

CATÍTULO 15 - CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFERA

Autor: LESLIE MUSK

Tradução: Maria Elisa Siqueira Silva

A circulação geral da atmosfera manifesta-se, na região tropical, pelo cinturão de ventos de leste persistentes (*trade winds*) e, em latitudes temperadas, pelo cinturão de ventos predominantemente de oeste. Apesar das flutuações de longo prazo, este é um arranjo constante e indica a existência de uma ordem estrutural no padrão geral de circulação da atmosfera global ou na circulação geral. A circulação geral pode ser considerada como uma circulação média de longo prazo da atmosfera, livre de todas as tendências sazonais do escoamento. Isto é o que determina os padrões de clima do globo e suas principais características.

A CIRCULAÇÃO MÉDIA GLOBAL

A Figura 12.5 na página 113 mostra que, numa situação média, existem três unidades ou células principais interconectadas na circulação da troposfera, em cada hemisfério; a célula de Hadley nas latitudes tropicais; a célula de Ferrel em latitudes médias; e a menos organizada e definida célula Polar. Os limites de cada célula são marcados na superfície pelos anticiclones subtropicais, pela frente polar e pela menos definida frente Ártica ou Antártica, respectivamente. Em níveis altos, o limite polar da célula de Hadley é marcado pela corrente de oeste do jato subtropical, e o limite polar da célula de Ferrel é marcado pela frente polar.

Estas três células variam de lugar para lugar e de estação para estação, mas na média anual suas intensidades respectivas apresentam a proporção de aproximadamente 20:4:1. No inverno, a massa total que circula na célula de Hadley é aproximadamente 230×10^6 ton/s (segundo Palmén e Newton, 1969), por outro lado, na célula de Ferrel circulam 30×10^6 ton/s. A Figura 15.1 mostra a intensidade da circulação meridional dentro destas células no período de março a maio, obtido de estudos observacionais.

A variabilidade espacial e sazonal destas células sobre o globo é mostrada nas Figuras 15.2 e 15.3. Estes mapas mostram como a pressão média ao nível do mar juntamente com os

ventos em superfície e, na alta troposfera compõem a circulação geral tridimensional em janeiro e julho. Os principais aspectos da circulação da superfície incluem o seguinte:

- (1) Um cinturão de ventos de leste em latitudes altas divergem a partir do anticiclone sobre os pólos – são mais desenvolvidos sobre no hemisfério de inverno.
- (2) Um cinturão de distúrbios de oeste de 35° a 70° dentro do qual estão embebidas depressões e anticiclones, fazendo a circulação geral mais complexa do que em latitudes baixas. Os principais aspectos da circulação nesta zona no hemisfério norte, em janeiro, são as regiões de baixa pressão persistentes nas vizinhanças de Islândia e no Norte do Pacífico (a baixa da Aleuta), associadas à pressão alta no norte da USSR (Sibéria). Durante o verão, pressões baixas pouco intensas permanecem sobre a Islândia e norte do Canadá. No hemisfério sul, um escoamento de oeste existe sobre a grande expansão oceânica em ambas as estações (mais forte em julho), entre a borda da Antártica e os anticiclones subtropicais – por isso o termo “*Roaring Forties*” aplicado às latitudes entre 40° - 50° S.
- (3) Os anticiclones subtropicais, com centros em torno de 30° de latitude, ficam sobre os principais oceanos subtropicais. São mais intensos nos meses de inverno e aproximadamente 5° mais próximos do equador.
- (4) Os ventos alísios (*trade winds*) (de nordeste no HN e de sudeste no HS) estendem-se entre as latitudes 10° - 25° N e 5° - 20° S; são particularmente bem desenvolvidos nos meses de inverno sobre o lado leste dos maiores oceanos.
- (5) A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é uma região de pressão relativamente baixa entre 10° N e 5° S, onde os dois sistemas com ventos de leste convergem de cada hemisfério. O eixo de nebulosidade da ZCIT está mostrado nas Figuras 15.2 e 15.3; pode ser visto que ele sofre maior migração sobre os maiores continentes (especialmente sobre a África e a América do Sul) do que sobre os oceanos. A localização média das maiores correntes de jato está indicada nos mapas. Será visto que a circulação superior é de oeste em quase todo lugar, exceto sobre os trópicos em julho, onde um jato tropical de leste, em altos níveis, estende-se do Pacífico oeste até o oeste da África, com velocidade máxima sobre a Índia – esta é uma resposta à variação do gradiente de temperatura em altos níveis que ocorre durante as monções de verão sobre a Índia.

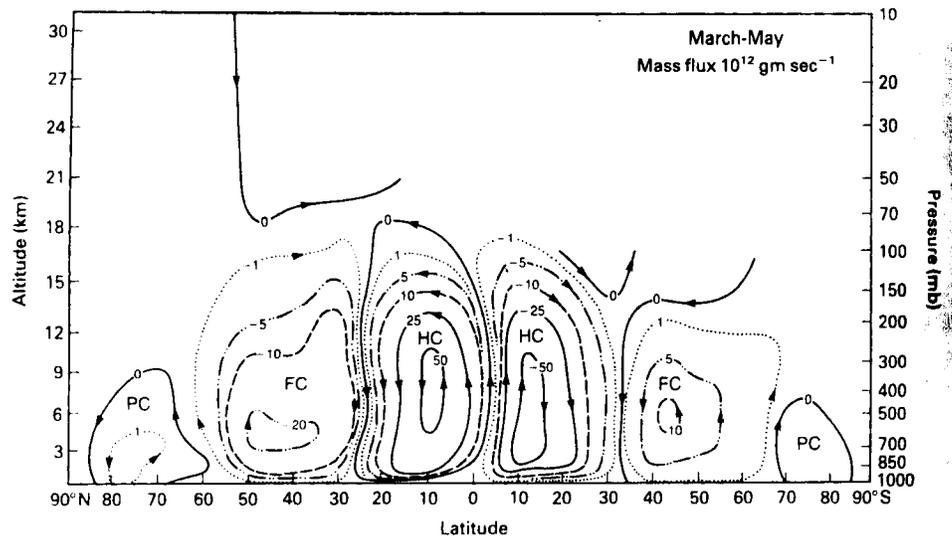


Fig. 15.1 Mean meridional circulation for March to May. (PC: Polar cell; FC: Ferrel cell; HC: Hadley cell)

Figuras 15.1

Fig. 15.2. The general circulation in January.

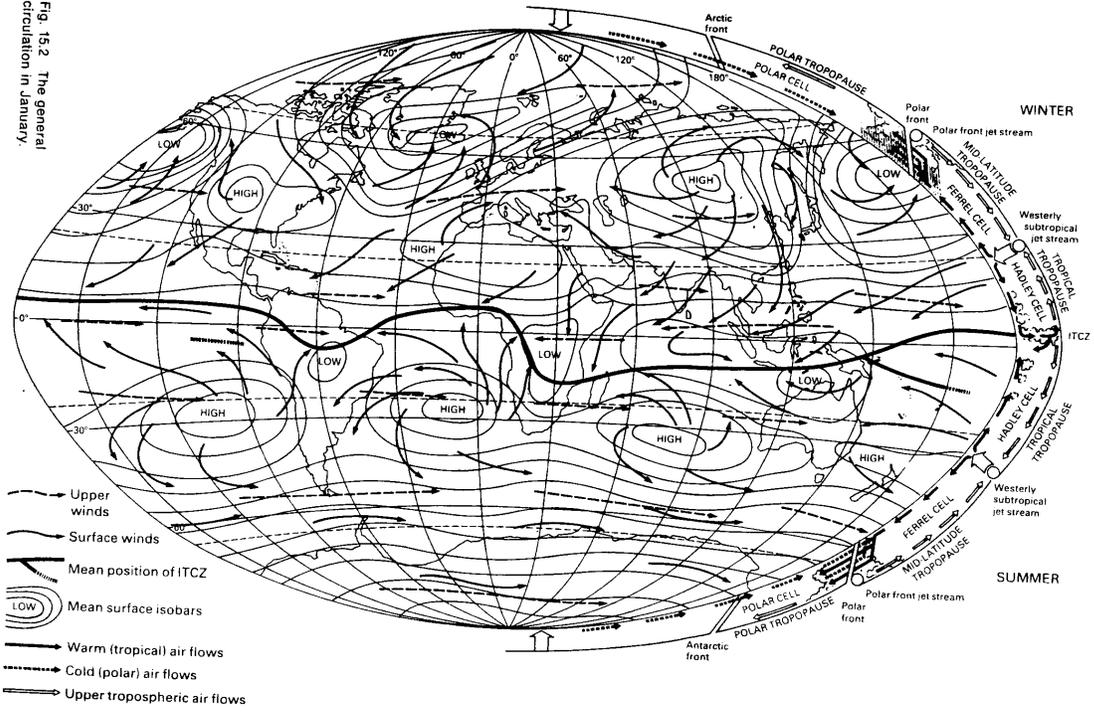
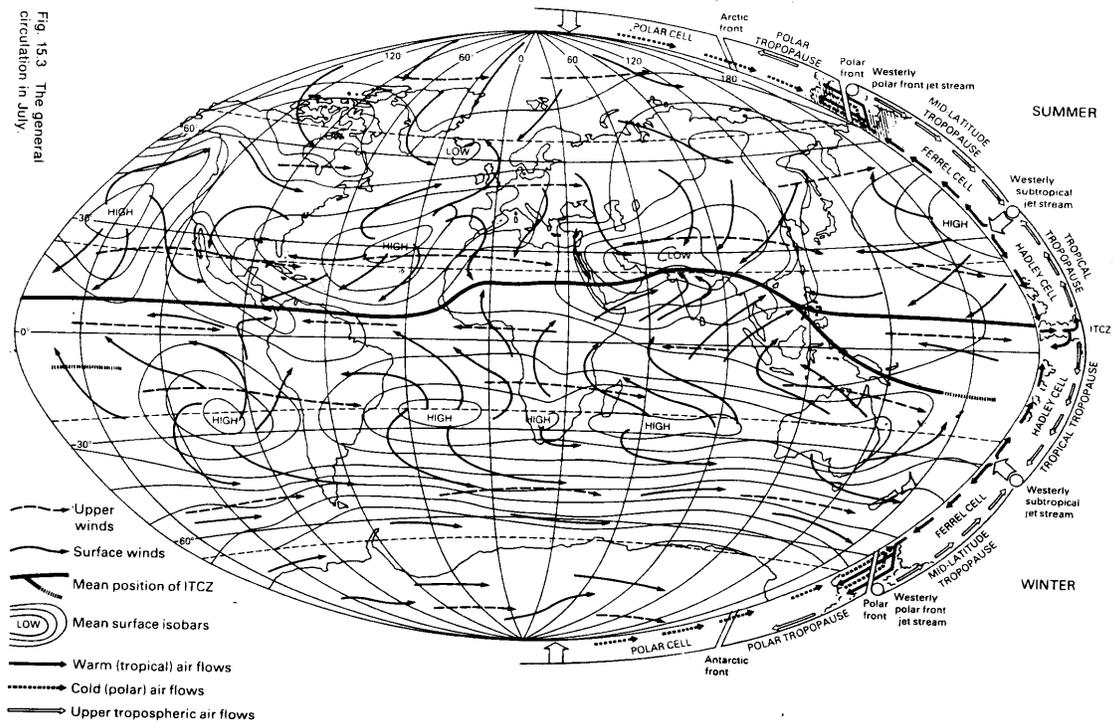


Fig. 15.3. The general circulation in July.



Figuras 15.2 e 15.3

CAUSAS DA CIRCULAÇÃO GERAL

Aristóteles foi o primeiro a atribuir o aquecimento do sol aos ventos globais, cerca de 2000 anos atrás em seu *Meteorologica*. Existe uma aceitação geral de que a força básica que dirige o padrão de ventos globais provém da distribuição diferencial de radiação solar sobre a terra. Como existem apenas pequenas variações de ano para ano na média global da temperatura, então, a energia recebida do sol deve ser balanceada pela perda de radiação de onda longa emitida pela terra e pela parte externa de sua atmosfera. Entretanto, este balanço não é satisfeito em partes individuais do sistema (localmente).

A Figura 3.4 na página 23 mostra que existe um superávit do saldo de radiação para o sistema terra-atmosfera em latitudes baixas e um déficit em latitudes superiores a 35°. Sessenta por cento da superfície da terra experimenta um superávit e 40%, um déficit. Se os trópicos não devem se tornar cada vez mais quentes com o tempo e as altas latitudes, cada vez mais frias, deve haver uma transferência contínua de energia (com uma magnitude mostrada na Figura 3.4) dos trópicos para as latitudes altas. A circulação da atmosfera (e dos oceanos) age para efetuar esta transferência e remediar este desajuste global da radiação. Esta transferência é efetuada de várias formas: cada uma delas varia em importância com a latitude: (1) troca de calor sensível com a atmosfera pelo deslocamento de massas de ar; (2) transferência de calor latente liberado durante o processo de condensação; (3) correntes oceânicas que transferem calor para os pólos. A máxima transferência de 5×10^{27} kW ocorre nas latitudes de 30°-40°.

A atmosfera usa a radiação solar de várias formas, mas, em geral, a relação pode ser expressa assim:

<p>Energia do sol = energia potencial + energia cinética + troca de calor latente + (temperatura) (movimento) onda longa para o espaço + fricção (ver Figura 3.3)</p>
--

Teoria da Circulação Geral

Tal como o desequilíbrio latitudinal de energia na atmosfera existe o desajuste de água, momento e massa. A circulação geral age no sentido de redirecionar este desequilíbrio. Qualquer modelo sensível ou teoria da circulação geral deve então incorporar o seguinte:

- (1) Completar as observações de vento para toda a profundidade da atmosfera.
- (2) Manter o balanço de calor hemisférico. Qualquer modelo deve incorporar um mecanismo pelo qual o calor é transferido para o pólo, das regiões com superávit de energia para as regiões com déficit de energia. A transferência de calor sensível (pelo movimento das massas de ar), calor latente (transferência de vapor d' água) e a transferência pelas correntes oceânicas agem para redirecionar o desequilíbrio, mantendo o gradiente de temperatura entre as regiões tropicais e de latitudes médias, como mostrado na figura 15.4. O fluxo mais importante é a transferência de calor sensível, onde o máximo nas latitudes de 50°-60° está relacionado à presença dos distúrbios transientes no escoamento de oeste de latitudes médias, transferindo energia para as regiões polares. O fluxo de calor latente está intimamente ligado à transferência de vapor d' água na atmosfera e reflete, em particular, a presença dos ventos alísios na direção do equador. As correntes oceânicas, tais com a corrente do Golfo e a de Kuro Shio, no Pacífico, apresentam um papel importante na transferência de calor na direção dos pólos.
- (3) Manter o balanço de umidade. Sobre o globo como um todo deve haver um balanço aproximado entre a quantidade de precipitação (P) e de evaporação (E). Existem grandes desajustes em certas áreas: E excede fortemente P nas regiões dos anticiclones subtropicais que cobrem grande parte dos oceanos subtropicais; na região da ZCIT, P é maior do que E, assim como na maior parte dos continentes. Assim, existem diferenças na entrada (E) e saída (P) de umidade da atmosfera, como mostra a Figura 15.5; requer-se então um escoamento de umidade das regiões com excedente para as regiões com déficit. Em geral, os ventos alísios produzem um transporte de vapor d' água na direção do equador em latitudes baixas, enquanto existe uma transferência geral na direção dos pólos além de 20°, com um máximo nas latitudes entre 35° e 40°. Nestas latitudes, o deslocamento do ar na direção dos

pólos leva mais umidade do que o ar que se move na direção do equador; a transferência no Hemisfério Sul é aproximadamente 40% superior à do hemisfério Norte devido à diferença de distribuição terra-mar nos dois hemisférios. Deve ser notado que o fluxo meridional de vapor d'água é somente metade do fluxo zonal (leste-oeste) devido à natureza predominantemente zonal dos maiores cinturões de vento.

- (4) Manter o balanço de momento angular da Terra. Não deve haver nenhuma intensificação ou enfraquecimento da aceleração de rotação da Terra devido à fricção na interface terra-atmosfera. Os ventos de leste contribuem para desacelerar a rotação da Terra e os ventos de oeste, para aumentar a sua rotação. Deve haver uma equivalência dos torques gerados pelos ventos de leste e de oeste.
- (5) Obedecer ao princípio da continuidade, de tal forma que o saldo de transporte do ar através de um círculo de latitude deve ser nulo, caso contrário, resultaria na existência de vácuo. No plano vertical, a convergência na superfície deve ser compensada pela convergência superior e vice-versa.
- (6) A troposfera é um invólucro de ar bastante fino, sendo que sua dimensão vertical é da ordem de 1/1000 do raio da Terra. Isto tem duas conseqüências: todos os diagramas de circulação geral apresentam um bom exagero vertical; e, no movimento de grande escala da atmosfera, a velocidade vertical é aproximadamente 1/1000 da velocidade horizontal.

O problema fundamental é que algumas destas transferências são produzidas pela circulação média de longo prazo, enquanto outras são produzidas por vórtices (*eddies*) e distúrbios que estão superpostos na circulação média. O que é mais importante: o padrão de escoamento médio da atmosfera no plano vertical ou os distúrbios transientes (depressões e anticiclones, etc) no plano horizontal?

Existem basicamente dois tipos de modelos de circulação geral que têm sido desenvolvidos por dois tipos fundamentais de aproximação do problema.

Fig. 15.4 The mean annual distribution of the components of the poleward energy transfer in the earth-atmosphere system.

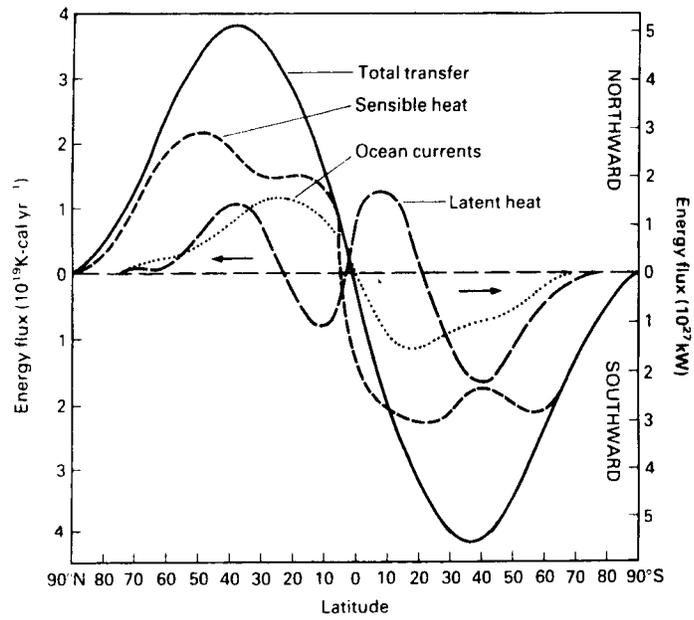


Figura 15.4

Fig 15.5 The average annual evaporation (solid line) and precipitation (pecked line) per unit area. The arrows represent the direction of the required water vapour flux in the atmosphere.

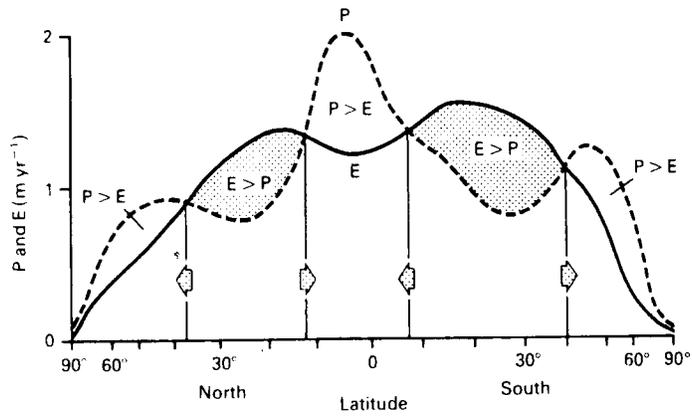


Figura 15.5

Modelo tri-celular clássico

A aproximação clássica para modelar e explicar a circulação geral está baseada na análise da média dos padrões do escoamento observado na atmosfera e representa uma aproximação climatológica do problema. Assume que a estrutura média da circulação geral é de grande importância para a transferência necessária de energia e representa a circulação como três células meridionais, arranjadas no plano vertical.

O primeiro modelo (parte da circulação geral) foi o de Edmund Halley, que, em 1686, descreveu uma circulação térmica com ar quente subindo na zona de máximo aquecimento em latitudes baixas, produzindo um escoamento direcionado ao equador na região dos alísios e, na direção dos pólos em altos níveis. Isto foi melhorado por George Hadley, que em 1735 incorporou os efeitos da rotação da Terra, defletindo o escoamento para a direita no hemisfério norte e para a esquerda no hemisfério sul, resultando nos alísios de nordeste e de sudeste (Figura 15.6 a) na superfície. Ele vislumbrou um escoamento compensador de sudoeste na atmosfera superior do hemisfério norte. Esta circulação é hoje referida como célula de Hadley (limitada nas latitudes tropicais). Este modelo não aborda os ventos de oeste em latitudes médias.

Tais modelos simplesmente assumiram que o ar quente sobe sobre o equador e o ar frio desce sobre os pólos. O artigo de Hadley permaneceu desconhecido por muitos anos. Suas idéias estavam baseadas numa única célula termicamente direta e requeria alta pressão sobre os pólos e baixa pressão sobre o equador, com um gradiente meridional uniforme de temperatura. No século 19, novas observações da pressão em superfície contradisseram estas idéias, cinturões de alta pressão foram observados nos subtrópicos assim como nos pólos e, baixa pressão nas latitudes médias assim como no equador; tal distribuição requeria a existência de três células, não apenas uma.

Em 1856, Ferrel melhorou o modelo de Hadley, produzindo o primeiro modelo razoavelmente completo para os maiores sistemas de vento – o primeiro modelo tri-celular. Ferrel incluiu um cinturão de ventos de sudoeste (HN; de noroeste no HS) em latitudes médias, entre os ventos de leste das latitudes altas e baixas, com subsidência na região das altas subtropicais e ascensão em latitudes mais altas (ver Figura 15.6b), no limite do que é conhecido como célula de Ferrel. Um modelo tri-celular foi novamente sugerido por

Bergeron em 1928 (Figura 15.6c) e por Rossby em 1941. Correções incluíram a incorporação da frente polar e os ventos de oeste em latitudes médias.

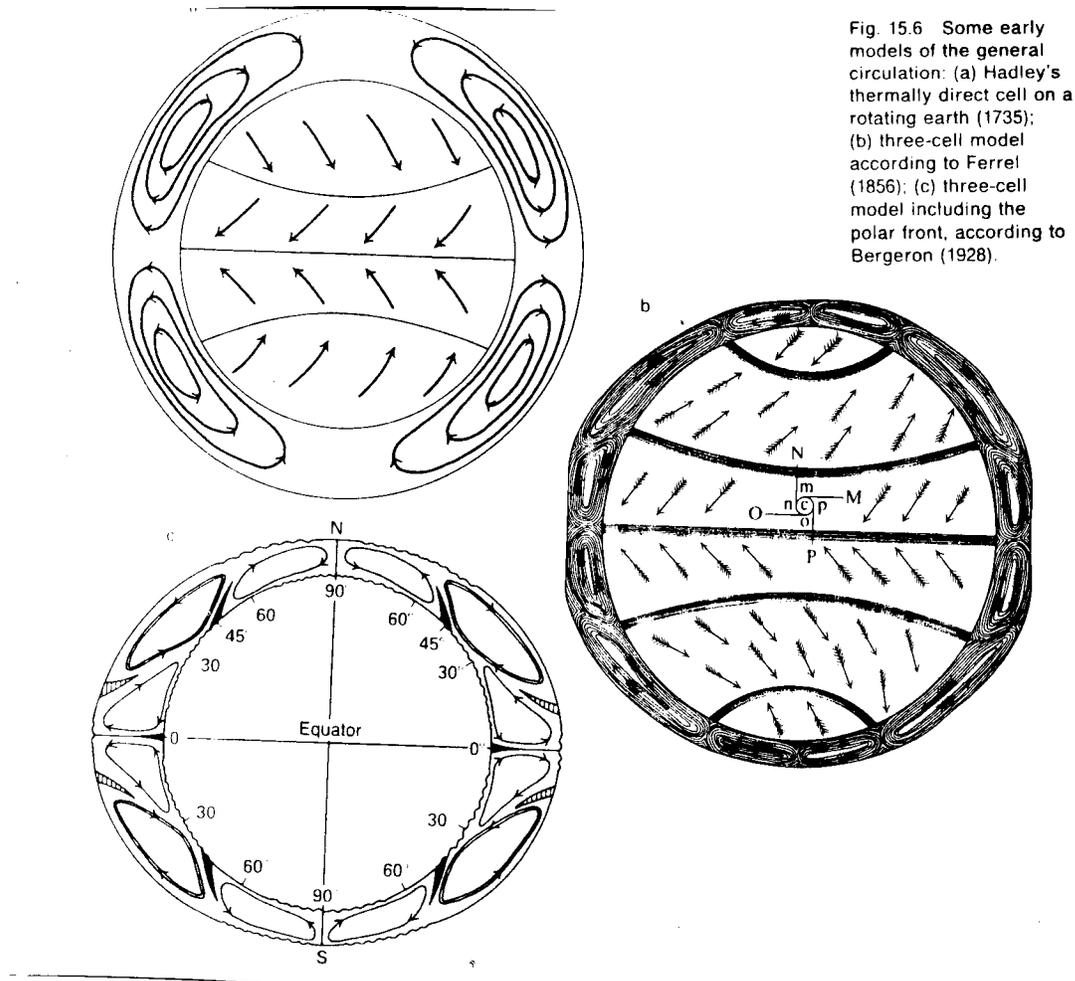


Fig. 15.6 Some early models of the general circulation: (a) Hadley's thermally direct cell on a rotating earth (1735); (b) three-cell model according to Ferrel (1856); (c) three-cell model including the polar front, according to Bergeron (1928).

Figura 15.6

Neste modelo tri-celular, os ventos alísios convergem para a ZCIT e formam aglomerados de nuvens cumulonimbus que alcançam a tropopausa. O ar diverge na troposfera superior e escoia na direção dos pólos. Conforme se desloca, adquire uma componente de movimento de oeste, conforme conserva seu momento angular (ver capítulo 4), tornando-se um escoamento de oeste em ambos os hemisférios. O ar resfria-se por perda radiativa aproximadamente 1 a 2 °C por dia, subsidindo nas vizinhanças da latitude de 30°, nos anticilones subtropicais, onde o ar diverge, dirigindo-se para o equador como alísios e para os pólos como os ventos de oeste em latitudes médias.

O ar nos pólos desce devido ao resfriamento radiativo; o ar frio e denso escoá para fora dos anticlones polares convergindo eventualmente com o escoamento de oeste de latitudes médias ao longo da frente polar. Aqui o ar quente ascende na região da frente e escoá em altos níveis na direção dos pólos, enquanto o ar frio escoá na direção do equador.

Esta aproximação explica bem a ZCIT, os ventos alísios, os anticlones subtropicais, os anticlones polares e os ventos polares de leste. Falha, entretanto, em explicar os ventos de oeste que se intensificam com a altura.

A energética dos modelos tri-celulares está mostrada no diagrama da Figura 15.7. O aquecimento diferencial do sistema terra-atmosfera provê a energia potencial para a circulação geral, que é convertida em energia cinética de movimento pelas células médias meridionais (norte-sul); o escoamento é defletido pela rotação da terra produzindo os ventos zonais de oeste e de leste, onde se encontram embebidos os distúrbios. As células de Hadley e Polar podem ser explicadas pelo princípio de que o ar quente sobe e o ar frio desce – são conhecidas como *células termicamente diretas*. A célula de Ferrel de latitudes médias é dinamicamente dirigida pelas duas células que a margeiam e é *dinamicamente indireta*.

Fig. 15.7 The energetics of three-cell and wave theory models of the general circulation.

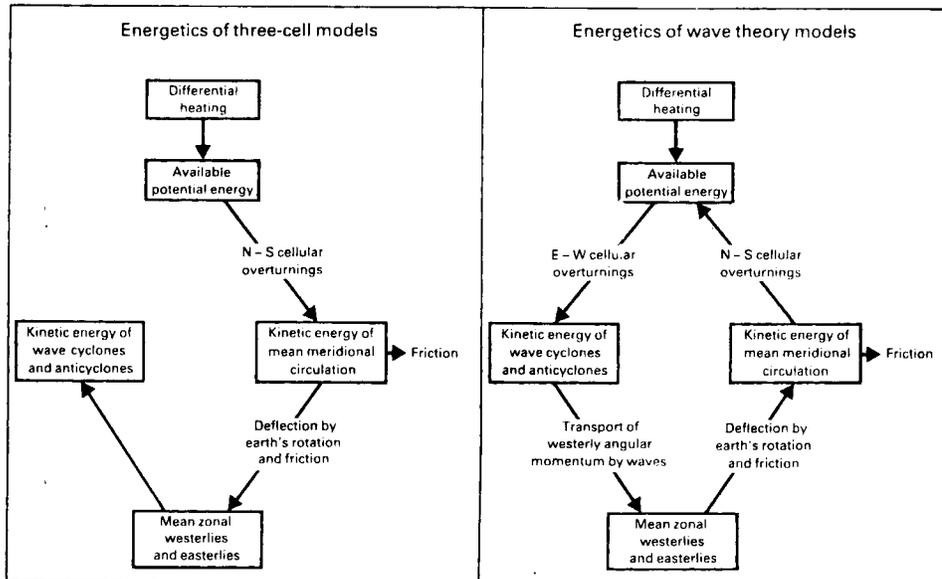


Figura 15.7

Existem vários problemas com esta aproximação: (1) despreza as variações longitudinais da circulação geral (tal como as monções da Índia) e as diferenças terra-mar – enfatiza as variações latitudinais, mas a maioria dos aspectos mais relevantes apresenta uma componente zonal (leste-oeste) importante; (2) assume que os distúrbios transientes que produzem o tempo (tal com as depressões e os anticilones) possuem um papel desprezível na circulação geral; (3) deveria haver um retorno dos ventos de oeste com uma componente de leste em altos níveis – isto não acontece, uma vez que os ventos de oeste se intensificam com a altura; (4) a existência da célula polar é duvidosa; e (5) ela não pode explicar a existência dos ventos de oeste em latitudes médias.

A teoria de ondas – uma aproximação

Em 1951, Palmén incorporou a presença de ventos de oeste em latitudes médias, juntamente com o escoamento de oeste em altos níveis, no modelo tri-celular pela modificação da célula de Ferrel. Isto provê um modelo descritivo útil da circulação geral, mas não é totalmente satisfatório em elucidar os mecanismos básicos da célula de Ferrel.

Uma aproximação alternativa dos estudos de circulação geral é provista pela moderna aproximação da teoria de ondas. Esta teoria assume que aspectos fundamentais da circulação atmosférica, importantes para a transferência de energia, são os vórtices e os distúrbios que aparecem nas cartas de tempo diariamente. Eles não são ruídos estranhos superpostos ao estado médio do escoamento, mas, parte importante da circulação geral. A ênfase nesta aproximação é então a transferência de energia (e momento) devido aos ciclones e anticiclones no plano horizontal, em vez de células meridionais no plano vertical. Esta aproximação é muito mais satisfatória para explicar a presença dos ventos de oeste de latitudes médias e a transferência de energia nestas latitudes do que a aproximação tri-celular.

No estado médio, existem cinturões de ventos de leste nos trópicos e nas regiões polares – estes ventos sopram na direção contrária à rotação da terra no espaço e estão agindo, pela fricção na superfície, no sentido de diminuir a taxa de rotação da terra com relação ao tempo. Em latitudes médias, os ventos predominantes são de oeste e se movem pela superfície na mesma direção de rotação da terra, exercem, então, uma força (chamada torque) no sentido de aumentar a taxa de rotação da terra. (ver Figura 15.8).

Fig. 15.8 A schematic diagram showing the transfers of westerly angular momentum within the atmosphere.

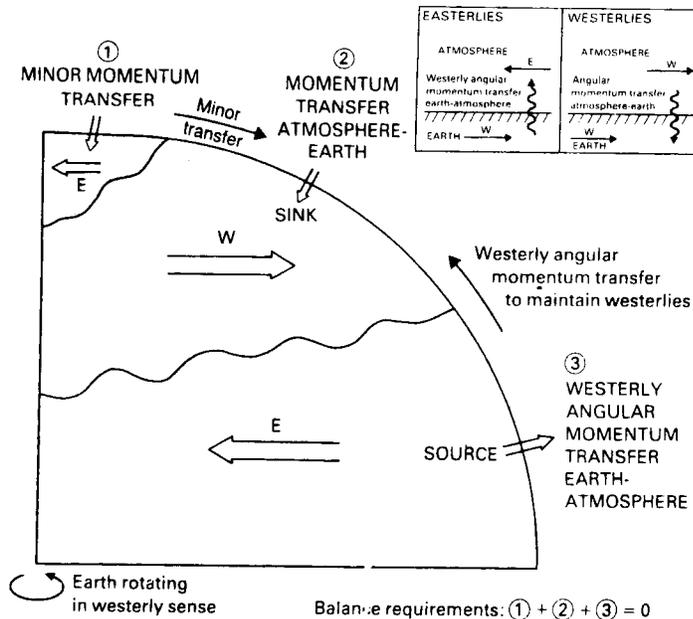


Figura 15.8

Para entender como os ventos de latitudes médias são mantidos, o balanço de momento angular do sistema terra-atmosfera deve ser considerado. O momento angular absoluto da terra e da atmosfera permanece constante no decorrer do tempo. Como a taxa de rotação da terra não varia, a atmosfera deve conservar seu momento angular (ou seja, deve haver troca latitudinal de momento angular).

Nos trópicos, onde os ventos de superfície são de leste, a atmosfera está constantemente ganhando momento angular da terra de oeste: a fricção com a superfície tende a desacelerar os ventos de leste, o que pode ser considerado como a adição de uma componente de oeste ao movimento de leste. Em latitudes médias, onde os ventos são de oeste, a atmosfera deve transferir momento angular de oeste para a terra (ou seja, pela ação da fricção com a superfície, os ventos de oeste exercem uma força ou torque no sentido de aumentar a velocidade de rotação da terra), como mostrado na Figura 15.8. A contribuição dos ventos

polares de leste é menor. Devido à pequena distância da superfície da terra ao eixo de rotação nestas latitudes, o torque produzido nestas latitudes é pequeno, podendo ser desprezado. Se os ventos de oeste, em latitudes médias, estão continuamente transferindo momento angular de oeste para a terra, deve haver uma transferência de momento angular de oeste dentro da atmosfera, das zonas de ventos de leste para as zonas de ventos de oeste (veja Figura 15.8). Além disso, o momento angular transferido pela terra para a atmosfera, na região dos alísios, deve contrabalançar o momento angular fornecido para a terra pelos ventos de oeste, para que o momento angular da terra permaneça constante.

A máxima transferência de momento angular de oeste ocorre nas latitudes que separam os ventos de leste e de oeste, aproximadamente em 30° . A transferência através da latitude de 30° ocorre pelo escoamento das ondas horizontais de grande escala e pelas perturbações (*eddies*) no escoamento atmosférico. Tanto os cavados como as cristas no escoamento superior e os anticilones em superfície são inclinados na direção NE-SW (HN) (NW-SE, no HS). A Figura 15.9 mostra a configuração típica das linhas de corrente para uma onda nos ventos de oeste em altos níveis e na superfície, em 30° N, ambos mostrando o eixo inclinado na direção NE-SW (NW-SE, no HS) (eixos alinhados na direção NW-SE no HN e NE-SW, no HS, são extremamente raros). O ar que se move para norte (sul no HS) tem uma forte componente de oeste e, então, transfere grande quantidade de momento angular de oeste; o ar que se move para o sul (norte no HS) tem ou uma fraca componente de oeste (em níveis altos) ou uma fraca componente de leste (em volta do anticiclone). A soma de todas as transferências que ocorrem através de um círculo de latitude é claramente uma grande transferência de momento de oeste. É esta transferência que mantém o escoamento de oeste em latitudes médias; tal transferência não pode ser conseguida pelo modelo tradicional tri-celular com circulações no plano vertical, na direção norte-sul (meridional).

Fig. 15.9 Schematic horizontal streamlines within a typical wave in the upper westerlies and within the surface flow at 30° latitude around a subtropical anticyclone. Note the net transfer of westerly angular momentum northwards.

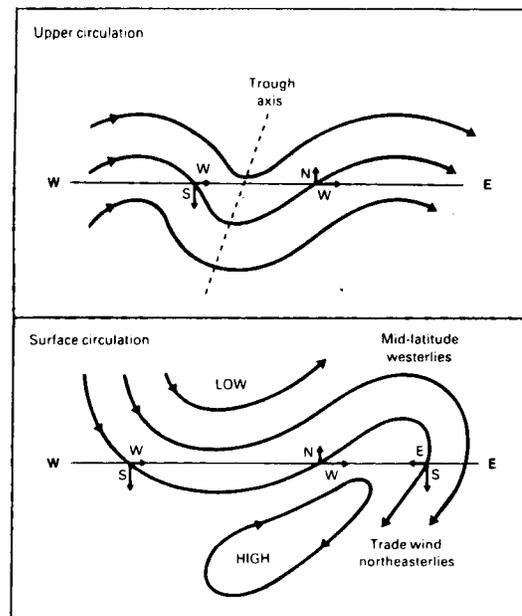


Figura 15.9

A ênfase desta aproximação é, então, distante dos mecanismos puramente térmicos para explicar os principais ventos, para considerações dinâmicas. O novo conceito importante aqui é que a fonte de energia para os ventos de oeste é constituída pelas perturbações – os ciclones e anticiclones; a circulação meridional obtém sua energia cinética muito mais da energia cinética das perturbações do que o contrário (como mostrado na Figura 15.7). Isto é exatamente o reverso do ciclo de energia indicado para a aproximação tri-celular.

Para examinar a importância relativa da transferência de energia na direção dos pólos na circulação geral através da circulação média meridional no plano vertical (o modelo tri-celular) e o fluxo de energia no plano horizontal efetuado pelas perturbações horizontais na atmosfera (teoria de ondas), foram usados três aproximações principais.

1. Estudos Observacionais

Estudos observacionais do comportamento da circulação global da atmosfera usando dados reais da superfície e da alta atmosfera permitiram a realização de cálculos detalhados com relação à transferência de energia, aos fluxos de umidade e às transferências de momento dentro da atmosfera real.

Um dos estudos mais detalhados feito sobre a circulação geral ocorreu durante o *Global Weather Experiment*, que aconteceu de dezembro de 1978 a novembro de 1979 e envolveu todos os membros da OMM. Este período de intensa observação da atmosfera global utilizou todas as fontes de dados possíveis: a rede de superfície, o número de estações de tempo oceânicas e de altos níveis aumentou; foram usados dados de navios, aviões, bóias à deriva e balões com medidas do perfil vertical, juntamente com dados de cinco satélites geostacionários (incluindo o Meteosat) e quatro satélites de tempo de órbita polar, com o objetivo de coletar tanta informação quanto fosse possível no período de um ano. Primeiramente, toda a atmosfera da terra e seus oceanos foram observados em detalhe e um vasto conjunto de dados foi produzido. Estes dados ainda estão sendo analisados, entretanto, três conclusões emergiram do projeto: (1) pressões muito mais baixas foram encontradas no hemisfério sul, no cinturão de baixas pressões entre 40° e 60° S, em relação ao que tinha sido estimado anteriormente, com ventos de oeste mais fortes do que o normal na média e alta troposfera; (2) a variabilidade dos sistemas de tempo de escala sinótica nos trópicos era muito maior do que o esperado; e (3) houve indicações de que os trópicos podem influenciar as latitudes médias e altas muito mais rápida e significativamente do que havia sido assumido previamente.

2. Modelos de Laboratório para a Atmosfera (*dishpan experiments*)

Assume-se que os dois principais controles da circulação geral são o gradiente de temperatura meridional na direção equador-pólo e a taxa de rotação da terra, assim, deve ser possível elucidar certos aspectos do comportamento da atmosfera com experimentos com fluidos em rotação sob condições controladas em laboratório. Nestes experimentos, uma panela circular com água (fluido usado para simular a atmosfera), ou um anulus (uma coluna profunda de água contida entre dois cilindros concêntricos com raios diferentes) é aquecido na sua parte externa (representando a fonte de calor no equador) e resfriado com

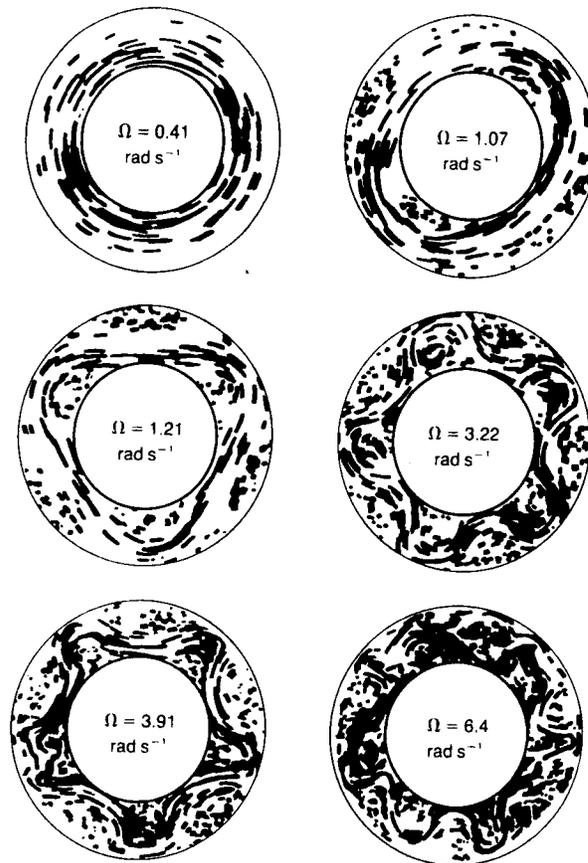
gelo no seu centro (o pólo). O aparato com um diâmetro típico de aproximadamente 30 cm é girado para simular a rotação da terra, e o movimento resultante do fluido pode ser observado pelo alumínio em pó jogado sobre a superfície da água e por fotos com exposição prolongada. Uma câmera é montada acima do aparato e gira em sincronia com o cilindro; quando o seu diafragma é aberto por um segundo, o movimento das partículas de pó branco aparece como um rastro na fotografia. Se o gradiente de temperatura na panela é mantido constante, enquanto se varia a taxa de rotação, é possível simular o comportamento da atmosfera em diferentes latitudes.

Com um gradiente constante de temperatura no fluido, uma variedade de padrões de escoamento é observada, como mostrado nos exemplos da Figura 15.10. Para baixa rotação, é observado um único centro de convecção, com o fluido escoando na direção da borda mais quente, subindo na parte externa mais quente e afundando no centro – tal escoamento é análogo à célula de Hadley em latitudes baixas (onde o parâmetro de Coriolis é pequeno). Se a taxa de rotação aumenta (1,21 radianos/s, Figura 15.10), o escoamento desenvolve três ondas longas, através do qual serpenteia um escoamento similar ao escoamento dos ventos de oeste. Para taxas de rotação mais altas, desenvolvem-se cinco ondas longas que progridem em torno do eixo central (análogo ao jato da frente polar em latitudes médias) e se a taxa de rotação é aumentada ainda mais, a onda se quebra e o escoamento torna-se caótico. Pode ser visto que as ondas e o fenômeno do jato ocorrem como um aspecto essencial e natural de transferência de energia térmica num sistema em rotação – a influência da topografia em estimular o desenvolvimento destas ondas pode ter sido inibido.

Entre os aspectos que têm sido simulados em tais experimentos de laboratório estão as depressões, os anticiclones e as correntes de jato, os ventos de oeste de latitudes médias e os ventos de leste de latitudes baixas e ainda aspectos frontais. As medidas mostram que o momento angular é transportado do escoamento de leste para o de oeste pelas ondas de latitudes médias e que o ciclo de energia procede como na atmosfera real. A analogia é feita a despeito do fato de que as condições experimentais diferem das reais em muitos aspectos: o fluido escolhido é a água (que é incompressível) em vez do ar (altamente compressível); a panela é altamente uniforme e achatada, sendo que a superfície da terra é curva e tem os

contrastes terra-mar; há paredes laterais nas extremidades da panela, o que não existe na terra; e não há tropopausa nem troca de calor latente na panela.

Fig. 15.10 Streak photographs revealing the flow in a series of rotating dishpan (annulus) experiments in which the rate of rotation was increased while the temperature gradient was held constant. Waves developed at higher rotation rates which became irregular for the highest rotation rates.



3. Modelagem Numérica da Atmosfera

Tanto quanto simular o comportamento da atmosfera usando modelos no laboratório, é também possível simular a circulação geral da atmosfera usando modelos em um computador. Tais modelos matemáticos são um conjunto de equações matemáticas que representam as leis que governam o comportamento da atmosfera arrumadas de uma forma que possam ser resolvidas por métodos numéricos. Estes modelos têm sido desenvolvidos nos últimos anos apoiando-se nos avanços obtidos com a previsão numérica do tempo realizada com o computador.

Em termos simplificados, se o estado da atmosfera (em termos da pressão, umidade, temperatura, direção e intensidade do vento) é conhecido tanto em superfície quanto em outros níveis da atmosfera em um determinado instante, aplicando-se as leis que governam

o movimento e o comportamento da atmosfera, é possível prever o estado da atmosfera num instante de tempo futuro (por exemplo, com 1 minuto ou 1 hora de antecedência). Tais leis incluem as leis do movimento, as leis da termodinâmica, a equação hidrostática e o princípio da continuidade dentro da atmosfera, expressos por equações matemáticas resolvidas por métodos numéricos. Usando o estado previsto da atmosfera como base, podemos aplicar as leis novamente para prever um estado futuro depois de um outro intervalo de tempo, depois um outro e assim por diante. Esta é a base da previsão numérica do tempo que tem se desenvolvido desde a década de 50.

Grandes computadores podem armazenar mais dados e resolver as equações mais rapidamente, assim, aspectos da circulação atmosférica em níveis cada vez mais baixos e maiores resoluções espacial e temporal podem ser incorporados. A melhoria da tecnologia de aquisição de dados por satélite tem permitido obter medidas de temperatura e outros parâmetros atmosféricos em áreas remotas do globo, desta forma, existem poucas áreas descobertas na rede de observação global. O desenvolvimento de técnicas de previsão numérica do tempo tem permitido um grande entendimento dos processos físicos que governam o tempo e o clima.

A média de longo prazo da circulação geral pode ser obtida como o estado médio da atmosfera derivado das previsões numéricas quando os modelos são executados por um período de tempo suficientemente longo. Os modelos matemáticos não podem, contudo, tratar satisfatoriamente todos os processos relevantes (particularmente, os que operam na mesoscala), entretanto, os progressos são encorajados. O sistema terra-atmosfera é complexo e cheio de processos interativos de retro-alimentação (*feedback*). Estes processos agem em várias escalas do tempo e do espaço. Os modelos matemáticos nunca incluirão todos os processos existentes no sistema; seu principal uso é tentar simplificar a realidade e, em particular, examinar a contribuição de fatores e processos específicos. Por exemplo, tais modelos têm sido usados para indicar as possíveis conseqüências na circulação geral e clima global com a duplicação da concentração de CO₂.

Conclusões

O sistema terra-atmosfera é complexo; o comportamento global da atmosfera também é complexo. O entendimento completo de todos os processos envolvidos está além do escopo

deste livro. Várias aproximações para o problema da circulação geral foram apontadas. As conclusões mais importantes a serem apontadas com a enorme quantidade de pesquisa realizada sobre este tema estão resumidas na Figura 15.11. Representa a contribuição da circulação meridional e circulação dos *eddies* ao fluxo médio de calor transferido na direção do pólo no hemisfério norte. A circulação média meridional nos trópicos (representada pela célula de Hadley) é responsável pela maior contribuição para o fluxo de calor nesta região (apesar da presença de distúrbios dentro do escoamento zonal). Em latitudes médias a contribuição dos *eddies* (ondas e distúrbios dentro do escoamento zonal) é dominante, tanto em termos de transferência de energia (mostrado aqui) quanto em termos de transferência de momento. A aproximação tri-celular é apropriada para os trópicos, mas a teoria de ondas explica os aspectos básicos da circulação em latitudes médias.

Fig. 15.11 Contributions of the mean meridional circulation and eddy circulations to the mean annual poleward heat flux.

