



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-10211-PUD/135

**ASPECTOS GERAIS DA
PREVISÃO NUMÉRICA DE TEMPO E CLIMA**

José Antonio Aravéquia
Mário Francisco Leal de Quadro

RESUMO

Este trabalho reúne informações sobre os fundamentos, desenvolvimento e estado atual da previsão numérica de tempo e clima no Brasil. Sua elaboração foi direcionada para apresentar de forma concisa a extensa problemática da previsão numérica do tempo e do clima para leitores com interesses tanto em atividades de pesquisa, como em atividades operacionais dos principais centros de previsão de tempo e clima. Os fundamentos da previsão numérica, da análise de dados observados, dos modelos numéricos dinâmicos global e regional do CPTEC, da previsibilidade e de modelos estatísticos são abordados de forma direta trazendo as principais informações sobre os temas.

ABSTRACT

Information about the beddings, development and current state of the numerical weather and climate forecast in Brazil are presented. In a concise way, the extensive problematic of the numerical weather and climate forecast is presented for readers with interests in research activities, and operational activities of the main centres of weather and climate forecast. The approach of this publication is in the basic theories of the numerical forecast, analysis of observed data, the dynamic numerical models, and the CPTEC global and regional models, statistical models and predictability.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1. INTRODUÇÃO	5
2. FUNDAMENTOS DA PREVISÃO NUMÉRICA DE TEMPO	6
2.1. Discretização Horizontal	9
2.1.1. Diferenças Finitas	9
2.1.2. Método Espectral	10
3. ANÁLISE	11
3.1. Análise Objetiva	11
3.2. Análise Subjetiva	12
3.3. Inicialização (por modos normais, filtros numéricos, inicialização física)	12
3.3.1. Modos Normais linear e não-linear	13
3.3.2. Inicialização física	13
3.3.3. Filtro digital	14
4. PARAMETRIZAÇÃO	15
4.1. Viscosidade da camada limite planetária	16
4.2. Radiação	17
4.3. Convecção	18
5. O MODELO DE CIRCULAÇÃO GERAL PARA SIMULAÇÃO DA ATMOSFERA	20
5.1. Características do Modelo	21
5.2. Os processos físicos parametrizados	23
5.3. Condições iniciais e de contorno	26
6. MODELO REGIONAL DE DIFERENÇAS FINITAS	28
6.1. Condições iniciais e de contorno	30
6.2. Dinâmica	31
6.3. Processos Físicos	31
7. PREVISÃO POR ENSEMBLE NO CPTEC	32
8. PREVISÃO CLIMÁTICA NO BRASIL	35
9. PREVISIBILIDADE DO MODELO	38
9.1. Temperatura	38
9.1.1. Erro médio absoluto (EMA)	38
9.1.2. Erro médio aritmético (Deriva)	38
9.1.3. Raiz do erro quadrático médio (REQM)	39
9.1.4. Variância (VAR)	39
9.2. Precipitação	39
9.2.1. Hit hate (H)	40
9.2.2. Threat score (TS)	40

9.2.3.	Probability of detection (POD)	40
9.2.4.	False alarm rate (FAR)	40
9.2.5.	BIAS	41
9.2.6.	Índice de acerto com chuva (IR)	41
9.2.7.	Índice de acerto sem chuva (IS)	41
10.	MODELOS ESTATÍSTICOS	42
10.1.	MOS e PP	42
10.2.	SIMOC	43
11.	Páginas Eletrônicas de Previsão de Tempo	44
12.	CONCLUSÃO	45
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	46

INTRODUÇÃO

No Brasil a previsão numérica de tempo tem sido cada vez mais utilizada como informação estratégica de planejamento para diversas áreas de atividade econômica e social. Desde 1994, quando foram inauguradas as novas instalações do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), com capacidade computacional para gerar informações de previsão de tempo e clima para os interesses nacionais, muito se progrediu em termos de conhecimento e técnicas nesta área. Esse trabalho tem por objetivo fornecer um material básico sobre a previsão numérica de tempo, apresentando a origem de seu desenvolvimento e o seu estado atual.

O Capítulo 2 traz os fundamentos da previsão numérica de tempo com a apresentação de um modelo simplificado e alguns métodos utilizados para representar a atmosfera nos modelos. Os Capítulos 3 e 4 apresentam tópicos sobre análise do estado da atmosfera, inicialização e parametrização.

Os Capítulos 5 e 6 apresentam os modelos de previsão utilizados operacionalmente no CPTEC. Os Capítulos 7 e 8 apresentam a previsão por conjunto (ensemble) e a previsão climática, respectivamente. O Capítulo 9 apresenta aspectos da previsibilidade dos modelos e parâmetros utilizados para verificação de índices de acertos. No Capítulo 10 são apresentados modelos estatísticos, no Capítulo 11 são apresentados os endereços de previsões de tempo de alguns centros e a seguir são listadas as Referências Bibliográficas.

2. FUNDAMENTOS DA PREVISÃO NUMÉRICA DE TEMPO

A previsão numérica do tempo tem sua origem na possibilidade da integração no tempo das equações diferenciais governantes da atmosfera, que é tratada como um fluido contínuo. As equações que descrevem a variação da velocidade de escoamento, da densidade e da pressão para a atmosfera são:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z}\right) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\Omega(v \sin\phi - w \cos\phi) \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z}\right) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - 2\Omega u \sin\phi \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z}\right) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - 2\Omega u \cos\phi - g \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + w \frac{\partial \rho}{\partial z}\right) - \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}\right) \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial p}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial p}{\partial x} + v \frac{\partial p}{\partial y} + w \frac{\partial p}{\partial z}\right) - \gamma \cdot p \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}\right), \quad (2.5)$$

onde; ϕ é a latitude em radianos (entre $-\pi/2$ a $\pi/2$); t é o tempo; Ω é a velocidade angular de rotação da Terra; g é a aceleração da gravidade (constante); u , v e w são as componentes da velocidade do escoamento; p é a pressão e γ é a taxa de variação vertical da temperatura.

Assim, conhecendo o estado inicial do escoamento da atmosfera é possível conhecer sua condição em um tempo posterior através da integração numérica das equações acima. Foi essa a idéia de L. F. Richardson na década de 1910, que foi publicada em 1922 em seu livro *Weather Prediction by Numerical Process*.

Resumidamente, conhecendo os valores das variáveis atmosféricas em um número de pontos sobre uma região do espaço, as tendências podem ser calculadas algebricamente através das equações governantes e então se pode extrapolar os valores das tendências à frente. O valor das variáveis para um tempo no futuro pode assim ser obtido. Entretanto em sua tentativa de prever a tendência de pressão em dois pontos de grade, Richardson obteve valores de uma ordem de magnitude maior do que os observados. Seu resultado foi primeiramente afetado pela pequena quantidade de dados

iniciais disponíveis, especialmente pela falta de dados de sondagens, ou seja, medidas no estado inicial da atmosfera em níveis acima da superfície. Entretanto, as equações usadas por Richardson governam não só os movimentos lentos, importantes para a meteorologia, mas também ondas de som e gravidade de alta velocidade. Tais ondas atuam como ruídos que são amplificados no decorrer da integração da previsão inutilizando os resultados.

Algumas aproximações tornam o problema proposto por Richardson mais tratável. Uma das aproximações possíveis resulta em equações simplificadas, conhecidas como equações da água rasa.

Charney (1948) mostrou que as equações dinâmicas podem ser simplificadas através da aproximação hidrostática e geostrófica tal que as ondas de som e gravidade são delas filtradas.

Na aproximação hidrostática, assume-se que a densidade é constante, e que a força de pressão nas equações do movimento é independente da altura:

$$\nabla p = \rho g \nabla h \quad (2.6)$$

Usa-se também a aproximação do fluido barotrópico, no qual os gradientes horizontais de temperatura são desprezados e assim se assume que o campo de velocidade é independente da altura, então podemos omitir os termos de advecção vertical. Considera-se também que a atmosfera é um fluido incompressível, onde:

$$\nabla \cdot \vec{V} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.7)$$

que pode ser integrada entre $z=0$ e $z=h$ (ou seja, da base ao topo da superfície livre), onde \vec{V} é o vetor velocidade horizontal composto por (u,v) .

$$h \nabla \cdot \vec{V} + w_h - w_0 = 0 \quad (2.8)$$

como na base $w_0=0$, e no topo $w_h=dh/dt$, será a taxa com que a superfície livre h sobe ou desce. Portanto:

$$w_h = \frac{\partial h}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla h = -h \nabla \cdot \vec{V} \quad (2.9)$$

ou

$$w_h = \frac{\partial h}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla h + h \nabla \cdot \vec{V} = 0 \quad (2.10)$$

a equação do movimento pode ser escrita como:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv + g \frac{\partial h}{\partial x} = 0 \quad (2.11)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu + g \frac{\partial h}{\partial y} = 0, \quad (2.12)$$

onde $f = 2\Omega \sin\phi$.

Aplicando-se $\frac{\partial}{\partial x}$ na equação de v e $\frac{\partial}{\partial y}$ na equação de u e fazendo a subtração temos a equação prognóstica da vorticidade barotrópica:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \nabla \cdot [(\zeta + f)\vec{V}] = 0 \quad (2.13)$$

e aplicando-se $\frac{\partial}{\partial y}$ na equação para v e $\frac{\partial}{\partial x}$ na equação para u e somando-se as duas, obtemos a prognóstica da divergência D :

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \nabla \cdot [(\zeta + f)k \times \vec{V}] + \nabla^2 \left(gh + \frac{u^2 + v^2}{2} \right) = 0 \quad (2.14)$$

Principais características das equações obtidas:

- simplificações eliminam ruídos e filtram modos que não são interessantes do ponto de vista meteorológico;
- apesar das grandes simplificações reproduzem os principais aspectos de grande escala da atmosfera;
- uma série de sistemas de equações da água rasa, variando as alturas equivalentes, podem ser usadas para formar um modelo operacional.

Assim, dada uma configuração inicial do campo de escoamento e massa, pode-se através das equações (1.11) e (1.12) obter a previsão desses campos em um tempo futuro. Entretanto, para isso é necessário a discretização das equações no espaço e no tempo, para que as derivadas sejam calculadas numericamente.

A discretização no espaço para estas equações restringe-se à discretização horizontal uma vez que foi eliminada a dependência vertical. No entanto, veremos também algumas discretizações verticais, pois adiante serão

vistos modelos operacionais que não trazem tal simplificação.

2.1. Discretização Horizontal

2.1.1. Diferenças Finitas

Nesta discretização os valores e derivadas das variáveis dos modelos são representados em pontos discretos sobre uma grade, em geral regular sobre o sistema de coordenadas usado, longitude-latitude, x-y, etc. Na vertical, porém a maioria dos modelos em uso tem distribuição irregular dos pontos, pois é desejável uma resolução mais fina próximo às camadas da superfície e também próximo à corrente de jato (tropopausa, +/- 200hPa ou 12000m).

Vários tipos de grades são disponíveis para discretização das equações governantes, porém algumas têm vantagens adicionais. Por exemplo, grades sobrepostas ou deslocadas (*staggered grids*) são usadas para facilitar a implementação do cálculo das diferenças, dá uma maior precisão e são mais econômicas computacionalmente de que grades não deslocadas. Nelas as variáveis do campo de escoamento (u, v) são especificadas sobre uma grade e a variável referente ao campo de massa é colocada sobre a grade deslocada como na figura abaixo:

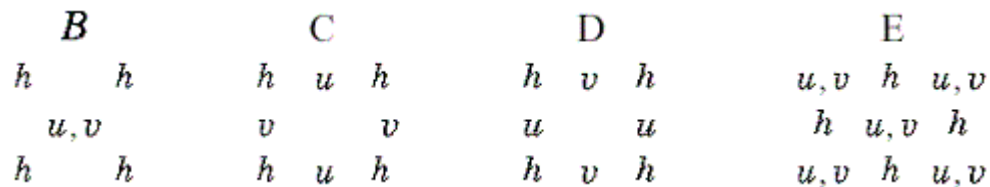


FIGURA 1.1 - Esquemas de grades utilizadas para discretização das equações governantes.

Devido ao fato que as equações primitivas são não-lineares, elas são candidatas a gerar instabilidade computacional não-linear, o que pode ser evitado através do desenvolvimento de esquemas que conservem certas propriedades tais como entropia ou energia cinética. Mantendo essas restrições em integrações longas as propriedades estatísticas da atmosfera são mantidas e isso ajuda a reduzir erros sistemáticos.

Falhas na conservação da entropia, eventualmente gera uma cascata de energia em direção a escalas menores, o que é possível controlar através da inclusão de difusão lateral

que remove energia destes modos, mas que também leva à dissipação de energia.

2.1.2. Método Espectral

O método espectral de representação da atmosfera é o mais difundido para modelos numéricos hemisféricos e globais e mais ainda quando estes são usados para previsão climática. Ele tem a grande vantagem de calcular os termos diferenciais de quantidades dinâmicas como gradientes de pressão e gradiente de velocidade exatamente no espaço espectral, enquanto todos os processos parametrizados como aquecimento e resfriamento radiativo, condensação e precipitação são calculados no espaço físico. Nesse método a vorticidade e a divergência são variáveis prognósticas no lugar das componentes do vento, juntamente com a temperatura, umidade e a pressão à superfície.

No método espectral as variações espaciais das variáveis dependentes são representadas em termos de uma série finita de funções ortogonais chamadas de funções base. Para a geometria Cartesiana a série de funções base adequada é a série de Fourier dupla em x e y . Para o globo, considerando uma esfera, as funções base apropriadas são harmônicos esféricos.

3. ANÁLISE

3.1. Análise Objetiva

A análise objetiva deve prover os modelos de condições iniciais consistentes com os dados observados consistentes dinamicamente com as limitações de resolução do modelo. Usando como base o conhecimento prévio das variáveis de uma previsão anterior (*first guess*) ou de climatologia válida para o horário das observações o sistema de análise usa métodos de interpolação, geralmente com pesos dados pela estatística das observações e das previsões anteriores, para gerar um estado inicial chamado análise, consistente tanto com as observações quanto com a previsão anterior (*first guess*). As seguintes etapas estão geralmente incluídas em um ciclo operacional de análise:

- Controle de qualidade dos dados observados;
- Interpolação no espaço para uma grade regular ou, no caso de esquema de análise espectral, composição das funções de representação do espaço;
- Interpolação no tempo, pois as observações são feitas em horários dentro de uma janela de tempo;
- Ajuste das variáveis de diferentes tipos de acordo com relações entre elas (dinâmica, termodinâmica, ou estatística);
- Inicialização dos campos analisados antes da previsão ser realizada (Opcional);
- geração de *first guess* para o horário da próxima análise.

Um problema inerente da análise objetiva é que o número de observações disponível em cada horário de análise (00Z, 06Z, 12Z e 18Z) é 2 ordens de magnitude menor que o número de pontos na grade do modelo, além de sua distribuição ser extremamente irregular e em várias regiões totalmente ausentes, como em regiões não habitadas. Ou seja, deve-se definir uma condição com grau de liberdade muito maior que o número de observações.

Assim, a geração do *first guess* pelo modelo tem a função de evoluir informações das observações do passado além de representar um chute inicial balanceado dinamicamente para o processo de interpolação. Assim, em regiões onde há falta de observações ou onde estas não são confiáveis, a informação do campo de *first guess* prevalece e define a condição do campo de análise.

Entre os métodos de análise os mais conhecidos são:

- interpolação polinomial (1949-54);
- correções sucessivas (1955-59);
- interpolação estatística ou interpolação ótima (1954-63);
- variacional (1958);
- espectral (1970); entre outros.

3.2. Análise Subjetiva

A análise subjetiva reflete a necessidade de se ter informações das variáveis meteorológicas por todo domínio de interesse, mesmo em regiões de pouca ou nenhuma observação.

Sua utilização é muito anterior ao advento da previsão numérica e ajuda a identificar a posição dos principais sistemas sinóticos e de grande escala. A análise comparativa de uma seqüência de análises subjetivas pode dar o indicativo da propagação dos sistemas e assim possibilitar a previsão para um ou dois dias com um nível de aproveitamento aceitável, ou seja, melhor que a utilização da persistência da condição de tempo observada como prognóstico. A análise subjetiva juntamente com a experiência profissional e a extrapolação visual do deslocamento dos sistemas, ainda se constitui numa importante etapa para previsão do tempo.

Para se fazer uma análise objetiva recorre-se a todos os tipos de informações meteorológicas disponíveis, inclusive imagens de satélite, que apenas após o lançamento dos primeiros satélites meteorológicos passou a fazer parte dos dados que auxiliam o meteorologista a traçar a carta (campo analisado/interpolado subjetivamente).

3.3. Inicialização (por modos normais, filtros numéricos, inicialização física)

O processo de inicialização deve minimizar ruídos de ondas de gravidade, e assim reduzir a magnitude das tendências de velocidade e pressão.

Para ilustrar a necessidade de se eliminar ruídos e ondas que não são de interesse para a previsão de tempo podemos examinar o que ocorre no cálculo da aceleração usando-se os valores diretamente medidos de vento. Em movimentos de escala sinótica em latitudes extratropicais os campos de vento e pressão estão em um balanço

geostrófico aproximado. Assim a aceleração $\frac{\partial \vec{V}}{\partial t}$ é dada pela pequena diferença, em geral de 10% da força de Coriolis que depende do vento, entre dois termos quase iguais $f\vec{k} \times \vec{V}$ e $-\nabla\phi$. Os ventos são geralmente medidos com erros de 10 a 20 % e o campo de ϕ é medido com uma boa precisão. Portanto, sendo a aceleração o resultado da diferença de termos de magnitudes semelhantes, dada pela equação abaixo, sua estimada pode ter erro de até 100%.

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \vec{V} + \omega \frac{\partial \vec{V}}{\partial p} = -f\vec{k} \times \vec{V} - \nabla\phi = 0 \quad (3.1)$$

As técnicas de inicialização, também chamada iniciação, são descritas a seguir.

3.3.1. Modos Normais linear e não-linear

A técnica de inicialização por modos normais é utilizada geralmente em modelos espectrais, uma vez que ela atua sobre os coeficientes de expansão espectrais dos modos que se deseja modificar.

Na versão linear todos os modos que podem conter ruídos ou erros indesejáveis são alterados da mesma forma e geralmente os coeficientes de expansão desses modos são zerados.

Ex.: $C_{s,l,r} = 0$ para os s,l,r escolhidos.

Na versão não-linear cada coeficiente de expansão de cada modo que se deseja inicializar é alterado de uma forma específica. Geralmente o algoritmo de inicialização por modo normal não-linear realiza várias interações de alteração nos coeficientes de maneira que sua tendência inicial, de crescimento ou amortecimento, seja anulada. Esse método depende de todos os termos incluídos no modelo além da sua resolução espectral a partir da qual os modos são selecionados.

Ex.: $\frac{\partial}{\partial t} C_{s,l,r} = 0$ para os s,l,r escolhidos.

3.3.2. Inicialização física

A inicialização física consiste da modificação dos campos iniciais do modelo através da inclusão de informações de observações não convencionais, como

estimativa de precipitação por satélite, como um termo de forçamento fazendo com que os campos do modelo sejam modificados no sentido de reproduzirem tal informação. Geralmente esse método atua durante as primeiras horas de execução do modelo de previsão para o qual a observação não convencional é válida. A inicialização física pode ser incluída mesmo em modelos cujos campos iniciais já sofreram algum outro tipo de inicialização.

3.3.3. Filtro digital

O filtro digital é também utilizado como método de inicialização e atua de maneira muito similar à inicialização por modos normais, porém a sua aplicação pode ocorrer diretamente sobre os campos no espaço físico.

A geração do estado filtrado ocorre durante a execução do modelo. O estado do modelo em cada passo de tempo pode ser representado por uma seqüência:

$$\{X_0, X_{1,t}, X_{2,t}, \dots, X_{M,t/2}, \dots, X_{M,t}\},$$

em que M é o número total de passos de tempo e X_0 é a condição inicial (análise). A seqüência pode ser indexada da seguinte forma:

$$\{X_{-N}, X_{-N+1}, \dots, X_{-1}, X_0, X_1, \dots, X_N\},$$

onde $N=M/2$, ficando o passo de tempo central da seqüência com o índice 0, em que o estado filtrado será representativo do estado inicializado do modelo.

O cálculo do estado filtrado X_0^f se dá na forma discreta:

$$X_0^f = \sum_{k=-N}^N h_k X_k, \quad (3.2)$$

onde h_k são os coeficientes do filtro digital dados por:

$$h_k = \frac{\text{sink}\theta_c}{k\pi}, \quad (3.3)$$

$$\theta_c = \frac{2\pi\Delta t}{T_c}, \quad (3.4)$$

O coeficiente do filtro digital, h_k , da forma como é calculado, é o peso com que cada um dos M estados do modelo compõe o estado filtrado. O peso é função do período de corte θ_c , de tal forma que períodos mais curtos tem pesos cada vez mais próximos de zero.

Pode-se calcular o impacto do filtro sobre o estado do

modelo, que seria a razão da intensidade das ondas do estado filtrado sobre a intensidade original. Essa razão é a função transferência $H(\theta)$ dada por:

$$H(\theta) = \sum_{k=-N}^N h_k e^{ik\theta} = h_0 + 2 \sum_{k=1}^N h_k \cos k\theta, \quad (3.5)$$

que mede quanto da intensidade original é transferida para o estado filtrado.

A Figura 3.1 mostra curvas da função de transferência do filtro para alguns períodos de corte.

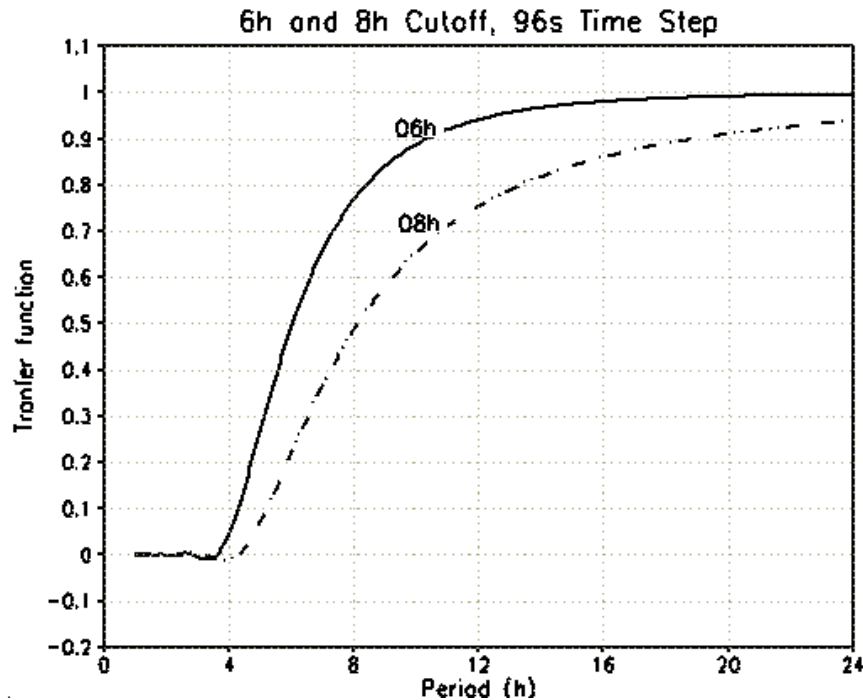


FIGURA 3.1 - Curvas de função transferência do filtro para os períodos de corte de 6 horas (linha cheia) e 8 horas (linha tracejada), com passo de tempo de 96 s.

4. PARAMETRIZAÇÃO

O termo parametrização, é comumente usado para representar alguma variável em termos de outros parâmetros conhecidos.

Em modelagem numérica da atmosfera, durante a integração de um modelo, os processos físicos (ou químicos) cuja escala característica de tempo e comprimento são menores do que aquelas representadas pela resolução do modelo devem ser simulados através de funções de outros

parâmetros representados pelo modelo, especialmente quando seus efeitos médios na área e no tempo são não desprezíveis. Assim, sendo tais processos representados por funções de outros parâmetros, esse procedimento é chamado de parametrização.

A Figura 4.2 mostra um gráfico da relação das escalas temporal e espacial dos principais processos meteorológicos.

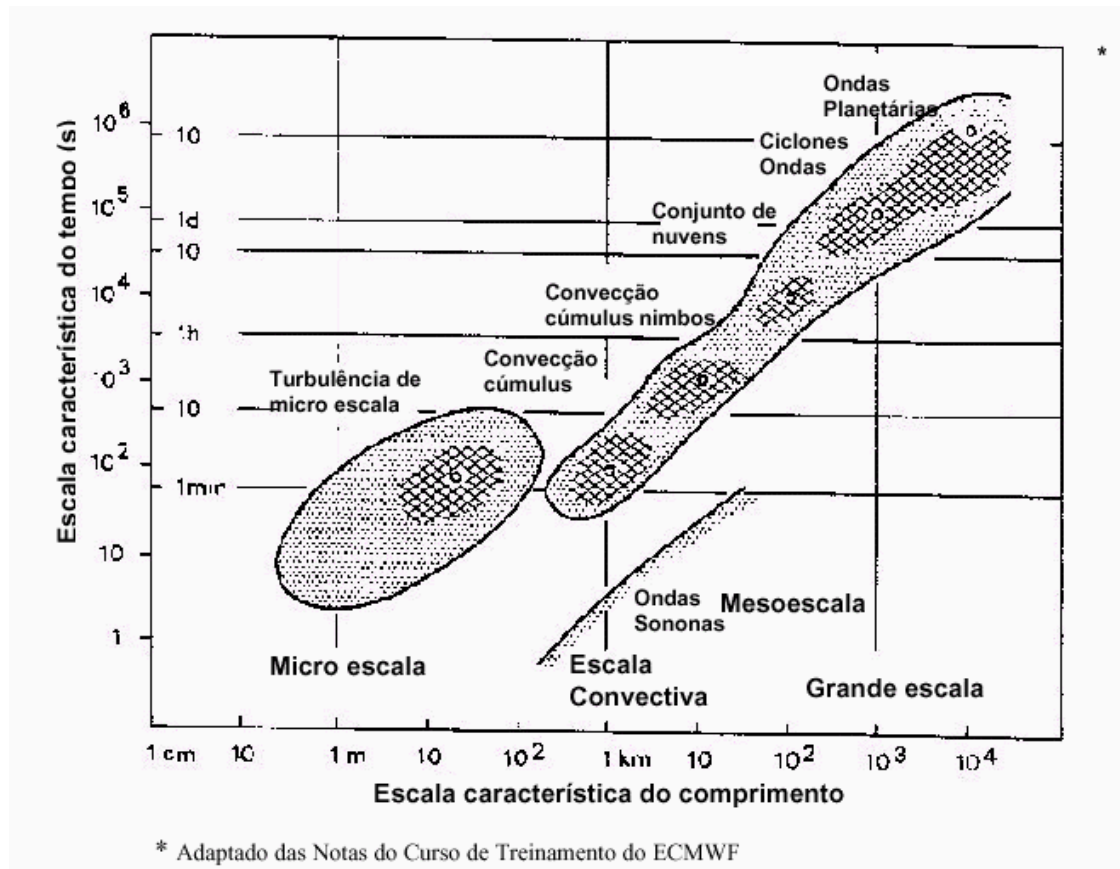


FIGURA 4.1 - Representação dos processos meteorológicos e suas escalas características de tempo (s) e comprimento (Km).

Os processos físicos mais frequentemente parametrizados são a viscosidade, a camada limite planetária, a radiação e a convecção.

4.1. Viscosidade da camada limite planetária

Apesar do seu efeito direto nos modelos de previsão de tempo não ser muito importante, a viscosidade tem um efeito indireto importante. O fato de que o vento rente à superfície é nulo tem como consequência um cisalhamento do

vento, o que leva à formação de anomalias turbulentas no escoamento, os turbilhões, cuja escala de tempo e espaço são muito menores que aquelas resolvidas pelos modelos de previsão. Há também o surgimento dos turbilhões convectivos que são extremamente eficazes na transferência de momento para a superfície, e de calor (latente e sensível) e de umidade para fora da superfície, muito mais rápido que a transferência realizada por processos moleculares. Surge então a camada limite planetária.

A parametrização da viscosidade visa, então, representar a transferência de momento e calor que ocorre na camada limite através de relações com as variáveis de estado do modelo. Tais relações em geral são construídas em termos do gradiente vertical do vento.

A camada limite planetária (CLP) é a camada da atmosfera próxima à superfície onde a influência da superfície terrestre atua através da troca turbulenta de momento, calor e umidade. Esses fenômenos têm escala muito menor que a simulada pelos modelos de previsão de tempo e clima e para terem seus efeitos contabilizados devem ser incluídos através de parametrizações. A altura até onde essa camada se estende pela atmosfera pode ser tão baixa como 100 metros durante a noite sobre o continente, até uns poucos quilômetros quando a atmosfera é aquecida pela superfície. Algumas razões importantes fazem com que a CLP tenha que ser considerada nos modelos:

- o balanço de momento, calor e umidade de grande escala são afetados consideravelmente pelos fluxos de superfície na escala de uns poucos dias;
- Variáveis na CLP (temperatura, umidade do ar e vento no nível de 2 metros de altura) são produtos importantes dos modelos, sendo as mais requisitadas em diversas atividades;
- Os fluxos da CLP interagem com outros processos (alguns também parametrizados) como formação de nuvens, convecção, radiação, entre outros.

4.2. Radiação

A parametrização do efeito da radiação nos modelos está intimamente ligada à parametrização de nuvens. Deseja-se levar em conta o efeito da absorção de radiação pela atmosfera, quanta radiação incidente é refletida pelas nuvens ou pelo solo, quanta é absorvida pelo solo e quanta radiação é emitida pela terra.

A parametrização de radiação é uma contabilidade extensa cujos parâmetros de entrada vão desde a umidade do ar, cobertura e tipo de nuvem, horário do dia e dia Juliano

(considera as estações do ano), até a rugosidade da superfície e o tipo e cobertura do solo. Seus efeitos afetam principalmente o perfil de temperatura do modelo e em geral devido ao seu longo e demorado código, somente são calculados a cada 2 ou 4 passos de integração do modelo.

4.3. Convecção

Há vários esquemas de parametrização para tratar os efeitos da convecção. A ascensão de parcelas de ar mais leves (quente) além da sua importância para o transporte de momento entre as camadas na atmosfera deve ser considerado nos modelos onde a umidade do ar é levada em conta. Devido à ascensão o ar se expande em níveis de menor pressão e assim tem sua temperatura diminuída. Dependendo da quantidade de umidade contida na parcela a saturação é alcançada e assim parte da umidade condensa formando nuvens e liberando calor latente. Com isso a temperatura da parcela comparativamente a de sua volta fica maior, a parcela se expande ficando ainda mais leve do que o ambiente à sua volta, subindo mais rapidamente. Dependendo das condições do perfil vertical de temperatura do ambiente, um efeito chaminé se estabelece favorecendo o crescimento de mais e mais nuvens.

As nuvens afetam o balanço de radiação, parte da água condensada pode eventualmente precipitar e chegar à superfície em forma de chuva. Em nuvens que tem extensão vertical muito grande ainda pode haver a formação de gelo ou a formação de neve, caso a temperatura em níveis mais baixos da atmosfera esteja abaixo de 0°C.

Todas essas possibilidades estão em escala menor que a descrita pela resolução dos modelos (exceto nos modelos de meso e micro escala que incorporam a simulação de física de nuvens) e tem que ser parametrizados, ou seja, tem que ser levados em conta através de funções das variáveis dependentes do modelo de forma que seu efeito médio seja captado.

Os parâmetros mais importantes para a parametrização de convecção, formação de nuvens e precipitação são a umidade, a temperatura e o movimento vertical. A velocidade vertical controla a taxa de condensação, a temperatura controla o conteúdo de água líquida e o tipo de precipitação que pode ocorrer: chuva ou neve.

Alguns esquemas mais simples de parametrização não levam em conta o estágio de nuvem fazendo com que toda umidade condensada seja eliminada em forma de precipitação.

Outros esquemas que consideram a formação de nuvens levam em conta a possibilidade da troca de estado ser

revertida, ou seja água líquida da nuvem pode evaporar, e ainda solidificar e vice-versa, mas sempre respeitando as leis da termodinâmica para o balanço de energia. Geralmente este processo é chamado de convecção cúmulos e interage com o escoamento de grande escala na atmosfera através:

- do aquecimento diabático devido à liberação de calor latente em nuvens cúmulos extensas;
- do transporte vertical turbulento de calor, umidade e momento;
- da interação de nuvens cúmulos com a radiação.

Resumida e simplificada os métodos de parametrização de convecção verificam a umidade relativa e a taxa de decaimento da temperatura (*lapse rate*) em cada nível de uma coluna da grade do modelo ao fim de cada passo de tempo; se o *lapse rate* é superadiabático, o perfil de temperatura é ajustado para a neutralidade estática seca de um modo que conserve energia; se a coluna é condicionalmente estável e a umidade excede um determinado valor, a coluna é ajustada para a neutralidade estática úmida. Esquemas mais sofisticados usam também como parâmetro a convergência de umidade em baixos níveis e fazem um balanço da umidade.

5. O MODELO DE CIRCULAÇÃO GERAL PARA SIMULAÇÃO DA ATMOSFERA

No CPTEC/INPE, o modelo global de previsão numérica utilizado operacionamente é o modelo de circulação geral atmosférico (MCGA), que tem como origem as bases do modelo usado para previsão de tempo de médio prazo pelo National Centers for Environmental Prediction (NCEP), então NMC. A combinação do código espectral global desenvolvido pelo NCEP e as parametrizações físicas de escala subgrade desenvolvidas no Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) do NOAA na Universidade de Princeton, EUA, deu origem a esse modelo, denominado MRF (Medium Range Forecasting Model) pelo NCEP. Esse modelo foi transferido ao *Center for Ocean, Land and Atmosphere Studies* (COLA), onde foram adicionados, a princípio, um importante módulo de tratamento da vegetação, o Simple Biosphere Model (SIB), além de cálculos diagnósticos para um melhor entendimento dos processos físicos simulados e de sua importância relativa.

Desde a implantação do MRF do NCEP no COLA, o modelo tem sofrido mudanças significativas pelos dois Centros. À medida que ambas versões evoluíram, as principais mudanças efetuadas pelo NCEP para melhorar a previsão de médio prazo foram introduzidas pelo grupo de simulação climática do COLA para manter o avanço em conjunto. Por outro lado, o NCEP não adotou as mudanças feitas pelo grupo do COLA devido à sua natureza experimental. Como resultado, os modelos têm divergido, de modo que atualmente existem diferenças substanciais. Apesar de haver muitos pontos em comum, há grandes diferenças no tratamento da radiação, no tratamento dos processos de superfície e da resolução, entre outras.

O CPTEC adotou a versão 1.7 do COLA, que tem truncamento romboidal. Essa versão foi generalizada para truncamento triangular, foram introduzidas resoluções horizontal e vertical versáteis, adaptações na geração de arquivos de entrada e saída para as necessidades operacionais do CPTEC e utilização de temperatura da superfície do mar média observada da última semana. Essa versão é chamada de versão 1.0 CPTEC/COLA.

O MCGA é usado tanto para previsão de tempo operacional, quanto para previsão de clima experimental. A resolução em uso é T126L28, ou seja, truncamento triangular na onda zonal de número 126, equivalente a aproximadamente 100 km, e 28 camadas na vertical. O MCGA é rodado para previsão de sete dias nos horários 00 e 12 UTC. Outras duas rodadas intermediárias, às 06 e 18 UTC, são feitas (previsão de doze horas) para produzir um ciclo de

assimilação de dados de seis em seis horas.

A Tabela 5.1 descreve individualmente os principais processos do MCGA do CPTEC/COLA.

TABELA 5.1 - Principais processos descritos pelo MCGA do CPTEC/COLA

Processo	Descrição
Hidrodinâmica	A. Equações do movimento B. Discretização do modelo C. Difusão horizontal
Radiação	A. Onda curta B. Onda longa C. Interação radiação/nuvens
Física da camada de superfície	A. Oceanos B. Terra
Física da camada limite planetária	A. Difusão vertical: Esquema fechado de Mellor-Yamada B. Ondas de gravidade
Processos de mistura	A. Condensação de larga escala B. Convecção profunda C. Convecção rasa
Condições iniciais	A. Análise espectral B. Inicialização em modo não-linear C. Inclusão de aquecimento
Condições de fronteira	A. Limite inferior B. Limite superior C. Dentro (fixed species)

A seguir são explicitadas algumas das principais características do MCGA.

5.1. Características do Modelo

As leis físicas básicas que governam os movimentos atmosféricos utilizadas pelo MCGA são as leis de conservação de massa e de umidade, de energia e de momentum angular. As equações empregadas incluem as equações da continuidade de massa para o ar seco e vapor d'água, a primeira lei da termodinâmica e as equações do movimento (segunda lei de Newton). A equação para a componente vertical da velocidade (paralela ao vetor força gravitacional) é simplificada para uma relação diagnóstica, pois, nas escalas espacial e temporal de interesse, as forças verticais estão em aproximado balanço hidrostático. O conjunto completo dessas equações é chamado de equações primitivas. O domínio do modelo é global em extensão e conforme a um sistema com geometria esférica, onde a altitude é suficientemente pequena para que a distância ao centro da Terra seja aproximadamente constante (igual ao seu raio médio), desde que a distância acima da superfície da Terra seja incluída como variável independente.

As variáveis prognósticas do MCGA são: o logaritmo da

pressão à superfície, a vorticidade (componente vertical do rotacional do vento), a divergência do vento horizontal, a temperatura virtual e a umidade específica. Além dessas, existem outras que são previstas nas parametrizações incluídas no modelo, tais como: temperatura de superfície, do interior do solo e do interior do dossel, umidade do solo, entre outras. As equações (1), (2), (3), (4) e (5) formam o conjunto de equações usadas para prever a vorticidade, divergência, temperatura, pressão em superfície e vapor de água no MCGA, respectivamente.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{1}{a \cos^2 \phi} \left(\frac{\partial A}{\partial \lambda} + \cos \phi \frac{\partial B}{\partial \phi} \right), \quad (5.1)$$

$$\frac{\partial D}{\partial t} = \frac{1}{a \cos^2 \phi} \left(\frac{\partial B}{\partial \lambda} - \cos \phi \frac{\partial A}{\partial \phi} \right) - \nabla^2 (E + \Phi + RT_0 \ln p_s), \quad (5.2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -V \cdot \nabla T + kT \left(\frac{\partial}{\partial \lambda} + V \cdot \nabla \right) \ln p_s +$$

$$\frac{\dot{Q}}{c_p} - T \left(k + \frac{\partial}{\partial \phi} \right) \dot{\sigma} - \frac{\partial}{\partial \phi} (\dot{\sigma} T), \quad (5.3)$$

$$\frac{\partial \ln p_s}{\partial t} + \int_0^1 (V \cdot \nabla \ln p_s + \nabla \cdot V) d\sigma = 0, \quad (5.4)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = S \quad (5.5)$$

As equações do modelo são escritas na forma espectral e as equações do movimento horizontal são transformadas nas equações da vorticidade e da divergência, o que facilita tanto o tratamento espectral quanto a implantação do método semi-implícito de integração no tempo. Existe também um esquema de inicialização utilizando os modos normais do modelo linearizado sobre um estado básico em repouso e com temperatura em função apenas da vertical; essa inicialização inclui os termos referentes aos processos diabáticos.

As equações do modelo são resolvidas por meios numéricos. Como o sistema é altamente não-linear, há que se discretizar as quatro dimensões. O tempo é dividido em passos com espaçamentos regulares fixos e a diferenciação é feita por um método semi-implícito envolvendo as equações da continuidade, da divergência e da termodinâmica, enquanto que as equações da vorticidade e da conservação de umidade específica são tratadas explicitamente; isso é devido ao fato de que as primeiras são as responsáveis pela

geração de ondas de alta frequência. As variações espaciais nas duas dimensões horizontais são representadas por coeficientes de projeção sobre uma base de funções que formam um conjunto ortonormal completo, que são particularmente adequadas para movimentos de fluidos com geometria esférica: os harmônicos esféricos (série de Fourier na direção oeste-leste e de Funções Associadas de Legendre na direção sul-norte). Essa representação permite o cálculo analítico das derivadas nas direções horizontais.

As derivadas verticais são calculadas por diferenças finitas com espaçamento irregular sobre a coordenada de pressão normalizada, chamada coordenada sigma, onde a pressão do nível é dividida pela pressão à superfície no ponto considerado:

$$\sigma = \frac{p}{p_s}, \quad (5.6)$$

A coordenada sigma (σ) tem a vantagem de permitir a introdução muito facilmente da topografia, pois sigma tem valor constante igual a 1 acompanhando a superfície da Terra. O espaçamento vertical é irregular, pois é necessária uma resolução maior próximo à superfície, devido aos processos de camada limite e transferência de fluxos de energia entre solo e ar; também é necessária resolução maior na região de interface entre troposfera e estratosfera para representar as variações verticais rápidas principalmente no campo de temperatura.

5.2. Os processos físicos parametrizados

A superfície da Terra é composta de uma variedade de diferentes plantas, solos e formações geográficas, as quais trocam massa, momentum e calor com a atmosfera em graus e modos dos mais variados. O MCGA inclui uma formulação explícita da vegetação sobre a superfície da Terra e seus intercâmbios com a atmosfera e solo, que é baseada em um modelo biosférico simples (**SIB**). Detalhes sobre esse modelo podem ser encontrados em Rocha (1992). A evaporação e os fluxos de calor sensível da superfície dos oceanos para a atmosfera são importantes fontes de energia para a atmosfera; esses efeitos são parametrizados no MCGA de acordo com um esquema aerodinâmico no qual o fluxo é proporcional à velocidade do vento na superfície e à diferença de temperatura ou de umidade entre a superfície do oceano e o ar adjacente.

A **camada limite planetária** é parametrizada através de um esquema fechado de ordem 2.0 para a difusão vertical. Os efeitos da mistura de calor, momento e umidade pela

turbulência de pequena escala são representados por essa difusão vertical. Os coeficientes de mistura são calculados considerando um balanço local entre a produção e dissipação de energia cinética turbulenta. É considerado também um arrasto topográfico pelas ondas de gravidade como um mecanismo de amortecimento nas equações do movimento; os coeficientes de amortecimento são calculados considerando a variância da silhueta orográfica do modelo.

A **radiação** é dividida em aquecimento devido às ondas curtas (radiação solar) e devido às ondas longas (radiação terrestre). A força propulsora de todos os movimentos atmosféricos relativos à superfície da Terra é o aquecimento devido à absorção de radiação solar. O espectro de emissão pelo Sol tem o pico na banda visível no final dos comprimentos de onda relativamente curtos do espectro eletromagnético. Como os raios solares não são verticais em todas as latitudes há uma forte variação no aquecimento solar sobre o globo. A presença de nuvens na atmosfera também modula fortemente a absorção de radiação solar. As nuvens são boas espalhadoras de radiação de onda curta e também são responsáveis por uma fração substancial do albedo planetário em regiões que não são cobertas por gelo. Desde que a nebulosidade tem impacto na quantidade de radiação solar que é espalhada e absorvida, a nebulosidade prevista é usada no cálculo do aquecimento solar. O aquecimento devido às ondas curtas é calculado a cada hora do tempo simulado. A formulação do aquecimento solar no MCGA inclui o aquecimento atmosférico devido à absorção de radiação solar pelo ozônio. A concentração de ozônio é especificada através de uma média zonal climatológica.

Para balancear a absorção de radiação solar, a Terra emite radiação para o espaço resultando na conservação de energia do sistema terra / atmosfera na média global e no tempo. A radiação emitida pela Terra para o espaço tem pico na banda do infravermelho. A emissão de radiação de onda longa pela superfície da Terra pode também ser absorvida por constituintes da atmosfera e pode ainda ser reemitida. A distribuição da emissão pela superfície, bem como das espécies absorventes / emittentes e das nuvens não é uniforme sobre o globo, e então, o aquecimento devido às ondas longas não é igualmente distribuído. A distribuição desigual de aquecimento devido à radiação de ondas curtas e longas induz gradientes de pressão que causam os movimentos atmosféricos. O aquecimento devido à radiação de ondas longas é parametrizado como banda larga e inclui aquecimento atmosférico devido à absorção de radiação terrestre pelo vapor d'água (previsto), pelo dióxido de carbono (especificado), nuvens (previstas) e também por outras espécies radiativamente ativas menos importantes. A quantidade de nuvens é dependente da umidade específica, que é prognosticada, na coluna vertical em questão. O

aquecimento atmosférico devido às ondas longas é calculado a cada três horas de tempo simulado.

As **parametrizações** de aquecimento devido à radiação de ondas curtas e de ondas longas são substancialmente afetadas pela presença de nuvens. Inicialmente, o MCGA do COLA incluía nuvens especificadas usando uma climatologia média zonal do GFDL. Porém, foi mostrado que as nuvens previstas alteram o balanço de energia e proporcionam um reservatório de energia potencial disponível, para gerar movimentos atmosféricos, maior que as nuvens zonalmente simétricas. Então, foi adotado um esquema para considerar esse efeito, que prevê nuvens em três camadas e mais nuvens convectivas profundas. O critério usado para se determinar a quantidade de nuvens em uma dada coluna inclui a umidade relativa e a velocidade vertical para nuvens baixas, médias e altas. A quantidade de nuvens convectivas é baseada na razão de precipitação convectiva prevista na parametrização de **convecção profunda**.

Os **processos úmidos** do MCGA incluem a condensação de grande escala, a convecção profunda e a convecção rasa. Entre os processos mais importantes que afetam tanto a dinâmica quanto a termodinâmica da atmosfera, a mudança de fase da água se destaca. Quando uma parcela de ar contendo vapor d'água é resfriada, sua capacidade de reter vapor d'água é reduzida até que a parcela fique saturada. Se a parcela continuar a ser resfriada, o vapor d'água muda para a fase líquida, formando as nuvens. Apesar deste ser um processo complexo envolvendo a disponibilidade de núcleos de condensação de nuvens, ele é tratado de uma forma muito simples pelo MCGA. Sempre que o conteúdo de umidade previsto em um dado volume exceder o valor de saturação, o excesso de vapor d'água é condensado para líquido e transformado em precipitação. Os cálculos são efetuados da camada mais alta do modelo para a mais baixa, incluindo a possibilidade de que a água líquida possa evaporar nas camadas intermediárias do modelo, se estas não estiverem saturadas. A água líquida que chega à superfície é convertida em precipitação. Nem toda condensação tem lugar simplesmente pela supersaturação de volumes do tamanho da grade do modelo, muita da massa de água que é condensada na atmosfera provem de nuvens convectivas de escalas relativamente pequenas. Esta precipitação de convecção profunda pode ser desencadeada pela convergência de fluxo de umidade na escala subgrade em colunas condicionalmente instáveis. Em regiões onde a coluna atmosférica só é condicionalmente instável perto da superfície, podem ser induzidos emborcamentos verticais nas escalas subgrade. As nuvens cúmulos rasas resultantes não produzem necessariamente precipitação, mas atuam no sentido de transportar calor e umidade para cima. A convecção rasa é parametrizada através de um aumento da difusão vertical de

calor e umidade.

Além dos processos físicos já descritos, são considerados ajustes difusivos: a difusão horizontal e a local. A difusão horizontal é necessária para controlar ruídos de pequena escala que surgem no modelo. As origens de tais ruídos são: a) os efeitos do truncamento espectral finito, que interrompe a cascata de energia para escalas pequenas; b) ondas de gravidade de pequena escala causadas pelos processos físicos subgrade; c) efeitos puramente computacionais. Desde que as escalas maiores não devem ser afetadas, pois são bem resolvidas e simuladas, é utilizado um tipo de difusão seletivo de escala bi-harmônica. A difusão local torna-se necessária em regiões onde o jato é muito forte podendo comprometer a estabilidade numérica de integração no tempo. Para manter o jato em valores compatíveis com os critérios de estabilidade numérica, é feita uma dissipação local newtoniana toda vez que o vento ultrapassar um valor crítico pré-definido.

5.3. Condições iniciais e de contorno

As condições iniciais do modelo são coeficientes espectrais de: logaritmo da pressão à superfície, temperatura virtual, divergência horizontal, vorticidade vertical e umidade específica. A topografia é tratada em forma espectral, de modo que é representada por uma série truncada, sujeita a problemas como o efeito Gibbs.

A condição de contorno superior do MCGA é uma restrição cinemática que impõe velocidade vertical, em coordenada sigma, nula em todos os pontos na superfície e no topo do modelo, para satisfazer a conservação de massa. Essa restrição é usada na solução das equações através da diferenciação vertical em coordenada sigma.

Para representar os processos atmosféricos em escala de tempo climática de um mês ou mais, os campos na superfície da Terra que mais significativamente afetam a atmosfera devem ter variação no tempo. Esses campos incluem a temperatura de superfície sobre os continentes e oceanos, considerando tanto água livre como gelo do mar, umidade do solo, albedo da superfície e altura de neve. Dentre esses campos, os de temperatura de superfície continental, temperatura do gelo do mar e altura de neve variam muito rapidamente com o tempo e devem ser tratados como variáveis prognósticas no modelo, tornando-os acoplados com a atmosfera, mesmo em escalas de tempo menores. Os demais campos também podem ser tratados como variáveis prognósticas, porém variam de forma suficientemente lenta para que sejam considerados como condições de contorno do modelo, podendo variar independentemente com o tempo. Assim

procedendo, as respostas atmosféricas a esses campos podem ser determinadas sem a consideração de resíduos armazenados em cada um desses campos. À medida que o conhecimento da correspondente resposta atmosférica a esses campos aumentar, eles também se tornarão variáveis prognósticas do modelo.

6. MODELO REGIONAL DE DIFERENÇAS FINITAS

O modelo regional Eta, de área limitada, foi instalado no CPTEC em 1996 visando complementar a previsão numérica de tempo que vem sendo realizada desde 1995 com o MCGA. Este modelo foi desenvolvido pela Universidade de Belgrado em conjunto com o Instituto de Hidrometeorologia da Iugoslávia, e se tornou operacional no National Centers for Environmental Prediction (NCEP) (Mesinger et al., 1988; Black, 1994).

O objetivo principal do modelo regional é o de prever com maiores detalhes fenômenos associados a frentes, orografia, brisa marítima, tempestades severas, etc., enfim, sistemas organizados em mesoescala. Devido a maior não-linearidade dos sistemas nesta escala, a previsibilidade é menor e as previsões são de curto prazo. No caso do Eta, as previsões se estendem até 120 horas e cobrem praticamente toda a América do Sul (Figura 6.1). O domínio do modelo cobre aproximadamente a região compreendida entre as longitudes de 25°W a 90°W e as latitudes de 12°N a 50°S. Estas previsões são fornecidas duas vezes ao dia em uma grade regular com resolução de 40km.

A versão operacional do modelo Eta usa resolução horizontal de 40km. As equações do modelo são discretizadas para a grade E de Arakawa. A distância entre dois pontos adjacentes de massa ou de vento define a resolução da grade. A Figura 6.2 mostra a distribuição dos pontos na grade E. Esta grade é regular em coordenadas esféricas, tendo o ponto de interseção entre o equador e o meridiano de 0° transladado para o centro do domínio. Desta forma a convergência entre os paralelos e meridianos são minimizados na região central do domínio.

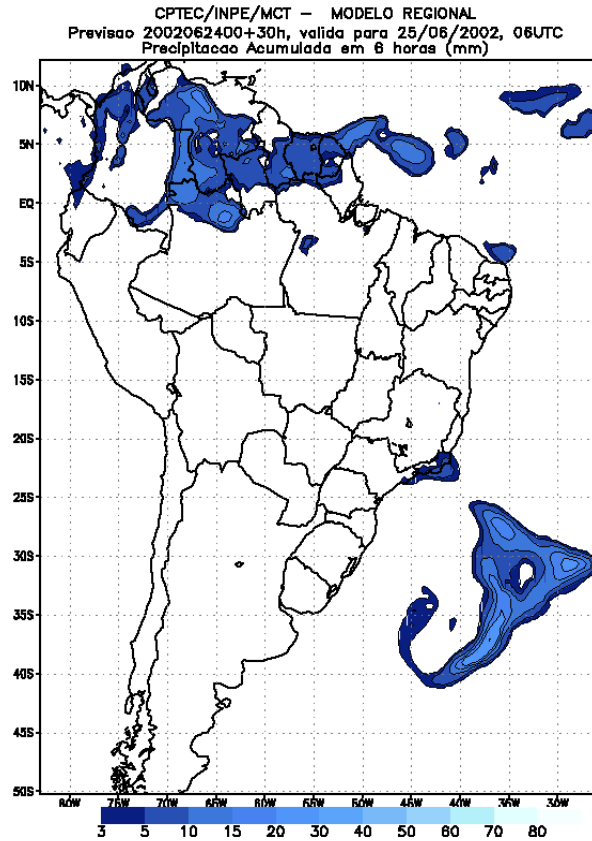


FIGURA 6.1 - Exemplo da região de cobertura da previsão do modelo regional ETA.

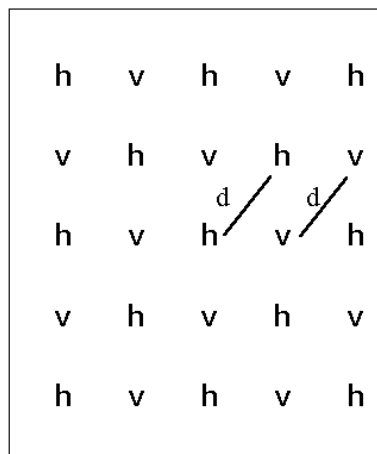


FIGURA 6.2 - Distribuição dos pontos de massa h e velocidade v grade E. A distância d fornece a resolução do modelo.

A equação abaixo mostra a coordenada vertical Eta, definida por Mesinger (1984), a qual dá o nome para o modelo, onde:

$$\eta = \frac{p - p_t}{p_s - p_t} \left[\frac{p_r(z_s) - p_t}{p_r(0) - p_t} \right], \quad (6.1)$$

onde, p_r é uma pressão de referência adequadamente definida e função da altura, sendo a pressão ao nível médio do mar igual a 1013.25 hPa; p_s a pressão à superfície, p_t a pressão no topo do modelo e z_s a altura da topografia.

Esta coordenada se reduz à coordenada σ fazendo-se o termo entre colchetes igual a 1. A vantagem da coordenada é que as superfícies desta coordenada são aproximadamente horizontais, o que reduz os erros nos cálculos de variáveis obtidas a partir de derivadas horizontais. Estes erros são significativos em regiões de montanhas íngremes como é o caso dos Andes na América do Sul. O topo do modelo se encontra em 50mb.

As versões de 40km e 80km possuem 38 camadas, sendo a resolução maior nos baixos níveis e diminuindo com a altura; a primeira camada tem 20m de espessura. Um máximo secundário ocorre próximo à tropopausa para melhor descrever as frentes em altos níveis.

A seguir são apresentados alguns aspectos sobre a forma com que é feita a integração do modelo para obtenção das previsões.

6.1. Condições iniciais e de contorno

A condição inicial do modelo é obtida a partir de uma análise cíclica, onde a estimativa inicial (dada por uma integração de 6 horas) é ajustada de acordo com as observações do horário da análise pelo sistema de análise regional RPSAS (Regional Physical Space Analysis System).. Os erros entre as observações e as estimativas iniciais são minimizados através do método de interpolação estatística. A análise realizada sobre uma grade de resolução $1^\circ \times 1^\circ$, aproximadamente 100x100 km, e posteriormente, é interpolada para a grade do modelo Eta.. A temperatura da superfície do mar é obtida do valor médio da semana anterior e é mantida constante durante a integração. O albedo inicial é obtido de uma climatologia sazonal. O modelo Eta é integrado também com condições iniciais geradas a partir da análise do modelo global gerando previsões para 5 dias.

Nos contornos laterais, o modelo é atualizado a cada 6 horas com as previsões do modelo global. As tendências nas bordas são interpoladas linearmente em cada intervalo de 6 horas. Os contornos laterais possuem duas fileiras de pontos que são excluídas da integração do modelo.

6.2. Dinâmica

As variáveis prognósticas do modelo são: temperatura do ar, componentes zonal e meridional do vento, umidade específica, pressão à superfície e energia cinética turbulenta. A integração no tempo utiliza a técnica de *'split-explicit'* (Gadd, 1978) onde os termos devido ao ajuste pelas ondas de gravidade inerciais são integrados separadamente dos termos devido à advecção. Um esquema *'forward-backward'* modificado por Janjic (1979) trata dos termos responsáveis pelo ajuste, enquanto o esquema *'Euler-backward'* modificado trata dos termos de advecção horizontal e vertical. O passo de tempo fundamental do modelo é o do ajuste, que equivale à metade do passo de tempo da advecção.

O esquema de diferenças finitas no espaço emprega o método de Janjic (1984) que controla o falso escoamento de energia para as ondas mais curtas. Um amortecimento na divergência combinado com uma difusão horizontal não-linear de 2ª ordem mantém os campos suaves.

6.3. Processos Físicos

O modelo utiliza um esquema de Betts-Miller modificado para parametrizar a convecção (Janjic, 1994). A condensação de larga escala ocorre quando a umidade relativa excede 95%. Os processos turbulentos na atmosfera livre são tratados através do esquema de Mellor-Yamada nível 2.5 que calcula a energia cinética turbulenta e os fluxos verticais. O esquema Mellor-Yamada 2.0 é utilizado na primeira camada do modelo (Mellor e Yamada, 1974) para representar a turbulência na camada superficial. O esquema de parametrização de radiação de ondas longas (Fels e Schwarzkopf, 1975) e curtas (Lacis e Hansen, 1974) foram desenvolvidos pelo Geophysical Fluid Dynamics Laboratory.

7. PREVISÃO POR *ENSEMBLE* NO CPTEC

A limitação no acerto das previsões dos modelos dinâmicos para a previsão numérica do tempo, não é associada somente ao tratamento inadequado dos processos físicos da atmosfera. Embora estes erros limitem o prazo da previsão, Lorenz (1963, 1965, 1969) também observou que o conjunto de equações que descrevem os movimentos atmosféricos apresentam dependência sensível em relação à condição inicial, ou seja, pequenos erros nas condições iniciais podem ocasionar grandes erros em uma previsão futura. Após algum tempo de integração, as soluções podem ser completamente diferentes, fenômenos este que vieram a ser chamados "caóticos" devido ao comportamento irregular que apresentavam. Com isso, ficou provado que, além de melhorar a descrição dos fenômenos atmosféricos pelos modelos, é preciso também levar em conta a incerteza associada as observações utilizadas na geração da condição inicial.

A previsão de tempo por *ensemble* é uma técnica elaborada para aumentar o prazo de previsão e melhorar a previsibilidade dos modelos dinâmicos. Esta técnica baseia-se na suposição que os modelos sejam perfeitos e, considerando apenas a incerteza na condição inicial, busca-se estimar os erros associados às observações para criar um conjunto de condições iniciais perturbadas. Ao longo das últimas décadas, os principais centros mundiais de PNT vem desenvolvendo mecanismos de geração de condições iniciais perturbadas com a finalidade de estimar os erros inerentes às condições iniciais convencionais. Estes mecanismos empregam um tratamento dinâmico-estatístico para estimar os modos de crescimento mais rápido das perturbações iniciais durante a integração do modelo.

Atualmente, os métodos mais conhecidos de geração das condições iniciais perturbadas são aqueles empregados pelo NCEP, denominado "Breeding of Growing Modes" (Whitaker e Lough 1998), e o empregado pelo European Centre for Medium-Range Forecasts (ECMWF), denominado "Singular Vectors" (Buizza, 1997). Embora utilizem metodologias diferentes, ambas as técnicas buscam estimar os modos de crescimento mais rápido associados aos erros na condição inicial.

Partindo do princípio que os grandes centros mundiais de meteorologia têm adquirido experiência em previsão por *ensemble*, desenvolvido novos produtos e obtido bons resultados, demonstrando ser esta uma ferramenta complementar muito útil para a PNT, especialmente de médio prazo, o CPTEC desenvolveu o sistema de previsão de tempo

global por *ensemble* em outubro de 2001. Este trabalho teve sua origem na dissertação de mestrado de Coutinho (1999), onde foi mostrado que a aplicação da previsão de tempo global por *ensemble* ao modelo de circulação geral atmosférico do CPTEC poderia trazer benefícios para a previsão de médio prazo para diversas regiões do globo, em especial para a América do Sul, o que constitui um avanço significativo dentro da meteorologia do Brasil.

O mecanismo para a geração das condições iniciais perturbadas é baseado no método aplicado por Zhang e Krishnamurti (1999) ao modelo global da *Florida State University* (FSU), nos Estados Unidos, e proposto inicialmente para previsão de furacões. O método, denominado *EOF-based perturbation*, foi desenvolvido levando-se em conta o fato de que durante os primeiros dias de integração do modelo a perturbação cresce linearmente. Mendonça (2002) descreveu o procedimento para geração das condições iniciais perturbadas, a seguir:

- a) adicionar pequenas perturbações randômicas, comparáveis aos erros de previsão, a análise de controle (não perturbada);
- b) integrar o modelo por 36 horas (intervalo ótimo) utilizando as análises perturbadas e de controle, com saídas a tempos fixos de 3 horas;
- c) subtrair a previsão de controle da previsão perturbada para cada horário de saída, obtendo uma série temporal de diferenças dos campos previstos;
- d) realizar uma análise de Funções Ortogonais Empíricas (EOF) para a série temporal de diferenças sobre uma região de interesse, obtendo os autovetores (modos) associados aos maiores autovalores, que são as perturbações ótimas;
- e) reescalonar as perturbações ótimas de forma que os desvios padrões destas perturbações sejam da ordem das perturbações iniciais;
- f) construir um conjunto de estados iniciais adicionando e subtraindo estas perturbações ótimas, após o reescalonamento, à análise de controle.

Os produtos mais comuns obtidos a partir da previsão de tempo por *ensemble* são o *ensemble* médio, o espalhamento do *ensemble*, diagramas de *spaguetti* e previsão de probabilidades. Estes produtos têm por objetivo condensar as informações contidas nestas previsões e facilitar a compreensão do previsor na elaboração da previsão para o usuário final.

É importante ressaltar que a implementação de um sistema de previsão por *ensemble* depende em muito da infraestrutura da instituição que o emprega. Atualmente, o CPTEC conta com um supercomputador NEC/SX6, composto de quatro "nós" com 8 processadores em cada um, além de uma ampla rede de servidoras e estações de trabalho, que permitiu

implementar um sistema com um modelo global de resolução T126L28 (aproximadamente 100x100 Km) e 15 membros, sendo um de controle (a partir da condição inicial sem perturbações) e 14 a partir de análises perturbadas. Este conjunto de previsões é realizado diariamente a partir do horário 12Z, para um prazo de previsão de 168 horas (7 dias) e saídas a cada 12 horas.

8. PREVISÃO CLIMÁTICA NO BRASIL

As atividades com relação à previsão de clima do Brasil foram impulsionadas pelo CPTEC dando o primeiro passo rumo ao mundo das previsões modernas. A aquisição de supercomputadores (SX-3/12R e o SX-4/8A) por parte do CPTEC possibilitou um significativo avanço na utilização de modelos numéricos para simulação do clima, integrando informações atmosféricas e oceânicas. Os sistemas de supercomputação associados aos acervos de dados propiciam enorme crescimento da pesquisa climática no país, com o objetivo de melhorar o conhecimento sobre fenômenos atmosféricos de interesse. Num país com enorme extensão territorial como o Brasil, com grande diversidade climática, a boa qualidade das previsões e o monitoramento das variáveis atmosféricas são imprescindíveis ao planejamento e ao bom desempenho de inúmeras atividades econômicas e sociais. Recentemente, o CPTEC adquiriu um novo supercomputador NEC SX6, que aumentou enormemente a sua capacidade computacional, abrindo a possibilidade para melhores refinamentos dos modelos operacionais e de pesquisa.

As previsões climáticas, na escala de tempo sazonal (tipicamente 3 meses), ainda são consideradas experimentais em todo o globo, pois as técnicas envolvidas na sua realização são muito recentes e ainda estão sendo aprimoradas. Isto significa que estas previsões estão em constante evolução, e muitos pesquisadores estão procurando torná-las mais confiáveis. Os principais centros meteorológicos que se destacam na área encontram-se:

- na Europa (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Hadley Centre for Climate Prediction, ambos no Reino Unido, o Instituto Max Planck para Meteorologia, na Alemanha e o Meteo France, na França);
- no Japão (Japan Meteorological Agency);
- na Austrália (Bureau of Meteorology);
- nos Estados Unidos da América (National Centers for Environmental Prediction, o International Research Institute e o Climate and Radiation Branch at NASA)
- no Canadá (Canadian Climate Centre); e
- no Brasil (CPTEC/INPE).

Estes centros possuem modelos de previsão climática sazonal de vários tipos e todos os meses disponibilizam suas previsões na Internet.

Nesse sentido, o MCGA do CPTEC/COLA tem sido utilizado para a realização de previsões climáticas de forma experimental, desde janeiro de 1995. É importante salientar que, neste intervalo de tempo não se pode prever em qual dia uma localidade irá experimentar chuva, tempestades, temperaturas extremas ou passagens de sistemas frontais. No entanto, pode-se encontrar eficácia em prever desvios (anomalias) no comportamento sazonal do tempo, isto é, anomalias climáticas. Por exemplo, a quantidade de chuva pode ser prevista maior do que a média climatológica devido a processos físicos ou a uma frequência esperada de um padrão de circulação atmosférica que são favoráveis para a chuva em uma determinada região. Este tipo de previsão possui um nível de acurácia que está longe do perfeito, mas ainda assim notavelmente acima do nível da chance aleatória. Assim sendo, a previsão climática sazonal é uma estimativa do comportamento médio da atmosfera com antecedência de uma ou duas estações (aproximadamente um a seis meses).

Grande parte da capacidade de prever desvios do normal em totais sazonais, freqüentemente associados com padrões da circulação atmosférica, tem sua origem científica na influência constante que certas condições da superfície terrestre podem exercer no clima de determinada região. A mais importante destas condições é o estado da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) nas regiões tropicais. Outras, normalmente menos influentes, são a umidade do solo e a cobertura de gelo/neve. A propriedade destas condições superficiais que lhes confere a habilidade de influenciar o clima é a lentidão com a qual elas variam e, portanto, a longa duração do período no qual elas podem exercer sua constante influência. Quando a TSM é mais alta do que o normal, ela permanece desta maneira, normalmente, por vários meses, e não raro por um ano ou mais, como no caso de um episódio El Niño. Esta lentidão na variação dos padrões de TSM significa que anomalias dentro das TSMs observadas são prováveis de persistirem por vários meses. Isto também significa que se as anomalias de TSM podem ser previstas com certa confiança (o que é verdade em alguns casos), então o clima que é dinamicamente associado com as anomalias de TSM também pode ser previsto com alguma confiança.

Dentro deste panorama científico é que reside a importância dos modelos de previsão climática. Um modelo climático é uma tentativa para simular os vários processos que constituem o clima. O objetivo é entender estes processos e prever os efeitos de mudanças e interações. A simulação é feita descrevendo-se o sistema climático em

termos de princípios físicos, químicos e biológicos simples. Portanto, um modelo pode ser considerado como sendo composto de uma série de equações que expressam estas leis. O CPTEC emite em caráter operacional previsões climáticas a partir do Modelo Global de Circulação Geral CPTEC/COLA, com resolução de 200 Km. Estas previsões têm contribuído para a previsão de secas ou inundações favorecendo as tomadas de decisões em áreas estratégicas, como a defesa civil, a geração de energia elétrica e o gerenciamento de recursos hídricos.

Entende-se como monitoramento climático o acompanhamento do comportamento médio do estado da atmosfera e dos oceanos por um longo período de tempo (um mês, uma estação ou um ano). Com a implantação do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), as atividades de monitoramento de clima melhoraram substancialmente. Atualmente, o monitoramento climático e a previsão climática estão estreitamente relacionados, pois antes de prever acontecimentos climáticos é necessário diagnosticar o comportamento e as causas do clima que está afetando a região de interesse. Justamente por isso, o CPTEC monitora em caráter regular a evolução temporal de diversas variáveis atmosféricas e oceânicas. A ênfase do monitoramento climático realizado pelo CPTEC é para aspectos da América do Sul, embora uma análise global também seja realizada para relacionar a escala planetária com a escala regional. Além disso, o CPTEC acompanha o comportamento de diversos sistemas meteorológicos que tem influência direta ou indireta sobre os regimes climáticos do país. Esta informação aliada à utilização de modelos físicos da atmosfera permite ao CPTEC/INPE elaborar mensalmente previsões climáticas sazonais.

Nos últimos anos, a demanda da informação meteorológica vem crescendo dia a dia, e a informação climática gerada no CPTEC vem, cada vez mais, sendo de extrema importância para a sociedade do país. O desenvolvimento de novos produtos e a implementação de novas técnicas de visualização e interpretação, tanto dos dados observados quanto dos resultados do modelo de previsão climática do CPTEC, ajudam imensamente o monitoramento do clima, e isto traz grandes benefícios à sociedade, a exemplo: O apoio às ações governamentais e sociais reduz as áreas de pobreza e de desequilíbrios econômicos regionais; seus estudos e previsões reduzem a possibilidade de desastres ambientais e de perdas nas áreas agrícolas, de transporte, turismo, geração de energia etc.

9. PREVISIBILIDADE DO MODELO

A avaliação das previsões é o processo complexo de avaliar sua qualidade. A qualidade neste sentido pode ter muitas medidas incluídas, por exemplo, a exatidão, o desvio e a habilidade. Os parâmetros estatísticos definem a capacidade do modelo de prever a ocorrência de determinados sistemas atmosféricos. A importância do valor previsto para um determinado usuário da PNT não é dirigida completamente por estes resultados, embora uma compreensão da qualidade prevista possa ajudar um usuário a avaliar o valor previsto.

Abaixo são descritos os principais parâmetros estatísticos utilizados para a avaliação do comportamento das previsões de temperatura e precipitação acumulada obtidas pelos modelos numéricos de previsão (Wilks, 1995).

9.1. Temperatura

9.1.1. Erro médio absoluto (EMA)

O EMA pode ser interpretado como a magnitude do erro da previsão em determinado período de tempo, pois considera o módulo do desvio entre o valor previsto e o observado para uma quantidade N de previsões.

$$EMA = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |T_{pr} - T_{obs}|, \quad (9.1)$$

Sendo:

T_{pr} o valor previsto;

T_{obs} o valor observado;

N o tamanho da série ou número de medidas do erro.

9.1.2. Erro médio aritmético (Deriva)

A deriva mostra a tendência sistemática das previsões, ou seja, se a deriva for maior que zero, na média, as previsões estão sendo superestimadas enquanto que se for menor do que zero as previsões estão subestimadas.

$$BIAS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_{pr} - T_{obs}), \quad (9.2)$$

9.1.3. Raiz do erro quadrático médio (REQM)

O Erro Médio Quadrático é o quadrado dos valores médios dos desvios entre previsto e observado. Como os valores são elevados ao quadrado, costuma-se tirar a raiz para ficar na mesma unidade do erro médio absoluto. O EQDR é mais sensível quanto maior for o desvio e se aproxima de zero quanto melhor a previsão.

$$REQM = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_{pr} - T_{Obs})^2}, \quad (9.3)$$

9.1.4. Variância (VAR)

A variância é uma medida estatística comum que mostra a dispersão em torno da média. A variância dos valores previstos e a variância dos valores observados são calculadas separadamente e sua comparação é útil para verificar se as previsões estão acompanhando a variabilidade das observações. Então, faz-se a comparação das duas variâncias.

$$VAR = \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2}{N}, \quad (9.4)$$

9.2. Precipitação

A precipitação é analisada através de categorias, isto é, o critério de erro ou acerto da previsão baseia-se na ocorrência ou não do evento de chuva. Para isto são definidas as seguintes categorias:

- o modelo previu chuva e ocorreu no ponto de verificação (a);
- o modelo previu chuva no ponto e não ocorreu (b);
- o modelo não previu chuva no ponto e ocorreu (c);
- o modelo não previu chuva no ponto e não ocorreu (d);

Estas categorias podem ser representadas matricialmente da forma:

TABELA 9.1 - Tabela de contingência para verificação da ocorrência ou não da previsão de chuva.

Tabela de Contingência		Observação	
		Chuva	Não-chuva
Previsão	Chuva	a	b
	Não-chuva	c	d

Conforme a tabela acima são definidos os seguintes índices de avaliação para a ocorrência ou não ocorrência de precipitação prevista:

9.2.1. Hit rate (H)

Um dos mais direto e intuitivo índices, pois leva em conta a ocorrência ou não do evento, ou seja considera que ocorra chuva e não chuva equivalentemente no período de avaliação.

$$H = \frac{a+d}{n}, \quad (9.5)$$

Sendo n o numero total de casos considerados.

9.2.2. Threat score (TS)

O Threat Score é utilizado principalmente quando a ocorrência de chuva é significativamente menor que a de não chuva. Pode ser considerado como um Hit Rate, depois de removidas as previsões corretas de não-chuva. Quanto mais próximo da unidade, melhor a previsão.

$$TS = \frac{a}{a+b+c}, \quad (9.6)$$

9.2.3. Probability of detection (POD)

O POD é a relação do evento de chuva prevista corretamente com os eventos previstos correta ou incorretamente. Ou seja, mostra o desempenho de detecção da chuva. A melhor previsão ocorre quando o POD for igual a um.

$$POD = \frac{a}{a+c}, \quad (9.7)$$

9.2.4. False alarm rate (FAR)

O False-Alarm Rate nada mais é do que a proporção de previsões de ocorrência de chuva que na verdade não

ocorrerem, por isso o termo "False Alarm". Quanto mais próximos de 1 for o valor de FAR pior é a previsão de chuva.

$$FAR = \frac{b}{a+b}, \quad (9.8)$$

9.2.5. BIAS

O BIAS é a razão simples das previsões de chuva com as chuvas observadas. Porém o BIAS não é uma medida de precisão. Ele indica se as previsões estão apresentando mais casos em que a previsão superestima (BIAS > 1) ou mais casos em que a previsão subestima (BIAS < 1) a ocorrência de precipitação num determinado período.

$$BIAS = \frac{a+b}{a+c}, \quad (9.9)$$

Enquanto o BIAS faz a comparação entre o número de casos em que superestima (representado pelo termo b) e o número de casos em que subestima (representado pelo termo c) enquanto o Hit Hate avalia a taxa dos casos em que o modelo acerta (termo a+d) no total de previsões.

9.2.6. Índice de acerto com chuva (IR)

O IR mostra a percentagem de acerto em função dos eventos de ocorrência de chuva. Quanto melhor forem as previsões o IR se aproxima de 100% .

$$IR = \frac{a^2}{(a+c)(a+b)}, \quad (9.10)$$

9.2.7. Índice de acerto sem chuva (IS)

O IS é a percentagem de acerto dos eventos de não-chuva, sendo que quando o IS fica perto de 100% a previsão da não ocorrência de chuva é melhor.

$$IS = \frac{d^2}{(b+d)(c+d)}, \quad (9.11)$$

10. MODELOS ESTATÍSTICOS

10.1. MOS e PP

A interpretação estatística das previsões do tempo de modelos numéricos surgiu junto com as primeiras previsões dos modelos numéricos operacionais. Como se sabe, nas previsões numéricas do tempo, próximo a superfície terrestre, existem os erros sistemáticos, embora os valores destes erros sejam diferentes e dependem de localização geográfica e da estação do ano. Estes erros sistemáticos podem aparecer não só por causa da carência das parametrizações físicas dos modelos numéricos, mas também dependem da disposição da estação meteorológica subgrade (com relação a grade).

Os métodos de interpretações estatísticas possibilitam a correção das previsões dos modelos numéricos e permitem fazer previsões para a localização das estações meteorológicas, além de prever variáveis meteorológicas que não são calculadas no modelo numérico, como por exemplo, temperatura mínima e máxima. A interpretação estatística da saída dos modelos numéricos também permite levar em conta particularidades locais e localizações geográficas (serra, vale, grandes cidades e outros), através de relações estatísticas e a climatologia local utilizada no método. Neste sentido, estes métodos tornam-se importantes para melhorar a acurácia das previsões de chuva, temperatura mínima, geada, nevoeiros e outros fenômenos atmosféricos que dependem das condições do local.

É possível comparar a interpretação estatística com a experiência empírica do meteorologista que trabalha com os dados do modelo numérico há bastante tempo. Por exemplo, quando os campos meteorológicos previstos estão atrasados ou adiantados e através da experiência acumulada, automaticamente tem-se em conta os erros da previsão numérica e condições locais e, então, pode-se elaborar a previsão do tempo para os usuários. Portanto atualmente a interpretação estatística é uma das principais partes das linhas tecnológicas de previsão do tempo nos centros hidrometeorológicos, por exemplo, nos Estados Unidos da América (Dallavalle et al, 1992) nos países Europeus (Kruizinga, 1992), Canadá (Yacowar, et al. 1992), na Austrália (Mills e Leslie 1985) e na antiga União Soviética (Esterle ,1992).

Existem duas maneiras de fazer a interpretação estatística: o **Perfect Prog** (PP) e o **Model Output Statistic** (MOS). O PP é uma concepção de previsão ideal.

Pressupõe-se, que o modelo numérico fornece a previsão ideal e com base nisto é criada a interpretação estatística. Por isso, desenvolvem-se relações estatísticas entre dados reais (observados) como preditantes e variáveis da saída da análise diagnóstica do modelo numérico como preditores, e criam-se equações prognósticas. O PP tem duas principais deficiências que limitam o sucesso da previsão. A primeira deficiência é a de não considerar os erros sistemáticos do modelo numérico. A segunda é que fica com a incerteza inerente nas previsões do modelo numérico e que não leva em conta as alterações do clima através de algum tempo. Mas o método PP tem uma vantagem de possibilitar o uso de séries significativas de dados que permitem obter relações estatísticas estáveis e levar em conta a climatologia local e estações do ano. Por sua vez, o MOS desenvolve relações entre as previsões do modelo numérico como preditores e os dados de observações (temperatura máxima e mínima, precipitação e outros) como preditantes. Como as equações do MOS são obtidas com a utilização das previsões do modelo numérico como preditores, os erros sistemáticos que são inerentes nos modelos de previsões numéricas podem ser levados em consideração.

Comparando os dois métodos, a maior parte das deficiências do método PP são levadas em conta no método MOS. Porém, a deficiência principal do MOS é a de não poder ser desenvolvido para uma grande base de dados, visto que os modelos numéricos de previsão do tempo são continuamente alterados. Geralmente são introduzidas mudanças significativas no modelo operacional no período de 3 a 4 anos, e as relações estatísticas obtidas das previsões do modelo numérico antigo tornam-se não representativas. Uma boa base de dados mostra sua importância quando é preciso prever parâmetros meteorológicos que podem ter repetição bastante rara, como por exemplo, chuvas em algumas estações do ano ou fenômenos atmosféricos raros.

Entretanto, existe a possibilidade de compensar estas deficiências no método MOS como, por exemplo, através da regionalização dos dados, o que permite juntar os dados das estações meteorológicas por regiões e desenvolver equações prognósticas por regiões.

10.2. SIMOC

Em todos os modelos, sejam estatísticos ou dinâmicos, utilizados em previsão climática sazonal, faz-se necessário o conhecimento das anomalias de TSM dos oceanos tropicais. A previsibilidade das anomalias pluviométricas sazonais de

uma determinada região se deve ao caráter predominante do efeito das TSM no comportamento dos fenômenos causadores de precipitação. Assim, a confiabilidade de uma previsão das anomalias sazonais de precipitação para aquela região será tanto maior quanto melhor forem as previsões das anomalias de TSM sobre os oceanos tropicais (Ward e Folland, 1991).

O Sistema de Modelagem estatística dos Oceanos **SIMOC** (Repelli, 1996), um modelo estatístico de previsão das anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) sobre a Bacia do Oceano Atlântico Tropical, foi desenvolvido no CPTEC com a colaboração da FUNCEME, baseado na técnica de Análise de Correlações Canônicas (ACC). O sistema desenvolvido utiliza os campos mensais com resolução de 1 grau de latitude-longitude dos seguintes conjuntos de dados: Temperatura da Superfície do Mar, Pressão ao Nível do Mar e Ventos à Superfície nas direções zonal e meridional do *Comprehensive Oceanic and Atmospheric Data Set* (COADS) disponíveis para o período de janeiro de 1945 a dezembro de 1993.

A metodologia utilizada para a construção do sistema de modelagem, baseada em uma técnica estatística multivariada é conhecida como Análise de Correlações Canônicas (ACC) com um pré-filtro de Funções Ortogonais Empíricas (EOF) sobre os dados do preditor e do preditando. Tal técnica (ACC) permite encontrar combinações lineares, chamadas "variáveis canônicas", a partir de dois conjuntos de dados (por exemplo, Y: preditor e Z: preditando), de forma que a correlação entre estas variáveis seja maximizada (Barnett, 1987). A grande vantagem do uso desta técnica está no fato de possibilitar a busca de padrões de oscilação entre dois ou mais campos físicos. A partir daí pode-se encontrar um conjunto de equações prognósticas e se construir um modelo preditor.

11. Páginas Eletrônicas de Previsão de Tempo

A Tabela 11.1 apresenta algumas páginas de páginas eletrônicas de previsão de tempo e clima cujos Centros são citados anteriormente:

TABELA 11.1 - Tabela de endereços de páginas de previsão de tempo e clima na internet.

Endereço Eletrônico	Descrição
www.cptec.inpe.br/prevnum/	previsão numérica de tempo do CPTEC/INPE
www.cptec.inpe.br/clima/	previsão e avaliação do clima do CPTEC/INPE
www.ncep.noaa.gov/	previsão de tempo e acesso a diversos produtos relacionados do NCEP/NOAA-EUA
grads.iges.org/cola.html	previsões de tempo e clima do COLA/IGES-EUA
www.mpimet.mpg.de/	página do Instituto Max Planck para Meteorologia
www.ecmwf.int	previsões de tempo e clima do ECMWF - UK
www.met-office.gov.uk/research/hadleycentre/	previsão de clima do Hadley Centre - UK
www.met-office.gov.uk/weather/	previsões de tempo do UK Met Office - UK
www.jma.go.jp/JMA_HP/jma/indexe.html	previsões de tempo e clima da Japan Meteorological Agency - Japão
www.bom.gov.au/	previsões do Bureau of Meteorology - Austrália
www.cccma.bc.ec.gc.ca/eng_index.shtml	previsões do Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis - Canadá

12. CONCLUSÃO

Apesar dos grandes avanços já obtidos nas previsões de tempo e clima, muito esforço de pesquisa e desenvolvimento tem sido feito para melhoria dos seus índices de acertos. As principais linhas neste sentido são as previsões por conjunto (*ensemble forecast*), desenvolvimento e melhoria de parametrizações que melhor representem os fenômenos sub-grade dos modelos, o desenvolvimento de novos sistemas de análise, etc, linhas que estão sendo seguidas pelo CPTEC para o contínuo desenvolvimento dos modelos e melhoria das previsões.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Barnett, T. P.; Preisendorfer, R. Origins and levels of monthly and seasonal forecast skill for United States surface air temperatures determined by canonical correlation analysis. **Monthly Weather Review**, v.115, n.9, p. 1825-1849, 1987.
- Black, T. L. The new NMC mesoscale Eta model: Description and forecast examples. **Weather and Forecasting**, v. 9, n. 2, p. 265-278, 1994.
- Buizza, R. Potential forecast skill of *ensemble* prediction and spread and skill distributions of the ECMWF *ensemble* prediction system. **Monthly Weather Review**, v.125, n.1, p. 99-119, 1997.
- Charney, J.G., .On the scale of atmospheric motions. **Geophys. Publ.**, v.17, n.2, 17p, 1948
- Coutinho, M. M. **Previsão por conjuntos utilizando perturbações baseadas em componentes principais**. São José dos Campos, 1999. 136p. Dissertação de Mestrado - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
- Dallavalle J.P.; Bower J.B.; Dagostaro V.J.; Miller D.T. and Su J.C. Development of a new statistical weather forecast system. In: CONFERENCE ON PROBABILITY AND STATISTICS IN THE ATMOSPHERIC SCIENCES. 12.,1992, Toronto Canadá. **Anais...** Toronto, 1992. p. 201-206.
- Esterle G.R. Adaptive, Selfe-learning statistical interpretation system for the Central Asian region. **Annales Geophysicae**, v.10, p. 924-929., 1992.
- Fels, S. B., e M. D. Schwarzkopf The simplified exchange approximation: A new method for radiative transfer calculations. **J. Atmos. Sci.**, v. 32, n.7, p. 1475-1488, 1975.
- Gadd, A. J. A split-explicit integration scheme for numerical weather prediction. **Quart. J. Roy. Met. Soc.**, v. 104, n. 447, p. 569-582, 1978.
- Janjic, Z.I., Forward-backward scheme modified to prevent two-grid-internal noise and its application in sigma coordinate models. **Contributions Atmospheric Physics**, v.52, p.69-84, 1979.
- Janjic, Z.I. Nonlinear advection schemes and energy cascade on semi-staggered grids. **Monthly Weather Review**, v. 112, n. 6, p. 1234- 1245, 1984.

- Janjic, Z.I. The step-mountain Eta coordinate Model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. **J. Atmos. Sci.**, v. 122, n. 5, p. 927-945, 1994.
- Kok, K. and Kruizinga S. Updating probabilistic MOS equations. CONFERENCE ON PROBABILITY AND STATISTICS IN THE ATMOSPHERIC SCIENCES. 12, Toronto Canada. **Anais...** June 22-26, 1992, Canada ,Toronto. p. 62-65.
- Lacis, A. A., and J. E. Hansen A parameterization of the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. **J. Atmos. Sci.**, v. 31, n. 1, p. 118-133, 1974.
- Lorenz, E. N. Deterministic non-periodic flow. **J. Atmos. Sci.**, v.20, n.2, p. 130-141, 1963.
- Lorenz, E. N. A study of the predictability of a 28-variable atmospheric model. **Tellus**, v. 17, p. 321-333, 1965.
- Lorenz, E. N. The predictability of a flow which possesses many scales of motion. **Tellus**, v. 21, n. 3, p. 289-307, 1969.
- Mellor, G. L., Yamada, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **J. Atmos. Sci.**, v. 31, n. 7, p. 1791-1806, 1974.
- Mesinger, F. A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. **Riv. Meteor. Aeronautica**, v. 44, n. 1-4, p. 195-202, 1984.
- Mesinger, F., Z. I. Janjic, S. Nickovic, D. Gavrilov, e D. G. Deaven The step-mountain coordinate: Model description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of Appalachian redevelopment. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. 7, p. 1493-1518, 1988.
- Mendonça, A.M.; Bonatti, J.P. O sistema de Previsão de Tempo do CPTEC. CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz do Iguaçu. **Anais...** Foz do Iguaçu, 2002, p. 3341-3351.
- Mills G.A.; Leslie L.M. The use of NWP Model Output in the Prediction of Significant Weather Events. **Australian Meteorological Magazine**, v.33,n.4, p.167-180, 1985.
- Repelli, C. A.; Nobre, P. Modelagem Estatística das Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar sobre o

Atlântico Tropical. Revista **Climanálise**, Cachoeira Paulista, p. 46-51, 1996. Edição Especial.

Rocha, H.: **Modelagem de interação biosfera-atmosfera para áreas de floresta e de pastagem na Amazônia**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia)- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1992. INPE-5454. TDI/496.

Ward, M. N. and C.K. Folland 1991 - Prediction of seasonal rainfall in the North Nordeste of Brazil using eigenvectors of sea- surface temperature. **Int. J. Climatol.**, v. 11, n.7, p. 711- 743, 1991.

Whitaker, J.S.; Loughe, A.F. The relationship between *ensemble* spread and *ensemble* mean skill. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 12, p. 3292-3302, 1993.

WILKS, D.S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. San Diego: Academic Press, 1995, p.467.

Yacowar N.; Boulais J.; Richard G.; Verret R. Improvement of perfect prog produced probability of precipitation forecasts by selective tuning with information from others sources. CONFERENCE ON PROBABILITY AND STATISTICS IN THE ATMOSPHERIC SCIENCES. 12, 1992, Toronto. **Anais...** Toronto, 1992, p. 80-89.

Zhang, Z.; Krishnamurti; T.N. A perturbation method for hurricane ensemble predictions. **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 4, p. 447-469, 1999.