

“INTRODUÇÃO À MODELAGEM ATMOSFÉRICA DE MESOESCALA”

APRESENTAÇÃO

1. INTRODUÇÃO

1.1. Mesoescala

1.2. Modelagem Atmosférica

1.2.1. A “discretização” em modelos atmosféricos

1.2.2. Tipos de modelos atmosféricos

2. EQUAÇÕES BÁSICAS DA ATMOSFERA

2.1. Introdução

2.2. Referencial Euleriano versus Lagrangeano

2.3. Conservação da Massa – Equação da Continuidade

2.4. Conservação do Momento

2.5. Conservação da Energia

2.6. Conservação da Água

2.7. “Médias de Reynolds”

3. COMPONENTES DE UM MODELO DE MESOESCALA

3.1. O método de previsão – diferenças finitas

3.2. A “resolução” de um modelo de pontos de grade

3.3. Resolução e características de superfície do modelo

3.4. Coordenadas verticais

3.4.1. Sistema de Coordenada SIGMA (σ)

3.4.2. Sistema de Coordenada ETA (η) (ou “Degrau”)

3.4.3. Considerações gerais

3.5. Domínio e Condições de fronteira

3.5.1. Condições de fronteira horizontais

3.5.2. Interação de “mão única” e de “mão dupla”

3.5.3. Condições de fronteiras verticais

4. A “FISÍCA” DOS MODELOS

4.1. Processos físicos na natureza e suas “parametrizações” em modelos

4.2. Processos de Radiação de Onda Curta e Onda Longa

4.3. Processos turbulentos

4.4. Processos de interação Superfície-Atmosférica

4.5. Nuvens e Precipitação

APRESENTAÇÃO

O objetivo desta apostila é apresentar uma breve introdução ao problema da modelagem atmosférica de mesoescala. Ela foi feita principalmente com material obtido junto ao *site* do *Cooperative Program for Operational Meteorology, Education and Training* (COMET) (http://www.meted.ucar.edu/topics_nwp.php), da UCAR. Esse *site* possui diversos materiais didáticos para ensino de meteorologia à distância, e merece ser visitado.

A apostila é composta de cinco capítulos. O primeiro é dedicado a uma introdução sobre o que vem a ser “mesoescala” e “modelagem atmosférica”. O segundo capítulo apresenta e discute as equações e processos que a Física utiliza para explicar os fenômenos atmosféricos, e que constituem a base física de todos os modelos atmosféricos. No capítulo três são apresentadas as características estruturais e matemáticas de modelos numéricos da atmosfera, com ênfase nos modelos de mesoescala em “pontos de grade”. O capítulo quatro traz uma discussão dos principais processos físicos que, embora nem sempre sejam simulados (isto é, representados) explicitamente pelos modelos, necessitam ser “emulados” (isto é, “ter seus efeitos levados em conta”), por serem fundamentais para a representação do fenômeno modelado. Finalmente, o capítulo cinco apresenta algumas questões diversas referentes à utilização e aplicação de modelos numéricos atmosféricos de mesoescala.

1. INTRODUÇÃO

O título desta apostila contém duas palavras chaves, cujo significado precisa ser explicitado: mesoescala e modelagem. Neste capítulo introdutório procuraremos explorar estas duas palavras-chave.

1.1. Mesoescala

Fenômenos meteorológicos de mesoescala são fenômenos atmosféricos que não conseguem ser representados ou estudados com parâmetros observados em apenas um “ponto” de medida, tal como por uma estação meteorológica de superfície ou por uma radiossondagem, porém que também não “aparecem” em cartas sinópticas de tempo. Para ilustrar que tipos de fenômenos podem ser considerados como de mesoescala, a Figura 1.1 mostra uma divisão esquemática de diversos fenômenos meteorológicos, com suas “escalas” temporal e espacial características.

Os fenômenos atmosféricos de mesoescala têm grande importância econômica e social, já que alguns deles estão associados a inúmeros eventos meteorológicos extremos (tais como ventos fortes, chuvas intensas e relâmpagos, no caso de linhas de instabilidade e aglomerados convectivos), ou ocorrem com muita frequência ao longo do litoral ou de área com topografia complexa (no caso de brisa marítima e outras circulações termicamente induzidas pela orografia).

| Escala Espacial (extensão) | Escala Temporal (duração) | | | | |
|----------------------------|---------------------------|------------------------------------|--|--------------------------------------|-------------------------|
| | 1 mês | 1 dia | 1 hora | 1 minuto | 1 seg |
| 10.000 km | Ondas planetárias | Ondas longas Ondas baroclínicas | | | |
| 2.000 km | | Frentes e Furacões | | | |
| 200 km | | | Linhas de Instabilidade Aglomerados Convectivos Brisa Efeitos orográficos | | |
| 20 km | | | | Célula Convectiva Efeitos Urbanos | |
| 2 km | | | | Nuvens Tornado | |
| 200 m | | | | | Redemoinhos Térmicas |
| 20 m | | | | | Plumas Turbulência |
| | Escala Planetária | Escala Sinóptica | MESOESCALA | Microescala | |

Fig. 1.1 – Definições de escalas e escalas características de fenômenos atmosféricos.

1.2. Modelagem Atmosférica

Todo modelo é uma representação da realidade e, como tal, é sempre incompleta e limitada. Em nosso caso, olharemos particularmente para um tipo de representação da atmosfera terrestre: os modelos numéricos atmosféricos. Esses modelos atmosféricos possibilitam “fazer uma previsão do tempo”, ou a seja, acompanhar a evolução temporal das variáveis que definem o estado da atmosfera, tais como a pressão, temperatura, ventos e umidade do ar.

Embora o fazer “previsão numérica do tempo (PNT)” seja uma idéia (e possibilidade) já divisada por Bjerknes no início do século 20, o desenvolvimento de modelos de PNT só foi possível com a

invenção e aperfeiçoamento dos computadores. Atualmente a PNT é uma das principais ferramentas científicas para o estudo da atmosfera, a previsão operacional do tempo, e a simulação do clima e sua variabilidade.

De uma forma resumida, os modelos numéricos da atmosfera resolvem as equações do fluido atmosférico (a serem mostradas no Capítulo 2), através de aproximações algébricas. Estas equações aproximadas em geral não possuem solução analítica, o que nos obriga ao uso de técnicas numéricas para resolvê-las. Os itens seguintes apresentam brevemente algumas dessas técnicas, que serão mais bem detalhadas no capítulo 3.

1.2.1 A “discretização” em modelos atmosféricos

Uma primeira questão importante que precisamos levar em conta é o fato de que as equações do fluido atmosférico são escritas para um meio contínuo. No entanto, o contínuo não pode ser representado em um computador, cuja natureza é discreta e cujos recursos são necessariamente limitados. Daí, via de regra, o que o computador resolve, de fato, são aproximações discretas dessas equações, resolução esta feita em uma grade ou malha¹, ou seja, um conjunto de pontos discretos, como na Figura 1.2.

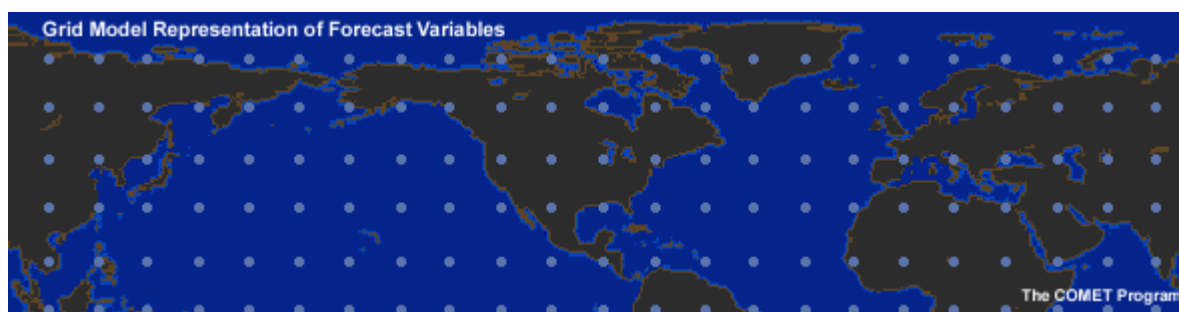


Fig. 1.2 – Representação discreta (em “pontos de grade”) da atmosfera em modelos numéricos.

Na verdade, como a atmosfera é tri-dimensional, a grade do modelo é composta por cubos (ou caixas da grade), como ilustrado na Figura 1.3, com os pontos da grade no centro da caixa, e a interação entre essas caixas ocorrendo através de suas faces.

A distância entre dois pontos adjacentes da grade denomina-se **espaçamento de grade**, e é uma medida da capacidade de resolução espacial do modelo. Quanto mais “fina” a grade (ou seja, menor distanciamento entre os pontos), maior é a resolução desse modelo.

As grades de modelos atmosféricos podem ter o mesmo espaçamento em todas as direções ou este pode variar de acordo com a direção do espaço. Como a atmosfera é relativamente rasa, é comum encontrarmos um espaçamento menor na direção vertical.

O espaçamento também pode ser uniforme ou variável ao longo da mesma direção. O uso de grades telescópicas, ou seja, de resolução variável em uma direção, é comum quando um fenômeno meteorológico específico, que ocorre em uma determinada região do domínio computacional, requer uma alta resolução para ser bem simulado. É o caso de processos na camada-limite atmosférica, sendo bastante usual utilizar-se de um pequeno espaçamento de grade próximo à superfície, e espaçamento de grade maiores na atmosfera livre. Um exemplo de grade vertical telescópica é mostrado na Figura 1.4.

Vários outros procedimentos podem ser utilizados para aumentar localmente a resolução de um modelo atmosférico, com destaque para o chamado **aninhamento** de grades. Trata-se de um procedimento através do qual uma (ou mais) grade, de maior resolução e menor área, é inserida dentro de uma grade maior. As duas ou mais grades podem trocar informações mutuamente (“via de mão dupla”), ou a comunicação entre elas pode ficar limitada a uma “via de mão única”, isto é, a informação passa apenas da grade maior para a grade menor. Um esquema de grades aninhadas é mostrado na Figura 1.5.

¹ Além dos modelos de “pontos de grade”, a representação da atmosfera em modelos numéricos pode ser feita através de uma somatória de “ondas”. Esses modelos, chamados de “modelos espectrais”, são muito utilizados em modelos globais da circulação geral da atmosfera, e não serão apresentados nesta apostila.

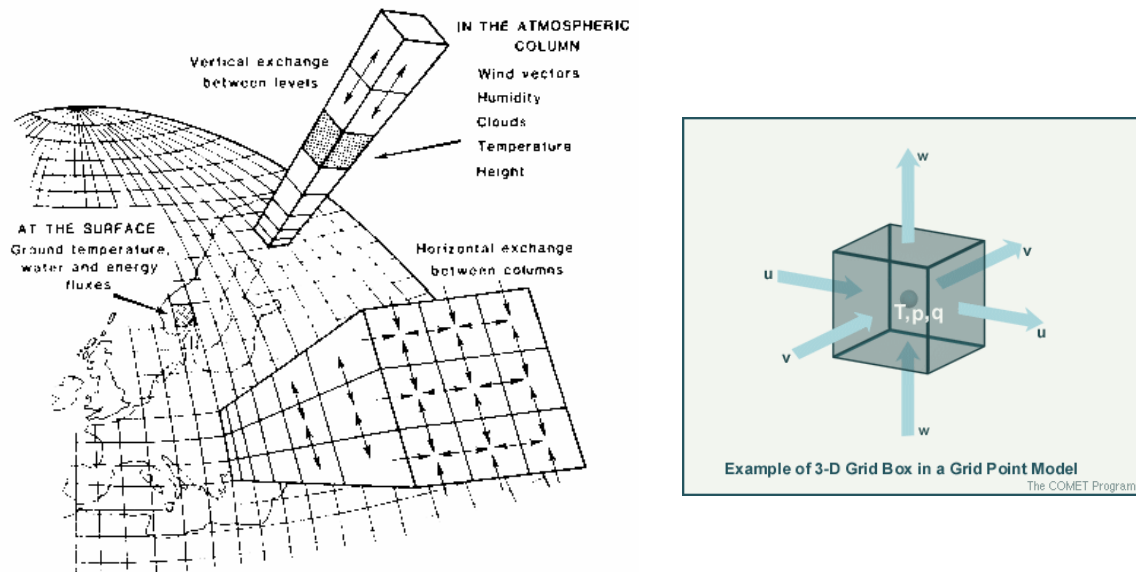


Fig. 1.3 – Representação de atmosfera em caixas da grade.

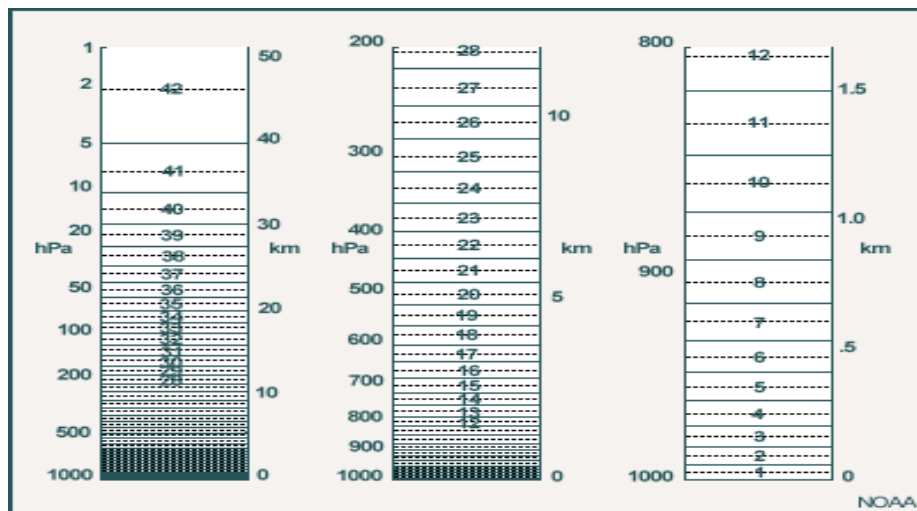


Fig. 1.4 – Exemplo de uma grade “telescópica” na vertical.

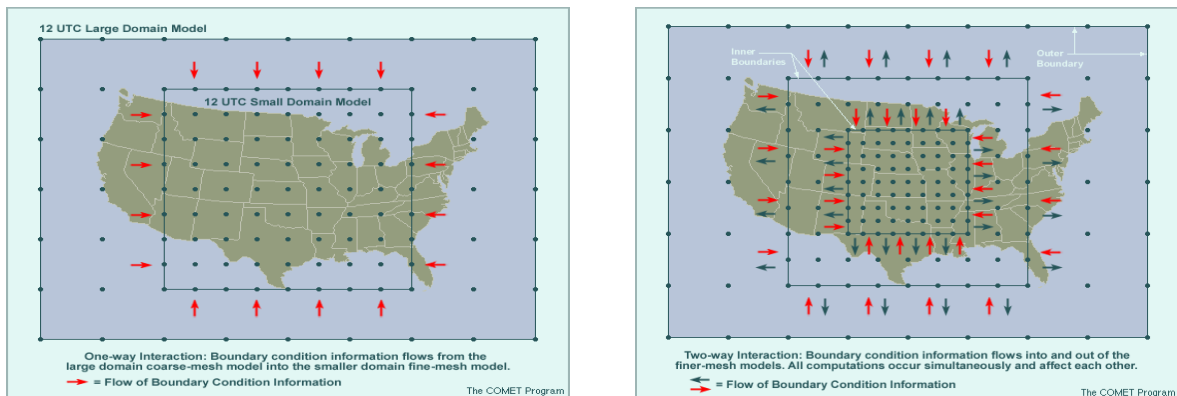


Fig. 1.5 – Exemplos de grades aninhadas: (a) grade aninhada de mão única; e (b) grade aninhada de mão dupla.

1.2.2. Tipos de modelos atmosféricos

Como vimos na seção 1.1, os fenômenos atmosféricos podem ocorrer em um grande intervalo de escalas. Também existem vários tipos de modelos atmosféricos cuja hierarquia é, em parte, ditada pela escala atmosférica que eles representam, e em parte determinada pelo tipo de aplicação a que eles se destinam.

A seguir, listamos algumas categorias de modelos atmosféricos:

a) Modelos Globais

São modelos que, como a nomenclatura já diz, se destinam a descrever movimentos atmosféricos sobre o planeta como um todo. Por esse motivo, também são conhecidos como modelos de circulação geral (GCMs, da sigla em inglês). Os modelos podem ser configurados para previsão de tempo (como é o caso dos modelos globais do NCEP, do ECMWF, e também do CPTEC) ou para estudos climáticos (com ou sem acoplamento com um modelo oceânico de circulação geral). No primeiro caso, o modelo é executado por um tempo físico de alguns dias (entre uma a duas semanas) e visa representar a formação e a evolução de sistemas de tempo de escala sinóptica da forma mais real possível. Já no segundo caso, o modelo não está interessado em sistemas de tempo individuais, mas nas propriedades estatísticas da circulação atmosférica em escalas de tempo de meses ou mesmo anos.

Por limitações computacionais, os GCMs ainda são obrigados a ter um espaçamento de grade muito grande, da ordem de várias dezenas de quilômetros (ou melhor, como a maioria deles é espectral, é mais apropriado afirmar que o modelo é incapaz de representar modos de pequeno comprimento de onda, devido ao truncamento da expansão em série). Devido a essa resolução pobre, muitos fenômenos não podem ser explicitamente resolvidos em GCMs; têm de ser **parametrizados** (isto é, “emulados”, ou ter seus efeitos levados em conta, apesar de não serem explicitamente simulados).

b) Modelos de Mesoescala

São modelos cujo espaçamento de grade, via de regra, é menor do que aquele usado em modelos globais, o que permite a representação de fenômenos de mesoescala.

Geralmente, tais modelos se aplicam a estudos ou previsão de tempo em escala regional e/ou local. Devido a este fato, são também conhecidos como modelos regionais ou modelos de área limitada, já que sua grade não cobre toda a extensão da superfície terrestre (como os modelos globais), mas somente a atmosfera sobre uma determinada área. A Figura 1.6 mostra exemplos de modelos global e regional.

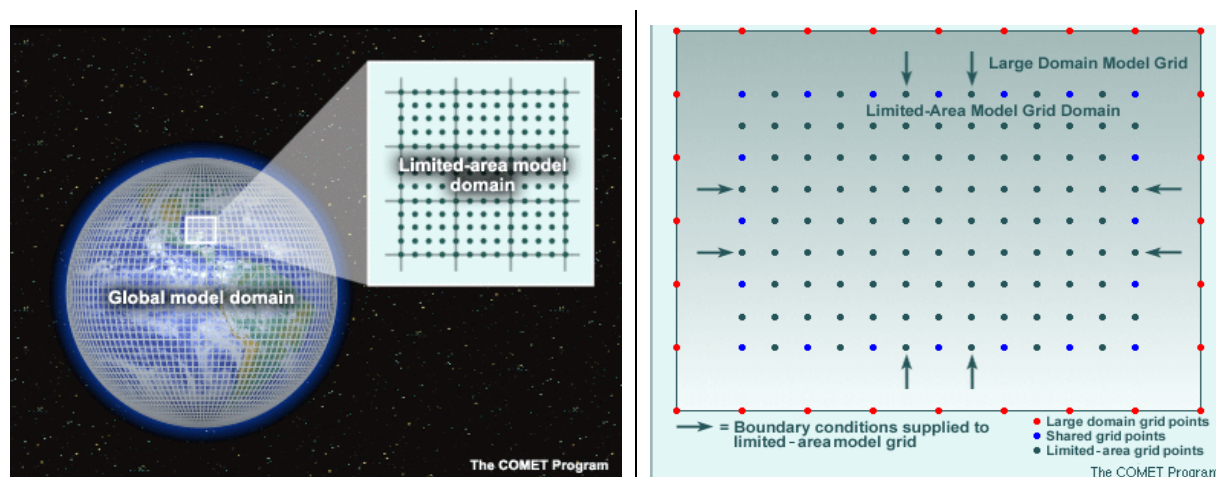


Fig. 1.6 – Exemplos de modelos com domínio global e regional.

Uma limitação dos modelos regionais, pela sua própria natureza, é a de necessitarem dados externos para “alimentar” o domínio através de suas fronteiras. Essas condições de fronteira devem ser fornecidas ao modelo, ou a partir de informações climáticas, ou melhor, se o interesse for de previsão operacional do tempo, a partir da previsão de um modelo de maior escala, como um GCM.

Uma das grandes vantagens dos modelos regionais, é que tais modelos permitem a representação de fenômenos que dificilmente são simulados em modelos globais, como a evolução de sistemas de tempo de mesoescala, a influência da topografia, brisa marítima, etc. Isso se dá graças à melhor resolução dos modelos de mesoescala, cujo espaçamento de grade é, via de regra, de uma a algumas dezenas de quilômetros.

Ainda assim, apesar de sua resolução ser bem maior, comparada com a dos GCMs, os modelos de mesoescala não são capazes de resolver fenômenos como a formação de nuvens individuais, as circulações internas dentro de sistemas de nuvens, a turbulência, etc. Esses fenômenos mais uma vez têm de ser parametrizados.

Do ponto de vista de suas aplicações, recentemente os modelos de área limitada têm não somente servido para fins de previsão de tempo (como os modelos ETA, RAMS, MM5, ARPS, etc., em diversos centros de meteorologia do Brasil e do exterior), mas também têm encontrado uso em estudos climáticos. Dá-se o nome de “*downscaling*” à técnica de usar dados de modelos globais para alimentar modelos regionais em simulações climáticas.

c) Modelos de Nuvens

Em seguida, na hierarquia de escala, aparecem os modelos capazes de explicitamente resolver circulações em escala de nuvens individuais. Tais modelos podem ser genericamente denominados como modelos de nuvens.

Tais modelos, ao longo de sua evolução, apareceram com diversas dimensões: de modelos “unidimensionais”, em que a nuvem era considerada como um cilindro; a modelos bidimensionais (de simetria cartesiana ou cilíndrica); até totalmente tridimensionais. Em sua maioria, tais modelos foram utilizados no estudo das propriedades dinâmicas ou microfísicas de nuvens isoladas.

Mais recentemente, uma derivação dos modelos de nuvens individuais assumiu papel de destaque nas pesquisas atmosféricas: os modelos de “ensemble” de nuvens. Definidos como “modelos capazes de resolver nuvens individuais, cujo domínio é grande o suficiente para conter várias nuvens e cujo tempo de execução é longo o suficiente para conter vários ciclos de vida de nuvens”, os modelos de ensemble encontram usos os mais variados. Dentre esses usos, destacamos a formulação de parametrizações de nuvens e convecção para GCMs.

Modelos de nuvem de um modo geral possuem espaçamento de grade da ordem de 1 km ou menos. Assim, movimentos atmosféricos em escala convectiva podem ser explicitamente resolvidos, sendo necessário parametrizar apenas fenômenos em escalas ainda menores, como a turbulência e a microfísica.

d) Modelos de Simulação de Grandes Turbilhões

Os modelos de simulação de grandes turbilhões (ou modelos de LES, do termo inglês “*Large-Eddy Simulation*”) são modelos com espaçamento de grade ainda menores que os modelos de nuvens.

Assim como os modelos de ensemble de nuvens, os modelos de LES são concebidos para extrair as propriedades estatísticas de um dado sistema atmosférico, no caso, os grandes turbilhões da camada-limite atmosférica.

Estes modelos são os primeiros, dos citados, que são capazes de explicitamente simular aspectos do transporte turbulento, já que os grandes turbilhões conseguem ser resolvidos. Apenas os turbilhões menores, menos energéticos, e processos como as transformações microfísicas e as trocas radiativas têm de ser parametrizadas. Via de regra, porém, os modelos de LES têm espaçamento de poucas dezenas de metros, condições de fronteira periódicas e são em essência tridimensionais, o que ainda impõe severos limites computacionais a seu uso.

e) Modelos de Coluna

Os chamados modelos de coluna são outra ferramenta de pesquisa bastante útil, especialmente em condições em que se possa ignorar o papel dos gradientes horizontais. Eles são constituídos por uma única coluna vertical, que pode ser interpretada como sendo uma coluna isolada de um GCM, ou mesmo como um GCM de espaçamento de grade infinito. Como consequência, os modelos de coluna são o laboratório perfeito para os primeiros testes de parametrizações de GCMs.

Em associação com modelos de ensemble e modelos de LES, os modelos de coluna são ferramentas poderosas na construção de parametrizações físicas para modelos de grande escala.

Existem ainda outros modelos, como modelos de parcela, modelos de transporte de poluentes, etc.

2. EQUAÇÕES BÁSICAS DA ATMOSFERA

2.1. Introdução

Tanto o estudo quanto a modelagem da atmosfera é feito através do uso das "leis" da Termodinâmica e da Mecânica Clássicas, desenvolvidas desde a época de Newton (século XVII). Entretanto a aplicação dessas leis não é tão simples como no caso do estudo do movimento de "pontos materiais" ou corpos sólidos. Afinal, a atmosfera é um gás e não um "ponto material", podendo sofrer variações de massa e volume. Além disso, a terra é uma esfera girante, portanto um sistema "não-inercial", onde aparecem forças "fictícias" (força de Coriolis, por exemplo), tornando mais difícil o tratamento do problema com a Mecânica Newtoniana clássica. Outras complicações, que aparecem no estudo da atmosfera, são os diversos processos físicos a que estão sujeitas as parcelas de ar, tais como o aquecimento ou esfriamento por radiação, mudanças de fase da água, fluxos de energia, vapor, e gases a partir da superfície, etc.

De qualquer forma, em modelos numéricos a atmosfera pode ser considerada como um "gás perfeito", sendo, portanto, válida a "lei do gás ideal", representado pela equação de estado:

$$p = \rho R_d T_v \quad (2.1)$$

onde:

| | |
|--------|--|
| p | - pressão |
| ρ | - densidade |
| R_d | - constante do gás "ar seco" (287 J K ⁻¹ Kg ⁻¹) |
| T_v | - temperatura virtual, dada por |

$$T_v = T(1 + 0,61r_v)$$

| | |
|-------|--|
| T | - temperatura |
| r_v | - razão de mistura do vapor d'água (massa de vapor dividida pela massa de "ar seco") |

Considerar a equação de estado levando em conta o fato de que o ar é "úmido" (ou seja, composto de gases inertes mais o vapor d'água) é extremamente importante para o estudo da atmosfera, principalmente nas regiões tropicais.

Além da lei dos gases, outros princípios de conservação da dinâmica e termodinâmica são utilizados na modelagem numérica da atmosfera, com destaque para:

- a) A Conservação da Massa
- b) A Conservação do Momento
- c) A Conservação da Energia
- d) A Conservação da Água e outras substâncias

Estas leis são escritas na forma de equações diferenciais parciais, e serão discutidas abaixo.

2.2. Referencial Euleriano versus Lagrangeano

As leis de conservação a serem estudadas neste Capítulo contêm expressões que dão a taxa de variação da densidade, velocidade, energia, etc., com o tempo. Nestas equações, é preciso diferenciar dois pontos de vista, ou "referenciais": o Euleriano e o Lagrangeano

No caso de referencial Euleriano, os balanços de massa, momentum, energia, etc., são feitos em um volume fixo no espaço. Em um modelo atmosférico, esse volume equivale exatamente à caixa da grade.

Nesse referencial, a variação temporal (ou derivada local, já que as posições x, y e z são fixas) de um parâmetro "A" qualquer é representada por

$$\frac{\partial A}{\partial t}$$

Por outro lado, no caso do referencial Lagrangeano, os balanços no tempo são feitos seguindo a parcela enquanto ela se move pelo espaço. Esse tipo de referencial é, por exemplo, adotado em muitos modelos de poluição atmosférica.

No referencial Lagrangeano, a variação temporal de um parâmetro “A” é chamada de derivada total ou derivada material, e é representada por

$$\frac{DA}{Dt}$$

A relação entre as derivadas total e local, para uma variável “A” que varie no tempo e no espaço [isto é $A = A(t, x, y, z)$] pode ser expressa da seguinte forma

$$\begin{aligned} \frac{DA}{Dt} &= \frac{\partial A}{\partial t} + \frac{dx}{dt} \frac{\partial A}{\partial x} + \frac{dy}{dt} \frac{\partial A}{\partial y} + \frac{dz}{dt} \frac{\partial A}{\partial z} \\ \Rightarrow \frac{DA}{Dt} &= \frac{\partial A}{\partial t} + u \frac{\partial A}{\partial x} + v \frac{\partial A}{\partial y} + w \frac{\partial A}{\partial z}, \end{aligned}$$

onde $u (=dx/dt)$, $v (=dy/dt)$, e $w (=dz/t)$ são, respectivamente, as velocidades do vento na direção oeste-leste (componente zonal), sul-norte (componente meridional), e “de baixo para cima” (componente vertical).

Esta última expressão pode ser escrita de uma forma compacta como

$$\frac{DA}{Dt} = \frac{\partial A}{\partial t} + \vec{V} \bullet \vec{\nabla} A \quad (2.2)$$

onde \vec{V} representa o vento na sua forma vetorial,

$$\vec{V} = u \vec{i} + v \vec{j} + w \vec{k}$$

e $\vec{\nabla} A$ é o “gradiente” isto é (a variação espacial) tridimensional de A, representado por

$$\vec{\nabla} A = \frac{\partial A}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial A}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial A}{\partial z} \vec{k}$$

2.3. Conservação da Massa – Equação da Continuidade

O princípio de conservação da massa diz que “a massa total do ar na atmosfera, como um todo, é constante”, ou seja, a massa total do ar da atmosfera não é criada nem destruída.

Localmente, o princípio de conservação de massa diz que “a variação local da massa em um dado volume é igual à convergência do fluxo de massa nesse volume”, isto é, a massa que entra no volume, menos a massa que sai do volume. Usando a densidade ($\rho=m/V$), matematicamente, esse princípio pode ser expresso por

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\vec{\nabla} \bullet (\rho \vec{V}) \equiv -\left[\frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} \right] \quad (2.3)$$

Essa expressão é conhecida como equação da continuidade na forma de fluxo.

Usando-se a identidade

$$\vec{\nabla} \bullet (\rho \vec{V}) = \rho \vec{\nabla} \bullet \vec{V} + \vec{V} \bullet \vec{\nabla} \rho,$$

a equação (2.3) pode ser reescrita como

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \rho \vec{\nabla} \bullet \vec{V} + \vec{V} \bullet \vec{\nabla} \rho = 0 \quad (2.4),$$

que é conhecida como equação da continuidade na forma advectiva.

Alguns modelos numéricos não utilizam a equação da continuidade na sua forma completa (equação 2.3 ou 2.4), e sim com alguma aproximação. Essas aproximações às vezes se tornam necessárias, ou quando se deseja “eliminar” do modelo algum tipo de movimento irrelevante (por exemplo, ondas sonoras), ou porque se deseja simplificar o problema. Dentre essas aproximações, destacamos as chamadas anelástica e incompressível.

No primeiro caso (aproximação anelástica), a derivada local da densidade é considerada desprezível e o único termo restante é o divergente do fluxo de massa. Esta aproximação é adequada quando se deseja excluir as ondas sonoras e é representada, a partir da equação (2.3), como

$$\vec{\nabla} \bullet (\rho \vec{V}) = 0 \quad (2.5)$$

A aproximação incompressível, por outro lado, é ainda mais “radical” e, neste caso, como o próprio nome diz, o fluido é considerado como tendo densidade constante (como se o gás fosse líquido). Neste caso, o primeiro e o terceiro termo da equação (2.4) são nulos, e a equação da continuidade se torna simplesmente

$$\vec{\nabla} \bullet \vec{V} = 0 \quad (2.6)$$

Na maioria dos modelos de mesoescala modernos, tais aproximações têm sido abandonadas e a forma compressível da equação da continuidade é geralmente preservada. Isso implica que esses modelos contêm ondas sonoras e, como será visto adiante, são necessários certos procedimentos matemáticos especiais para utilizar essa equação.

2.4. Conservação do Momento

O “princípio da conservação do momento” não é nada mais nada menos que a 2ª. Lei de Newton: “a aceleração de uma parcela é igual à somatória das forças (por unidade de massa) atuando sobre essa parcela”.

Vale lembrar que, como a Terra não é um referencial inercial, forças fictícias aparecerão. A força centrífuga é via de regra pequena o suficiente para se somar ao termo gravitacional. Já a força de Coriolis aparece como um termo à parte, muito importante na dinâmica atmosférica, especialmente em latitudes mais altas.

A equação do momento para a atmosfera pode ser escrita como

$$\underbrace{\frac{D\vec{V}}{Dt}}_{\text{aceleração}} = \underbrace{-2\vec{\Omega} \times \vec{V}}_{\text{Coriolis}} - \underbrace{\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p}_{\text{gradiente de pressão}} - \underbrace{g \vec{k}}_{\text{gravidade}} + \underbrace{\vec{F}_a}_{\text{atrito}} \quad (2.7)$$

onde $\vec{\Omega}$ é o vetor velocidade angular da Terra.

Expandindo-se a equação (2.7) nas três componentes, num espaço de coordenadas cartesianas, obtém-se

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} + f v - \hat{f} w - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + F_{au} \quad (2.8)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - f u - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + F_{av} \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -u \frac{\partial w}{\partial x} - v \frac{\partial w}{\partial y} - w \frac{\partial w}{\partial z} + \hat{f} u - g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + F_{aw} \quad (2.10)$$

onde

$$f = 2 \left| \vec{\Omega} \right| \sin \varphi \quad \hat{f} = 2 \left| \vec{\Omega} \right| \cos \varphi$$

e φ é a latitude.

A força de atrito é somente importante nas camadas da atmosfera bem próximas à superfície. Entretanto, esse termo costuma ser mantido nas equações de modelos numéricos atmosféricos, e sua função é mais de “ajuste” para levar em conta os efeitos de processos de escala sub-grade, ou seja, processos que ocorrem em uma escala menor que a escala “resolvida” pelo modelo. Esta questão será abordada no final deste capítulo e no capítulo 4.

Várias aproximações podem ser feitas nas equações do momento horizontal, dependendo da aplicação. Modelos de grande escala mais simples podem usar as aproximações quase-geostrófica ou semi-geostrófica. Outros modelos podem usar equações derivadas a partir de (2.8) e (2.9), como a equação da vorticidade, por exemplo.

Outra aproximação, cujo uso é muito comum nos modelos de grande escala é a aproximação hidrostática, na qual as perturbações de pressão e densidade estão em equilíbrio hidrostático. Neste

caso, na equação do momento vertical (2.10), desprezam-se os termos de aceleração (derivada local da velocidade vertical e termos de advecção) e o termo de Coriolis, obtendo-se

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (2.11).$$

Embora essa aproximação seja bastante usada em modelos de grande escala, os atuais modelos de mesoescala ou de área limitada, costumam usar a equação não-hidrostatica (2.10) para os movimentos verticais. Na verdade, a equação não-hidrostatica é essencial para a simulação correta de determinados fenômenos de mesoescala.

2.5. Conservação da Energia

O princípio da conservação de energia é dado pela 1ª Lei da Termodinâmica, que expressa a variação da temperatura (T) com sendo a taxa de aquecimento ou esfriamento adiabático (devido a variação de volume da parcela), mais a taxa de aquecimento ou esfriamento diabático (devido a outros processos, tais como radiação, mudanças de fase da substância água, etc).

Matematicamente:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} - w \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{p}{c_v} \frac{D\alpha}{Dt} + \frac{Q}{c_v} \quad (2.12)$$

onde:

c_v é o calor específico a volume constante;

$\alpha (=1/\rho)$ é o volume específico;

e Q a taxa de aquecimento ou esfriamento diabático, por unidade de massa.

Os processos que contribuem para o aquecimento (positivo) ou esfriamento (negativo) diabático, podem ser esquematizados conforme a expressão abaixo:

$$\begin{aligned} \dot{Q} = & \left[\begin{array}{c} + \text{condensação} \\ - \text{evaporação} \end{array} \right] + \left[\begin{array}{c} + \text{solidificação} \\ - \text{fusão} \end{array} \right] + \left[\begin{array}{c} + \text{deposição} \\ - \text{sublimação} \end{array} \right] + \left[\begin{array}{c} + \text{convergência de fluxo radiativo} \\ - \text{divergência de fluxo radiativo} \end{array} \right] \\ & + \left[\begin{array}{c} + \text{reações quím.exotérmicas} \\ - \text{reações quím.endotérmicas} \end{array} \right] + \left[\begin{array}{c} + \text{dissipação molecular} \\ - \text{de energia cinética (atrito)} \end{array} \right] \end{aligned}$$

Uma outra forma bastante comum da equação termodinâmica em modelos numéricos é a que usa a temperatura potencial (θ).

A temperatura potencial é uma grandeza que se conserva em processos adiabáticos (isto é, quando a parcela não troca calor com seu “ambiente”), e é definida como sendo a temperatura que uma parcela atingiria se fosse levada “adiabaticamente” do nível de pressão “p” em que se encontra, até um nível de pressão de referência “ p_0 ” (igual a 1000 hPa). A expressão que relaciona a temperatura potencial com a temperatura é dada por

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R_d}{c_p}} \quad (2.13)$$

onde

R_d é a constante do gás “ar seco”; e
 C_p é o calor específico a pressão constante do ar seco.

Dizer que uma grandeza se conserva (ou seja, é constante) em uma parcela, significa dizer que a derivada total dessa grandeza é nula, ou seja

$$\frac{D\theta}{Dt} = 0 \Rightarrow \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\vec{V} \bullet \vec{\nabla} \theta \quad (2.14)$$

A equação (2.14) só é válida para processos adiabáticos. No caso geral, ou seja, diabático, a expressão da equação da termodinâmica fica

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\vec{V} \bullet \vec{\nabla} \theta + \dot{Q} \quad (2.15a)$$

ou, na forma de fluxo:

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho \theta) = -\vec{\nabla} \bullet \left(\rho \vec{V} \theta \right) + \rho \dot{Q} \quad (2.15b)$$

2.6. Conservação da Água

Como qualquer outra substância, a “substância” água se conserva, a não ser que sofra reações químicas. Uma vez que a água dificilmente reage quimicamente quando está na atmosfera, este efeito pode ser desprezado. Daí, a água apenas transita entre uma categoria e outra.

O termo categoria, no contexto de nosso curso, é mais amplo que o termo fase, que corresponde aos três estados físicos que a água pode adquirir na atmosfera terrestre (gasoso, líquido e sólido). Exemplos comuns de categorias de água são: vapor, gotículas ou “água de nuvem”, gotas ou “água de chuva”, cristais de gelo, neve ou agregados, “graupel”, granizo, ou simplesmente intervalos de tamanho de gotas líquidas ou cristais, como veremos posteriormente.

Para uma dada categoria de água (índice i), pode-se definir sua razão de mistura (r_i) como sendo a massa da água nessa categoria (m_i), por unidade de massa do ar seco (m_d), ou seja,

$$r_i = \frac{m_i}{m_d} \quad (2.16)$$

A taxa de variação da razão de mistura de uma dada categoria é dada simplesmente pela ação de suas fontes e sumidouros (S_i), ou seja,

$$\begin{aligned} \frac{Dr_i}{Dt} &= S_i \\ \Rightarrow \frac{\partial r_i}{\partial t} &= -u \frac{\partial r_i}{\partial x} - v \frac{\partial r_i}{\partial y} - w \frac{\partial r_i}{\partial z} + S_i \end{aligned} \quad (2.17)$$

Considere o caso simples de um modelo que contém apenas vapor e água líquida, sem precipitação, ou seja, um modelo que poderia simular nuvens de bom tempo de maneira simplificada. Neste caso, teríamos duas equações do tipo (2.14), uma para o vapor (índice $i = 1$) e outra para a “água de nuvem” (índice 2). Neste caso, as fontes e sorvedouros seriam

$$S_1 = \text{água evaporada} - \text{água condensada}$$

$$S_2 = \text{água condensada} - \text{água evaporada}$$

Modelos mais complexos podem ter muitas outras categorias de água e, portanto, um número enorme de fontes e sumidouros, como veremos no capítulo 4.

O raciocínio usado para a água pode ser generalizado para outras substâncias. Isto pode ser de interesse quando se quer estudar transporte de aerossóis, poluentes, etc.

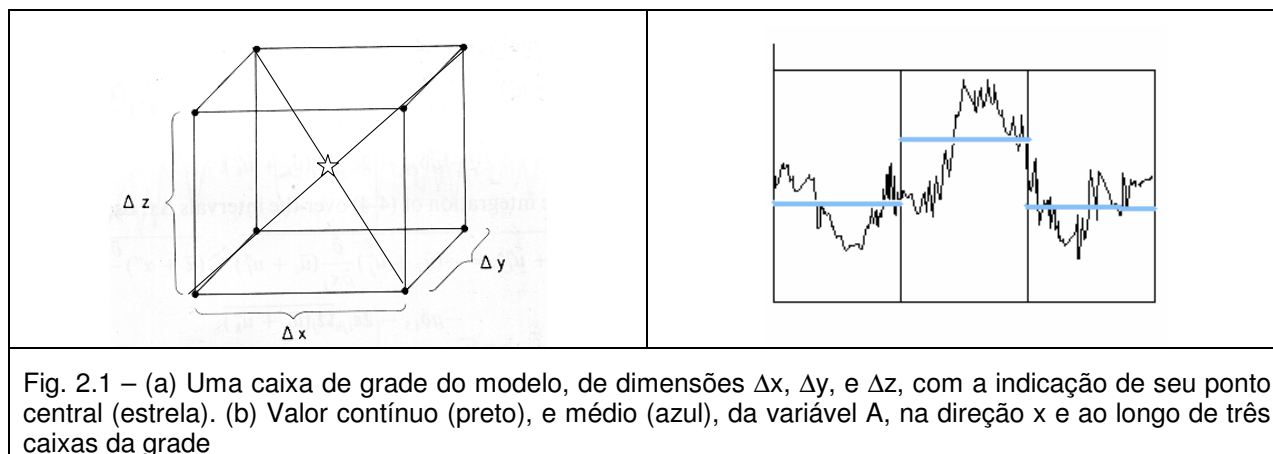
2.7. “Médias de Reynolds”

Uma última consideração a ser feita, é que as equações apresentadas acima passam ainda por um processo chamado de “média de Reynolds”, para serem finalmente aplicadas nos modelos numéricos.

Conforme foi visto no Capítulo anterior, o que o modelo representa, em cada ponto de sua grade, não é o valor da grandeza física naquele ponto, mas sim a média dessa grandeza dentro da caixa de grade. Na prática, o modelo é incapaz de resolver as “flutuações” dessa grandeza dentro da caixa.

Para tentar entender melhor esse conceito, vamos considerar a Figura 2.1. A parte esquerda dessa figura mostra uma caixa da grade, com a estrela marcando o ponto central, ponto este representativo dessa caixa. Vamos supor que uma variável “A” qualquer tenha variação contínua (real) somente na direção x. A parte esquerda da figura 2.1 mostra a variação de A (ordenada) na direção x (abscissa), ao longo de três caixas da grade. A linha preta representa os valores contínuos da variável A no espaço, enquanto que a linha azul representa o valor médio de A, dentro de cada uma das três caixas.

Perceba que, dentro de cada caixa de grade, a variável tem uma “flutuação” de valor em torno da média, porém essas variações não são “percebidas” pelo modelo, já que ele considera apenas o valor médio. É o caso, por exemplo, de variações de mesoescala nos ventos em um modelo de grande escala, das flutuações nos campos de umidade e temperatura associadas com nuvens dentro de um modelo de mesoescala, ou dos efeitos dos pequenos turbilhões em um modelo de LES.



Observar ainda que o valor no centro de cada caixa não é necessariamente o valor médio da variável ao longo dessa caixa. O valor no ponto central pode ser considerado como sendo a média, mais uma “flutuação” (ou “desvio”, ou “perturbação”). Matematicamente,

$$A = \bar{A} + A' \quad (2.18),$$

onde a média é definida como

$$\bar{A} = \frac{1}{\Delta x \Delta y \Delta z \Delta t} \int_{x-\frac{\Delta x}{2}}^{x+\frac{\Delta x}{2}} \int_{y-\frac{\Delta y}{2}}^{y+\frac{\Delta y}{2}} \int_{z-\frac{\Delta z}{2}}^{z+\frac{\Delta z}{2}} \int_{t-\frac{\Delta t}{2}}^{t+\frac{\Delta t}{2}} A(x, y, z, t) dx dy dz dt \quad (2.19)$$

Observar que a média é feita também em relação a um intervalo de tempo Δt , já que a grandeza pode variar no espaço e no tempo.

A seguir, aparecem algumas considerações necessárias às deduções das médias de Reynolds. Elas advêm do fato de que o operador de média é uma integral cujos limites são fixos.

$$\begin{aligned} \overline{\bar{A}} &= \bar{A} \\ \overline{A'} &= 0 \\ \overline{\left(\frac{\partial A}{\partial s} \right)} &= \frac{\partial \bar{A}}{\partial s}, \quad s = x, y, z, t \end{aligned} \quad (2.20)$$

Se, por exemplo, aplicarmos a definição (2.18) para a densidade e temperatura potencial, na equação termodinâmica na forma de fluxo (equação 2.15), desprezarmos as perturbações na densidade e calcularmos a média sobre a equação resultante, obteremos, usando as relações (2.20):

$$\frac{\partial}{\partial t} (\bar{\rho} \bar{\theta}) = - \vec{\nabla} \bullet \left(\bar{\rho} \vec{\bar{V}} \bar{\theta} \right) + \bar{\rho} \dot{\bar{Q}} - \vec{\nabla} \bullet \left(\bar{\rho} \vec{\bar{V}'} \bar{\theta}' \right) \quad (2.21)$$

Para simplificar a notação, podemos retirar as setas que indicam vetores, e os símbolos de média de uma única variável, de modo que as variáveis “linha” representem flutuações, e variáveis “sem linha” representem médias. Assim, podemos reescrever (2.21) como

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho \theta) = - \nabla \bullet (\rho V \theta) + \rho \dot{Q} - \nabla \bullet (\rho \bar{V}' \bar{\theta}') \quad (2.22)$$

O último termo, que contém uma “correlação” entre as flutuações no vento e na temperatura potencial representa o transporte não resolvido pela grade do modelo, ou o transporte na escala da sub-grade, ou ainda, de uma forma genérica, a turbulência.

3. COMPONENTES DE UM MODELO DE MESOESCALA

3.1. O método de previsão – diferenças finitas

No capítulo 2 foram apresentadas as equações de física que governam os movimentos atmosféricos: (i) a equação de estado (2.1); (ii) a equação da continuidade (2.3); (iii) as equações do momento para os três componentes do vento (2.8, 2.9 e 2.10); (iv) a equação da termodinâmica (2.12); e (v) as equações de conservação para as categorias de água.

Todas essas, exceto a equação de estado, envolvem a variação temporal de parâmetros meteorológicos, através do operador $\partial/\partial t$. Essas equações que envolvem a variação temporal são chamadas de equações prognósticas, pois a partir delas são feitas as previsões dos valores futuros dessas variáveis. Equações que não envolvem a variação no tempo, tal como a equação de estado (ou a equação hidrostática (2.11), e a aproximação anelástica (2.5)), são chamadas de equações diagnósticas.

As equações listadas acima são independentes entre si e, se observarmos as variáveis dependentes dessas equações (p , ρ , T_v , u , v , w , r_i) veremos que temos o mesmo número de variáveis dependentes e de equações. Se conhecermos os termos “físicos” dessas equações (F_a , Q , S_i), teremos então um sistema fechado e, portanto, matematicamente possível de ser resolvido. Entretanto, esse sistema de equações é muito complexo para ser resolvido analiticamente e, na modelagem numérica, são utilizados métodos algébricos para resolvê-lo.

O método associado à resolução das equações em modelos de pontos de grade é o chamado método de aproximação por diferenças finitas. Neste caso, o procedimento adotado é de substituir as derivadas temporais e espaciais por diferenças entre instantes do tempo e entre pontos no espaço, respectivamente:

$$\frac{\partial A}{\partial t} \approx \frac{\Delta A}{\Delta t} \equiv \frac{A^{t+\Delta t} - A^t}{\Delta t}$$

$$\frac{\partial A}{\partial s} \approx \frac{\Delta A}{\Delta s} \equiv \frac{A_{s+\Delta s} - A_s}{\Delta s}, \quad s = x, y, z$$

onde Δs é o espaçamento da grade (na direção x , y ou z), e

Δt é o passo no tempo.

Observar que neste método tanto o espaço quanto o tempo (que na verdade é contínuo) são “discretizados”.

Para ilustrar o procedimento de uma “previsão numérica de tempo”, vamos supor que queremos saber o valor futuro da umidade específica “ q ” em uma caixa da grade, devido a advecção de umidade por um vento médio “ U ”, conforme esquema da Figura 3.1 abaixo.

A equação derivada (na forma contínua) para resolver este problema é:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\bar{U} \frac{\partial q}{\partial x}$$

Na forma de diferenças finitas, esta equação pode ser aproximada por:

$$\frac{q_{x,y}^{t+\Delta t} - q_{x,y}^t}{\Delta t} = -\bar{U} \frac{q_{x+\Delta x,y}^t - q_{x-\Delta x,y}^t}{2\Delta x}$$

onde t é o instante atual, $t+\Delta t$ é o instante futuro, $x+\Delta x$ é o ponto a leste, e $x-\Delta x$ é o ponto a oeste do ponto de interesse.

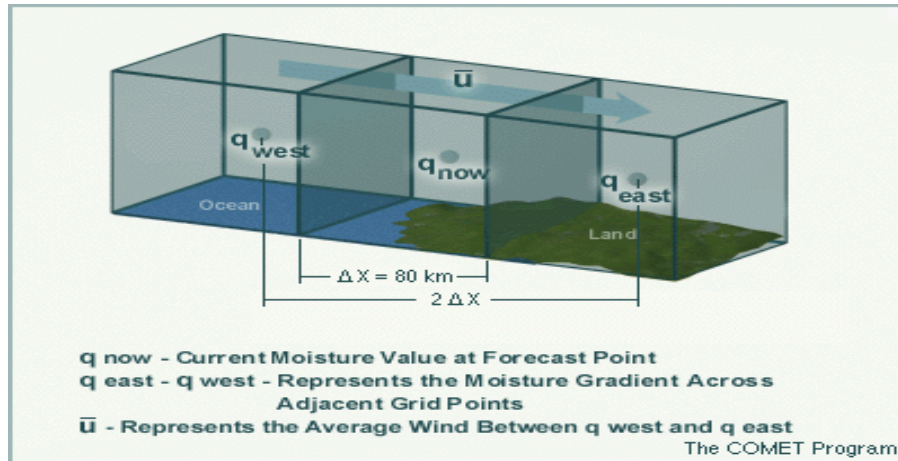


Fig. 3.1 - Esquema de uma grade para previsão da umidade específica no ponto “x,y” (caixa central), devido a advecção.

Assim, o valor futuro da umidade específica no ponto “x,y” pode ser obtido simplesmente re-arranjando os termos dessa equação:

$$q_{x,y}^{t+\Delta t} = q_{x,y}^t - \frac{\bar{U}\Delta t}{2\Delta x} (q_{x+\Delta x,y}^t - q_{x-\Delta x,y}^t)$$

Ou, escrito de uma forma mais conceitual:

$$q^{futuro} = q^{agora} - \frac{\bar{U}\Delta t}{2\Delta x} (q_{leste} - q_{oeste})^{agora}$$

Na atmosfera real, a advecção geralmente ocorre em escalas muito pequenas. Por exemplo, a brisa marítima é associada a forte advecção, porém confinada a distâncias de poucas dezenas de quilômetros a partir da costa. No exemplo acima, os pontos de grade são espaçados de 80 km. Esta falta de resolução introduz erros na solução da equação de diferenças finitas. Quanto maior a distância entre os pontos da grade, menos hábil é o modelo em detectar variações de pequena escala nos campos meteorológicos. As deficiências na habilidade das aproximações por diferenças finitas, em calcular exatamente os gradientes ou as derivadas de ordem maior, são chamados de erros de truncamento.

Notar ainda que esta é a aproximação por diferenças finitas mais simples possível. Na prática, expressões mais complexas são utilizadas para aumentar a precisão da aproximação. Normalmente, mais pontos de grade são também envolvidos no cálculo de cada termo.

Os erros de truncamento podem ser diminuídos com a escolha de esquemas de diferenças finitas mais elaborados. Entretanto, o principal fator que determina esse erro é a “resolução” do modelo, que está ligada ao espaçamento dos pontos da grade e ao passo no tempo. No próximo item vamos

explorar alguns aspectos da resolução dos modelos, e algumas implicações, por exemplo, na definição de características da superfície, tais como topografia e linha da costa.

3.2. A “resolução” de um modelo de pontos de grade

Conforme foi dito no capítulo 1, num modelo de pontos de grade os campos meteorológicos contínuos na atmosfera real são representados em pontos desconectados de uma malha (Figura 3.2).

Na verdade, o valor no ponto da grade pode ser visto como sendo a média de valores observados dentro da área da caixa da grade (Figura 3.3).

Essa representação discreta pode mascarar determinados aspectos dos campos meteorológicos, como por exemplo, suavizar gradientes horizontais de temperatura ou de qualquer outra variável (Figura 3.4).

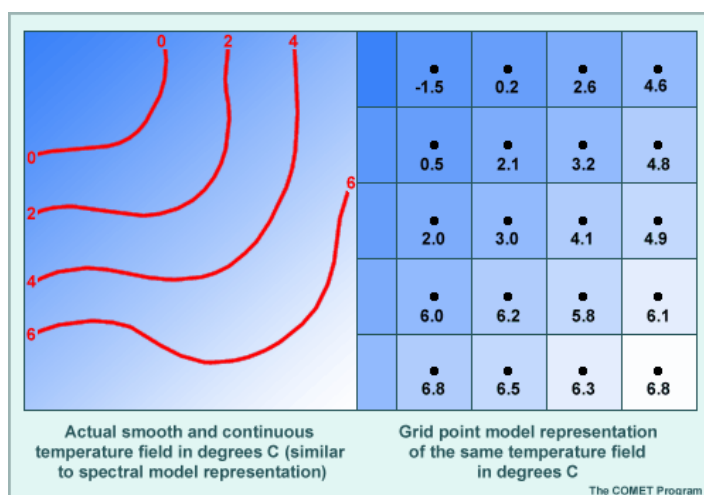


Fig. 3.2 – Exemplo da representação discreta em um modelo de pontos de grade, para um campo meteorológico contínuo.

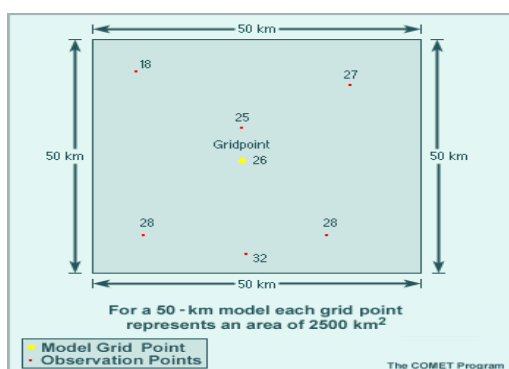


Fig. 3.3 – Área coberta por cada caixa da grade, com o valor no centro representando a média de valores observados na área.

Uma forma de aumentar a resolução de um modelo é aumentar o número de pontos na mesma área de domínio do modelo (diminuindo, portanto o espaçamento dos pontos da grade). Entretanto, o aumento na resolução implica num aumento nos recursos computacionais pois o modelo deve determinar valores para mais pontos de grade. Como ilustrado abaixo (Figura 3.5), se a distância entre os pontos de grade for dividido pela metade (uma resolução mais alta), o numero de pontos de grade sobre a mesma área quadruplica.

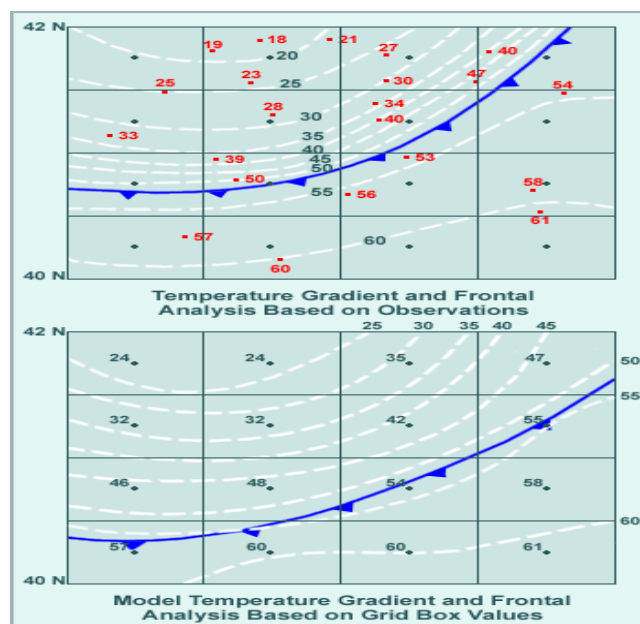


Fig. 3.4 – Efeito de suavização de gradientes horizontais pela representação dos campos em pontos de grade.

Porém, conforme será visto adiante, esse procedimento envolve mais do que isso. O passo no tempo necessário pelos esquemas de diferenças finitas também decresce quando a resolução aumenta (quando Δx e Δy diminuem), significando que o modelo deve fazer mais passos intermediários, para produzir uma previsão com a mesma duração. Portanto, a escolha do espaçamento da grade de um modelo depende dos recursos computacionais disponíveis, bem como da escala dos fenômenos que se deseja simular.

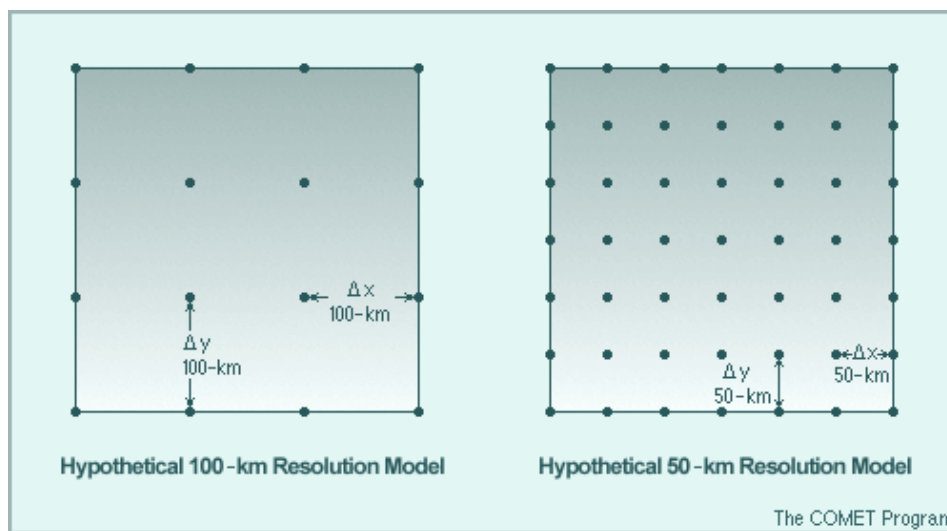


Fig. 3.5 – Esquema mostrando o aumento da resolução de um modelo, e conseqüente aumento do número de pontos.

Mas, qual é a menor escala que um modelo de pontos de grade pode representar ?

A Figura 3.6 é utilizada, a seguir, para responder a essa questão. Suponha que se deseje simular um fenômeno, no caso uma seqüência de nuvens precipitantes, com escala “L”. Caso fosse possível medir a precipitação de forma contínua, obteríamos um gráfico contínuo (em azul) como mostrado no primeiro painel abaixo das nuvens.

Porém, não é possível fazer essa medida contínua, mas sim com pluviômetros pontuais (cruz verde) que devem ser colocados sob as nuvens, a uma distância “s” entre eles. Nos dois painéis

seguintes, os pluviômetros foram colocados espaçados de “ $s=L$ ”, sendo esse o “espaçamento da grade”. Conforme pode ser observado, o valor medido (em tracejado azul) é um valor constante, podendo variar de zero ao valor máximo real, conforme a posição relativa dos pontos da grade.

Influência do *espaçamento* entre os pontos de amostragem na medida de parâmetros meteorológicos

Legenda : L - escala típica do fenômeno
 s - espaçamento entre instrumentos
 x - localização do instrumento
 • - valor medido

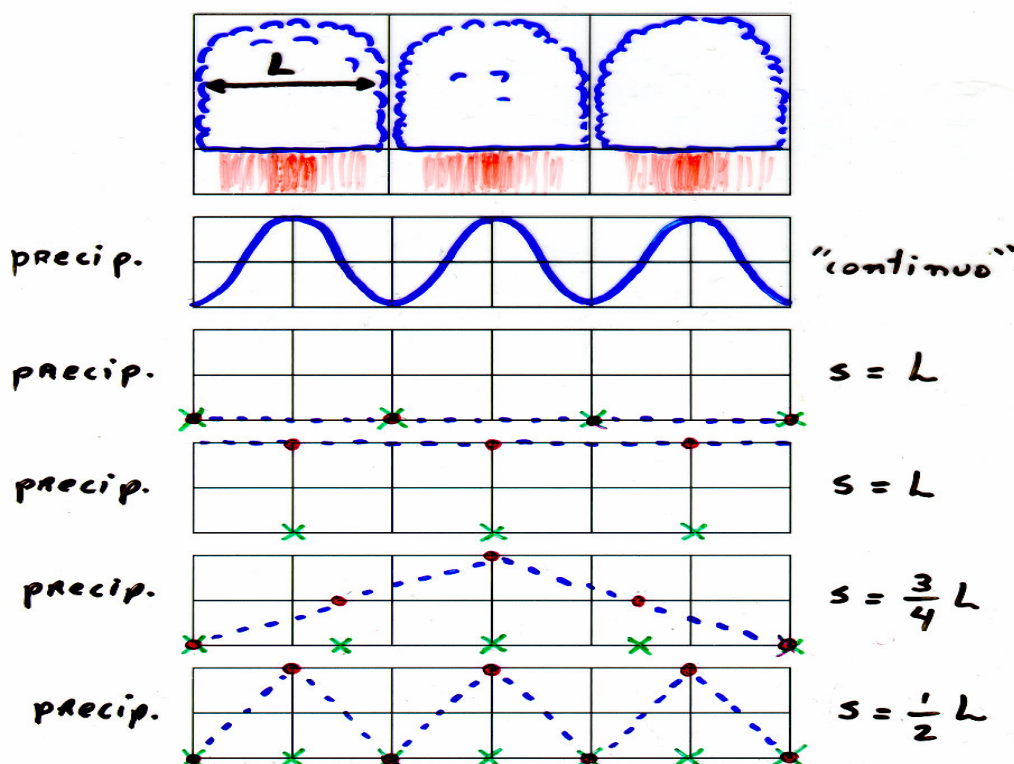


Fig. 3.6 – Exemplo ilustrativo da influência do espaçamento entre pontos de grade, na representação de parâmetros meteorológicos contínuos.

Na situação seguinte, os pluviômetros foram colocados em distâncias “ $s=(3/4)L$ ”. Pode-se observar que a precipitação medida pelos pluviômetros, agora mostra uma certa variação espacial, mas de maneira errônea em relação à real. Esse efeito (ou “defeito”) é chamado de “aliasing”, e significa que um determinado comprimento de onda é “visto” pelo modelo como sendo de outro comprimento de onda maior.

O último painel mostra uma situação onde os pluviômetros estão espaçados de “ $s=(1/2)L$ ”. Neste caso é possível observar que o padrão ondulatório do fenômeno é relativamente bem representado pelas observações.

Assim, um modelo de pontos de grade consegue “resolver” fenômenos que tenha no mínimo uma escala de duas vezes o espaçamento da grade. Por exemplo, se desejamos simular uma linha de instabilidade que tenha uma largura de 20 Km, precisaríamos utilizar um modelo com espaçamento de grade de, no mínimo, 10 Km.

Na verdade, para simular um determinado fenômeno meteorológico são necessários de 8 a 10 pontos de grade, para que suas características reais sejam preservadas, conforme ilustrado na Fig. 3.7.

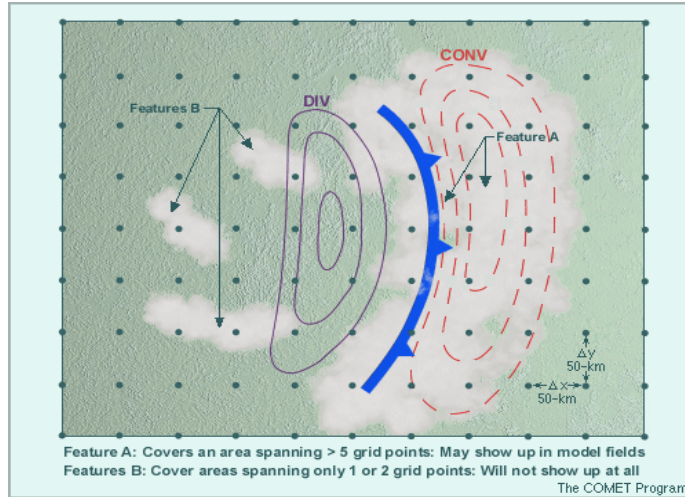


Fig. 3.7 – Exemplo de padrões atmosféricos que podem, ou não, ser “vistos” por um modelo de pontos de grade.

Conforme comentado acima, aumentar a resolução espacial de um modelo, através da diminuição do espaçamento da grade, implica também na necessidade de diminuir o passo no tempo. A princípio, um menor passo de tempo oferece uma melhor resolução temporal e diminui os erros de truncamento associados à aproximação nas derivadas temporais. Entretanto, nem sempre é possível escolher o espaçamento de grade e o passo de tempo que se quer. A limitação mais óbvia fica por conta da máquina. O espaço limitado de memória impede o uso de um número muito grande de pontos de grade; e a capacidade limitada de processamento inviabiliza o uso de um número excessivo de passos de tempo, que levaria a um tempo de CPU extremamente elevado.

Mas existe uma outra limitação matemática que relaciona o espaçamento de grade e o passo de tempo, comumente encontrada em modelos atmosféricos: a chamada “condição de Courant-Friedrich-Lewy”, ou, simplesmente, “CFL”. Esta condição implica em que o número de Courant, C , definido na equação abaixo, deve ser menor ou igual a 1, para que o modelo seja estável (ou seja, não produza valores infinitos ao longo da rodada do modelo):

$$C \equiv v \frac{\Delta t}{\Delta s} \leq 1, \quad s = x, y, z$$

onde Δt é o passo no tempo, Δs o menor espaçamento entre pontos de grade, e v é a maior velocidade característica admitida pelo modelo utilizado.

A não ser que determinados artifícios sejam feitos, a maior velocidade encontrada, a princípio, é a velocidade do som, que é da ordem de 300 m/s. Assim, por exemplo, para um modelo onde o espaçamento horizontal da grade seja de 30 km, o maior passo no tempo que se pode utilizar é de

$$300 \text{ m/s} \frac{\Delta t}{30000 \text{ m}} \leq 1 \Rightarrow \Delta t \leq 100 \text{ seg.}$$

Para evitar instabilidades numéricas relacionadas às ondas de som, costuma-se usar procedimentos tais como o chamado “time-splitting” (divisão do passo de tempo em pequenos intervalos somente para o cálculo das componentes mais rápidas) ou a redução artificial da velocidade das ondas sonoras.

3.3. Resolução e características de superfície do modelo

A resolução do modelo tem influência direta ou indireta não só nos erros de truncamento ou na sua habilidade em resolver padrões de diferentes escalas, mas também na representação das características da superfície no domínio simulado. Conforme a resolução, os modelos têm grandes dificuldades em resolver os padrões atmosféricos influenciados ou causados pelas características da superfície da terra, tais como a topografia e as interfaces costeiras.

A representação do terreno em modelos numéricos é normalmente muito mais suavizada que na realidade. Isso pode provocar significativos erros na simulação do escoamento, e de outras características associadas sobre topografia complexa (Figura 3.8).

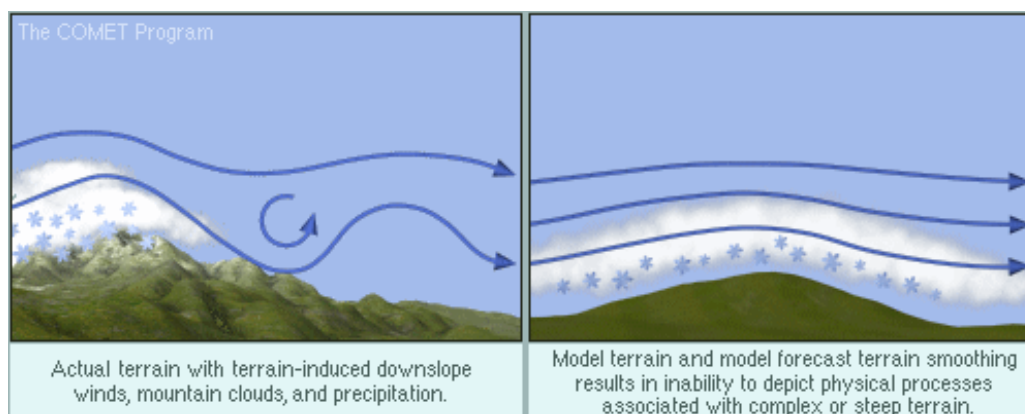


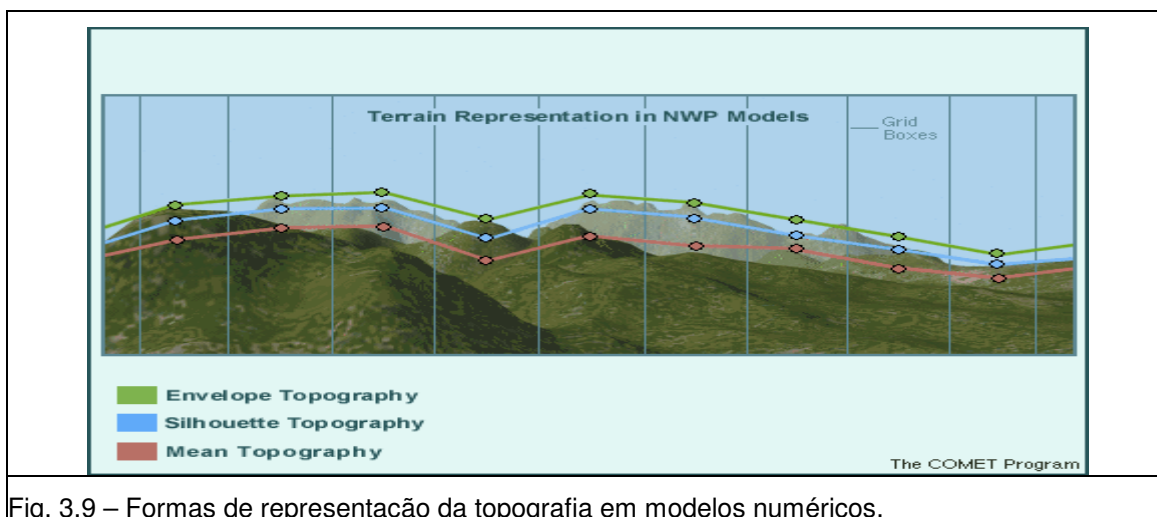
Fig. 3.8 – Exemplo do efeito da suavização da topografia sobre fenômenos associados a escoamento sobre montanhas.

A suavização do terreno é função da resolução horizontal do modelo e dos detalhes do conjunto de dados de topografia utilizado. Se o conjunto de dados de topografia for grosseiro, ele não pode fornecer os detalhes da topografia para modelos de alta resolução. Se a resolução do modelo for baixa, não pode resolver os padrões da orografia, e os detalhes fornecidos pelo conjunto de dados serão perdidos pela suavização. Na maioria dos casos, é desejável alguma suavização do terreno, em parte porque o escoamento do ar sobre terreno complexo pode gerar ruídos de pequena escala nos campos meteorológicos simulados, mascarando os sinais de maior escala.

Dados topográficos usados em modelos vêm de várias fontes. Atualmente é possível obter-se pela Internet dados de topografia com resolução de cerca de 1 km, como no site da NOAA (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/>), ou do USGS (<http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.asp>).

Vários métodos são utilizados para tratar os dados de altura de terreno, para se obter valores de altura representativos para cada caixa da grade do modelo. Conforme a Figura 3.9, entre eles podemos citar:

- **Orografia media:** usa a média dos dados de terreno dentro da caixa da grade. Este método reduz consideravelmente os topos das montanhas, especialmente se a caixa de grade for grande, diminuindo bastante o efeito de bloqueio de um escoamento cruzando as montanhas.
- **Orografia envelope:** é como um “manto” sobre o terreno que “cola” nos platôs, mas sobe suavemente para cobrir todos os picos, exceto os muito agudos. Isto assegura que o efeito geral de bloqueio do terreno possa ser simulado. Porém, os vales são preenchidos e o terreno é consideravelmente suavizado.
- **Orografia silhueta:** faz a média somente dos padrões mais altos em cada caixa da grade. Assim, a topografia representada se situa abaixo dos topos das montanhas, mas acima dos vales. Alguns modelos usam variações ou combinações desses métodos para tentar representar melhor a topografia.



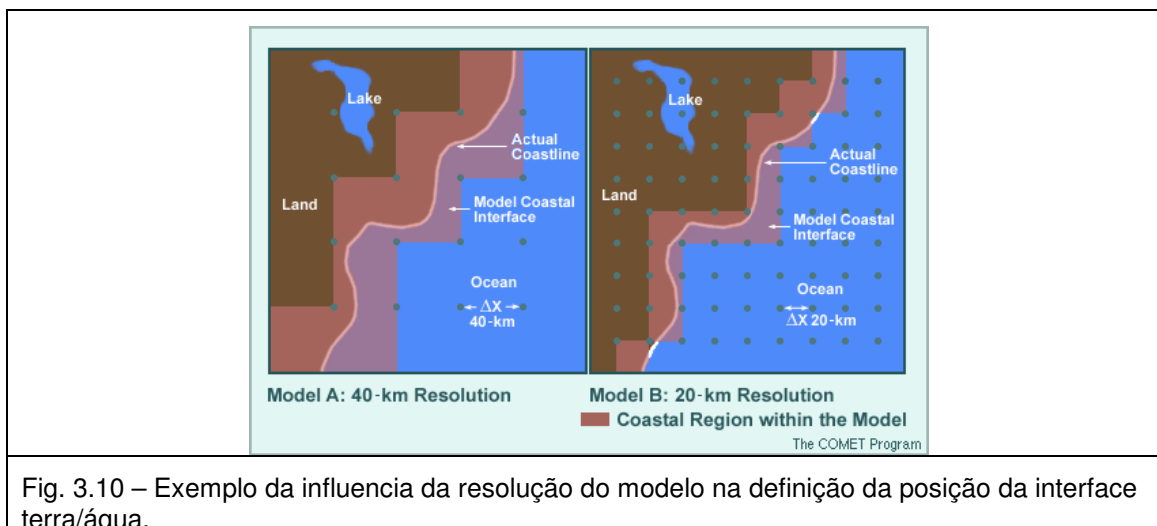
Os defeitos mais comuns na representação dos detalhes da topografia, conforme o espaçamento dos pontos da grade, são:

- As elevações dos picos das montanhas e cordilheiras mais altas são geralmente menores que na realidade;
- Os vales não são geralmente representados, ou são representados com menores diferenças entre eles e os picos mais próximos (ie, os vales são “preenchidos”);
- As montanhas são “espalhadas” em uma área maior que na realidade, às vezes avançando sobre os oceanos;
- Os gradientes de elevação são subestimados, especialmente em regiões de topografia complexa e íngreme.

Os modelos também têm dificuldade de resolver os padrões atmosféricos causados ou influenciados pela interface entre a terra e grandes corpos de água. Isto inclui as regiões costeiras oceânicas, grandes lagos ou os grandes rios da Amazônia.

Como as propriedades do solo e da água são muito diferentes, o modelo irá fazer uma pobre representação dos processos que ocorrem ou são influenciados pela interface terra/água, se sua resolução não for suficiente para determinar a localização dessa interface. Por exemplo, represas como as de Itaipu ou Tucuruí, no Brasil, não são representadas em modelos globais, ou em modelos regionais de baixa resolução. Lagos menores ou rios de grande largura, como os da Amazônia, só podem ser representados por modelos de meso-escala de alta resolução.

Para ilustrar essa questão, vamos considerar o exemplo da Figura 3.10.



Neste exemplo, a linha da costa nos modelos A e B está situada nas regiões sombreadas em púrpura. No modelo A, a interface terra/água está situada dentro de uma faixa de 40 km na maior parte da área, as irregularidades da linha da costa real não são bem representadas, e o lago é totalmente desconhecido pelo modelo. No modelo B, a interface terra/água está dentro de uma faixa de 20 km, as irregularidades da linha da costa são mais bem representadas, e três pontos identificam o lago.

Embora a resolução horizontal tenha um papel chave em determinar a habilidade de um modelo em resolver determinadas características dos fenômenos atmosféricos, outros fatores, tais como o tipo e resolução da coordenada vertical, também tem um impacto significativo.

3.4. Coordenadas verticais

A estrutura vertical de um modelo é tão importante para definir o comportamento quanto sua configuração horizontal. Uma descrição apropriada da estrutura vertical da atmosfera requer uma coordenada vertical apropriada e com suficiente resolução vertical.

Praticamente todos os modelos de atmosfera usam estrutura vertical discreta produzindo, então, previsões médias para uma camada atmosférica entre superfícies coordenadas verticais, e não previsões nas próprias superfícies.

Os requisitos para a escolha de um determinado sistema de coordenada vertical para um modelo são:

- Deve, ou decrescer continuamente (por exemplo, coordenada de pressão), ou crescer continuamente (por exemplo, coordenada isentrópica) na vertical (Figura 3.11). Ou seja, a coordenada deve apresentar um comportamento monotônico com a altura. Isto evita que a mesma superfície coordenada apareça em vários níveis na atmosfera.
- Deve preservar as propriedades conservativas da atmosfera e tratar os processos dinâmicos de maneira precisa, tais como movimentos diabáticos ou adiabáticos e escoamento sobre o terreno.
- Deve representar com precisão a força do gradiente de pressão (FGP, usado para calcular o vento geostrófico), tanto sobre terreno plano quanto inclinado.

A maioria dos modelos hidrostáticos usa configurações relativamente simples para suas coordenadas verticais. Porém, nenhum sistema de coordenada vertical é perfeito; cada um possui suas qualidades e limitações. Por exemplo: (i) O uso de coordenadas SIGMA, ao invés da altura ou pressão, evita as complicações que surgem quando as superfícies de altura ou pressão interceptam o solo, especialmente em áreas montanhosas; (ii) Sob muitas circunstâncias, o uso da coordenada ETA ao invés da sigma melhora o cálculo dos ventos e do movimento vertical em áreas de topografia muito inclinada; (iii) O uso de coordenadas isentrópicas melhora a previsão de processos de pequena escala próximo a frentes e correntes de jato, porém introduzem dificuldades próximo à superfície da terra.

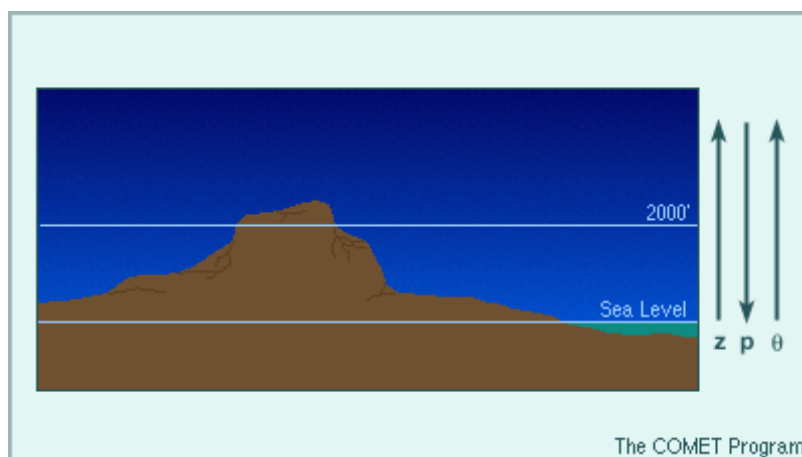


Fig. 3.11 – Direção de coordenadas verticais em relação à altura.

3.4.1. Sistema de Coordenada SIGMA (σ)

As equações do momento, que formam a base para todos os modelos numéricos da atmosfera, têm sua forma mais simples escrita em coordenada de pressão. Infelizmente, o sistema de coordenada de pressão não é particularmente adequado para resolver as equações de previsão pois, tal como as superfícies de altura, podem interceptar montanhas e conseqüentemente “desaparecer” em determinadas regiões do domínio do modelo.

Para tratar desse problema, Phillips, em 1957, desenvolveu um sistema de coordenada que segue o terreno, chamado de sistema de coordenada SIGMA (σ), conforme ilustrado na Figura 3.12. A coordenada sigma (ou variações dela, chamadas de coordenadas TIPO-SIGMA) é utilizada atualmente em inúmeros modelos de mesoescala.

Na sua forma mais simples, a coordenada sigma é definida como

$$\sigma = \frac{p}{p_s}$$

onde p é a pressão no nível de previsão na atmosfera do modelo, e p_s é a pressão na superfície da terra (mas não a pressão no nível médio do mar).

A superfície coordenada mais baixa do modelo (normalmente $\sigma = 1$) segue uma versão suavizada da topografia real.

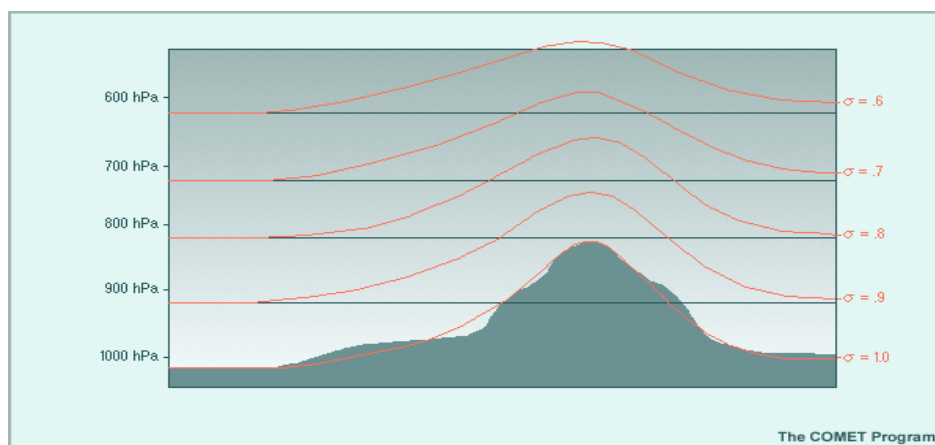


Fig. 3.12 – Esquema do sistema de coordenada sigma.

Notar que as inclinações do terreno usadas em modelos sigma são sempre suavizadas em certo grau. As outras superfícies SIGMA passam gradualmente de aproximadamente paralela ao terreno suavizado na base do modelo ($\sigma = 1$) até serem aproximadamente paralelas a superfícies de pressão constante no topo do modelo ($\sigma = 0$). A camada do topo é normalmente colocada bem acima da tropopausa, usualmente entre 25 e 1 hPa. (Neste caso, SIGMA é definida como

$$\sigma = \frac{p - p_T}{p_s - p_T},$$

onde p_T é a pressão no topo do modelo).

A coordenada vertical sigma pode também ser formulada em relação à altura (z), ao invés da pressão. Esse é o caso do modelo RAMS, que tem sua coordenada (tipo) SIGMA definida como

$$z^* = \left(\frac{z - z_g}{H - z_g} \right) H,$$

onde z é a altura (cartesiana) da superfície coordenada, z_g a altura da superfície em relação ao nível médio do mar, e H é a altura do topo do modelo.

Como foi dito anteriormente, todo sistema de coordenada possui certas vantagens e limitações.

As vantagens da coordenada SIGMA são:

- Vantagem 1: Como a coordenada sigma está relacionada à pressão, ela necessita de formulações relativamente simples para tratar as condições de fronteira inferior do modelo, sem complicar demasiadamente as equações do movimento. Essas formulações simplificadas são fáceis de serem programadas.
- Vantagem 2: A coordenada sigma se ajusta naturalmente a terrenos inclinados.
- Vantagem 3: A natureza de “seguir o terreno” da coordenada sigma se presta, por si mesmo, a aumentar a resolução vertical próximo ao solo, de forma consistente sobre todo o domínio do modelo.
- Vantagem 4: Diferente das coordenadas de pressão, altura, ou isentrópica, a coordenada sigma elimina o problema das superfícies coordenadas verticais interceptarem o solo. Os outros sistemas de coordenadas podem interceptar a superfície da terra em áreas de topografia irregular ou em áreas com fortes variações de pressão através do sistema meteorológico.

Por sua vez, as limitações da coordenada SIGMA são:

- Limitação 1: A previsão dos ventos pelo modelo depende da precisão com que é calculada a força do gradiente de pressão (FGP), que é bem simples de ser calculado em coordenada de pressão, uma vez conhecida a altura geopotencial. Porém, quando a superfície sigma se inclina, a PGP deve ser expandida da sua forma simples em coordenada de pressão para incluir os efeitos dessa inclinação. Isso introduz erros pois o “lapse-rate” deve ser interpolado para pontos que estão localizados entre as superfícies de pressão onde a altura geopotencial é observada. Esse erro pode se tornar muito grande em regiões de montanhas íngremes, comprometendo a previsão do vento.
- Limitação 2: Como a inclinação real (às vezes abrupta) de montanhas íngremes é suavizada em modelos de coordenada sigma, estes podem representar de forma errônea a altitude verdadeira da superfície. Isso pode causar grandes erros na previsão de pressão e temperatura em locais muito próximos a essas montanhas.
- Limitação 3: Ainda devido à suavização do terreno, que ocorre mesmo em regiões próximas à costa, faz com que pontos de terra no modelo sejam forçados a se estender além da linha da costa, para dentro do oceano.
- Limitação 4: Modelos sigma podem ter dificuldade em tratar eventos meteorológicos a sotavento de montanhas, tais como represamento de ar frio ou ciclogênese (vide Figura 3.13. Em fortes eventos de represamento de massas de ar frio, a inversão térmica real na atmosfera sobre a massa de ar frio, mostrada na parte direita da figura, é transformada parcialmente em um gradiente “horizontal” de temperatura, ao longo das superfícies sigma mais inclinadas. Como resultado, o modelo pode mover o ar frio para longe das montanhas através da advecção “horizontal” ao longo das superfícies sigma, ao invés de canalizar o escoamento sobre as montanhas, acima e paralelo à inversão sobre o ar frio. Da mesma forma, escoamento excessivo em baixos níveis montanha abaixo pode resultar em um exagerado “estiramento de vórtice” e pode produzir ciclogênese exagerada ou muito freqüente a sotavento das montanhas.

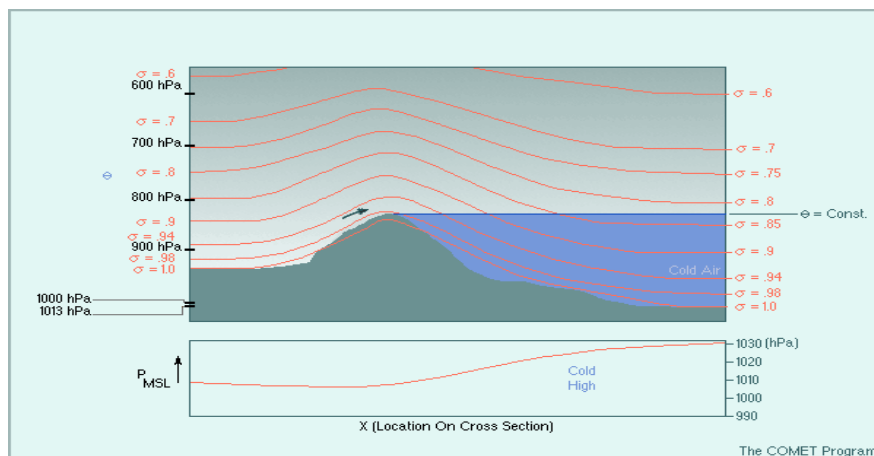


Fig. 3.13 – Deficiência da coordenada sigma em tratar de processos dinâmicos em baixos níveis, a sotavento de montanhas.

3.4.2. Sistema de Coordenada ETA (η) (ou “Degrau”)

A coordenada ETA foi criada no início dos anos 80 num esforço de reduzir os erros decorrentes do cálculo da força do gradiente de pressão usando modelos em coordenada SIGMA.

Na verdade, a coordenada ETA é uma outra forma da coordenada SIGMA, mas que usa a pressão no nível médio do mar (NMM) como referência, ao invés da pressão em superfície. Assim, ETA é definida como

$$\eta_s = \frac{p_r(z_s) - p_T}{p_r(z = 0) - p_T}$$

onde : p_T é a pressão no topo do modelo; $p_r(z = 0)$ é a pressão da atmosfera padrão no NMM (1013 hPa); e $p_r(z_s)$ é a pressão da atmosfera padrão no nível z_s do terreno do modelo (vide Figura 3.14)

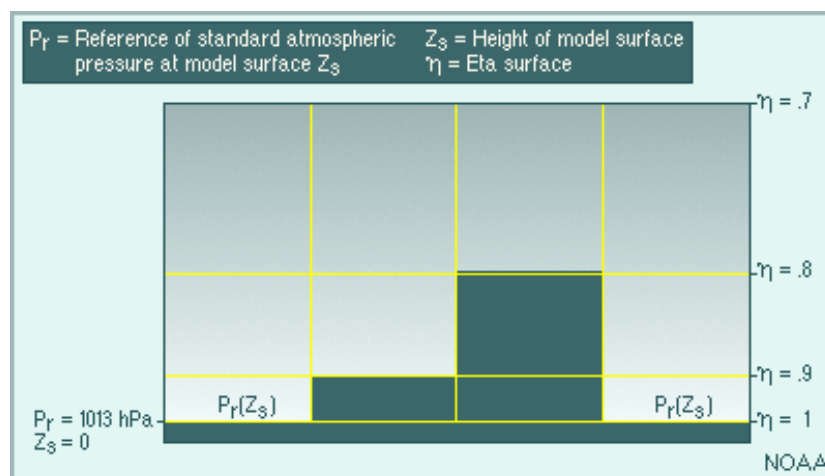


Fig. 3.14– Esquema do sistema de coordenada eta.

A coordenada eta varia de 0 a 1, do topo do modelo até o nível médio do mar. Diferente dos modelos em sigma, onde todas as caixas da grade estão acima da superfície da terra, nos modelos em eta, algumas das caixas da grade do modelo estão localizadas sob o solo, em área onde a elevação da superfície está acima do nível do mar. Isso requer formulações numéricas especiais para modelar o escoamento próximo à superfície da terra.

A diferença entre as definições dos sistemas de coordenadas sigma e eta permite que a camada inferior da atmosfera do modelo seja representada dentro de cada caixa da grade como um “degrau” plano, ao invés de uma camada inclinada como no caso da coordenada sigma. Por essa razão, a coordenada eta é às vezes chamada de coordenada montanha-degrau.

Esta configuração elimina quase todos os erros no cálculo da FGP e permite que o modelo que usa coordenada eta tenha diferenças de elevação extremas de um ponto da grade para seus pontos adjacentes. Modelos em coordenada eta podem, portanto, desenvolver fortes movimentos verticais em áreas de terreno muito inclinado, e assim representar mais precisamente o efeito de represamento que as montanhas podem ter em massas de ar estáveis.

Mesmo quando eta é usado como coordenada vertical, o terreno do modelo é ainda muito mais grosseiro que a topografia real, mas os gradientes topográficos são menos suavizados que nos modelos sigma. Embora esta representação de terreno seja fonte de erros em áreas fortemente afetadas por padrões de terreno em pequena escala, ela é ainda necessária para representar a elevação média dentro da área da caixa do modelo. A representação do terreno desta maneira impacta a escala dos padrões que devem ser preservados na previsão do modelo, tornando a previsão representativa das condições médias na caixa da grade.

Vamos agora mostrar um exemplo de como determinar qual nível eta está mais próximo de uma estação. Para simplificar o problema, vamos estabelecer que a pressão de referência no NMM seja de 1000 hPa (Figura 3.15).

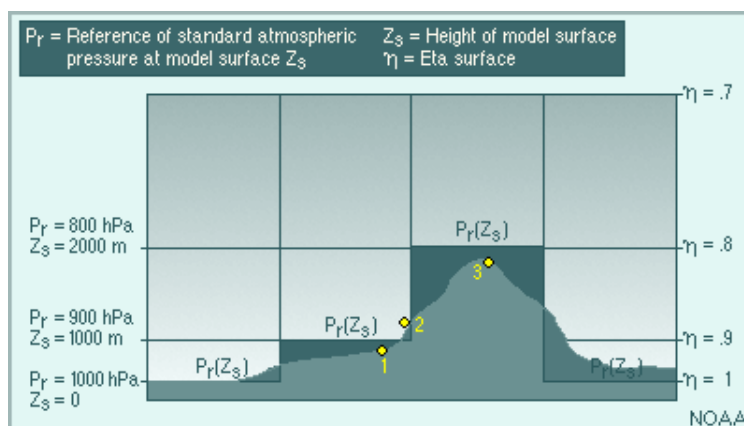


Fig. 3.15 – Esquema para exemplificar o calculo de superfícies eta.

Primeiro, as alturas de cada nível do modelo devem ser definidas. Neste exemplo, vamos definir um modelo com 10 camadas eta (somente 3 são mostradas na figura) distribuídas uniformemente em relação à pressão, do nível do mar até o topo da atmosfera. As pressões da atmosfera padrão são então determinadas em cada uma dessas alturas.

No ponto 1, a elevação real do terreno é 848 m. Isto é mais próximo da altura de 1000 m, definida para o primeiro nível eta. A pressão da atmosfera padrão nesta altura é de 900 hPa. Qual é, então, o nível eta mais próximo a este ponto ?

Usando a equação de eta

$$\eta_s = \frac{p_r(z_s) - p_T}{p_r(z = 0) - p_T} \Rightarrow \eta_s = \frac{900 - 0}{1000 - 0} = 0.9$$

Se formos para o ponto 2, a altura real do terreno é 1126 m, e é também mais próximo da altura de 1000 m. Portanto, o nível eta mais próximo a este ponto é novamente 0.9.

Porém, se subirmos até o ponto 3 (1832 m), a superfície eta mais próxima no modelo está em 2000 m. Aqui a pressão da atmosfera padrão é 800 hPa. O nível eta mais próximo é, portanto

$$\eta_s = \frac{800 - 0}{1000 - 0} = 0.8$$

Observar que os níveis eta são pré-definidos e a topografia do modelo é colocada na superfície eta mais próxima, mesmo se ela não coincida com a altura media ou suavizada do terreno na caixa da grade.

Este foi um exemplo simplificado. Na realidade, é necessário escolher os intervalos entre os níveis eta de tal forma que, tanto represente a “camada limite planetária” (CLP) com suficiente detalhe, quanto ainda represente as mudanças médias de elevação sobre todo o domínio do modelo.

O fato da coordenada eta ser horizontal em cada caixa da grade, e permitir que as características do terreno, tais como montanhas, sejam representadas como blocos de terra sólida em diversos níveis do modelo, tem muitas vantagens importantes.

- Vantagem 1: Os modelos eta não precisam fazer as interpolações verticais que são necessárias para calcular a FGP em modelos sigma. Isso reduz o erro no calculo da FGP e melhora a previsão dos ventos, temperatura e umidade em áreas de terreno muito inclinado (Figura 3.16)

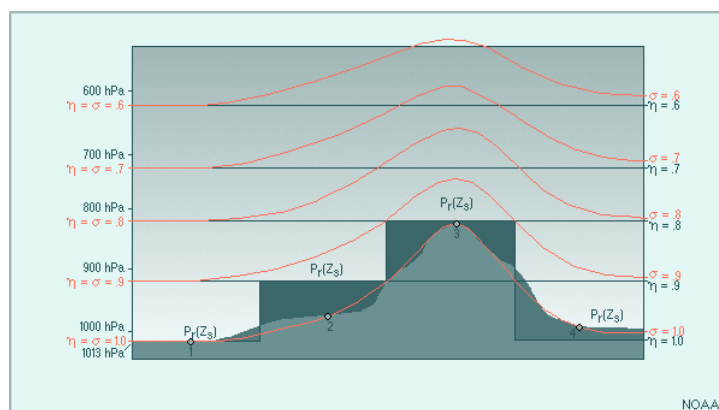


Fig. 3.16 – Comparação entre as superfícies coordenadas sigma e eta.

- Vantagem 2: Embora a formulação numérica, próximo à superfície, seja mais complexa, a convergência de baixos níveis em áreas de terreno inclinado é mais representativa das condições reais na atmosfera, do que na formulação mais simples dos modelos em sigma. A melhor previsão da convergência de baixos níveis resulta numa melhor previsão de precipitação nessas áreas. O melhor detalhamento do escoamento comparado com modelos sigma compensa o leve aumento no tempo computacional.
- Vantagem 3: Comparado com modelos sigma, os modelos eta podem freqüentemente melhorar a previsão de eventos de represamento de ar frio, e ciclogênese a sotavento de montanhas. Por exemplo, em eventos de represamento de ar frio (Figura 3.17), a inversão térmica na atmosfera real acima da massa de ar frio mostrada na parte direita da figura é preservada em um modelo eta. Como resultado, há pouca ou nenhuma contribuição para gradientes horizontais de temperatura errôneos a sotavento das montanhas. Portanto, o modelo canaliza o escoamento sobre a montanha, acima e paralelo à inversão do ar frio, ao invés de produzir um escoamento errôneo montanha abaixo. Processos similares permitem aos modelos eta preservar a integridade das massas de ar frio e as altas árticas (hemisfério norte) a sotavento das montanhas. A melhora na representação de escoamento montanha abaixo também resulta em um “estiramento de vórtices” mais realístico (e assim um aumento mais preciso na vorticidade) em eventos de ciclogênese a sotavento.

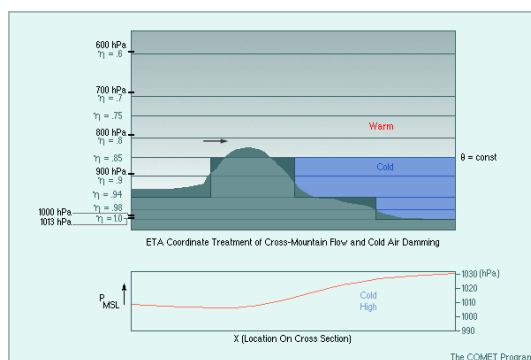


Fig. 3.17 – Vantagem da coordenada eta em tratar de processos dinâmicos em baixos níveis, a sotavento de montanhas.

Embora a coordenada eta tenha muitas vantagens para a modelagem numérica, ela também tem algumas limitações.

- Limitação 1: A natureza de degrau da coordenada eta faz com que ela tenha dificuldade de reter uma estrutura vertical detalhada na camada limite sobre o domínio do modelo como um todo, particularmente sobre terreno elevado. Como as espessura das camadas de um modelo eta

normalmente crescem, quando se sobe em altitude a partir do nível do mar, o sistema de coordenada eta pode ter dificuldade de representar processos da camada sobre terreno elevado. Por exemplo (Figura 3.18), a espessura da camada mais baixa do modelo sobre o topo da montanha pode ser maior que dez vezes a espessura de uma camada inferior próxima ao nível do mar (2 versus 23 hPa). Isso é diferente dos modelos em coordenada sigma nos quais a espessura vertical da camada mais baixa é muito mais uniforme ao longo de todo o domínio do modelo. Esse aumento da espessura na espessura da camada próxima à superfície pode afetar a habilidade do modelo em prever processos de camada limite sobre terrenos altos. Além disso, como um número relativamente grande de camadas do modelo pode estar sob o solo, poucas camadas estão disponíveis para se fazer previsão de processos atmosféricos sobre regiões de altos platôs uniformes.

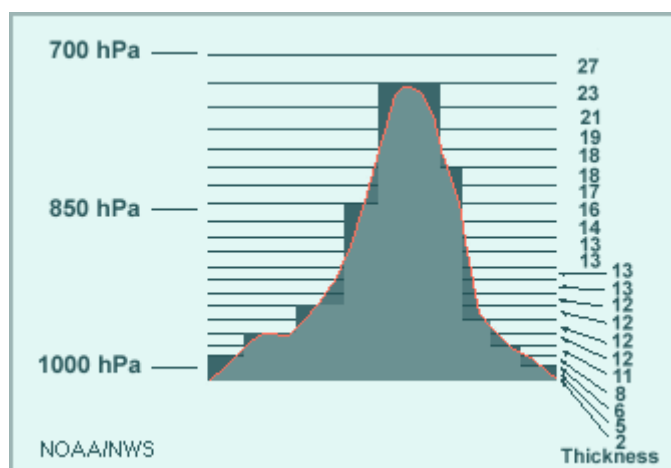


Fig. 3.19 – Espessuras das camadas de um modelo de coordenada eta aumentando sobre terrenos elevados.

- Limitação 2: Modelos eta não representam precisamente terrenos com inclinação gradual. Como todo o terreno é representado em degraus discretos, as inclinações graduais que se estendem sobre grandes distâncias pode ser concentrada em poucos ou até mesmo em um degrau. Essa compressão irrealista da inclinação em uma pequena área pode ser compensada, em parte, aumentando a resolução vertical e/ou horizontal.
- Limitação 3: Modelos eta tem dificuldade de prever eventos extremos de ventos em descidas de montanhas. Isto ocorre devido à tendência que os modelos eta tem em criar uma separação do escoamento acima das inclinações de sotavento do terreno do modelo em forma de degrau.
- Limitação 4: Modelos eta tendem ou a alargar os vales, ou a preenchê-los totalmente. Normalmente os modelos eta fixam o vento como zero nas laterais dos degraus. Assim, um vale com extensão de dois espaçamentos de grade tem apenas um ponto de previsão de vento e, portanto, insuficiente número de pontos para calcular processos de divergência.
- Limitação 5: A coordenada eta pode criar ondas espúrias nas bordas do degrau. Essas ondas espúrias podem ser grandes e importantes somente se o modelo tiver resolução horizontal menor que 10 km, e se o incremento do espaçamento vertical for uma grande fração da topografia real.

3.4.3. Considerações gerais

Quando se determina a melhor resolução horizontal de um modelo, são necessários certos detalhes que assegurem que eventos meteorológicos similares sejam previstos igualmente bem em qualquer localização de todo o domínio do modelo. Porém, quando se determina a melhor resolução vertical, o fato de que certos processos atmosféricos são normalmente confinados em regiões verticais específicas da atmosfera, permite que a resolução vertical seja estruturada de tal forma que a maior resolução seja colocada onde ela é mais necessária.

Por exemplo, a resolução deve ser bastante fina (da ordem de uns poucos hPa), próximo à superfície da terra para descrever bem a transferência de calor e umidade na camada limite planetária, produzida pelo aquecimento radiativo diurno. Esse mesmo grau de resolução não é necessário na média troposfera, embora um aumento de resolução possa ser necessário próximo e abaixo da tropopausa para

prever melhor as correntes de jato. De qualquer maneira, a melhor localização das camadas vai depender do fenômeno de maior interesse, e isso podem variar conforme a estação do ano e a região geográfica.

Um exemplo de distribuição de camadas verticais em um modelo pode ser observado na Figura 3.19.

Na especificação da estrutura vertical de um modelo deve-se considerar o seguinte:

- Fenômeno de interesse: Isto determina a resolução vertical necessária em diferentes alturas
- Variações na espessura da camada: A espessura entre as camadas deve variar gradualmente
- Recursos computacionais: O tempo de rodada do modelo limita o numero de camadas que pode ser usado
- Resolução horizontal: Deve ser mantida uma razão constante entre a resolução horizontal e vertical
- Fonte de condições de fronteira: Deve haver uma consistência com o modelo que supre as condições de fronteira
- Passo no tempo: Restrições numéricas podem requerer um passo de tempo menor se for usada uma resolução vertical muito fina. Essas restrições incluem: máxima velocidade vertical esperada em qualquer lugar do domínio do modelo e em qualquer instante; velocidade de queda de hidrometeoros (se o modelo tiver), que não devem “cair” por mais que uma camada, a cada passo do tempo; se o esquema numérico usado para a advecção vertical requer espaçamento uniforme das camadas verticais; a técnica usada para tratar a propagação vertical de ondas sonoras.

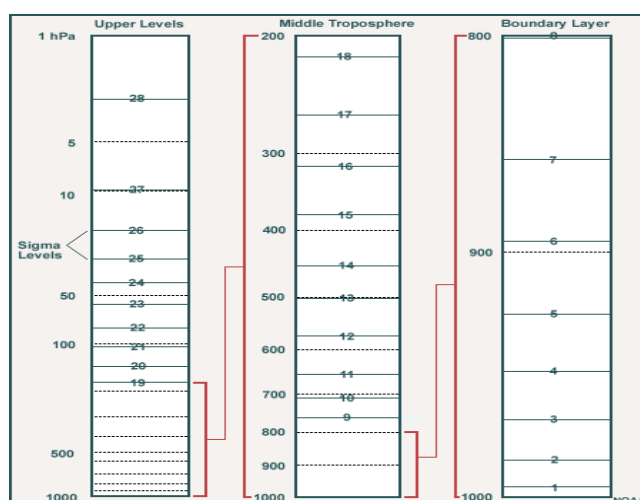


Fig. 3.19 – Exemplo de distribuição vertical de níveis em modelo atmosférico.

3.5. Domínio e Condições de fronteira

O domínio de um modelo se refere à área de cobertura desse modelo. Modelos de área limitada (MALs) têm fronteiras horizontais (laterais) e verticais (inferior e superior), enquanto que modelos globais, que por sua natureza cobrem toda a superfície da terra, têm somente fronteiras verticais. Para MALs, modelos de maiores domínios fornecem os dados para as condições de fronteira laterais (Figura 3.20).

Para resolver as equações de previsão de qualquer modelo, devem ser fornecidas informações precisas para todas as variáveis e ao longo de cada fronteira do modelo (lateral, topo e base). Os valores de fronteira podem ser obtidos de uma variedade de fontes, incluindo:

- Sistemas de assimilação de dados
- Valores de previsão de uma rodada atual, ou de um ciclo prévio de um modelo de grande escala (como no caso das fronteiras laterais de MALs)
- Algum tipo de valor climatológico ou fixo (para especificar certas características da superfície, tais como umidade do solo, temperatura da superfície do mar, e tipo de vegetação)

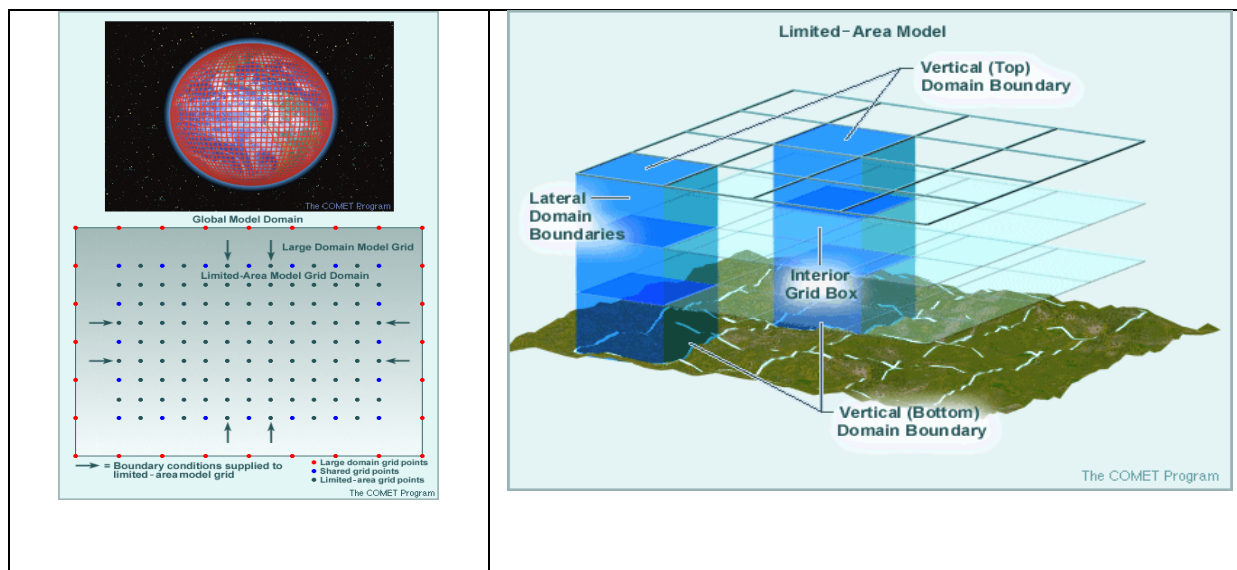


Fig. 3.20 – Domínio e fronteiras de modelos globais e de área limitada.

3.5.1. Condições de fronteira horizontais

Os métodos discutidos neste item se aplicam somente a MALs, e são usados para fornecer as informações necessárias sobre as mudanças das variáveis meteorológicas de previsão que ocorrem fora do domínio do modelo.

Idealmente, as condições de fronteira deveriam ser baseadas em dados observados (com é feito, as vezes em trabalhos de pesquisa). Porém, o melhor que pode ser feito na previsão de tempo é usar condições de fronteira baseadas em outro modelo de previsão de maior domínio.

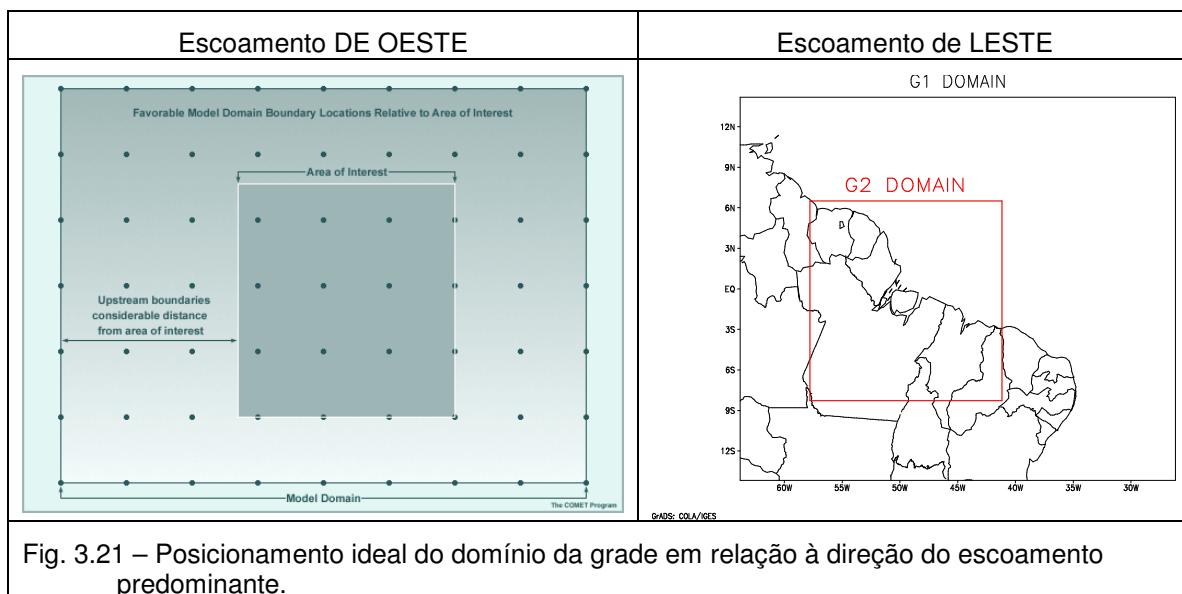
A qualidade das previsões do MAL é fortemente afetada pela qualidade das previsões produzidas pelo modelo que fornece as condições laterais. Os erros de previsão dos modelos de maior escala irão se mover para dentro do domínio do MAL e, sob certas circunstâncias, podem se amplificar.

Como a influência das condições de fronteira se espalham a partir delas (em particular na direção do escoamento predominante) e, em alguns casos se amplificam, a área de maior interesse em se fazer a previsão deve estar localizada o mais longe possível das fronteiras, principalmente daquela de onde vem o escoamento predominante (Figura 3.21). Como algumas das influências das fronteiras são carregadas pelo vento, tanto em direção quanto em velocidade, o impacto irá variar de um regime de escoamento para outro.

A Figura 3.21 mostra exemplos de configurações favoráveis do posicionamento das fronteiras do modelo em relação à área de interesse. Notar que as fronteiras (especialmente aquelas na porção corrente acima do domínio do modelo) estão localizadas mais distantes da área de interesse. Colocando a fronteira corrente acima bem longe da área de previsão, faz com que os erros dentro da área de interesse sejam menores. Deve também ser notado que, nestes casos idealizados, o domínio de previsão total do modelo é aproximadamente quatro vezes maior que a área de interesse.

3.5.2. Interação de “mão única” e de “mão dupla”

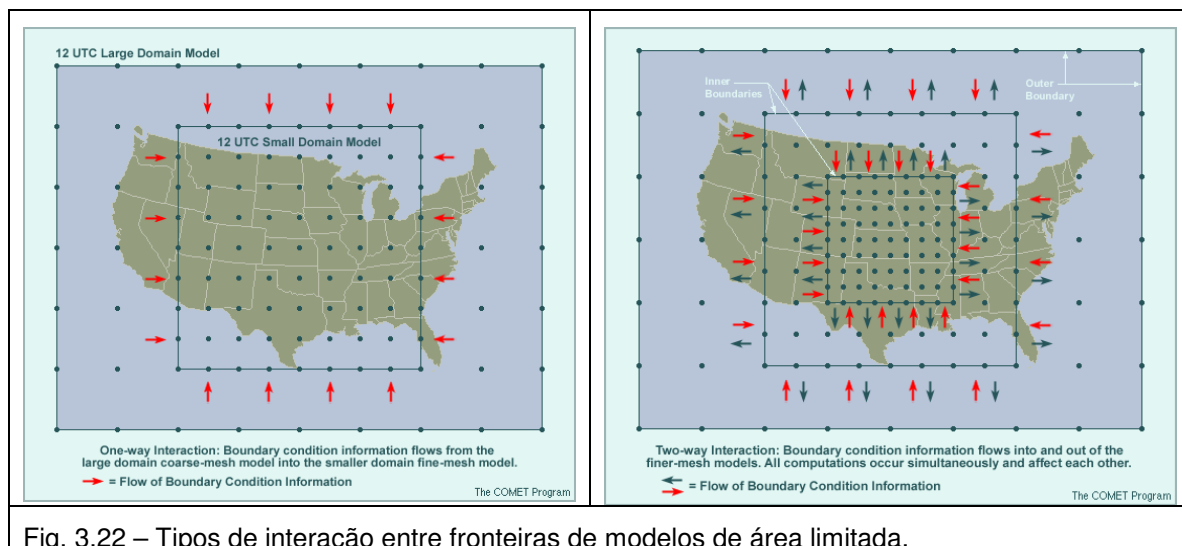
Normalmente as condições de fronteira de um MAL são obtidas da rodada prévia de um modelo de maior domínio. Por exemplo, uma rodada de 6 dias de um modelo global serve de condição de fronteira para uma rodada de 3 dias para o modelo regional. Neste caso a informação flui em uma direção, da previsão previamente feita pelo modelo global para o modelo de menor domínio. Portanto, esta é chamada de interação de mão única (Figura 3.22a).



Alguns modelos de área limitada são rodados com uma ou mais grade de resolução maior, aninhadas em outra grade de resolução mais grossa, no mesmo modelo. Esse aninhamento é necessário pois a limitação computacional de memória e velocidade impede que grades com resolução muito grande sejam colocadas por todo o domínio de interesse.

A informação para as fronteiras mais exteriores (da grade “mãe”) ainda é fornecida por uma fonte externa, como de um modelo global rodado previamente, e usando a interação de mão única. Porém, as interfaces entre as grades aninhadas na grade mãe são determinadas das previsões feitas simultaneamente pelo próprio modelo.

Onde a grade fina cobre a grade grossa, as variáveis previstas para a grade grossa são atualizadas baseadas nas previsões dos pontos coincidentes da grade fina. A grade grossa, por sua vez, afeta a grade fina suprimindo as condições de fronteira na interface das malhas. Como a informação flui nas duas direções (da grade grossa para a fina e vice-versa), este processo é chamado de interação de mão dupla.



A interação de mão dupla é altamente vantajosa por várias razões:

- Ela permite que os processos de pequena escala resolvidos pela grade fina afetem o escoamento de grande escala da grade grossa. Por exemplo, um grande sistema convectivo resolvido pela grade fina pode amplificar uma crista de ar superior, retardando a progressão de ondas de oeste na grade de baixa resolução.

- Como a previsão em grades de baixa resolução demoram um tempo computacional relativamente curto e usam poucos recursos de memória, a fronteira mais exterior do modelo pode ser movida para longe da região de interesse, enquanto que o domínio de alta resolução permanece pequeno o suficiente para rodar em tempo real.
- O uso desse procedimento de condição de fronteira em “tempo-real”, dentro de um modelo com a mesma dinâmica e física básicas, reduz bastante a influência de erros associados com o uso de condições de fronteira vindas de um modelo com dados mais antigos e com diferente coordenada vertical, topografia e física.

Por outro lado, o uso de grades aninhadas com condição de fronteira de interação de mão dupla sofre de uma fonte adicional de erros.

Na interface entre malhas de grades com diferentes resoluções, as ondas atmosféricas em um modelo numérico se comportam da mesma forma que as ondas luminosas na interface de ar e água. A velocidade de propagação de uma onda no modelo varia com o número de pontos usados para representar essa onda. Uma onda “bem-resolvida” terá seu movimento previsto em uma velocidade correta, enquanto que uma onda “mal-resolvida” terá seu deslocamento previsto em uma velocidade menor que a velocidade verdadeira. Isso significa que uma onda passando através da interface da malha pode se deformar, mudando sua orientação conforme ilustrado na animação (Figura 3.23). Adicionalmente, as condições de fronteira podem forçar o movimento mais lento na malha de resolução fina, alterando a melhor solução próximo à fronteira. Nos piores casos, as ondas podem ser até refletidas no modelo ou na fronteira da malha. Porém, os métodos numéricos, atualmente mais aperfeiçoados, conseguem reduzir ou eliminar esse comportamento.

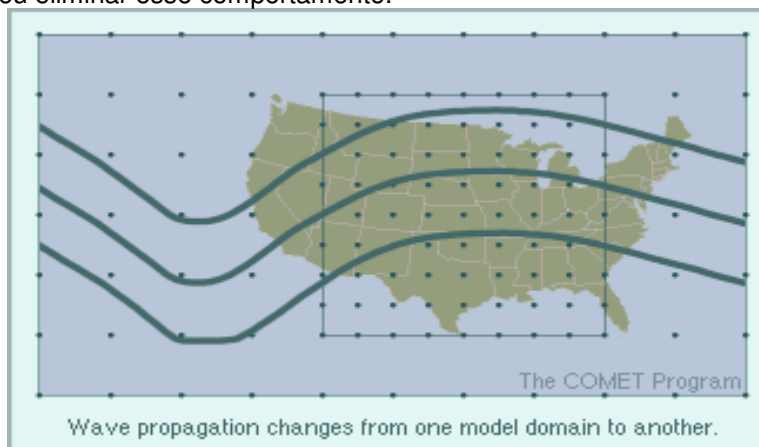


Fig. 3.23 – Exemplo da mudança na propagação de ondas em grades de diferentes resoluções.

Os seguintes padrões meteorológicos podem ser afetados pela refração ou re-direcionamento de ondas atmosféricas nas fronteiras laterais dos modelos:

- Campos de precipitação
- Campos de temperatura
- Padrões de correntes de jato
- Campo de movimento vertical
- Intensidade e localização de baixas em superfície e frentes

Observar que este tipo de erro não afeta as ondas que são bem resolvidas na malha mais grossa que supre as condições de fronteira (mesmo dentro de um MAL ou um modelo de domínio maior)

3.5.3. Condições de fronteiras verticais

Todos os modelos de previsão, incluindo os modelos globais, requerem que condições de fronteira sejam especificadas no topo e na base do modelo.

Os topos dos modelos são colocados bem acima da tropopausa (Figura 3.24). Hipóteses devem ser feitas de como as variáveis de previsão irão mudar acima do topo estabelecido, durante o período de previsão.

A maioria dos modelos utiliza uma condição de fronteira rígida no topo, o que significa que nenhum movimento vertical é permitido através do topo do modelo. Problemas ocorrem quando ondas de gravidade (tais como aquelas geradas pela convecção no modelo, ou por escoamento sobre montanhas) refletem de volta para o interior do modelo. Se não forem tratadas, estas ondas de gravidade podem “rebater” por toda a extensão vertical do modelo, e afetar severamente a previsão dos movimentos verticais e da precipitação. Felizmente, tratamentos numéricos especiais, tais como a adição de uma camada “absorvedora” ou “amortecedora” próxima ao topo do modelo, foram desenvolvidos para evitar esse problema. Esse tratamento só pode ser aplicado quando o topo do modelo é muito mais alto do que qualquer padrão meteorológico a ser simulado, já que a previsão para as camadas mais altas do modelo não será realista.

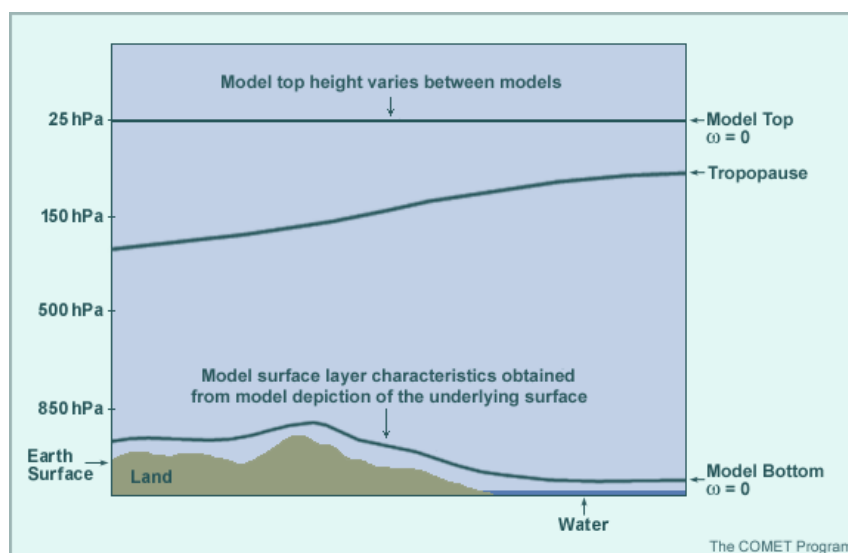


Fig. 3.24 – Condições de fronteiras verticais em modelos numéricos.

A fronteira inferior é definida pela interface do nível mais baixo do modelo com a topografia ou superfície do mar do modelo (Figura 3.24). A precisão com a qual esta condição de fronteira representa as condições na superfície da terra depende da “física” e das “parametrizações” específicas da superfície, bem como das fontes de informação de cobertura de neve, temperatura e umidade do solo, tipo de solo, e cobertura vegetal. A questão da “física” e das “parametrizações” de superfície de modelos serão abordadas no capítulo 4.

O movimento vertical na superfície é estabelecido como sendo zero, exceto para uma componente “montanha acima” ou “montanha abaixo” devido ao escoamento ao longo da topografia do modelo. Os ventos horizontais são previstos como sendo uma média para a camada mais baixa, ao invés de ser o vento na superfície ou no nível do anemômetro. Os ventos próximos à superfície são então determinados empiricamente.

Como a maioria dos modelos prevê as condições próximas à superfície usando princípios de balanço de energia, erros serão introduzidos devido ao inadequado tratamento do terreno, albedo, quantidade de água disponível para evaporação na superfície, temperatura do oceano, lagos e rios, cobertura vegetal, do método de simular a interação solo-planta-atmosfera, e de muitos outros detalhes relacionados à representação de processos físicos pelo modelo. Isto será discutido em mais detalhe no Capítulo 4.

Apenas para adiantar alguns problemas decorrentes do tratamento dado em modelos numéricos aos processos de interação da atmosfera com a superfície, vamos comentar alguns impactos desses processos.

Os modelos de previsão incorporam o máximo possível (dependendo dos recursos computacionais) de modelos físicos para fazer previsões acuradas. Os modelos atuais incluem interação solo-planta-atmosfera (incluindo umidade do solo, vegetação, e cobertura de neve, vide Figura 3.25). No futuro, os modelos acoplados terra/atmosfera se tornarão mais sofisticados para melhorar a representação e previsão das condições de superfície, assim como também os modelos acoplados

oceano/atmosfera serão incorporados para permitir uma ligação mais realista entre a atmosfera e as superfícies líquidas dos modelos.

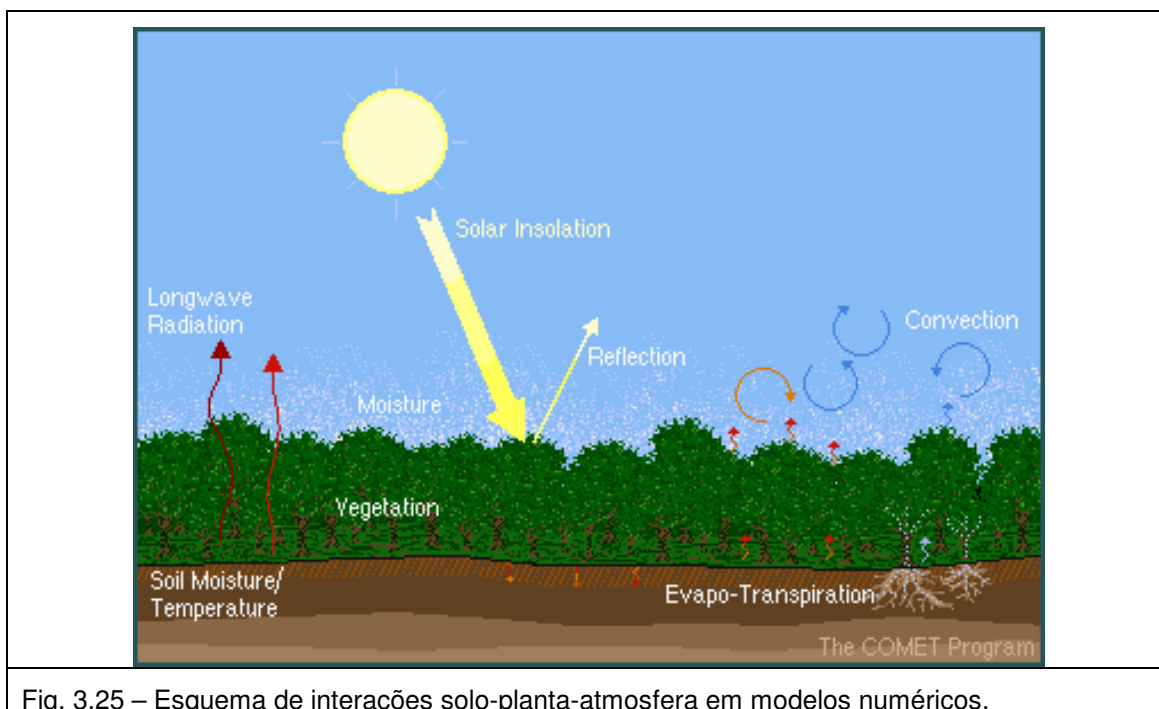


Fig. 3.25 – Esquema de interações solo-planta-atmosfera em modelos numéricos.

Como os modelos usam características especificadas como parte de suas condições de fronteira inferior, erros podem ser introduzidos devido:

- A superfície pode não ser representada com suficiente resolução para capturar as condições necessárias para produzir uma previsão acurada.

Por exemplo, a representação inadequada das características locais do terreno pode resultar em localização errada, ou a não existência de tempestades isoladas em certas partes da área de previsão, tais como próximo a encostas e montanhas, ou limites de reservatórios. As características do terreno de escala local podem estar totalmente dentro de uma ou duas caixas da grade, resultando em deficiente previsão de fenômenos por elas forçados.

- Dados atmosféricos do modelo, ao invés de observados, são usados para determinar condições de superfície, assim, “bias” e erros do modelo criam “bias” e erros adicionais nas condições de superfície

Por exemplo, a precipitação prevista pelo modelo é freqüentemente usada para determinar a umidade do solo. Um “bias” de excesso de precipitação no modelo irá causar um “bias” de umidade excessiva no solo, levando a um “bias” de temperatura mais fria, um excesso de evaporação, e um umedecimento em baixos níveis. Isso pode também amplificar um “bias” de alta precipitação já existente, como um processo de retroalimentação no modelo

- As especificações do modelo não refletem precisamente as condições reais de superfície que irão afetar as previsões locais.

Por exemplo, em alguns modelos as temperaturas de lagos e rios são estabelecidas como sendo a média zonal da temperatura da superfície do mar global, ao invés da temperatura real dessas superfícies. Enquanto esse impacto seja mínimo em modelo de resolução mais grossa (já que eles não conseguem resolver adequadamente os lagos e rios, e sua influência na atmosfera), esse impacto pode ser bastante significativo em modelos de resolução mais fina.

- Processos que impactam a previsão do modelo não são apropriadamente representados no modelo

Um exemplo é a interação oceano/atmosfera. Já foi mostrado que a temperatura da superfície do mar (TSM) pode ter um ciclo diurno de até 3 °C sob condições calmas. Os modelos normalmente prescrevem que a TSM permanece fixa (retendo seu valor inicial) através do período de previsão. Isso pode fazer com que os modelos subestimem a evaporação diurna da superfície do oceano, o que afeta o suprimento de umidade em baixos níveis nas áreas continentais adjacentes.

É extremamente importante conhecer as possíveis deficiências dos modelos durante o processo de preparação de uma previsão. Processos de superfície exercem uma tremenda influência em fenômenos meteorológico e nas variações locais nas áreas de previsão. Infelizmente, a representação desses processos é extremamente difícil e contribui fortemente para os erros na previsão. Porém, esses erros podem ser frequentemente compensados por previsores atentos e que conheçam a “física” do modelo com o qual estejam trabalhando.

4. A “FÍSICA” DOS MODELOS

4.1. Processos físicos na natureza e a suas “parametrizações” em modelos atmosféricos

Modelos numéricos da atmosfera não podem resolver padrões meteorológicos que ocorrem dentro de uma caixa da grade. O exemplo da Figura 4.1 mostra um complexo escoamento ao redor de uma variedade de características da superfície: fricção que é grande sobre árvores altas; vórtices turbulentos ao redor de edifícios e outros obstáculos; muito menos fricção superficial em áreas abertas.



Fig. 4.1 – Escoamento complexo próximo à superfície devido a diferentes tipos de obstáculos.

Um modelo não pode resolver, particular e explicitamente, qualquer desses escoamentos locais. Porém, o modelo deve levar em conta os efeitos agregados dessas superfícies sobre o escoamento em baixos níveis, através de um único número que entra no termo de fricção (F_a) na equação de previsão do vento. O método de levar em conta tais efeitos, sem prevê-los explicitamente, é chamado de parametrização.

Assim, “parametrização” é como incluímos implicitamente os efeitos de processos físicos, quando não podemos incluí-los explicitamente. A parametrização pode ser entendida como uma “emulação” (modelagem dos efeitos de um processo), ao invés de uma simulação (modelagem do processo, propriamente dito).

A parametrização é necessária por que os computadores ainda não são potentes o suficiente para tratar explicitamente todos os processos físicos, ou porque eles ocorrem em uma escala muito pequena, ou porque são complexos demais para serem resolvidos.

O exemplo da Figura 4.1 é bem simples. Na atmosfera real, existem muitos outros processos complexos que precisam ser parametrizados. A Figura 4.2 representa alguns dos processos físicos e parâmetros que são tipicamente parametrizados, ou porque não podem ser explicitamente simulados em todos seus detalhes devido à resolução do modelo (são fenômenos de escala sub-grade) e porque seus efeitos nas variáveis de previsão resolvidas pelo modelo são cruciais para o realismo da previsão.

Os exemplos seguintes ilustram a necessidade de parametrizar alguns processos atmosféricos de escala sub-grade, para levar em conta seus efeitos na previsão de variáveis de maior escala:

- **Processos convectivos:** Pode ocorrer facilmente uma importante redistribuição vertical de calor e umidade pela convecção entre pontos de grade de um modelo de mesoescala. A animação (Figura 4.3) mostra o desenvolvimento de nuvem e precipitação (branco e cinza) e da piscina de ar frio que acompanha esse processo (azul). Observar que as variações da convecção em escala sub-grade irão ter um efeito de umedecimento e aquecimento em algumas das caixas da grade do modelo.

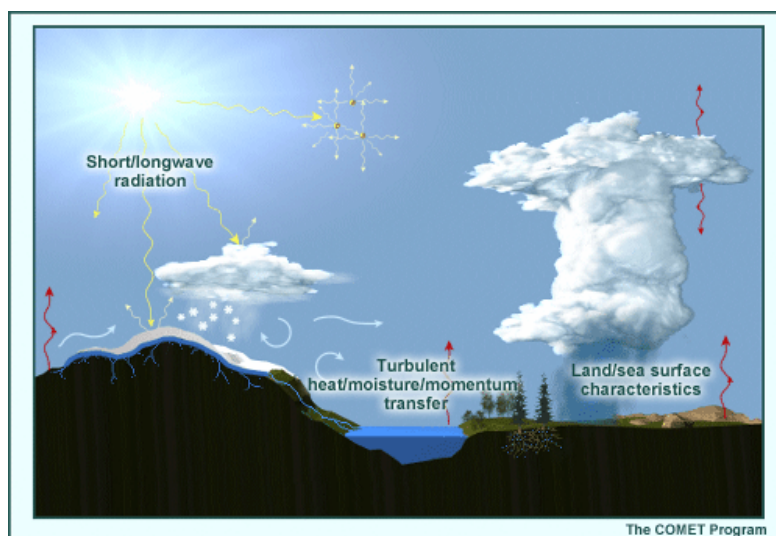


Fig. 4.2 – Processos físicos que precisam ser parametrizados em modelos numéricos da atmosfera: processos envolvendo radiação de onda curta e longa, fluxos de superfície, turbulência na camada limite planetária, liberação/absorção de calor latente nas mudanças de fase da água.

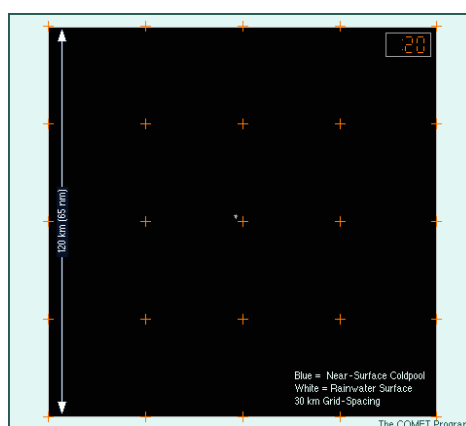


Fig. 4.3 – Animação do efeito da convecção (sub-grade) nas caixas da grade do modelo

- Processos microfísicos: Mesmo em modelos de altas resoluções, os processos microfísicos (envolvendo a formação de hidrometeoros) ocorrem em uma escala muito pequena para serem explicitamente resolvidos. Existem importantes variações tanto na horizontal quanto na vertical. Neste exemplo (Figura 4.4), processos de microfísica de nuvens, tais como condensação e crescimento de gotículas, estão ocorrendo dentro de uma caixa da grade de 1 km.

Cada processo físico importante que não pode ser diretamente previsto requer um esquema de parametrização baseada em representações razoavelmente físicas (por exemplo, radiação) ou estatística (por exemplo, inferir nebulosidade a partir da umidade relativa). O esquema deve derivar as informações sobre os processos parametrizados a partir das variáveis previstas pelo modelo, usando um conjunto de suposições. O termo “fechamento” se refere à ligação entre as suposições nas parametrizações e as variáveis de previsão do modelo.

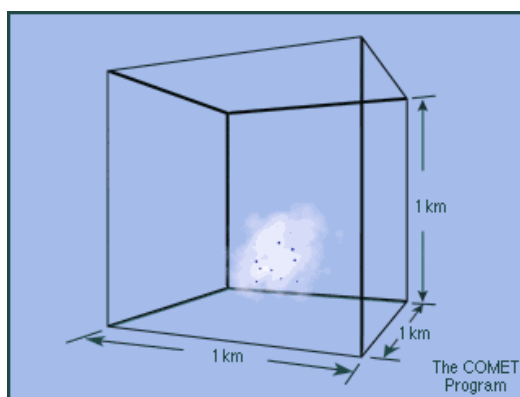


Fig. 4.4 – Animação de processos microfísicos na escala sub-grade.

O problema chave da parametrização numérica é tentar fazer previsão com informações incompletas, por exemplo, os efeitos de processos de escala sub-grade com informações na escala da grade. Imagine usar o vento previsto em uma caixa da grade para prever a turbulência na camada limite, sem conhecer os detalhes da topografia, características da vegetação, ou os detalhes das estruturas na superfície.

A influência da física do modelo na simulação de fenômenos meteorológicos varia significativamente dependendo da situação meteorológica. Em geral, sua influência é:

- Importante, quando a forçante dinâmica é fraca ou quando os processos físicos são fortes, tais como próximo ao centro de um sistema de alta pressão ou durante um dia claro e calmo.
- Reduzido, quando a forçante dinâmica é forte, tal como durante uma passagem frontal, ou próximo a um sistema de baixa pressão em desenvolvimento.

4.2 Processos de Radiação de Onda Curta e Onda Longa

Processos de radiação de onda curta (solar) e onda longa (terrestre) ocorrem em escalas temporal e espacial muito pequenas e são fortemente afetados pela composição local da atmosfera. A radiação solar se espalha pelas frequências do ultravioleta, visível e infravermelho próximo, mas o pico do espectro (com cerca de metade da energia solar total) está nos comprimentos de onda do visível.

Quando o feixe de radiação direto se move para baixo através da atmosfera (Figura 4.5), sua intensidade é reduzida devido à:

- Absorção por vários gases, nuvens, e aerossóis
- Reflexão e espalhamento por todas as moléculas de gases, nuvens, e aerossóis

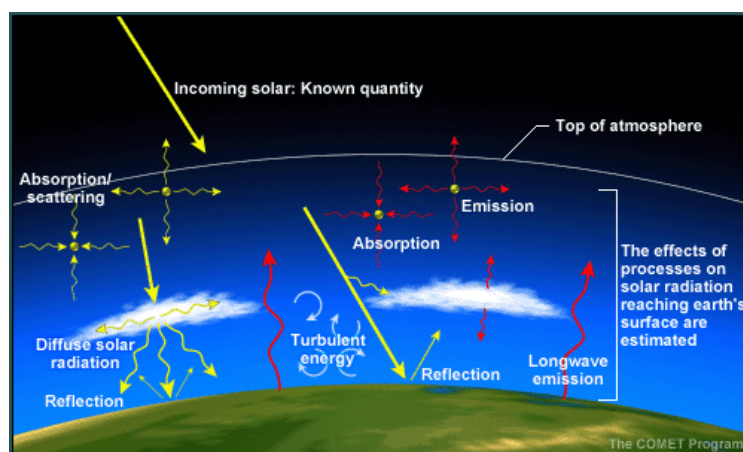


Fig. 4.5 – Processos de radiação de ondas curtas e longas em modelos numéricos.

Parte da radiação solar refletida e espalhada também atinge a superfície como radiação solar difusa. Na média, cerca de metade da radiação solar incidente que atinge o topo da atmosfera, atinge o solo.

A terra emite energia de volta para o espaço, mas em comprimentos de ondas mais longas. Essa energia é absorvida pelos gases do efeito estufa, nuvens, e aerossóis quando ela é irradiada para cima através da atmosfera. Por sua vez, energia de onda longa é re-emitada por esses absorvedores atmosféricos, mas em todas as direções e numa intensidade determinada pela temperatura dos objetos irradiantes. Como resultado da absorção e re-emissão de radiação de onda longa na atmosfera, a temperatura média da superfície da terra é 33 °C mais quente do que seria sem a atmosfera.

O gráfico da Figura 4.6 mostra o espectro de energia da radiação de onda curta no topo da atmosfera, comparado com o que atinge a superfície da terra sob condições médias.

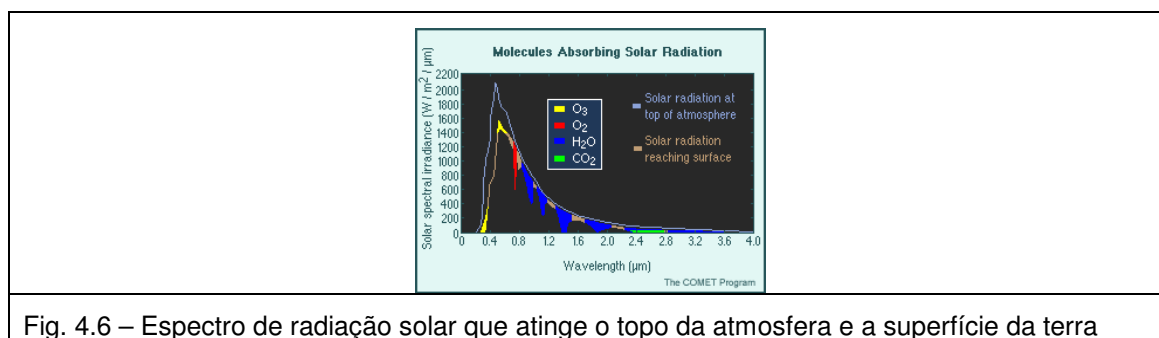


Fig. 4.6 – Espectro de radiação solar que atinge o topo da atmosfera e a superfície da terra

As bandas sombreadas em colorido especificam os comprimentos de onda nas quais a radiação solar de onda curta incidente é absorvida pelo ozônio, oxigênio, vapor d'água, e dióxido de carbono. Na atmosfera real, a radiação de onda curta é absorvida em comprimentos de ondas preferenciais chamadas de linhas de absorção. A quantidade de absorção em cada linha depende da quantidade total de gás absorvedor ao longo do feixe solar direto, entre o topo da atmosfera e a superfície. A diferença restante no gráfico, entre o espectro da radiação que incide no topo da atmosfera (azul) e o que chega na superfície (marrom), é resultado do espalhamento e reflexão pelas moléculas do ar, aerossóis, e nuvens, e que deve também ser emulada no modelo. Observar que a energia absorvida por absorvedores de onda curta é re-emitada para cima e para baixo como radiação de onda longa.

A radiação de onda longa emitida pela terra (e a pequena quantidade de radiação solar no infravermelho próximo) é também afetada em linhas de absorção preferenciais, que são irregularmente espaçadas através do espectro de onda longa.

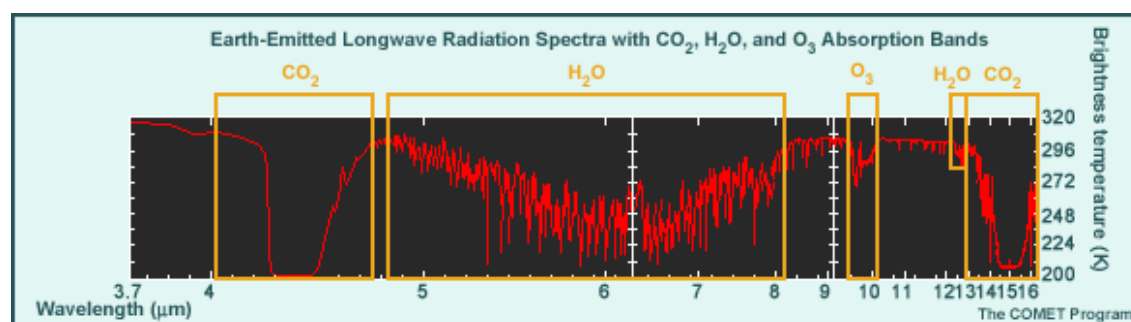


Fig. 4.7 – Absorção de radiação de onda longa pela atmosfera.

O gráfico (Figura 4.7) mostra as linhas de absorção para onda longa entre 3.7 e 16.7 micra, com o agrupamento ou bandas para os gases de absorção primários. A absorção de radiação de onda longa é função da pressão, temperatura, e da quantidade de gás absorvedor. A radiação de onda longa absorvida é re-emitada tanto para cima quanto para baixo, mas em diferentes intensidades e comprimentos de onda, baseadas na temperatura do absorvedor. Como a absorção e re-emissão reais acontecem em

escalas moleculares que não podem ser simuladas exatamente nos modelos de PNT, eles necessitam parametrizações da radiação.

A parametrização dos processos de radiação atmosférica em modelos de PNT envolvem:

- Divisão da atmosfera em camadas verticais (como para os cálculos dinâmicos) e previsão, diagnóstico, ou prescrição da quantidade de nuvem, gás absorvedor, e/ou aerossóis em cada camada. Em alguns modelos os efeitos das nuvens são calculados sobre algumas poucas camadas espessas, agregadas para acelerar a velocidade dos cálculos da radiação.
- O efeito de todos os absorvedores, espalhadores, e refletores em cada camada é então estimado para determinar a quantidade de radiação solar incidente absorvida por cada camada e a quantidade total de radiação de onda curta que atinge a superfície.
- A quantidade de radiação de onda longa absorvida e re-emitida por cada camada do modelo é calculada, baseada na temperatura média da camada, pressão, e quantidade de substância absorvedora. Como a radiação de onda curta absorvida afeta a temperatura da camada, seus efeitos na emissão de onda longa são também incluídos.

Esquemas de radiação em modelos de PNT são normalmente acionados com muito menos frequência que o passo de tempo dinâmico porque eles consomem um tempo computacional muito grande. Por exemplo, o esquema de radiação é acionado a cada hora de simulação, enquanto que os cálculos dinâmicos são feitos a cada 90 segundos. Portanto, em algumas circunstâncias, o sol do modelo pode ainda estar irradiando a superfície após terem se formadas nuvens e precipitação, especialmente no caso da convecção. Para reduzir a quantidade de erro introduzido pela infrequência dos cálculos de radiação, o efeito das mudanças no ângulo solar na intensidade de radiação são geralmente levados em conta entre os passos de tempo do esquema de radiação.

Suposições simplificadoras sobre nuvens e outros constituintes radiativamente ativos da atmosfera podem ser necessárias para acelerar o modelo, mas limita o quanto bem o modelo manipula a radiação de onda curta incidente e a radiação de onda longa emitida. Estas incluem suposições sobre:

- O empilhamento de nuvens em diferentes camadas do modelo;
- A geometria das nuvens, partículas de nuvens, e aerossóis;
- A fase da água (líquido ou gelo) nas nuvens nas camadas de nuvens;
- A combinação de linhas de absorção de onda curta e longa de frequências específicas, em bandas de absorção mais largas para calcular a radiação;
- O número de camadas espessas onde as nuvens ou são diagnosticadas ou previstas (por exemplo, camada limite, baixa, média, e alta);
- Usar UR ou quantidade de água da nuvem para estimar a espessura das nuvens e a nebulosidade parcial
- Limitando os tipos de nuvens, por exemplo, estratiforme e convectiva.

Os maiores erros nos cálculos da radiação de onda curta e longa resultam dos erros na previsão ou diagnóstico da presença de nuvens no modelo. Grandes erros podem também resultar das deficiências do modelo em determinar os efeitos da nebulosidade parcial, particularmente a relação da UR do modelo ou da razão de mistura de vapor com a quantidade de nebulosidade do modelo. As suposições simplificadoras listadas acima contribuem para mais erros na transferência de radiação atmosférica.

4.3. Processos de Interação Superfície-Atmosfera

No mundo real, a superfície da terra interage com a radiação solar incidente que resta após o espalhamento, reflexão e absorção pela atmosfera. O balanço de energia na superfície depende do albedo da superfície, da disponibilidade de água para evaporar da superfície e da vegetação, da rugosidade da superfície, do tipo de superfície (solo, água, ou gelo), da presença de neve, e de outras características. O balanço líquido de energia na superfície determina diretamente a temperatura na superfície e na camada atmosférica influenciada diretamente pela superfície da terra (a camada limite planetária ou CLP) (Figura 4.8)

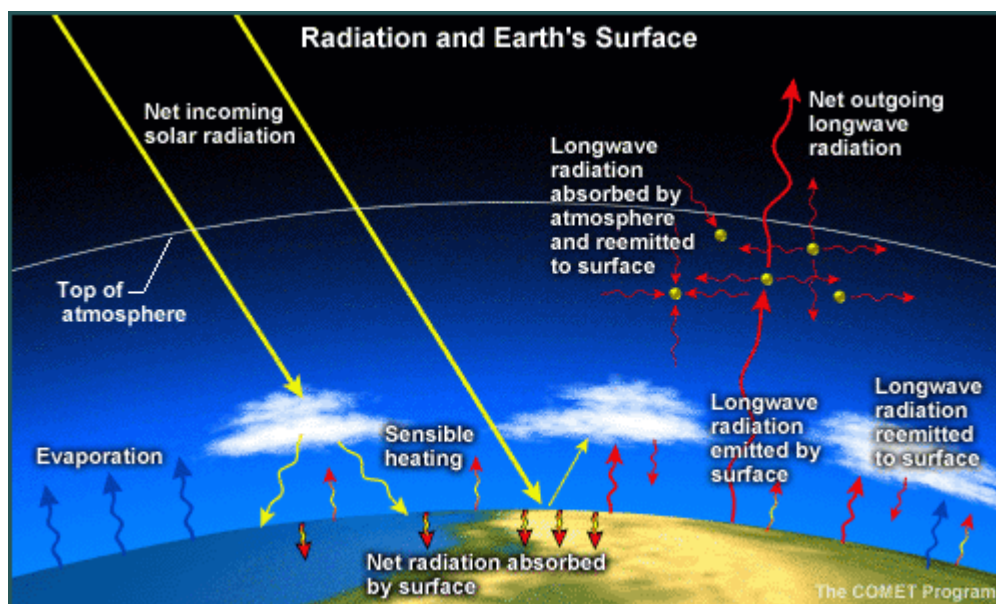


Fig. 4.8 – Radiação e superfície terrestre

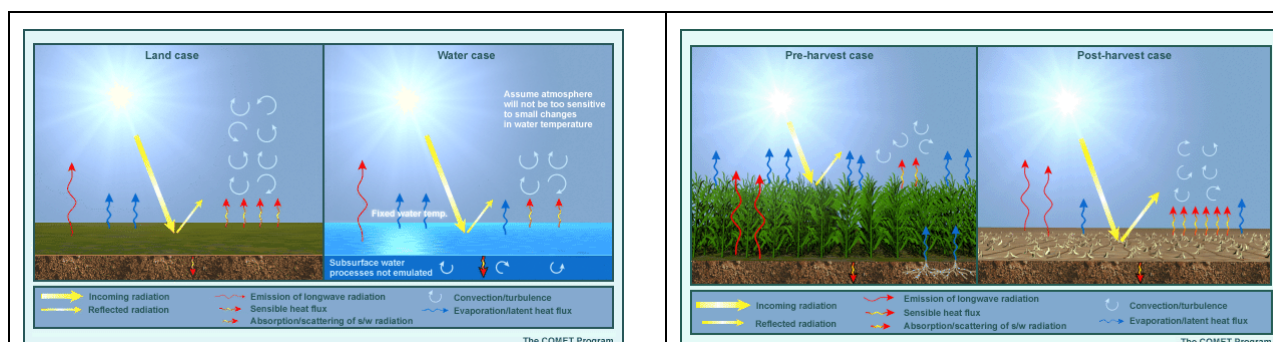
Os elementos do balanço de energia na superfície incluem

- Radiação solar líquida incidente absorvida na superfície (determinada pelo ângulo solar e albedo da superfície)
- Quantidade de radiação de onda longa emitida pela superfície da terra e re-emitada da atmosfera de volta para a superfície (radiação de onda longa líquida)
- A quantidade de energia absorvida usada para aquecer a superfície (calor sensível) e para evaporação (calor latente) e aquecimento das camadas sub-superficiais do solo (fluxo de calor no solo)
- Como a superfície pode dividir seu calor entre fluxo de calor sensível e calor latente (razão de Bowen).

A absorção da radiação solar e a subsequente troca de calor sensível, umidade, e momento entre a superfície e a atmosfera (e entre a superfície e o solo) é afetada, no mundo real, por uma detalhada configuração do:

- Tipo de superfície (terra, água, ou gelo)
- Tipo e quantidade de vegetação (através do albedo, características da evapotranspiração, e a quantidade de vegetação viva, conhecida como fração da vegetação)
- Tipo de solo (o qual determina a porosidade e as propriedades térmicas)
- Rugosidade da superfície (determinada pela vegetação e topografia sobre a terra, e pela velocidade do vento sobre a água)

A Figura 4.9 ilustra esquematicamente o efeito das características da superfície, no balanço de radiação, fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente, e turbulência na CLP.



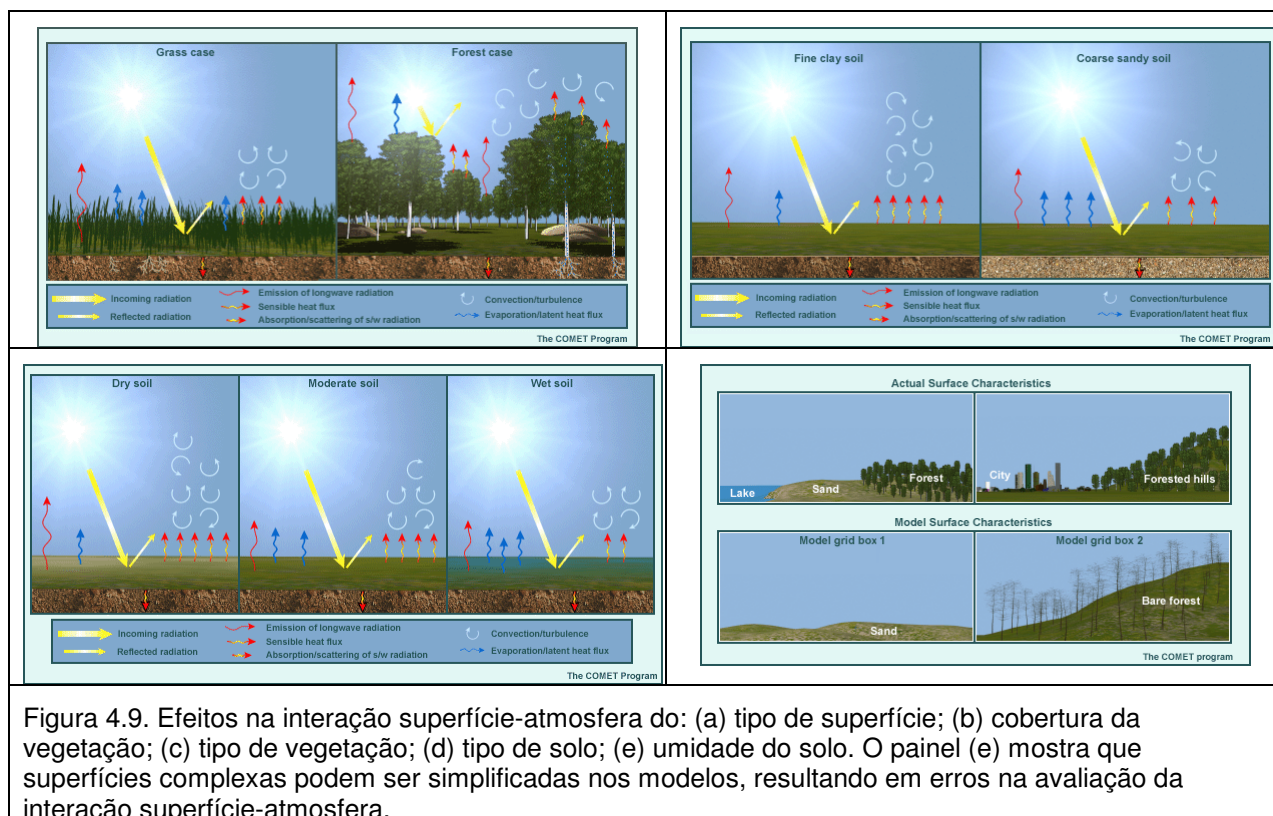


Figura 4.9. Efeitos na interação superfície-atmosfera do: (a) tipo de superfície; (b) cobertura da vegetação; (c) tipo de vegetação; (d) tipo de solo; (e) umidade do solo. O painel (e) mostra que superfícies complexas podem ser simplificadas nos modelos, resultando em erros na avaliação da interação superfície-atmosfera.

4.4. Processos Turbulentos

O aquecimento da atmosfera ocorre primariamente através do transporte de calor, umidade, e momento da superfície da terra para a Camada Limite Planetária (CLP) e atmosfera livre. Isto é feito principalmente através da mistura turbulenta em inúmeras escalas temporais e espaciais, com vórtices acionados térmica ou mecanicamente. Os processos turbulentos produzem esses transportes verticais muito mais eficientemente que processos tal como a condução.

A CLP exhibe fortes variações de escala diurna, sinótica (3 a 5 dias) e sazonal. Em geral, a espessura da CLP depende:

- da quantidade de calor sensível e latente que vem da superfície, os quais determinam a estabilidade estática e o desenvolvimento de vórtices turbulentos;
- do cisalhamento vertical do vento, que determina a quantidade de turbulência mecânica disponível para o desenvolvimento dos vórtices turbulentos.

A temperatura da superfície e os gradientes de temperatura e ventos na parte mais baixa da atmosfera impulsionam o desenvolvimento diurno da CLP. Como resultado, a CLP observada e os transportes verticais associados, entre a superfície e a atmosfera livre, são maiores em dias com ventos e/ou quando a temperatura superficial da terra é muito mais quente que a da atmosfera sobre ela (por exemplo, um dia ensolarado de verão com uma superfície seca). A CLP também tende a ser mais espessa sobre superfícies rugosas, já que existe uma relação direta entre o tamanho dos obstáculos na superfície e o tamanho dos vórtices turbulentos próximos ao solo.

Por outro lado, a CLP é rasa e estável com pouco ou nenhum transporte vertical entre a superfície e a atmosfera livre (desacoplada) em condições calmas e quando a superfície da terra é mais fria que a atmosfera por cima (por exemplo, em uma noite calma ou dia calmo com uma profunda camada de neve)

Na atmosfera real, o transporte turbulento de turbilhões é mais importante próximo à superfície da terra, onde o aquecimento da superfície, a evaporação e a fricção são maiores. Porém, a mistura turbulenta de calor, umidade, e especialmente momento também acontece na atmosfera livre, e seus efeitos cumulativos devem também ser levado em conta através da parametrização.

Normalmente, em modelos de PNT não existe uma previsão explícita da CLP, per si. Ao invés disso, a tarefa da parametrização da turbulência é:

- Determinar o fluxo da superfície da terra para a atmosfera livre através da camada superficial (ou de fluxo constante);
- Prescrever ou diagnosticar o numero de camadas do modelo onde a influencia da superfície é sentida;
- Emular o transporte de calor, umidade, e momento através dessas camadas, as quais constituem essencialmente o modelo de CLP.

A determinação do numero de camadas no modelo de CLP se baseia sobre

- A Previsão da temperatura media de superfície na área da caixa e a temperatura media, a umidade e o vento na caixa da grade, da qual os gradientes verticais de temperatura, umidade e vento na superfície são diagnosticados.
- O lapse rate, o gradiente vertical de umidade, e o cisalhamento vertical do vento entre camadas adjacentes do modelo, a partir da superfície para os níveis superiores;
- A relação estimada entre os gradientes verticais na escala da grade acima e a real turbulência mecânica e térmica, que aciona a CLP

A partir da superfície, por cada camada do modelo para cima, se a combinação do lapse rate e do cisalhamento vertical do vento na escala da grade resultar em suficiente instabilidade, as camadas são assumidas como sendo turbulentas e parte da CLP. As taxas de transportes verticais de momento, calor e umidade são baseadas nesses gradientes na escala da grade. A primeira camada do modelo, a partir da superfície, que não atinge o limiar de instabilidade, é considerado como sendo o topo da CLP.

Qualquer processo que resulte em fortes lapses-rates ou cisalhamentos verticais intensos, resultam em um maior numero de camadas turbulentas próximo ao solo e assim uma grande CLP no modelo. Poucos modelos de PNT são hábeis em capturar todos os detalhes da CLP e sua evolução através do ciclo diurno. Notar que em modelos de PNT, quando a espessura da CLP real do modelo muda, muda também o numero de camadas do modelo que a representam e a habilidade do modelo em capturar os processos da CLP.