

METEOROLOGIA E POLUIÇÃO ATMOSFÉRICA

DAVIDSON MARTINS MOREIRA¹

TIZIANO TIRABASSI²

MARCELO ROMERO DE MORAES³

1 Introdução

O controle da poluição atmosférica em escala local ou regional é realizado, usualmente, através de rede de monitoramento da qualidade do ar. Esta rede constitui um instrumento útil para a segurança da saúde humana e do ambiente, e permite analisar o benefício de ações de saneamento e predispor intervenções específicas no caso de acontecer superação dos níveis do limiar estabelecido pela legislação (MOREIRA; TIRABASSI, 2004a).

Por motivos de caráter econômico e administrativo, o número de pontos de medida de uma rede é limitado e, acima de tudo, a disposição espacial delas pode não ter sido estudada cuidadosamente, podendo estar posicionada em um local pouco representativo. Por este motivo, os modelos matemáticos que simulam o transporte e a difusão dos poluentes na atmosfera constituem uma ferramenta importante para auxiliar as medidas de concentrações e saber a evolução das mesmas. Uma vez acertada a boa qualidade da resposta fornecida por um modelo, isto permite analisar a contribuição das diversas fontes para a poluição geral, e então endereçar corretamente eventuais ações de limitação das emissões. Somente com modelos matemáticos é possível fazer previsões ou simular campos de concentração em conexão com políticas de limitação da liberação de poluentes em concordância com planos de melhoria da qualidade de vida da população. A introdução da modelagem matemática produz um salto de qualidade na gestão da poluição atmosférica em respeito

¹Programa de Pós-Graduação em Engenharia Mecânica – PROMEC, Universidade Federal do Pampa – UNIPAMPA, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Porto Alegre, RS, Brasil.

²Institute of Atmospheric Sciences and Climate - ISAC/CNR - Bologna, Itália.

³Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural - EPAGRI/CIRAM, Florianópolis, SC, Brasil.

Autor para correspondência: Davidson Martins Moreira, Laboratório de Modelagem e Simulação Computacional, Universidade Federal do Pampa - UNIPAMPA, Rua Carlos Barbosa, s/n, Bairro Getúlio Vargas, CEP 96412-420, Bagé, RS, Brasil. Fone: (53) 3247-2367. Fax: (53) 3247-2367. E-mail: davidson@pq.cnpq.br

Recebido: 13/2/2006. Aceito: 12/3/2007.

àquela possível somente através de medidas, porque os modelos permitem funções não acessíveis às últimas.

Na utilização dos modelos, grande importância tem a descrição dos processos que governam o transporte e a difusão dos poluentes. Estes processos são geralmente descritos por pré-processadores meteorológicos para descrever o transporte devido ao vento e à sua variabilidade, que é útil aos diversos modelos para calcular a dispersão dos poluentes. Eles resultam ser extremamente úteis quando se deve descrever fenômenos locais como as circulações de brisa terra-mar e/ou de vale-montanha.

2 O transporte de poluentes

A atmosfera atua sobre as substâncias poluentes através de dois fenômenos fundamentais: o transporte e a difusão. Para determinar o campo de vento (responsável pelo transporte) existem vários procedimentos codificados nos modelos matemáticos chamados de modelos meteorológicos ou de campo de vento. Os modelos meteorológicos são códigos computacionais que permitem reconstruir a evolução espaço-temporal da variável que descreve o fluido atmosférico. Podem ser utilizados sozinhos, para validar as condições meteorológicas passadas ou futuras, ou como pré-processadores de modelos de dispersão. A aplicação de modelos de qualidade do ar necessita, freqüentemente, um conhecimento mais aprofundado da estrutura meteorológica da área em análise do que as medidas podem fornecer, seja do detalhamento espaço-temporal, seja da tipologia.

Em função da escala espacial de aplicação, os modelos meteorológicos podem ser definidos da seguinte forma:

- Modelos de escala global: têm, como domínio de cálculo, o planeta inteiro e reconstroem a circulação de grande escala;
- Modelos de mesoescala: operam em uma escala espacial de 100 a qualquer milhar de quilômetros; e
- Modelos de escala regional e local: operam em uma escala espacial da ordem de dezenas/centenas de quilômetros e permitem reconstruir a influência local do fluxo atmosférico (efeitos da orografia e presença de interfaces heterogêneas, por exemplo).

Os modelos meteorológicos são, normalmente, aplicados como pré-processadores de modelos de qualidade do ar e podem, eventualmente, utilizar suas saídas em modelos de escala maior para a definição da circulação de grande escala. Os modelos meteorológicos podem ser separados em duas grandes famílias: modelos diagnósticos e modelos prognósticos.

2.1 Os modelos diagnósticos

Os modelos diagnósticos consistem, fundamentalmente, em algoritmos para interpolar as medidas efetuadas no domínio de cálculo. Os modelos mais difundidos que pertencem a este grupo são os considerados modelos massa-consistente, baseados na equação de conservação da massa, da qual vem o nome.

Em geral, tais modelos operam em coordenadas *terrain-following* (expressam a altura em algum ponto do domínio de cálculo como a altura no nível do solo) e reconstroem o campo de vento através de dois passos: as medidas são inicialmente interpoladas na grade

de cálculo, então o campo obtido vem ajustado de tal modo que em cada célula de cálculo seja respeitada a hipótese de divergência nula, que provém da suposição que a atmosfera é um fluido incompressível. Com relação ao primeiro passo (interpolação) existem diversas possibilidades: seja para operar em base bi-dimensional ou tri-dimensional, ponderar as medidas no inverso do quadrado da distância ou através de expressões mais complexas, e é possível definir, além disso, diversos critérios, baseados nos quais, deve-se inserir ao menos uma medida na interpolação. Também o cálculo da divergência pode ser efetuado através de diversas técnicas, como exemplo, dando mais peso à variação do campo horizontal em relação ao vertical ou vice-versa. Alguns modelos contêm algoritmos que permitem corrigir, subseqüentemente, a estrutura do campo de vento, sobretudo na proximidade do solo, dando conta de alguns fenômenos locais (barreiras, vales, lagos).

Os modelos diagnósticos requerem, como entrada, informações relativas à orografia e aos principais parâmetros geofísicos, como também medidas de vento no solo e ao longo de um ou mais perfis verticais para a freqüência temporal requerida. Em alguns casos, as medidas podem ser integradas através dos valores calculados pelos modelos que operam em uma escala maior.

Os modelos massa-consistente são largamente aplicados, seja como pré-processador de modelos de dispersão de poluentes, seja como auxílio para modelos prognósticos. São modelos bastante simples, que não necessitam excessivos recursos de cálculo e sem particulares limitações teóricas, cujas performances são, porém, fortemente condicionadas pela representatividade da medida utilizada. É, também, oportuno dizer que não devem ser utilizados em condições de terreno significativamente complexo. Exemplos de modelos diagnósticos são Minerve (GEAI, 1987) e CALMET (SCIRE et al., 1999).

2.2 Os modelos prognósticos

Os modelos prognósticos permitem descrever a evolução do fenômeno atmosférico, sobre todo o domínio tri-dimensional considerado, através da integração do sistema de equações diferenciais constituído da equação de conservação da massa, da quantidade de movimento, da energia cinética turbulenta, da umidade e do calor. A integração do sistema consiste em reconstruir, não somente o campo de vento, mas também o de temperatura e o comportamento de alguma variável da qual seja possível retirar informações sobre a turbulência. Estes modelos, que podem ser utilizados também na fase de previsões, são mais sofisticados do que os diagnósticos, e para serem aplicados corretamente necessitam maiores recursos de cálculo, diversos tipos de dados de entrada (por exemplo, uma reconstrução mais refinada da característica da superfície) e um bom conhecimento dos fenômenos meteorológicos. Tais modelos se diferenciam pelo grau de aproximação e pelo esquema numérico adotado para resolver as equações diferenciais. Entre as aproximações e simplificações utilizadas, pode-se citar: aproximações na implementação das equações, parametrizações dos fenômenos não descritos pelas equações, sistema de coordenadas e condições de contorno e iniciais.

2.2.1 Aproximações na implementação das equações

Para poder integrar o sistema de equações de movimento, é necessário introduzir algumas hipóteses simplificativas: a aproximação hidrostática e a de Boussinesq. A primeira

hipótese é a incompressibilidade do ar, e a segunda supõe que a temperatura, pressão e densidade podem ser consideradas em equilíbrio, exceto para uma pequena variação devida ao movimento, que pode conduzir a consideradas variações de densidade somente ao longo da vertical. O limite da aproximação hidrostática é que, a rigor, não pode ser considerado válido sobre terreno particularmente complexo, com inclinações superiores a 20-30 °C. Neste caso, será, portanto, oportuno utilizar modelos não-hidrostáticos. É possível introduzir outras simplificações nas equações também nas escalas de aplicações do modelo em função das quais alguns fenômenos podem ser considerados desprezíveis.

2.2.2 Parametrizações dos fenômenos não descritos pelas equações

Os principais processos não descritos explicitamente referem-se ao sistema de nuvens, às precipitações e aos fluxos superficiais. Alguns modelos possuem algoritmos implementados que tratam estes processos e que se diferenciam em função da quantidade e do tipo de informações utilizadas.

2.2.3 Sistema de coordenadas

Para tornar mais fácil a integração das equações diferenciais, geralmente se utiliza o sistema de coordenadas *terrain-following* com limite superior fixo ou variável, em coordenadas espaciais ou de pressão. Todavia, nos casos de forte inclinação, o sistema *terrain-following* não é aplicável, e utilizam-se as coordenadas Cartesianas e a introdução de obstáculos.

2.2.4 Condições de contorno e iniciais

Os modelos prognósticos, baseando-se na integração de equações diferenciais, necessitam da definição de condições iniciais e de contorno. Estas informações dificilmente podem ser deduzidas com o detalhamento necessário para um modelo, baseadas somente em valores medidos. As condições iniciais, constituídas do campo 3D das variáveis meteorológicas, podem, por exemplo, ser obtidas integrando-se com modelos diagnósticos as medidas e saídas de modelos de escala maior.

As condições de contorno também, fornecido algum passo de tempo, podem ser encontradas através da simulação com modelos que operam em uma escala maior ou obtidas diretamente através de simulações acopladas (*nesting*) efetuadas no mesmo modelo.

As medidas e as saídas de outros modelos podem ser utilizadas também para “forçar” o modelo prognóstico a assumir valores fixos em porções específicas do domínio, em instante temporal escolhido. Esta operação tem o nome de FDDA (*Four Dimension Data Assimilation*) e necessita técnicas específicas de interpolação.

Um exemplo de modelo prognóstico hidrostático é o MM4 (ANTHES; WARNER, 1978). Entre os modelos não-hidrostáticos podem ser citados o MM5 (GRELL et al., 1995) e RAMS (PIELKE et al., 1992) e o modelo de nova geração WRF (SKAMAROCK et al., 2005).

3 A circulação local: circulação de brisa

A circulação de brisa é um fenômeno local devido essencialmente a um aquecimento diferente do solo. No caso de brisa terra-mar, o aquecimento diferente do mar em relação à

terra provoca, durante o dia (mar mais frio que a terra), um fluxo, nas proximidades do solo, do mar para a terra, onde o ar, mais quente e menos denso, sobe criando uma depressão que atrai ar frio do mar. Em níveis mais altos, o ciclo se fecha com um fluxo inverso da terra para o mar. Pela noite (terra mais fria que o mar), o ciclo é o mesmo com o fluxo invertido: no solo da terra para o mar e em níveis mais altos do mar para a terra.

Durante o dia, o ar proveniente do mar é mais estável que o da terra. Por este motivo, na terra, elevando-se em altura, encontra-se primeiro uma camada instável e depois uma estável. A altura da camada instável aumenta com a distância do mar proporcionalmente à raiz da mesma distância.

A brisa de vale-montanha é provocada pelas diferentes exposições das paredes à radiação solar. Durante o ciclo diurno se instaura uma circulação que afeta o fundo do vale e os cumes. Em particular, a circulação no vale pode ser sub-dividida em fluxos que afetam a inclinação lateral (vento anabático e catabático), fluxo ao longo do vale e, naturalmente, os dois fenômenos ao mesmo tempo.

Depois do por do sol, o ar próximo ao terreno nos lugares mais altos, se resfria mais que o do fundo do vale, porque o terreno nas proximidades dos topos e dos cumes se resfria através de processo radioativo e, como consequência, resfria o ar restante. Em seguida, o ar se torna mais frio e denso e desce pela inclinação do vale, dando origem aos chamados ventos catabáticos. Tal fluxo afeta uma camada limitada do ar que desce com uma velocidade não muito elevada. Então, do fundo do vale parte um fluxo que atinge as partes mais elevadas, fechando a circulação. Com o tempo, o fluxo catabático tende a resfriar o ar do fundo do vale e, como consequência, cria uma inversão no perfil de temperatura no vale.

Depois do amanhecer, o sol começa a aquecer as paredes do vale e, como consequência, o ar nas proximidades do terreno se aquece tornando-se menos denso, e então se eleva com um fluxo através de alturas mais elevadas chamado de vento anabático. Tal fluxo tende a romper a inversão de temperatura nas alturas e instaura uma zona de mistura no fundo do vale que cresce no tempo afetando as camadas da atmosfera mais elevadas.

Com relação à circulação no fundo do vale, salienta-se que pela noite é caracterizada por um fluxo que desce ao longo do fundo do vale em direção a boca do vale (vento de drenagem) com um fluxo de retorno que sobe do vale em alturas elevadas. Durante o dia ocorre um fluxo que sobe do vale (vento de vale) com um fluxo em direção contrária em alturas mais elevadas.

Juntamente a todos os fenômenos descritos, vento catabático, anabático, de drenagem e de vale, na realidade eles se combinam para dar origem a um fluxo caracterizado, à noite, do fluxo nas proximidades do solo que descem ao longo do vale e das inclinações e que convergem no fundo do vale e de um fluxo que vai para cima em alturas mais elevadas. De dia, a circulação é caracterizada pelo fluxo descendente ao longo do fundo do vale e em declive nas inclinações.

4 A difusão turbulenta de poluentes

A interação do campo de vento com o solo e do aquecimento do mesmo, devido ao sol ou de seu resfriamento durante a noite por irradiação terrestre, produz um movimento

caótico do ar conhecido como turbulência atmosférica. Esta turbulência é responsável pela dispersão na atmosfera (a diluição dos poluentes na horizontal e na vertical). Este último efeito é limitado pela altura da Camada Limite Planetária (CLP), que por sua vez está relacionada com a turbulência atmosférica.

Existem inúmeras aproximações para introduzir a turbulência atmosférica nos modelos matemáticos de dispersão de poluentes. A aproximação clássica, e mais utilizada para resolver este problema, é a parametrização do momento de segunda ordem, assumindo uma analogia hipotética com a difusão molecular. Este tipo de aproximação é chamada teoria K ou teoria fluxo-gradiente, pois assume que o fluxo de um dado campo seja proporcional ao gradiente de uma apropriada variável média, isto é:

$$F(c) = -K\bar{\nabla}c \quad (1)$$

onde $F(c)$ é o fluxo turbulento da concentração, K é o coeficiente de difusão e $\bar{\nabla}c$ é o gradiente da concentração.

A simplicidade da teoria K de difusão turbulenta tem levado à utilização desta teoria como base matemática para simulação da dispersão de poluentes fotoquímicos na CLP em região urbana. No passado, a técnica de simulação mais complexa fez amplo uso de modelos de grade dinâmica, em particular com a aplicação do método numérico de diferenças finitas e de fechamento K. Emergem, porém, algumas limitações importantes destas aplicações:

- A aproximação numérica do termo de advecção produz uma difusão fictícia;
- O fechamento K é uma aproximação fundamentalmente incorreta na condição de forte turbulência;
- As concentrações são calculadas como média espacial dentro da célula tridimensional da grade, e isto produz dificuldades no confronto com medidas efetuadas em um único ponto do espaço;
- É complexo ligar o coeficiente de difusão K à medida experimental na atmosfera; e
- Uma correta aplicação do fechamento K requer que a dimensão da grade deva ser menor que a da nuvem de poluentes, e esta é uma condição difícil de satisfazer nas proximidades da fonte.

Além disso, ao contrário da difusão molecular, a difusão turbulenta é dependente de escalas. Quando a nuvem cresce, turbilhões maiores são incorporados ao processo de expansão, de forma que uma fração progressivamente maior da energia cinética turbulenta está disponível para a expansão da nuvem. Porém, turbilhões maiores que a própria nuvem são relativamente sem importância em sua expansão. Assim, a teoria de transferência por gradiente trabalha bem quando a dimensão do material disperso é muito maior que o tamanho dos turbilhões envolvidos no processo de difusão, ou seja, para liberações no nível do solo e para grandes tempos de difusão. Especificamente falando, deve-se introduzir um coeficiente de difusão função, não somente em função da estabilidade atmosférica e altura de liberação, mas também para tempo de viagem ou distância da fonte. Tal dependência temporal porém torna difícil tratar a equação de difusão em um sistema de coordenadas fixo quando várias fontes devem ser tratadas simultaneamente. Caso contrário, deve-se limitar a aplicação da teoria K para grandes tempos de difusão (PASQUILL; SMITH, 1983). Um

outro problema é que a hipótese de transporte por gradiente é inconsistente com características observadas da difusão turbulenta na parte superior da CLP, onde fluxos de material contrários ao gradiente ocorrem (DEARDOFF; WILLIS, 1975).

Cabe ressaltar que, diferentemente da difusão molecular, a difusão turbulenta não é uma propriedade dos fluidos, mas da própria turbulência ou dos fluxos, e pode variar bastante de um fluxo para outro e de uma região para outra do mesmo fluxo. As relações anteriores são baseadas essencialmente em uma analogia qualitativa entre difusão molecular e turbulenta. Para o fechamento de primeira ordem ser realístico, o campo de concentração médio deve ter uma escala de tempo muito maior do que o transporte turbulento.

Apesar destes bem conhecidos limites, a teoria K é largamente utilizada em muitas condições atmosféricas porque descreve o transporte difusivo de forma Euleriana onde quase todas as medidas são Eulerianas, produzindo resultados que concordam com dados experimentais tão bem quanto qualquer modelo mais complexo, e não é computacionalmente exigente, tanto quanto os modelos de ordem superior.

A confiança na aproximação K depende fortemente do modo como o coeficiente de difusão é determinado tomando como base a estrutura de turbulência na CLP e na habilidade do modelo para reproduzir dados de difusão experimentais. Uma grande variedade de formulações existe (ULKE, 2000). Muitas delas são baseadas na teoria de similaridade e fornecem resultados diferentes para a mesma estabilidade atmosférica, como também descontinuidades e saltos na transição entre diferentes regimes de estabilidade da CLP. Por exemplo, aproximações que estimam o coeficiente de difusão K e os parâmetros de dispersão como funções do tamanho dos grandes vórtices na CLP e quantidade de energia turbulenta foram propostas por Degrazia e Moraes (1992) recentemente, Degrazia et al. (1997) e Degrazia et al. (2000). A principal idéia das aproximações é obter um esquema de coeficientes de difusão para aplicações práticas em modelagem da poluição do ar que revele as características essenciais da difusão turbulenta, mas que preserve, tanto quanto possível, a simplicidade e a flexibilidade da teoria K.

Degrazia et al. (1997) e Degrazia et al. (2000) propuseram os perfis verticais do coeficiente de difusão obtidos por meio de técnicas espectrais. A derivação de coeficientes de difusão a partir de um espectro da turbulência não estacionário é apresentada no trabalho de Goulart et al. (2004). Aplicações recentes das aproximações citadas acima podem ser encontradas nos trabalhos de Moreira et al. (2004b), Moreira et al. (2004c), Moreira et al. (2005a), Moreira et al. (2005b), Moreira et al. (2005c), Moreira et al. (2005d) e Moreira et al. (2006). Uma aplicação importante para o caso de ventos fracos pode ser encontrada em Moreira et al. (2005e). Para o caso de contaminantes radioativos cita-se Moreira et al. (2005c).

5 Expressões semi-empíricas para a descrição da turbulência

Em um passado recente, muitos modelos (também aqueles recomendados pela *Environmental Protection Agency* dos EUA) associavam a difusão às classes de estabilidade atmosférica, por serem mais simples de avaliar. As classes de estabilidade podem ser, realmente, calculadas com técnicas semi-empíricas utilizando, como exemplo, o método de

Pasquill ou de Turner, baseados em observações meteorológicas simples (Tabelas 1 e 2), ou de medidas do desvio padrão da velocidade vertical do vento σ_w , da direção lateral do vento σ_θ , do gradiente vertical de temperatura $\Delta T/\Delta z$, do número de Richardson, como ilustrado na Tabela 3.

Tabela 1. Classificação da estabilidade: A, fortemente instável; B, instável; C, fracamente instável; D, neutra; E, fracamente estável; e F, estável (PASQUILL; SMITH, 1983).

Insolação/cobertura do céu		Velocidade do vento no solo (m/s)				
		<2	>2 e <3	>3 e <5	>5 e <6	≥6
Dia	Insolação forte	A	A-B	B	C	C
	Insolação moderada	A-B	B	B-C	C-D	D
	Insolação fraca	B	C	C	D	D
Dia ou noite	Céu coberto	D	D	D	D	D
Noite	Cobertura sutil ou ≥0.5		E	D	D	D
	Cobertura sutil ou ≤0.4		F	E	D	D

Tabela 2. Classificação da estabilidade atmosférica (ZANNETTI, 1990).

Categoria de estabilidade	Categoria de Pasquill	σ_0 (graus)	Gradiente vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C}/\text{m } 10^{-2}$)	Número de Richardson a 2 m	σ_w/\bar{u}
Muito instável	A	25,0	<-1,9	-0,90	>0,15
Instável	B	20,0	-1,9 a -1,7	-0,50	0,10 a 0,15
Pouco Instável	C	15,0	-1,7 a -1,5	-0,15	0,10 a 0,15
Neutro	D	10,0	-1,5 a -0,5	0,00	0,05 a 0,10
Pouco estável	E	5,0	-0,5 a 1,5	0,40	0,00 a 0,05
Estável	F	2,5	1,5 a 4,0	0,80	0,00 a 0,05

Tabela 3. Correção da estabilidade instável na hora noturna (IRWIN, 1980).

Categoria individual de σ_0	Velocidade do vento(m/s)	Categoria noturna correta
A	<2,9	F
	2,9-3,6	E
	>3,6	D
B	<2,4	F
	2,4-3,0	E
	>3,0	D
C	<2,4	E
	≥2,4	D

Embora os modelos mais utilizados, atualmente, adotem tais esquemas simples da turbulência expressos em classes de estabilidade, esta aproximação tem o inconveniente que cada classe cobre um grande intervalo de condições de estabilidade atmosférica e resultam ser dependentes do lugar em que são avaliadas.

Nos dias atuais, está em crescimento um modo mais correto de introduzir a turbulência nos modelos. Os modelos que utilizam estes esquemas são chamados de “nova

geração” que, em seguida, irão conduzir para expressões semi-empíricas ligadas às classes de estabilidade, porque são as mais utilizadas em propósitos operativos.

Uma vez validada a classe de estabilidade, o parâmetro de dispersão (sigma) vem expresso em função da distância x, utilizando uma das tantas fórmulas disponíveis na literatura obtidas em campanhas experimentais.

O sigma de Pasquill-Gifford (GIFFORD, 1961), apresentada em forma analítica por Green et al. (1980), escreve-se:

$$\sigma_y(x) = \frac{k_1 x}{[1 + (x/k_2)]^{k_3}} \tag{2}$$

$$\sigma_z(x) = \frac{k_4 x}{[1 + (x/k_2)]^{k_5}} \tag{3}$$

onde k_1 , k_2 , k_3 , k_4 , k_5 são constantes que variam segundo a estabilidade atmosférica (ZANNETTI, 1990).

O sigma de Brookhaven (SMITH, 1968), para o qual se assume uma lei de potência (seja para σ_y ou para σ_z), escreve-se:

$$\sigma = ax^b \tag{4}$$

onde os coeficientes a e b variam em relação à classe de estabilidade.

No sigma de Briggs (BRIGGS, 1973) vem distinta a difusão no ambiente rural (*Briggs open country*) e urbano (*Briggs urban*) (Tabela 4).

Tabela 4. O sigma de Briggs (1973) em ambiente urbano e rural.

Parâmetros de dispersão em ambiente urbano (distância entre 100 e 10000 m)		
	PASQUILL σ_y (m)	σ_z (m)
A -B	$0,32x(1 + 0,0004x)^{-0,5}$	$0,24x(1 + 0,001x)^{0,5}$
C	$0,22x(1 + 0,0004x)^{-0,5}$	0,20x
D	$0,16x(1 + 0,0004x)^{-0,5}$	$0,14x(1 + 0,0003x)^{-0,5}$
E - F	$0,32x(1 + 0,0004x)^{-0,5}$	$0,08x(1 + 0,00015x)^{-0,5}$
Parâmetros de dispersão em ambiente rural (distância entre 100 e 10000 m)		
	PASQUILL σ_y (m)	σ_z (m)
A	$0,22x(1 + 0,0001x)^{-0,5}$	0,20x
B	$0,16x(1 + 0,0001x)^{-0,5}$	0,12x
C	$0,11x(1 + 0,0001x)^{-0,5}$	$0,08x(1 + 0,0002x)^{-0,5}$
D	$0,08x(1 + 0,0001x)^{-0,5}$	$0,06x(1 + 0,0015x)^{-0,5}$
E	$0,06x(1 + 0,0001x)^{-0,5}$	$0,03x(1 + 0,0003x)^{-1,0}$
F	$0,04x(1 + 0,0001x)^{-0,5}$	$0,16x(1 + 0,0003x)^{-1,0}$

Pasquill (ZANNETTI, 1990) propôs a seguinte expressão, de acordo com a teoria estatística de Taylor (1921), para a difusão:

$$\sigma_y = \sigma_v.t.S_y (t/T_L) \tag{5}$$

$$\sigma_z = \sigma_w \cdot t \cdot S_z(t/T_L) \quad (6)$$

onde σ_v e σ_w são os desvios padrões das componentes transversal e vertical da velocidade do vento, S_y e S_z são as funções universais do tempo de difusão t e da escala de tempo Lagrangeano T_L .

Expressões modernas do sigma, obtidas com técnica espectral, são apresentadas em Mangia et al. (1998).

6 A meteorologia da camada limite planetária

As observações realizadas no interior da CLP mostram muitas características consistentes e repetidas, o que sugere a possibilidade de desenvolver relações empíricas entre as variáveis que caracterizam o estado da CLP. A teoria de similaridade é baseada na organização das variáveis em grupos adimensionais e na dedução de relações empíricas entre estes grupos, que são universais, ou seja, aplicáveis sempre e em qualquer lugar (STULL, 1988).

6.1 Similaridade de Monin-Obukhov

A teoria de similaridade foi aplicada por Monin e Obukhov, em 1954, na camada superficial. Segundo o procedimento sugerido da teoria de similaridade, um exame das dimensões relevantes conduz para individualizar três grandezas principais: z , u_* , θ_* ;

- onde: z é a altura;
- u_* é a velocidade de atrito (*friction velocity*), definida a partir da relação:

$$u_* = \sqrt{\frac{|\tau|}{\rho}} \quad (7)$$

onde $|\tau|$ representa a amplitude da tensão superficial de Reynolds, a qual, por sua vez, exprime o fluxo vertical total da componente horizontal da quantidade de movimento medido próximo a superfície e ρ é a densidade do ar.

θ_* é a escala de temperatura, definida pela relação:

$$\theta_* = -\frac{H}{\rho c_p u_*} \quad (8)$$

onde H é o fluxo de calor sensível, ou seja, a quantidade de calor que a superfície troca com a atmosfera por convecção e c_p é o calor específico à pressão constante da atmosfera. Isto é geralmente positivo durante o dia e é negativo à noite, quando a superfície cede energia para a atmosfera sob a forma de radiação. Estas três variáveis constituem um só grupo (ou parâmetro) adimensional que satisfaz as condições impostas pela teoria de similaridade:

$$\xi = z/L \quad (9)$$

onde L é o comprimento de Monin-Obukhov, um parâmetro de escala definido pela relação:

$$L = -\frac{\bar{\theta} u_*^3 \rho c_p}{kgH} \quad (10)$$

onde g é a aceleração da gravidade e k é a constante dimensional de Von Karman, cujo valor está entre 0,35 e 0,42 (sendo 0,4 o valor mais utilizado).

O comprimento de Monin-Obukhov exprime a relação entre o fluxo turbulento de origem mecânica e convectiva, e é utilizado para avaliar o grau de estabilidade atmosférica. Fisicamente, L representa a altura na qual a turbulência mecânica se iguala à térmica. Os efeitos da turbulência mecânica são predominantes na camada mais próxima à superfície, isto é, para $z < |L|$. De outra parte, os efeitos da turbulência do tipo térmico podem dominar sobre os mecânicos em alturas elevadas, isto é, para $z > |L|$. Então, a relação $\xi = z/L$, utilizada para indicar o tipo de turbulência que prevalece em determinadas condições atmosféricas, é chamada de parâmetro de estabilidade:

- para ξ fortemente negativo: domina a convecção;
- para ξ negativo, mas pequeno: domina a turbulência mecânica;
- para ξ nulo: a turbulência é puramente mecânica;
- para ξ ligeiramente positivo: a turbulência mecânica é amortecida pela estratificação térmica; e
- para ξ fortemente positivo: a turbulência mecânica é reduzida da estratificação térmica.

De acordo com a hipótese de Monin e Obukhov, o fluxo no solo e o perfil das variáveis meteorológicas médias, quando são normalizadas por meio de apropriadas combinações de u_* e L , são funções universais de z/L . As relações que se obtêm da similaridade para o perfil médio da componente horizontal do vento e da temperatura potencial são:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{u_*}{kz} \Phi_m \left(\frac{z}{L} \right) \quad (11)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = \frac{\theta_*}{kz} \Phi_h \left(\frac{z}{L} \right) \quad (12)$$

onde Φ_m é a função adimensional do gradiente de velocidade do vento, enquanto Φ_h é a do gradiente de temperatura.

Integrando-se as Equações 11 e 12 entre z_0 e z obtém-se a relação para perfil vertical da componente horizontal do vento e para o perfil vertical de temperatura:

$$u_z = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \Psi_m \left(\frac{z}{L} \right) \right] \quad (13)$$

$$\theta_z - \theta_0 = \frac{\theta_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \Psi_h \left(\frac{z}{L} \right) \right] \quad (14)$$

A altura z_0 é o comprimento de rugosidade, que exprime uma medida da rugosidade da superfície. Ψ_m e Ψ_h são, respectivamente, a função universal do perfil de vento e de temperatura na Camada Superficial. Como se pode observar, em uma atmosfera adiabática (onde $\Psi_m = 0$), o perfil de vento é do tipo logarítmico, enquanto que em outros casos é corrigido por uma função da estabilidade atmosférica definida pelos valores de L .

7 Conclusões

A meteorologia tem um papel fundamental em relação à qualidade do ar. Na verdade são os eventos meteorológicos que guiam a dispersão de poluentes e a sua deposição no solo, uma vez que estão imersos na atmosfera.

Os modelos matemáticos de dispersão de poluentes na atmosfera são um instrumento técnico indispensável para o controle da poluição atmosférica em escala local e regional. Os pré-processadores meteorológicos têm grande importância, e isto se deve ao fato que, da medida meteorológica no solo e em outras alturas, pode-se calcular sobre todo o domínio de simulação as variáveis meteorológicas necessárias para o cálculo do campo de concentração de poluentes.

A maior parte dos modelos operativos para a estimativa da dispersão de gás e partículas na CLP utilizam esquemas simples da turbulência atmosférica expressa em classes de estabilidade como as propostas por Pasquill-Gifford. Cada classe cobre um grande intervalo de condições de estabilidade atmosférica que resultam dependentes do lugar em que são avaliadas.

Nestes últimos anos abriu-se a possibilidade do desenvolvimento de modelos que descrevem a difusão dos poluentes que utilizam como entrada dados meteorológicos no solo (com possibilidade de serem adquiridos com uma rede meteorológica automática) que podem avaliar diretamente a turbulência atmosférica, pelo valor do comprimento de Monin-Obukhov e da velocidade de atrito, abrindo, assim, a perspectiva para modelos caracterizados por um maior conteúdo científico. Recentemente, o melhoramento da descrição e previsão dos fenômenos de poluição é devido ao aprimoramento dos modelos meteorológicos de mesoescala, que hoje podem trabalhar com resolução espacial melhor (grade mais refinada) e descrevem cenários sempre mais complexos.

Referências bibliográficas

- ANTHES, R. A.; WARNER, T. T. Development of hydrodynamic model suitable for air pollution and other mesometeorology studies. **Mon. Wea. Rev.**, v. 106, n. 8, p. 1045-1078, 1978.
- BRIGGS, G. A. **Diffusion estimation for small emissions, in environmental research laboratories.** Environmental research laboratories air resources atmospheric turbulence and diffusion laboratory, 1973. Annual report. USAEC Report ATDL-106.
- DEARDOFF, J. W.; WILLIS, G. E. A parameterization of diffusion into the mixed layer. **Journal of Applied Meteorology**, v. 14, n. 8, p. 1451-1458, 1975.
- DEGRAZIA, G. A. et al. Turbulence parameterisation for PBL dispersion models in all stability conditions. **Atmospheric Environment**, v. 34, n. 21, p. 3575-3583, 2000.
- DEGRAZIA, G. A.; MORAES, O. L. L. A model for eddy diffusivity in a stable boundary layer. **Boundary Layer Meteorology**, v. 58, n. 3, p. 205-214, 1992.
- DEGRAZIA, G. A. et al. Validation of a new turbulent parameterisation for dispersion models in a convective boundary layer. **Boundary Layer Meteorology**, v. 85, n. 2, p. 243-254, 1997.

- GEAI, P. **Methodes D'Interpolation et de Reconstitution Tridimensionnelle d'un Champ de Vent: Le code d'analyse objective MINERVE**. Electricite De France Rep. ARD-AID: E34-E11, 1987. 177 p.
- GIFFORD, F. A. Use of routine meteorological observations for estimating the atmospheric dispersion. **Nucl. Safety**, v. 2, n. 4, p. 47-51, 1961.
- GOULART, A. G. et al. Derivation of eddy diffusivities from an unsteady turbulence spectrum. **Atmos. Environ.**, v. 38, n. 36, p. 6121-6124, 2004.
- GREEN, A. E.; SINGHAL, R. P.; VENKATESWAR, R. Analytic extension of the Gaussian plume model. **JAPCA**, v. 30, n. 7, p. 773-776, 1980.
- GRELL, G.; DUDHIA, J.; STAUFFER, D. R. **A description of the fifth generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5)**. Boulder, Colorado: NCAR Tech, 1995. 117 p. Note NCAR/TN-398+STR.
- IRWIN, J. S. **Dispersion estimates suggestion: Processing of wind data**. Report No. II-B-33. NC (USA): Research Triangle Park, 1980.
- MANGIA, C. et al. A new formulation of σ_y and σ_z for air quality dispersion models. In: **Air Pollution VI**, a cura di C.A. Brebbia, C.F. Ratto. Southampton: Power Computational Mechanics Publications, 1998. p. 839-848.
- MOREIRA, D. M.; TIRABASSI, T. Modelo matemático de dispersão de poluentes na atmosfera: um instrumento técnico para a gestão ambiental. **Ambiente & Sociedade**, Campinas, v. 7, n. 2, p. 159-171, 2004a.
- MOREIRA, D. M. et al. Analytical solution of the advection-diffusion equation with nonlocal closure of the turbulent diffusion. **Environmental Modelling and Software**, v. 20, n. 10, p. 1347-1351, 2004b.
- MOREIRA, D. M. et al. Analytical solution of the Eulerian dispersion equation for nonstationary conditions: development and evaluation. **Environmental Modelling and Software**, v. 20, n. 9, p. 1159-1165, 2004c.
- MOREIRA, D. M. et al. Simulation of the dispersion of pollutants using two approaches for the case of a low source in a SBL: evaluation of turbulence parameterisations. **Water, Air and Soil Pollution**, v. 161, n. 1, p. 285-297, 2005a.
- MOREIRA, D. M. et al. Near-source atmospheric pollutant dispersion using the new GILLT method. **Atmos. Environ.**, v. 39, n. 34, p. 6289-6294, 2005b.
- MOREIRA, D. M. et al. A semi-analytical model for the Tritium dispersion simulation in the PBL from the ANGRA I nuclear power plant. **Ecological Modelling**, v. 189, n. 3, p. 413-424, 2005c.
- MOREIRA, D. M. et al. Semi-analytical model for pollution dispersion in the planetary boundary layer. **Atmos. Environ.**, v. 39, n. 14, p. 2689-2697, 2005d.
- MOREIRA, D. M.; CARVALHO, J. C.; TIRABASSI, T. Plume dispersion simulation in low wind conditions in the stable and convective boundary layers. **Atmos. Environ.**, v. 39, n. 20, p. 3643-3650, 2005e.
- MOREIRA, D. M. et al. The GILLT solution of the advection-diffusion equation for an inhomogeneous and nonstationary PBL. **Atmos. Environ.**, v. 40, n. 14, p. 3186-3194, 2006.
- PASQUILL, F.; SMITH, F. B. **Atmospheric diffusion**. New York: Wiley, 1983. 437 p.
- PIELKE, R. A. et al. A comprehensive meteorological modeling system RAMS. **Meteorol. Atmos. Phys.**, v. 49, n. 1, p. 69-91, 1992.
- SCIRE, J. S. et al. **A user's guide for the CALMET meteorology model – Version 5.0**. Earth Tech. Inc., 1999.
- SKAMAROCK, W. C. et al. **A Description of the Advanced Research WRF Version 2**. Technical Note NCAR7TN-468+STR, NCAR. Boulder, Colorado, USA: NCAR, 2005.
- SMITH, M. E. **Recommended guide for the prediction of the dispersion of airborne effluents**. New York: American Society of Mechanical Engineers, 1968. 102 p.
- STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Dordrecht: Kluwer Academic Pub, 1988. 680 p.
- TAYLOR, G. I. Diffusion by continuous movement. **Proc. Lond. Math. Soc.**, London, v. 2, n. 20, p. 196-211, 1921.
- ULKE, A. G. New turbulent parameterisation for a dispersion model in the atmospheric boundary layer. **Atmos. Environ.**, v. 34, n. 7, p. 1029-1042, 2000.
- ZANETTI, P. **Air Pollution Modelling**. Southampton - UK: Comp. Mech. Publications, 1990. 500 p.

RESUMOS/ABSTRACTS

METEOROLOGIA E POLUIÇÃO ATMOSFÉRICA

DAVIDSON MARTINS MOREIRA
TIZIANO TIRABASSI
MARCELO ROMERO DE MORAES

Resumo: Neste trabalho apresentam-se os principais aspectos relacionados à meteorologia ligada ao processo de dispersão turbulenta de poluentes atmosféricos. Ressalta-se que a meteorologia desempenha um papel fundamental para o controle da qualidade do ar, pois os eventos meteorológicos guiam a dispersão de poluentes e sua deposição no solo. Discutem-se os recentes melhoramentos da descrição e previsão dos fenômenos que envolvem a poluição atmosférica considerando a melhoria da qualidade de vida da população.

Palavras-chave: Meteorologia. Poluição do ar. Qualidade do ar. Dispersão de poluentes. Modelos de dispersão.

Meteorology and atmospheric pollution

Abstract: This work shows the main aspects related to the meteorology linked to the process of turbulent dispersion of atmospheric pollutants. It is pointed out that meteorology is fundamental to air quality control, and meteorological events guide the pollutant dispersion and its deposition on the soil. Recent improvements on the description and forecast of the phenomena that involve atmospheric pollution, considering the population quality of life, are discussed.

Keywords: Meteorology. Air pollution. Air quality. Pollutant dispersion. Dispersion models.
