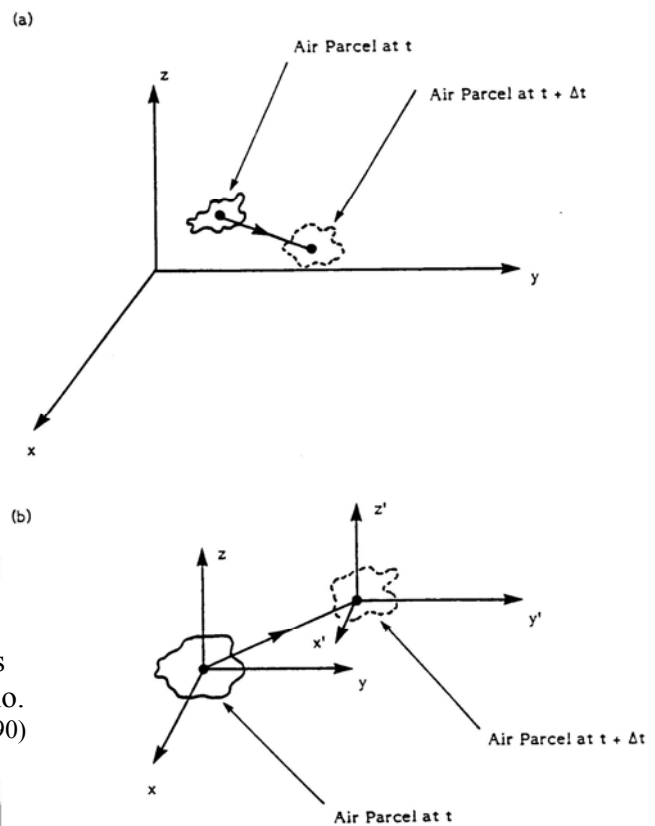


Figura 8. 33 - Sistemas de referências Euleriano e lagrangiano. ZANETTI (1990)

Modelos Eulerianos: A aproximação Euleriana é baseada no princípio da conservação da massa de um poluente de concentração $C(x, y, z, t)$.

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

Onde, V = vetor velocidade do vento (u,v,w)

∇ = operador gradiente

S = representam os termos de criação e decaimento

$D \nabla^2 C$ = termo de difusão molecular, onde

D = é o coeficiente de difusibilidade molecular

∇^2 = é o operador Laplaciano

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$$

A velocidade V é representada como a soma da velocidade média com os componentes de flutuação: $V = \bar{u} + u'$. Para mais detalhes sugere-se a leitura do cap. 6 - Zannetti, 1990.

Modelos Lagrangianos: A equação fundamental para a dispersão atmosférica de um poluente determinado é:

$$\langle c(r, t) \rangle = \int_{-\infty}^t \int p(r, t | r', t') S(r', t') dr' dt'$$

Onde, a integração no espaço é feita sobre a totalidade do domínio atmosférico e o primeiro termo representa a concentração média em r para o tempo t ; $S(r', t')$ é o termo fonte; e $p(r, t | r', t')$ é a função densidade de probabilidade que uma parcela de ar move-se de r' no tempo t' para r no tempo t (para mais detalhes sugere-se a leitura do Zannetti, 1990, pg.186)

O modelo gaussiano: os modelos de dispersão gaussianos podem ser vistos como Eulerianos e Lagrangianos. Constituem a maioria dos modelos de poluição atmosférica e são baseados numa equação simples que descreve um campo de concentração tri-dimensional, gerado por uma fonte puntual sobre condições de emissão e meteorológicas estacionárias (Zannetti, 1990).

O modelo de dispersão gaussiano é a abordagem mais aceita para explicar o comportamento da pluma em períodos de tempo relativamente pequenos. Esta aceitação deve-se essencialmente ao fato de se afirmar que a variação da concentração de poluentes ao nível do solo, à medida que nos afastamos da fonte emissora, pode ser expressa por uma curva gaussiana.

O procedimento de cálculo da modelação da dispersão de poluentes atmosféricos é baseado nos princípios gaussianos de dispersão, em que a pluma sofre dispersão em planos horizontais e verticais tomando a forma de uma curva de Gauss, com um máximo no centro da pluma (KAWANO, 2000).

A distribuição da concentração da pluma ao redor do eixo central pode ser considerada uma Gaussiana, com os valores de distribuição sendo considerados afastamentos do eixo da pluma. A Figura 16 apresenta uma representação esquemática da dispersão de uma pluma segundo uma distribuição Gaussiana.

Uma aproximação da solução da equação geral de transporte e difusão é o modelo gaussiano clássico, ou Pasquill-Gifford. Nele a concentração média num ponto qualquer sobre o terreno, de coordenadas (x, y, z), resultante das emissões de uma fonte pontual, operando em regime permanente, localizada no ponto (0,0, H), quando a difusão na direção do escoamento é desprezada, pode ser expressa pela equação abaixo:

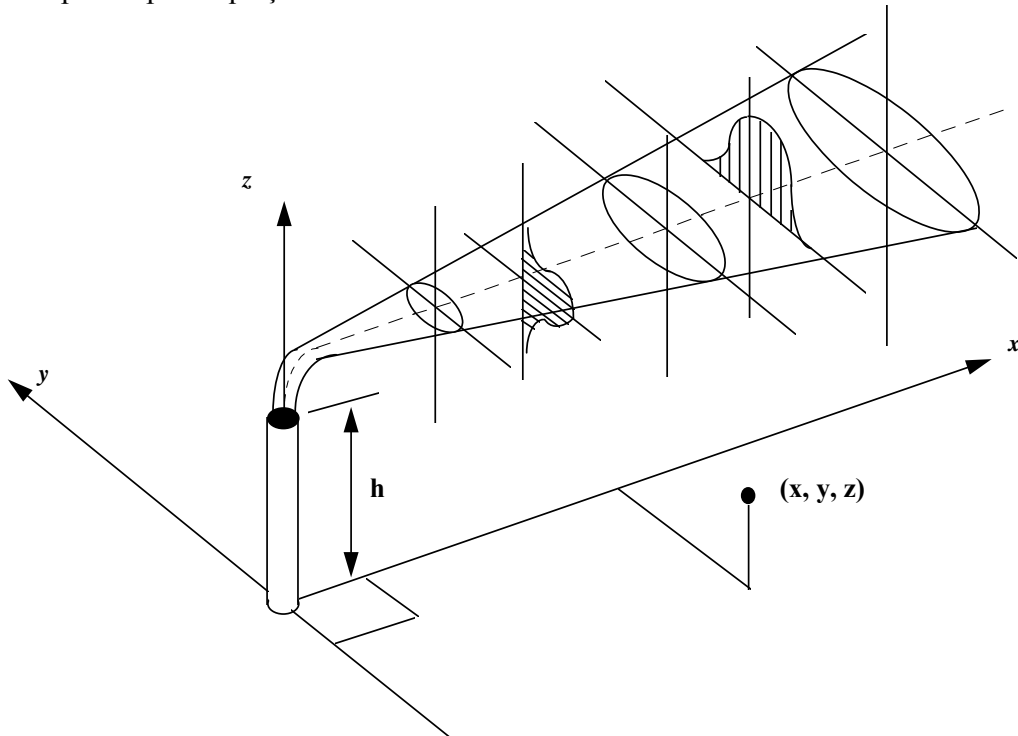


Figura 8. 34 - Sistema de coordenadas de uma distribuição gaussiana de concentrações.

Equação emissão pontual contínua ou clássica utilizada para o cálculo das concentrações em um ponto de coordenadas (x, y, z).

$$C_{(x,y,z)} = \frac{Q}{2\pi\bar{u}\sigma_y\sigma_z} \exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right) \times \left[\exp\left(-\frac{(z-H)^2}{2\sigma_z^2}\right) + \alpha \cdot \exp\left(-\frac{(z+H)^2}{2\sigma_z^2}\right) \right]$$

onde:

- C (x,y,z) : concentração média do poluente, a sotavento da fonte, no ponto de coordenadas (x,y,z) (g/m³)
- x : dist. a sotavento da fonte (m)
- y : dist. horizontal do eixo central da pluma (m)
- z : dist. acima do solo (m)
- \bar{Q} : Vazão mássica de emissão (vazão de lançamento do gás) (g/s)
- \bar{u} : Velocidade média do vento (ms⁻¹)
- H : Altura efetiva da chaminé (m)
- α : coeficiente de reflexão [sem dimensão]

σ_y, σ_z : coeficientes de dispersão (desvios padrões da distribuição gaussiana das concentrations) horizontal e vertical (m)
OBS: exp.- $a/b = e^{-a/b}$
Sendo $e = 2,71$

Este modelo consideradas algumas hipóteses simplificativas como (TURNER, 1994):

- A pluma apresenta distribuição Gaussiana (a concentração dos poluentes segue uma distribuição normal);
- Não considera a deposição de material e reações de superfície;
- A emissão dos poluentes é considerada uniforme no tempo;
- A direção e velocidade do vento são constantes no período de tempo considerado;
- Não são consideradas as reações químicas na atmosfera;
- A classe de estabilidade atmosférica é constante no período de tempo considerado;
- Quando a pluma penetra na atmosfera, se eleva até alcançar uma altura de equilíbrio horizontal. Com isso, a altura do centro da pluma permanece constante na direção predominante do vento, adotada como fixa durante a trajetória da pluma;
- Para qualquer distância a concentração máxima sempre ocorre no centro da pluma;
- O perfil horizontal da concentração, descrito pela equação gaussiana, não se refere a plumas instantâneas e, sim, representam concentrações médias sobre períodos de 10 minutos a 1 hora – depende dos coeficientes de dispersão adotados;
- Quando é assumido que todo material que sai da pluma se conserva (isto é, não ocorre perda e que ao tocar o solo sofre reflexão não existindo absorção; não ocorre reações químicas ou físicas na atmosfera) o coeficiente α é igual a 1, isto é, não há perda e que ao tocar o solo sofre reflexão;
- A área considerada deve apresentar um terreno relativamente plano;
- A equação gaussiana traduz situações atmosféricas estacionárias, isto é, a emissão de poluentes é constante e todos os parâmetros meteorológicos são constantes.

A primeira consideração a ser feita é que as hipóteses apresentadas são razoáveis para cálculos de concentração sobre períodos variando de 10 minutos a uma (01) hora.

Os coeficientes de dispersão horizontal (σ_y) e vertical (σ_z) podem ser estimados utilizando-se o modelo de Briggs (1974) ou de Pasquill-Gifford (ver ábacos na Figura 17). O tempo de amostragem varia de 15 minutos a 1 hora e os resultados são válidos para distâncias de no máximo 10 km.

Como visto anteriormente, o sistema de classificação da estabilidade atmosférica mais utilizado é o de Pasquill que define estados que vão deste o extremamente instável (Classe A) até o extremamente estável (Classe G), passando pelo neutro (Classe D). O Quadro 8. 9 apresenta um método prático para se determinar a estabilidade atmosférica em função da velocidade do vento e da insolação durante o dia ou cobertura do céu durante a noite.

Os Quadro 8. 13 e Quadro 8. 14 apresentam os coeficiente de dispersão, para as classes de estabilidade de Pasquill A - F, utilizados em modelos do EPA. As relações foram propostas por Briggs e são válidas para médias de 10 minutos (há quem argumente que tb são válidas para são

válidas para médias horárias). Os coeficiente de dispersão, para as classes de estabilidade de Pasquill A - F, também podem ser estimados mediante os ábacos das Figura 8. 35e Figura 8. 36.

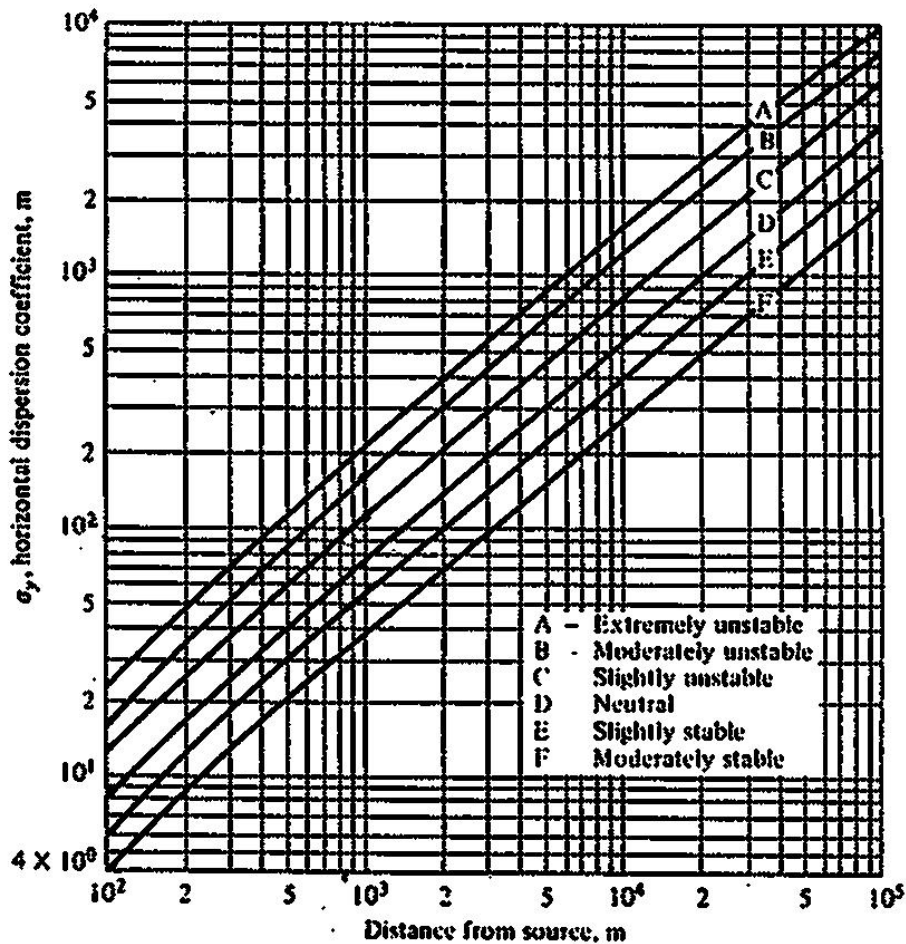


Figura 8. 35 - Abaco para determinação do coeficiente de dispersão horizontal (σ_y), da concentração da pluma, em função da direção do vento e da distancia da fonte (m), segundo Pasquill-Gifford.

Quadro 8. 13 - Parâmetros de dispersão urbana por Briggs (para distâncias entre 100 e 10.000 M) - Média de 10 minutos.

Categoria	σ_y	σ_z
A - B	$0,32 \times (1 + 0,0004x)^{-0,5}$	$0,24 \times (1 + 0,001x)^{-0,5}$
C	$0,22 \times (1 + 0,0004x)^{-0,5}$	$0,20 \times$
D	$0,16 \times (1 + 0,0004x)^{-0,5}$	$0,14 \times (1 + 0,0003x)^{-0,5}$
E - F	$0,11 \times (1 + 0,0004x)^{-0,5}$	$0,08 \times (1 + 0,0015x)^{-0,5}$

Quadro 8. 14 - Parâmetros de dispersão para condições de campo aberto, por Briggs (para distâncias entre 100 e 10.000 m) - Média de 10 minutos.

Categoria	σ_y	σ_z
A	$0,22 \times (1 + 0,0001x)^{-0,5}$	$0,20 \times x$
B	$0,16 \times (1 + 0,0001x)^{-0,5}$	$0,12 \times x$
C	$0,11 \times (1 + 0,0001x)^{-0,5}$	$0,08 \times (1 + 0,0002x)^{-0,5}$
D	$0,08 \times (1 + 0,0001x)^{-0,5}$	$0,06 \times (1 + 0,0015x)^{-0,5}$
E	$0,06 \times (1 + 0,0001x)^{-0,5}$	$0,03 \times (1 + 0,0003x)^{-1}$
F	$0,04 \times (1 + 0,0001x)^{-0,5}$	$0,016 \times (1 + 0,0003x)^{-1}$

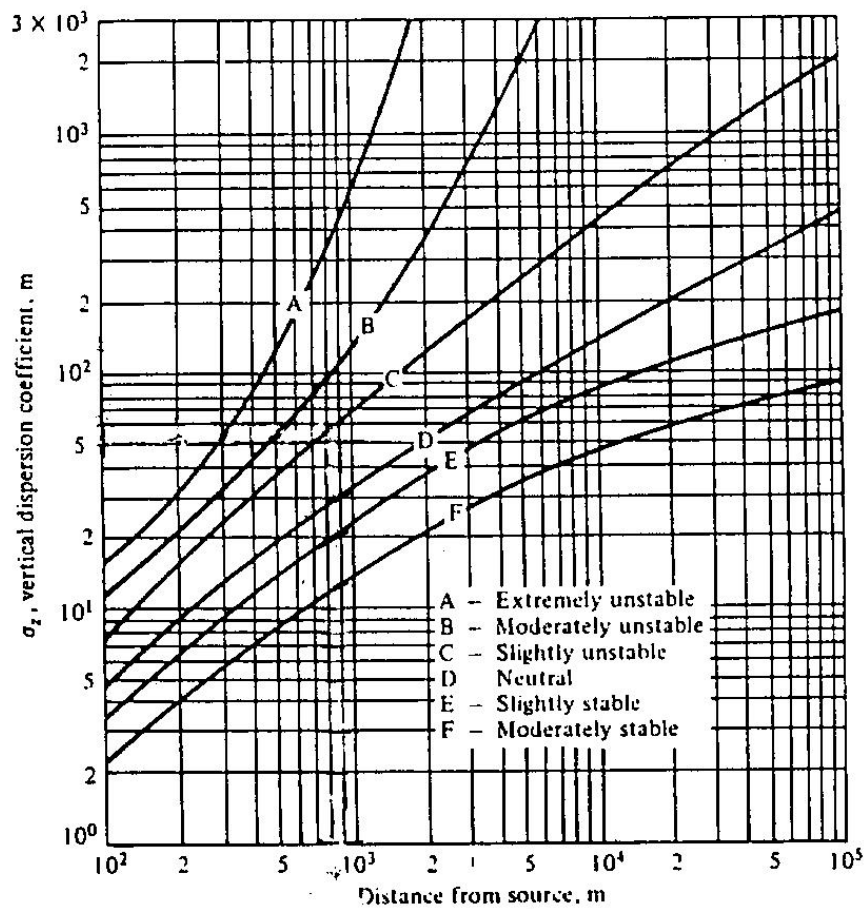


Figura 8. 36 - Abaco para determinação do coeficiente de dispersão vertical (σ_z) da concentração da pluma, em função da direção do vento e da distancia da fonte (m), segundo Pasquill-Gifford.

Um parâmetro importante para a dispersão dos poluentes na atmosfera e que pode ser obtido a partir do perfil térmico vertical é a altura da camada de mistura (ou altura da base da camada de inversão térmica) e sua persistência em função do tempo.

Em condições atmosféricas instáveis (classes A, B e C de Pasquill), a concentração decresce rapidamente na pluma, uma vez que a turbulência age de modo mais eficaz que quando a atmosfera é neutra ou estável.

A equação abaixo é uma simplificação da equação de emissão pontual contínua ou clássica e é aplicada para situações onde o ponto de amostragem é ao nível do solo ($z = 0$).

$$C(x, y, z) = \frac{Q}{\pi \cdot \sigma_y \cdot \sigma_z \cdot v} \cdot e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{y}{\sigma_y} \right)^2} \cdot e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{H}{\sigma_z} \right)^2}$$

A próxima equação é também uma simplificação da equação de emissão pontual contínua ou clássica, e é aplicada para situações onde o ponto de amostragem é ao nível do solo ($z = 0$) e o deslocamento horizontal da linha central da pluma é igual a zero ($y = 0$).

$$C(x, y, z) = \frac{Q}{\pi \cdot \sigma_y \cdot \sigma_z \cdot v} \cdot e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{H}{\sigma_z} \right)^2}$$

Máxima concentração do poluente ao nível do solo:

$$\sigma_z = \frac{H}{\sqrt{2}} \qquad C_{(x,0,0)\max} = \frac{0,117 Q}{V \sigma_y \sigma_z}$$

Com o valor de σ_z entra-se no ábaco e retira-se x_{\max} . Com x_{\max} calcula-se σ_y .

Varição do cálculo da concentração com o tempo da amostragem: Os coeficientes de dispersão empregados nos modelos matemáticos foram obtidos experimentalmente, dependem do tempo de amostragem e dos períodos de emissão contínua utilizados nos experimentos. As concentrações calculadas com esses parâmetros devem ser corrigidas para os intervalos de tempo de interesse para o estudo. A fim de confrontar os valores calculados com os padrões de qualidade do ar os valores devem ser corrigidos para 24 horas.

A Figura 8. 37 mostra que a concentração média num ponto tende a diminuir com o aumento do tempo de observação.

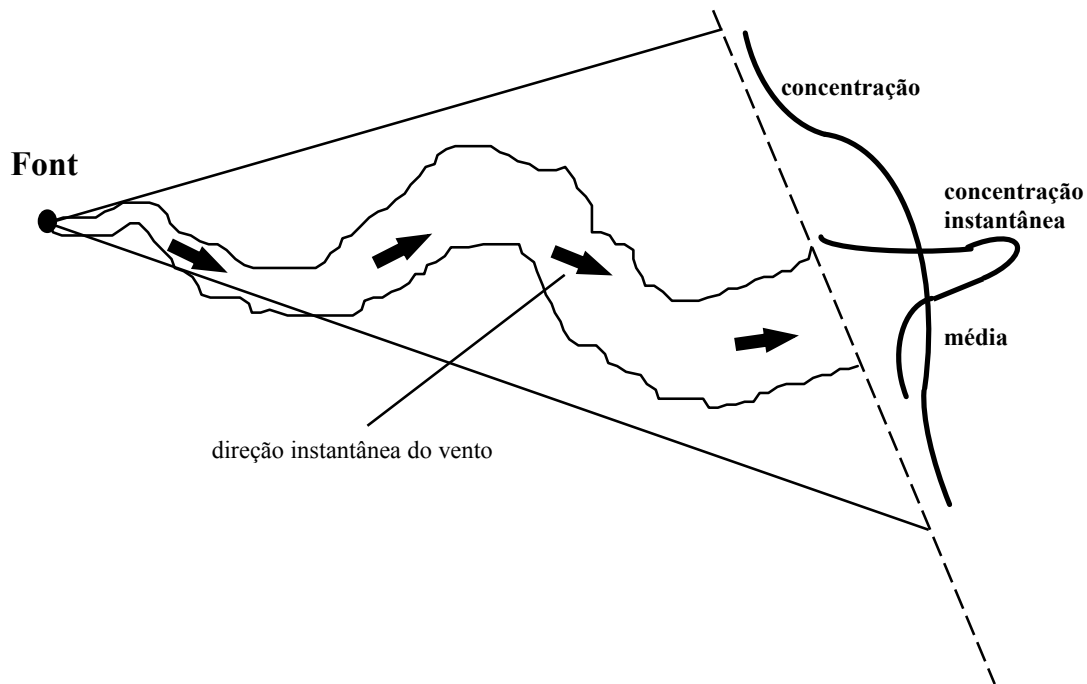


Figura 8. 37 – A concentração média num ponto a uma determinada distância a sotavento da chaminé tende a diminuir com o aumento do tempo de observação.

Os valores experimentais dos parâmetros de dispersão foram obtidos a partir de ensaios realizados em terreno aproximadamente plano com baixa rugosidade superficial. Estas condições contribuem para as diferenças verificadas entre os valores estimados das concentrações dos poluentes em determinado receptor e os observados.

A correção das concentrações calculadas pelos modelos para o intervalo de tempo de interesse para o estudo pode ser feita pela seguinte equação:

$$C_2 = C_1 \left(\frac{T_1}{T_2} \right)^q \quad \text{onde,}$$

C_2 = concentração do poluente corrigida para o intervalo de tempo de interesse ($\mu\text{g}/\text{m}^3$);

C_1 = concentração do poluente calculada para o intervalo de tempo dos parâmetros de dispersão do modelo ($\mu\text{g}/\text{m}^3$);

t_2 = intervalo de tempo de interesse;

t_1 = intervalo de tempo dos parâmetros de cálculo do modelo (10 minuto ou 1hr);

q = fator de correção que varia entre 0,20 e 0,30

$$q = 0,25 \text{ à } 0,3 \text{ para } 1 \text{ hora} < t_2 < 100 \text{ horas}$$

$$q = 0,20 \text{ para } t_2 < 1 \text{ hora}$$

Assim, o modelo gaussiano está baseado numa fórmula simples que descreve, de forma tridimensional, a pluma gerada por uma fonte pontual de emissões, sob condições meteorológicas.

Como resultado prático da modelagem matemática da qualidade do ar, estes modelos permitem avaliar não só os mecanismos de dispersão de poluentes, como também a real contribuição de fontes geradoras de uma determinada atividade industrial na qualidade do ar da área de estudo.

Nota-se que as condições ideais para aplicação deste modelo raramente ocorrem na natureza. Contudo, os modelos de dispersão gaussianos são uma importante ferramenta no que se refere à qualidade do ar, mas as concentrações de poluentes assim previstas são apenas estimativas e não valores absolutos.

EXERCÍCIOS SOBRE DISPERSÃO DE POLUENTES

1. Uma termoeletrica queima 200 ton de carvão por dia. O carvão contém 3,0% de S e 40% de cinzas. Calcule a concentração de SO₂ em µg/m³ a 1 km da chaminé. A velocidade do vento a 10m de altura é de 4 m/s e a altura efetiva da chaminé é de 50 metros. (usar estabilidade classe D).

$$200 \text{ t/d de carvão} - 40\% \text{ cinzas} = 120 \text{ t/d}$$

$$120 \text{ t/d} \rightarrow 3\% \text{ S} = 3,6 \text{ t/d de S}$$

$$Q_s = 3,6 \text{ t/d} = 41,6 \text{ g/s}$$

$$Q_{SO_2} = 2xQ_s = 83,2 \text{ g/s}$$

Para uma distância de 800 m:

Considerando os parâmetros de dispersão de Briggs para campo aberto:

$$\delta y = 0,08x(1 + 0,0001x)^{-0,5} = 0,08.800(1 + 0,0001.800)^{-0,5} = 61,58 \text{ m}$$

$$\delta z = 0,06x(1 + 0,0015x)^{-0,5} = 0,06.800(1 + 0,0015.800)^{-0,5} = 32,36 \text{ m}$$

Correção da velocidade do vento no topo da chaminé no modo estável onde p = 0,25

$$\bar{u} = V_{50} = \left(\frac{50}{10}\right)^{0,25} .4 = 5,98 \text{ m/s}$$

$$C(x, y, z) = \frac{Q}{\pi \bar{u} \delta y \delta z} \cdot e^{-1/2 \left(\frac{H}{\delta z}\right)^2} = C(800, 0, 0) = \frac{83,2}{\pi \cdot 5,98 \cdot 61,58 \cdot 32,36} e^{-0,5 \left(\frac{50}{32,36}\right)^2} =$$

$$C(800, 0, 0) = 128 \mu\text{g/m}^3$$

OBS: Considerando os parâmetros de dispersão de Pasquill:

$$\sigma_y = 56 \text{ m}$$

$$\sigma_z = 27 \text{ m}$$

→

$$C(800, 0, 0) = 527 \mu\text{g/m}^3$$

2. Para o problema anterior onde ocorrerá a máxima concentração de SO₂ do nível do solo e qual o seu valor em µg/m³?

$$\delta z = \frac{H}{\sqrt{2}} = \frac{50}{\sqrt{2}} = 35,36m$$

$$x = 1200m$$

$$\delta y = 80m$$

$$C(x,0,0) \max = \frac{0,117Q}{\bar{u} \delta y \delta z} = \frac{0,117 \cdot 83,2}{5,98 \cdot 80 \cdot 35,36} = 575,45 \mu g / m^3$$

3. Recalcule o problema 1 para $v = 5$ m/s, altura da chaminé de 45 m, temperatura ambiente de 15°C e temperatura de saída da chaminé de 240°C, velocidade de saída do gás da chaminé de 10 m/s, tempo-noite encoberto com nuvens ($> 4/8$), diâmetro da chaminé = 3,5 m. Utilize Briggs para o cálculo da altura efetiva da chaminé.

Solução:

$$A = \pi \cdot R^2 = \pi \cdot 1,75^2 = 9,62m^2$$

$$Q = v \cdot A = 10m/s \cdot 9,62m^2 = 96,2m^3/s$$

$$F_0 = \frac{g}{\pi} \cdot Q_0 \left(1 - \frac{T}{T_s} \right) = \frac{9,8}{3,14} \cdot 96,2 \left(1 - \frac{288}{513} \right) = 131,68m^4/s^3$$

Correção da velocidade do vento para a altura geométrica da chaminé:

$$\bar{u} = V_{45} = \left(\frac{45}{10} \right)^{0,25} \cdot 5 = 7,28m/s$$

$$H = \Delta h + h$$

Pensar em fazer a correção da velocidade do vento para a altura efetiva da chaminé para o modelo gaussiano...

4. A concentração de sulfeto de hidrogênio é de 50 $\mu g/m^3$ a 100 metros de um poço de petróleo abandonado. Qual é a vazão (mássica) de gases que está sendo emitida do poço?

$$\bar{U} = 2 \text{ m/s} \quad \text{Tempo - alta insolação.}$$

5. Para o problema 1 calcule

- $C(5km, 0,0)$ estabilidade D
- $C(10km, 0,0)$ estabilidade D
- $C(10km, 0,0)$ inversão de 100 metros ($H_i = 100m$)

6. Uma indústria libera 580 ton/dia de calcopirita ($CuFeS_2$) através de uma chaminé com 200 metros de altura efetiva. A velocidade do vento a 10 m de altura é de 4 m/s. Considerar classe D de estabilidade atmosférica. Considere os seguintes pesos atômicos: Cu = 63,5 g; S = 32 g; O = 16 g; Fe = 55,8 g. Calcule as concentrações de SO_2 para:

- $C(1 \text{ km}, 0,0)$; $C(5 \text{ km}, 0,0)$; $C(10 \text{ km}, 0,0)$
- $C(x \text{ máx}, 0,0)$
- Área onde os padrões não são atendidos (Padrão para $SO_2 = 80 \mu g/m^3$ - média anual; $SO_2 = 365 \mu g/m^3$ - máxima média de 24 horas)

Solução:

a) $C(1000,0,0)$

$$C(x, y, z) = \frac{Q}{\pi u \delta y \delta z} \cdot e^{-1/2 \left(\frac{H}{\delta z} \right)^2} =$$

$$\delta y = 0,08x(1 + 0,0001x)^{-0,5} = 0,08 \cdot 1000(1 + 0,0001 \cdot 1000)^{-0,5} = 76,28m$$

$$\delta z = 0,06x(1 + 0,0015x)^{-0,5} = 0,06 \cdot 1000(1 + 0,0015 \cdot 1000)^{-0,5} = 37,95m$$

Peso molecular da calcopirita: 183,3 g \rightarrow S \Rightarrow 34,91%

$$Q_s = 202,5 \text{ t} / d = 2343,8 \text{ g} / s$$

$$Q_{SO_2} = 2xQ_s = 4687 \text{ g} / s$$

Correção da
velocidade do vento:

$$\bar{u} = V_{200} = \left(\frac{200}{10} \right)^{0,25} \cdot 4 = 8,46 \text{ m} / s$$

$$C_{(1000,0,0)} = \frac{4687}{\pi \cdot 8,46 \cdot 76,28 \cdot 37,95} e^{-0,5 \left(\frac{200}{37,95} \right)^2} \Rightarrow C_{(1000,0,0)} = 0,057 \mu\text{g} / m^3$$

OBS: Os Padrões são atendidos nesta área.

b) A máxima concentração de SO_2 no nível do solo e qual o seu valor em $\mu\text{g}/m^3$?

$$\delta z = \frac{H}{\sqrt{2}} = \frac{200}{\sqrt{2}} = 141,42m$$

$$x = 10000m$$

$$\delta y = 550m$$

$$C(x,0,0) \text{ max} = \frac{0,117Q}{\bar{u} \delta y \delta z} = \frac{0,117 \cdot 4687}{8,46 \cdot 550 \cdot 141,42} = 833,37 \mu\text{g} / m^3$$

7. A máxima concentração de $1,7 \times 10^{-3} \text{ mg}/m^3$ é medida a 600 metros de uma fonte com uma altura efetiva de 50 metros. As condições de estabilidade são do tipo C. Qual a taxa média de emissão desta fonte em g/s? Considere a velocidade do vento = 3 m/s

8.6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BRIGGS G.A. - *A plume rise model compared with observations*. J. Air Poll. Control Assoc., 15, 9, 433-438, 1965.
- BRIGGS G.A. - *Plume rise predictions*. Lectures on Air Pollution and Environmental Impact Analysis - chapter 3. Edition D.A.Haugen, Boston, M.A., USA, American Meteorological Society, 59-111, 1975.
- CRABOL B. - *Methodes d'évaluation la dispersion des gaz dans l'atmosphère*. Ecole des Mines d'Alès, 72 p. 1995.
- DE MELO LISBOA, H. - *Contribution à la mise en oeuvre et à la validation de modèles de dispersion atmosphérique applicables aux composés odorants*. Tese de doutorado. Université de Pau et des Pays de l'Adour – Ecole des Mines d'Alès, 196 p., 1996.
- MURRAY D.R., SAMUEL S.C. et BOWNE N.E.- *Use of a fluctuating plume puff model for prediction of the impact of odorous emissions*. Proc. 71st Ann. Meeting of Air Pollution Control Association, Houston, Texas, USA, 1978.
- GRANIER J.P. et SAAB A. - *Méthodes de calcul des phénomènes de surélévation et de dispersion des panaches d'effluents gazeux dans l'atmosphère: adaptation des méthodes aux différents problèmes à traiter*. E.D.F. Bulletin de la Direction des Etudes et Recherches Série A. Nucleaire, Hydraulique, Thermique n°3/4, 59-75, 1982.
- HANNA S.R. et DRIVAS P. - *Guidelines for use of vapour dispersion models*. Center for chemical process safety, Institute of Chemical Engineers, New York USA, 177 p., 1989.
- KHAN S.K., VENKATACHALAPPA M. et PAL D. - *Three-dimensional analytical model of atmospheric dispersion of pollutant in a stable boundary layer*. International Journal of Environmental Studies, 41, 133-149, 1992
- KAWANO, M. - *MODELO MATEMÁTICO GAUSSIANO DE DISPERSÃO DE POLUENTES NA ATMOSFERA*. TRABALHO DE CONCLUSÃO DA DISCIPLINA CONTROLE DA POLUIÇÃO ATMOSFÉRICA ENS 3126. Mestrado em Engenharia Ambiental, 30p., setembro de 2000.
- LORA, E. E.S. – *Prevenção e controle da poluição nos setores energético, industrial e de transporte*. Editado pela ANEEL, 503 pg., 2000.
- NEVERS, Noel de. *Air Pollution Control Engineering*. New York: Mc Graw Hill, 506 p., 1995.
- STERN A.C. - *Air pollution*. Vol.1: Air pollutants, their transformation and transport. Academic Press, New York, USA, 443 p., 1976.
- TURNER D.B. - *Proposed pragmatic methods for estimating plume rise and plume penetration through atmospheric layers*. Atmos. Environ., 19, 1215-1218, 1985.

TURNER, D. Bruce. *Workbook of atmospheric dispersion estimates*. New York: Lewis, 2nd ed., 182 p., 1994.

WARK, Kenneth; WARNER, Cecil F.; e DAVIS, Wayne T. – Air Pollution: its origin and control. Edit. Addison-Wesley, Terceira Edição. Capítulo IV Dispersion of pollutants in the atmosphere.

ZANNETTI P. - *Air pollution modeling*. Ed. Van Nostrand Reinhold, N.Y., USA, 717 p., 1990.

AGRADECIMENTOS

Este capítulo foi possível graças ao apoio do CNPQ na forma de bolsa pós-doutoral do autor principal.

ANEXO

Altura efetiva da chaminé: MODELO DE BRIGGS

Formulação proposta por Zannetti (1990)

Um gás, ao sair de uma chaminé, é submetido a forças de empuxo de Arquimedes. Briggs (1969) define o parâmetro de flutuabilidade (buoyance) como sendo (ZANNETTI, 1990 - pg.96):

$$F_o = \frac{g}{\pi} Q_o \left(1 - \frac{T_a}{T_s}\right) \quad *$$

onde: F_o : fluxo térmico (flutuabilidade) ($m^4.s^{-3}$)
 g : aceleração da gravidade ($9,8 m^2/s$)
 T_a : temperatura do ar ambiente (K)
 T_s : temperatura dos gases de saída na chaminé (K)
 Q_o : vazão volumétrica de gases (m^3/s), definida por:
 $Q_o = \pi \cdot r_s^2 \cdot v_s$

Onde, r_s - raio da chaminé (m) **
 v_s - velocidade de emissão dos gases (m/s)

* Esta equação é válida para emissões com um peso molecular e calor específico próximos daqueles do ar (Briggs, 1975).

** Para chaminés não circulares o valor R_o^2 é substituído pela área da seção transversal dividida por π (TURNER, 1985; ZANNETTI, 1990).

Briggs também define uma distância crítica x^* a partir da chaminé (distância onde a subida de uma pluma Δh (m) está plenamente desenvolvida). A partir desta distância a turbulência atmosférica ambiente torna-se dominante em relação a turbulência gerada pelo gás saindo da chaminé. Este parâmetro é definido pela expressão (STERN, 1976; ZANNETTI, 1990):

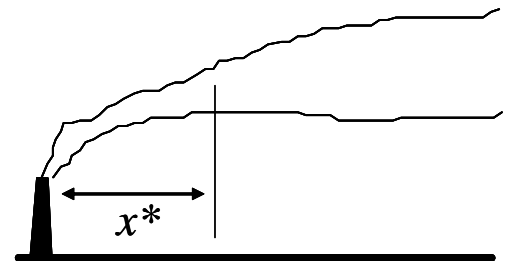


Figura 8. 38 - Distância crítica x^*

$$x^* = 2,16 F_o^{2/5} h_r^{3/5} \quad \text{para } h_r < 305 \text{ m}$$

$$x^* = 67 F_o^{2/5} \quad \text{para } h_r \geq 305 \text{ m}$$

onde, h_r é a altura geométrica (ou real) da chaminé, em metros.

Condição geral: A - para plumas onde predomina a flutuabilidade (quando $T_s > T$)
 (ZANNETTI, 1990)

A.1 - Para **qualquer condição de estabilidade**, quando $x \leq x^*$, o modelo Briggs aplica a seguinte relação, chamada "lei 2/3" (BRIGGS, 1975; STERN, 1976), com um fator corretivo "f" (GRANIER e SAAB, 1982; TURNER, 1985; ZANNETTI, 1990):

$$\Delta h = \left(\frac{1,6.F_o^{1/3} .x^{2/3}}{\bar{u}} \right) f$$

onde,

Δh – altura do eixo da pluma acima da altura de emissão (m);

F_o - Fluxo de empuxo de Arquimedes (compatível com a quantidade de calor liberada) ($m^4.s^{-3}$);

x - Distância do ponto de cálculo à chaminé sobre o eixo x (m);

\bar{u} - velocidade do vento média (ms^{-1});

f - facteur correctif [sans dimension].

O fator corretivo « f » é função do Número de Froude, avaliado pela equação seguinte:

$$Fr = \frac{V_s^2}{2.g.R_o(T_s - T_a)/T_a}$$

Onde R_o : raio da chaminé (m);

V_s : velocidade do efluente na saída da chaminé (m/s).

Quando o Número de Froude é inferior a 3, o fator corretivo toma o valor . Se o Número de Froude é superior ou igual a 3, deve-se considerar os casos seguintes:

$$f = \begin{cases} 1 & \text{pour } \bar{u} < V_s/1,5 \\ 0 & \bar{u} \geq V_s \\ \frac{3(V_s - u)}{V_s} & V_s/1,5 \leq \bar{u} < V_s \end{cases}$$

Onde, V_s : designa a velocidade dos gases na saída da chaminé (m/s).

Esta lei foi confirmada por dados experimentais obtidos em túnel de vento. Ela fornece boas estimativas da sobre-elevação de uma pluma para 90% das situações no terreno (BRIGGS, 1975).

A.2 - Para **qualquer condição de estabilidade**, quando $x > x^*$, calcula-se o Δh pela equação seguinte (Zannetti, 1990):

$$\Delta h_{(x)} = \frac{1,6.F_o^{1/3} .x^{*2/3}}{\bar{u}} \left[\frac{2}{5} + \frac{16x}{25x^*} + \frac{11}{5} \left(\frac{x}{x^*} \right)^2 \right] \left(1 + \frac{4x}{5x^*} \right)^{-2}$$

Condição geral: B - para plumas onde predomina a velocidade de saída na chaminé - jatos (quando $T_s \cong T$). Predominância da quantidade de movimento.

(ZANNETTI, 1990)

B.1 - Para condições Pasquill - Gifford A, B, C, D: para as condições instáveis (classes A, B e C de Pasquill) a concentração decresce rapidamente dentro da pluma uma vez que a turbulência age de modo mais eficaz do que quando a atmosfera é neutra ou estável.

$$\Delta h_{(x)} = 2,3 F_m^{1/3} u^{-2/3} x^{1/3}$$

Onde, F_m é o parâmetro de fluxo de momento

$$Fm = v_s^2 r_s^2 \frac{\rho_s}{\rho} \approx v_s^2 r_s^2$$

Esta última equação é válida quando a densidade dos gases de saída na chaminé (ρ_s) é similar a do ar (ρ) - caso geral.

B. 2 - Para condições estáveis (Pasquill - Gifford, E, F):

(Zanetti, 1990 e Lora, 2000)

$$\Delta h = 2,6 \left(\frac{F_o}{u.S} \right)^{1/3} \quad \text{onde : } S \text{ [s}^{-2}\text{]} \text{ é o índice de estabilidade da atmosfera}$$

$$S = \frac{g}{T_a} \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \quad \text{onde: } \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\Delta T}{\Delta z} - \sigma_d \quad T_a = \text{temperatura ambiente}$$

$\partial \theta / \partial z =$ gradiente de temperatura potencial

$\frac{\Delta T}{\Delta z} \Rightarrow$ gradiente vertical de temperatura ou diferença de temperatura do topo da chaminé

ao topo da pluma, dividido pela altura da pluma. Na falta de conhecimento do gradiente vertical de temperatura os dados do Quadro 8. 15, que concerne a latitudes médias e um ar seco, podem ser utilizados.

Quadro 8. 15 - Gradientes térmicos verticais (dT/dz) para as diversas classes de estabilidade atmosférica.

Classe de Estabilidade	Gradiente de Temperatura Ambiente δ_T / δ_Z ($^{\circ}\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$)	Valor Médio do Gradiente δ_T / δ_Z ($^{\circ}\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$)
A (extremamente instável)	< - 0,019	- 0,020
B (moderadamente instável)	- 0,019 à - 0,017	- 0,018
C (levemente instável)	- 0,017 à - 0,015	- 0,016
D (neutra)	- 0,015 à - 0,005	- 0,01
E (levemente estável)	- 0,005 à 0,0015	0,005
F (moderadamente estável)	> 0,015	0,028

$\sigma_d \Rightarrow$ gradiente gradiente vertical de temperatura da adiábática seca (-0,0098 K/m);

Para categoria E: $\partial \theta / \partial z = 0,02$ K/m
 Para categoria F: $\partial \theta / \partial z = 0,035$ K/m

] se não for conhecido $\partial \theta / \partial z$ real.

Correção da velocidade do vento no Topo da Chaminé (para todos os casos anteriores):

A velocidade do vento no topo da chaminé pode ser estimada por :

$$V_{\text{chaminé}} / V_{\text{medida}} = (h_{\text{chaminé}} / h_{\text{anemômetro}})^p$$

onde, v_{medida} é a velocidade do vento medida na altura $h_{\text{anemômetro}}$ do anemômetro e $h_{\text{chaminé}}$ é altura física da chaminé. O valor do expoente “p” depende do estado atmosférico presente, os valores utilizados nos cálculos são apresentados no Quadro 8. 16. Como a altura padrão para medida do vento é 10 metros acima do nível do solo, a equação anterior pode ser reescrita da seguinte maneira:

$$V_{z_1} = \left(\frac{z_1}{10}\right)^p \cdot V_{z_2}$$

Quadro 8. 16 - Expoente “p” X Classes de Estabilidade Atmosférica.

Classe de Estabilidade Atmosférica	Expoente “p”
A (muito instável)	0.10
B (mod. instável)	0.15
C (lev. Instável)	0.20
D (neutro)	0.25
E (mod. Estável)	0.25
F (muito estável)	0.30

Condição geral: C - Com velocidade do vento próxima de zero ($u \leq 1 \text{ m/s}$) e condições calmas e estáveis (**classe E e F**) as equações anteriores não podem ser usadas (Stern, 76 - pg.433), sendo recomendado o uso das seguintes equações (Zanetti, 90, pág.97):

C.1 - Para condições onde predomina a flutuabilidade (hidrostática) (STERN,1976):

$$\Delta h = 5 \left(\frac{F_o^{1/4}}{S^{3/8}} \right)$$

C.2 - Para condições onde predomina a velocidade de saída (jato):

$$\Delta h = 4,0 \left(\frac{F_m^{1/4}}{S^{1/4}} \right)$$

onde $S [s^{-2}]$ é o índice de estabilidade da atmosfera