



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA E DESENVOLVIMENTO DE NUVENS

Ariane F. dos Santos, Arcilan T. Assireu, Homailson L. Passos, João Gerd Z. de
Mattos, Moacir Schmengler

Apostila Interativa, desenvolvida
como material de apoio à disci-
plina de Fundamentos de Ciências
Atmosféricas do Curso de Ciências
Atmosféricas da Universidade Fe-
deral de Itajubá

URL do documento original:

[<http://urlib.net/>](http://urlib.net/)

INPE
São José dos Campos
2013

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3945-6923/6921

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**Presidente:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr Inez Staciardini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plnio Carlos Alval - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA E DESENVOLVIMENTO DE NUVENS

Ariane F. dos Santos, Arcilan T. Assireu, Homailson L. Passos, João Gerd Z. de
Mattos, Moacir Schmengler

Apostila Interativa, desenvolvida
como material de apoio à disci-
plina de Fundamentos de Ciências
Atmosféricas do Curso de Ciências
Atmosféricas da Universidade Fe-
deral de Itajubá

URL do documento original:

[<http://urlib.net/>](http://urlib.net/)

INPE
São José dos Campos
2013

RESUMO

O mundo em que vivemos é um ambiente dinâmico moldado pelas forçantes atmosféricas. As grandes tragédias, como secas e a fome decorrente, enchentes e deslizamentos de terra, como os ocorridos em janeiro de 2011 na Região Serrana do Rio de Janeiro, são alguns exemplos de desastres naturais associados às variações climáticas. Assim, aspectos associados aos processos atmosféricos são parte integrante das nossas vidas. Quem de nós não leva em conta as condições meteorológicas quando vai planejar suas férias? Nas últimas décadas, o tempo e o clima têm ocupado páginas de destaque nos jornais e noticiários, com assuntos relacionados a eventos de chuvas intensas, quedas de granizo, aquecimento global devido aos gases de efeito estufa, a diminuição da camada de ozônio na estratosfera, influências do El Niño e La Niña para o clima global, dentre outros. Em vista disso, o entendimento da natureza dinâmica associada à atmosfera tem ganhado ainda mais importância e, além disso, dado ao fato de que as condições atmosféricas influenciam o nosso dia a dia de várias formas, o interesse nas Ciências Atmosféricas tem aumentado significativamente. Grandes desafios associados ao melhor entendimento dos processos atmosféricos ainda existem, e à medida que as pesquisas e a tecnologia avançam, nossa compreensão melhora. Assim, a presente Apostila faz parte de uma série de apostilas cujo objetivo é contribuir para o melhor entendimento dos aspectos físicos e dinâmicos da atmosfera, bem como para que o aprendizado dos conceitos associados às Ciências Atmosféricas seja o mais apreciável possível.

Esta Apostila visa apresentar conceitos básicos e iniciais relativos ao tema “estabilidade atmosférica e desenvolvimento de nuvens”, buscando cobrir uma carência de material didático para aplicações em cursos semipresenciais sobre o tema Meteorologia e áreas correlatas. O texto foca a compreensão e aplicação dos princípios meteorológicos, tendo em vista capacitar o aluno a aplicar imediatamente os conceitos ao cotidiano. Ao final, o aluno será convidado a assistir um filme sobre o assunto onde poderá integrar todo o conhecimento aprendido ao longo da Apostila. Este material passará por constantes aprimoramentos, em que as experiências obtidas ao longo da Disciplina Fundamentos de Ciências Atmosféricas e sugestões vindas dos leitores serão incorporadas continuamente. Portanto, a ideia é que seja um material dinâmico e em constante aperfeiçoamento. Assim, um apelo às críticas e sugestões é solicitado pelos autores. O conteúdo desta apostila foi baseado no livro *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment* de Ahrens (2009). Grande parte do texto aqui apresentado representa mera tradução/adaptação do livro citado.

O conteúdo desta apostila foi baseado no livro *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment* de Ahrens (2009). Grande parte do texto aqui apresentado representa mera tradução/adaptação do livro citado.

LISTA DE FIGURAS

| | <u>Pág.</u> |
|--|-------------|
| 2.1 Exemplo de equilíbrio estável e instável | 3 |
| 2.2 Taxa adiabática seca | 5 |
| 3.1 Raiossonda com paraquedas e balão | 7 |
| 3.2 Exemplo de atmosfera estável | 8 |
| 3.3 Taxa de variação vertical de temperatura ambiente | 9 |
| 3.4 Exemplo de ocorrência de nevoreiro pela manhã | 10 |
| 3.5 Ilustração do fenômeno de inversão térmica | 11 |
| 3.6 Exemplo de atmosfera instável | 13 |
| 3.7 Exemplo de atmosfera condicionalmente instável | 14 |
| 3.8 Tipos de instabilidade | 15 |
| 3.9 Taxa de variação vertical de temperatura | 16 |
| 3.10 Nuvem de fumaça devido à queima em Sierra Nevada, Estados Unidos | 17 |
| 3.11 Diagrama esquemático da mistura de ar na atmosfera | 18 |
| 3.12 Diagrama esquemático da ascensão vertical de uma parcela de ar | 19 |
| 3.13 Diagrama esquemático da instabilidade convectiva | 20 |
| 3.14 Diagrama esquemático da inversão de subsidência | 21 |
| 4.1 Formas básicas de formação de nuvens | 24 |
| 4.2 Diagrama esquemático da formação de nuvens cumulus | 25 |
| 4.3 Imagem de nuvens cumulus | 26 |
| 4.4 Diagrama esquemático do desenvolvimento de uma nuvem cumulus | 27 |
| 4.5 Desenvolvimento de uma nuvem cumulus em diferentes regimes de estabilidade | 29 |
| 4.6 Desenvolvimento de nuvens cumulus em uma atmosfera condicionalmente instável sobre os <i>Great Plains</i> , Estados Unidos | 30 |
| 4.7 Imagem de satélite que mostra o desenvolvimento de nuvens stratocumulus em forma de ruas sobre o Oceano Atlântico | 31 |
| 4.8 Diagrama esquemático do desenvolvimento de nuvens cumulus durante o verão em diferentes regiões dos Estados Unidos | 33 |
| 4.9 Levantamento orográfico, desenvolvimento de nuvem e formação de uma sombra de chuva | 35 |
| 4.10 Imagem de satélite indicando nuvens em forma de ondas | 36 |
| 4.11 Diagrama esquemático que indica a formação de nuvens que se formam em ondas sobre as montanhas | 37 |
| 4.12 Exemplo de nuvens lenticulares | 38 |

| | | |
|------|---|----|
| 4.13 | Exemplo de nuvens altocumulus | 39 |
| 4.14 | Exemplo de nuvens em forma de ondas | 40 |
| 4.15 | Exemplo de altocumulus castellatus | 41 |
| 4.16 | Diagrama esquemático de formação de nuvens stratocumulus | 41 |
| 4.17 | Gráfico das adiabáticas | 42 |
| 4.18 | Linhas horizontais de pressão em um gráfico das adiabáticas | 43 |
| 4.19 | Linhas adiabáticas secas em um gráfico das adiabáticas | 43 |
| 4.20 | Linhas adiabáticas úmidas em um gráfico das adiabáticas | 44 |
| 4.21 | Linhas de razão de mistura constante em um gráfico das adiabáticas . . . | 45 |
| 7.1 | Campo de temperatura do ponto de orvalho médio para janeiro e julho para os Estados Unidos | 51 |
| 7.2 | Ilustração utilizada para responder as questões da Seção 7. | 53 |
| 7.3 | Gráfico das adiabáticas | 54 |
| 1 | Material necessário para realização de experimento em sala de aula . . . | 55 |
| 2 | Monitoramento da variação da temperatura interna da garrafa a partir de termômetro digital | 56 |
| 3 | Estágio inicial do experimento | 57 |
| 4 | Estágio com o experimento em andamento | 58 |

LISTA DE TABELAS

| | <u>Pág.</u> | |
|-----|---|---|
| 3.1 | Taxa adiabática úmida para diferentes temperaturas e níveis de pressão. | 6 |

SUMÁRIO

| | <u>Pág.</u> | |
|----------|--|----------|
| 1 | Introdução | 2 |
| 2 | Estabilidade atmosférica | 2 |
| 3 | Determinando a estabilidade | 5 |
| 3.1 | Uma atmosfera estável | 6 |
| 3.2 | Uma atmosfera instável | 12 |

| | | |
|----------|---|-----------|
| 3.3 | Uma atmosfera condicionalmente instável | 13 |
| 3.4 | Causas da instabilidade | 14 |
| 3.5 | FOCO EM UM TÓPICO ESPECIAL | 21 |
| 4 | Desenvolvimento de nuvens | 23 |
| 4.1 | Convecção e nuvens | 24 |
| 4.2 | FOCO EM UMA OBSERVAÇÃO | 31 |
| 4.3 | As nuvens e a topografia | 33 |
| 4.4 | Mudando as formas das nuvens | 38 |
| 4.5 | FOCO EM UM TÓPICO AVANÇADO | 42 |
| 5 | Sumário | 46 |
| 6 | Palavras-chave | 47 |
| 7 | Questões para revisão | 48 |
| | REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 53 |

Resenha

Durante os meses quentes de verão, entre dezembro e fevereiro, é comum se observar no final de um dia lindo de sol e muito calor, fortes tempestades, carregadas de eletricidade e chuva intensa. As manhãs começam claras e com um brilho deslumbrante, o céu azul de brigadeiro ¹. Pelo meio dia, porém, nuvens começam a se formar, surgindo aparentemente do nada, a partir do nada, uma criação especial.

As nuvens se multiplicam e se juntam, as cumulonimbus se empilham como chantili, como purê de batatas, como a espuma do mar, construídas umas sobre as outras e em uma cadeia de montanhas, alcançam maior magnitude do que na faixa terrestre. As formas massivas se encontram e se atritam, íons colidem, e o som do trovão

¹O termo popular “céu de brigadeiro” se origina em uma antiga prática existente entre os membros da Força Aeronáutica. Na hierarquia dessa instituição, o brigadeiro ocupa o mais importante posto de comando. Devido à sua importância, esse oficial só faz voos quando o céu apresenta condições favoráveis. A popularização do termo ocorreu na medida em que os locutores de rádio das décadas de 1940 e 1950 tomaram conhecimento de tal prática militar. Sendo um veículo de comunicação cujas palavras têm grande impacto, vários locutores acharam interessante dizer que o dia tinha um céu de brigadeiro. Para maiores informações, acesse <http://www.brasilescola.com/curiosidades/ceu-brigadeiro.htm>

é ouvido sobre a terra ensolarada. Mais nuvens surgem do céu vazio, cabeças de bigorna gigantes com reflexos de luzes em seu interior. Uma armada se reúne e avança, flutuando como aviões, o que faz com que se pareçam, vistas de baixo, como uma frota de navios direcionada para os peixes do mar.

1 Introdução

Nuvens, características espetaculares no céu, dão cor e beleza à paisagem natural. No entanto, as nuvens são também importantes por razões não estéticas. Grandes quantidades de calor são liberadas na atmosfera durante sua formação. As nuvens ajudam a regular o balanço de energia da Terra, refletindo e espalhando a radiação solar e absorvendo a energia infravermelha. E, claro, sem as nuvens não haveria a precipitação. Mas elas também são importantes porque elas indicam visualmente os processos físicos que ocorrem na atmosfera; para um observador experiente, elas são indicações. Este capítulo examina quais processos atmosféricos estão associados a estes sinais, e o primeiro deles é a estabilidade atmosférica.

2 Estabilidade atmosférica

A maioria das nuvens se forma quando o ar ascende e resfria. Mas por que o ar ascende em algumas ocasiões e em outras não? E por que o tamanho e espessura das nuvens varia tanto quando o ar se eleva? Vamos entender que o conhecimento a respeito da estabilidade do ar pode nos ajudar a responder essas questões.

Quando falamos sobre estabilidade do ar, nos referimos a uma condição de equilíbrio. Por exemplo, uma rocha A em repouso em um vale na Fig. 2.1 está em equilíbrio estável. Se a rocha é empurrada para cima ao longo da colina, ela rapidamente tenderá a voltar à sua posição inicial. Por outro lado, uma rocha B, em repouso no topo de uma colina, está em equilíbrio instável, de modo que um leve empurrão irá colocá-la distante de sua posição original. Aplicando estes conceitos à atmosfera, podemos ver que o ar está em equilíbrio estável quando, depois de ser levantado ou abaixado, ele tende a retornar à sua posição inicial - ele resiste ao movimento de ascendência e descendência. O ar que está em equilíbrio instável irá, quando submetido a um pequeno empurrão, mover-se para longe de sua posição original - isto favorece as correntes verticais de ar.

Para explorar o comportamento do ar ascendente e descendente, primeiramente nós



Figura 2.1 - Quando a rocha A é movimentada, ela retornará à sua posição original; a rocha B, entretanto, acelerará para longe de sua posição inicial.

precisamos colocá-los em um balão imaginário de borracha. Este pequeno volume de ar é referido como uma **parcela de ar**¹. Embora ela possa se expandir e contrair livremente, ela não arrebenta, permanecendo como uma única unidade. Ao mesmo tempo, nem o ar externo e nem o calor podem se misturar com o ar dentro da parcela. O espaço ocupado pelas moléculas de ar dentro dela define a densidade do ar. A velocidade média das moléculas é diretamente relacionada à temperatura, enquanto que as moléculas colidindo contra a parede da parcela determinam a pressão interna do ar.

Na superfície da Terra, a parcela de ar tem a mesma temperatura e pressão que o ar ambiente. Suponhamos que elevássemos essa parcela de ar na atmosfera (é preciso lembrar que a pressão atmosférica diminui com o aumento da altura). Consequentemente, a pressão do ar ambiente diminui. A pressão mais baixa do lado de fora permite que as moléculas de dentro empurrem a parede da parcela para fora, expandindo-a. Por não haver outra fonte de energia, as moléculas de ar precisam usar sua própria energia para expandir a parcela. Isto gera uma velocidade molecular média mais baixa, resultando em uma parcela de ar com menor temperatura. Se a parcela é trazida para a superfície, ela retorna para a posição onde a pressão do ar é mais alta. A pressão maior aperta (comprime) a parcela de ar a seu volume original (pequeno). Esta compressão aumenta a velocidade das moléculas de ar consequentemente a temperatura da parcela. Por isso, *uma parcela de ar ascendente expande e esfria, enquanto uma parcela de ar descendente comprime e aquece.*

¹Uma parcela de ar é um corpo imaginário de ar aproximadamente do tamanho de uma bola de basquete. O conceito de uma parcela de ar é ilustrado em vários lugares deste texto.

Se a parcela de ar se expande e resfria, ou é comprimida e aquece sem troca de calor com o ambiente, esta situação é denominada de **processo adiabático**. Enquanto o ar da parcela está não saturado (a umidade relativa do ar é menor do que 100%), a taxa adiabática de resfriamento ou aquecimento permanece constante. Esta taxa de aquecimento ou resfriamento é aproximadamente 10°C a cada 1000 m de altura e é aplicada somente para o ar não saturado. Por esta razão, ela é chamada de **taxa adiabática seca**² (veja Fig. 2.2).

Assim como o ar ascendente resfria, a umidade relativa aumenta à medida que a temperatura do ar se aproxima da temperatura de ponto do orvalho, chegando a 100%. Maior elevação resulta em condensação, com formação de nuvem, e o calor latente é liberado dentro da parcela de ar ascendente. Devido ao calor acrescido durante a condensação, há compensação de parte do resfriamento devido à expansão; o ar não mais resfria a uma taxa adiabática seca, mas a uma taxa menor denominada **taxa adiabática úmida**. Se uma parcela de ar saturado contendo gotículas de água estivesse descendo, ela seria comprimida e aqueceria à taxa adiabática úmida porque a evaporação do líquido das gotículas compensaria a taxa de aquecimento devido à compressão. Por isso, a taxa a qual o ar saturado ascendente ou descendente muda de temperatura - a taxa adiabática úmida - é menor do que a taxa adiabática seca.³

Ao contrário da taxa adiabática seca, a taxa adiabática úmida não é constante e varia muito com a temperatura e, portanto, com o conteúdo de umidade - por exemplo, o ar quente saturado produz mais água líquida do que o ar frio saturado. A condensação acrescida ao ar saturado quente libera mais calor latente. Consequentemente, a taxa adiabática úmida é muito menor do que a taxa adiabática seca quando o ar ascendente está quente; entretanto, as duas taxas são aproximadamente as mesmas quando o ar ascendente está muito frio (veja Tabela 3.1). Embora a taxa adiabática úmida varie, para ficar mais fácil de tratar com os números, vamos utilizar uma média de 6°C por 1000 m na maioria de nossos exemplos e cálculos.

²Para propósitos de aviação, a taxa adiabática seca é às vezes expressa como 3°C para cada 1000 pés.

³Considere uma parcela de ar inicialmente em repouso. Suponha que a parcela ascende e resfria, e ocorre formação de nuvens. Posteriormente, suponha que não há precipitação (chuva ou neve) da nuvem. Se a parcela descendesse de seu nível original, o calor latente liberado dentro da parcela durante a condensação seria da mesma ordem que é absorvido quando a nuvem evapora. Este processo é denominado de processo *adiabático reversível*. Se, por outro lado, a chuva ou neve precipitasse da nuvem durante seu crescimento e deixasse a parcela, o sumidouro não se recuperaria durante a evaporação na mesma quantidade de calor latente liberado durante a condensação porque o conteúdo de água da parcela seria mais baixo. Este processo é conhecido como *processo pseudoadiabático irreversível*.

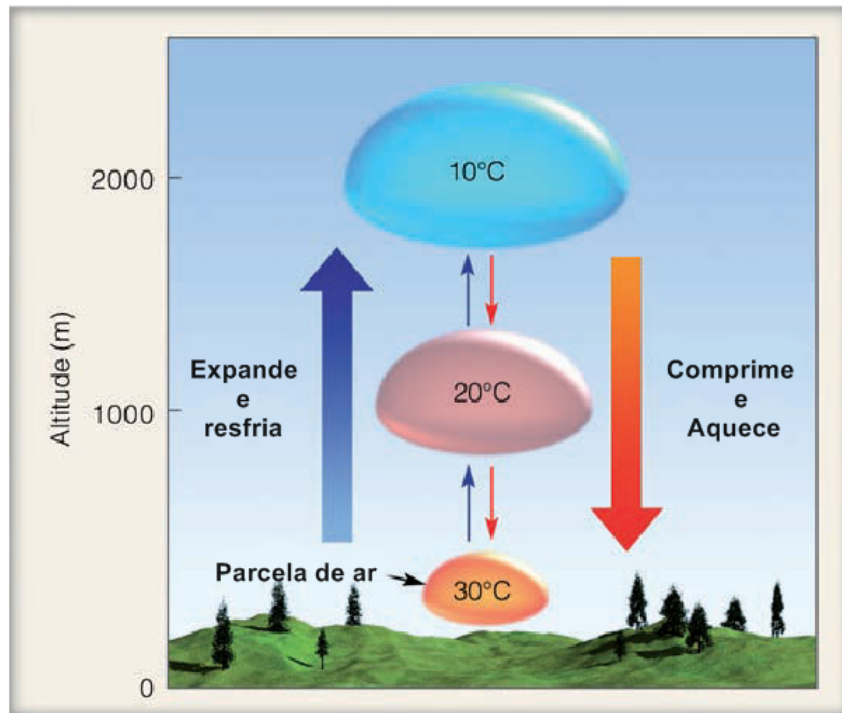


Figura 2.2 - Taxa adiabática seca. Enquanto a parcela de ar permanece não saturada, ela expande e resfria 10°C a cada 1000 m (representada pelas setas em azul); a parcela de ar descendente comprime e aquece 10°C a cada 1000 m (representada pelas setas em vermelho).

3 Determinando a estabilidade

Determinamos a estabilidade do ar comparando a temperatura de uma parcela de ar ascendente com a temperatura do ambiente. Se a parcela de ar é mais fria, ela se tornará mais densa ¹ (pesada) e tenderá a retornar à sua posição original. Neste caso, a parcela de ar é estável porque ela resiste ao movimento de ascensão. Se a parcela de ar é mais quente e, portanto, menos densa (leve) que o ar do ambiente, ela continuará a ascender até alcançar a mesma temperatura do ambiente. Este é um exemplo de ar *instável*. Para descobrir a estabilidade do ar, precisamos medir a temperatura, tanto da parcela de ar ascendente como do ambiente, em vários níveis da atmosfera.

¹Quando, no mesmo nível da atmosfera, comparamos parcelas de ar que são iguais em tamanho mas variam em temperatura, nós verificamos que parcelas de ar mais frio são mais densas que parcelas de ar mais quente; ou seja, na parcela fria, há um número maior de moléculas que estão aglomeradas.

| Pressão (hPa) | Temperatura °C | | | | |
|---------------|----------------|-----|-----|-----|-----|
| | -40 | -20 | 0 | 20 | 40 |
| 1000 | 9,5 | 8,6 | 6,4 | 4,3 | 3,0 |
| 800 | 9,4 | 8,3 | 6,0 | 3,9 | |
| 600 | 9,3 | 7,9 | 5,4 | | |
| 400 | 9,1 | 7,3 | | | |
| 200 | 8,6 | | | | |

Tabela 3.1 - Taxa adiabática úmida para diferentes temperaturas e níveis de pressão.

3.1 Uma atmosfera estável

Suponhamos que liberemos na atmosfera um instrumento em um balão - uma radiossonda - e ele nos retorne dados de temperatura. O perfil vertical obtido é denominado de *sondagem*. A preparação do lançamento de uma radiossonda é ilustrada na Fig. 3.1.

Medimos a temperatura do ar na vertical e notamos que ela diminui 4°C a cada 1000 m. A taxa em que a temperatura do ar muda com a ascensão é chamada de taxa de variação vertical de temperatura (do inglês *lapse rate*). Em vista de esta ser a taxa a qual a temperatura do ambiente muda se nós estivéssemos subindo a níveis mais altos da atmosfera, nos referimos a ela como **taxa de variação vertical de temperatura ambiente**. Agora, suponhamos na Figura 3.2a que uma parcela de ar não saturado com uma temperatura de 30°C é elevada desde a superfície. Como está ascendendo, ela resfria a uma taxa adiabática seca (10°C por 1000 m), e a temperatura no interior da parcela em 1000 m seria 20°C, ou 6°C mais baixa do que a temperatura ambiente. Observe que como a parcela de ar ascende mais rápido, a diferença de temperatura entre ela e o ambiente se torna igualmente maior. Mesmo se a parcela estiver inicialmente saturada (veja Fig. 3.2b), ela irá resfriar à taxa adiabática úmida - 6°C a cada 1000 m - e será mais fria que o ambiente em todos os níveis. Em ambos os casos, o ar ascendente é mais frio e pesado do que o ar ambiente. Neste exemplo, a atmosfera está **absolutamente estável**.

A atmosfera está absolutamente estável sempre quando a taxa de variação vertical de temperatura ambiente for menor do que a taxa adiabática úmida.

Como o ar em uma atmosfera absolutamente estável resiste fortemente ao movimento vertical ascendente, ele irá, se forçado a subir, tender a espalhar-se horizontalmente. Se nuvens se formarem a partir deste processo, elas também irão se espalhar horizontalmente em camadas relativamente finas. Podemos esperar ver nuvens *cirrostratus*,



Figura 3.1 - Uma radiossonda com paraquedas e balão.

altostratus, *nimbostratus*, ou *stratus* se formando no ar estável.

Quais condições são necessárias para se obter uma atmosfera estável? Como já vimos, uma atmosfera é estável quando a taxa de variação vertical de temperatura ambiente é pequena, isto é, quando a diferença de temperatura entre o ar próximo à superfície e o ar em camadas superiores é relativamente pequena. Consequentemente, a atmosfera tende a se tornar mais estável - isto é, ela estabiliza - quando o ar acima aquece ou o ar próximo à superfície resfria. Se o ar acima está sendo substituído por ar mais quente (advecção quente), e o ar próximo à superfície não

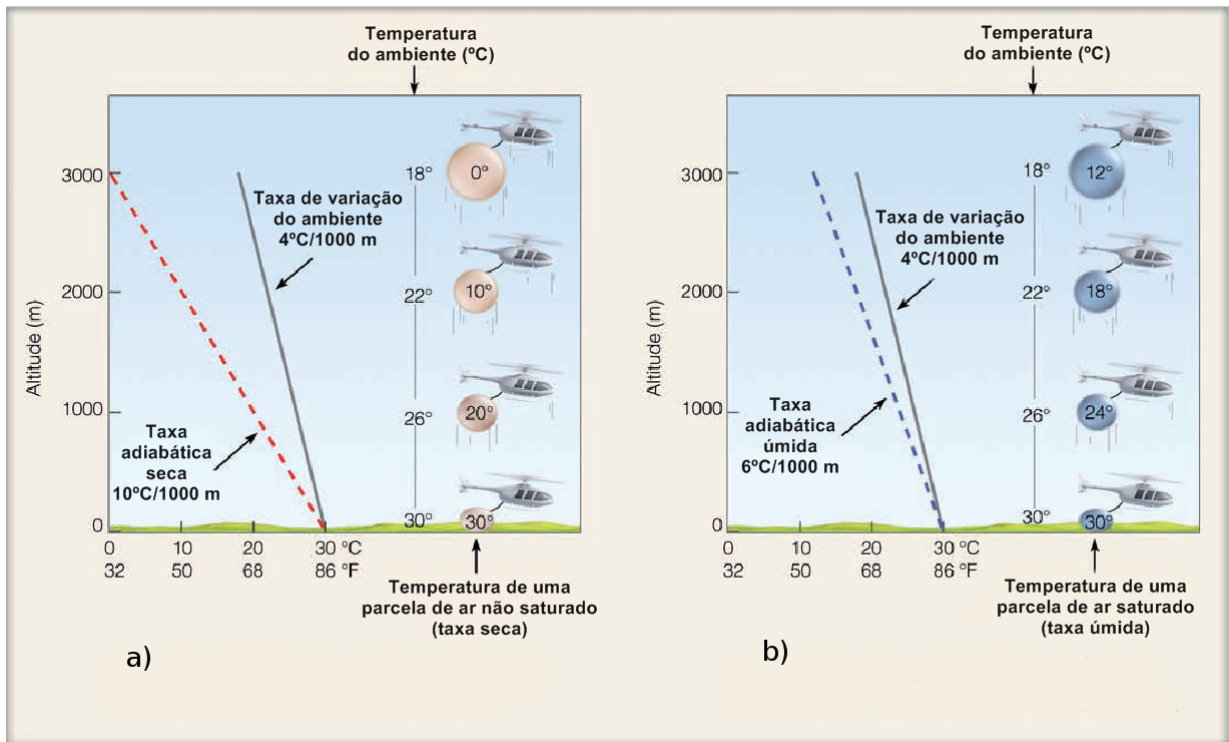


Figura 3.2 - Em uma atmosfera estável, a parcela de ar ascendente é mais fria e mais densa do que o ambiente e poderá retornar à sua posição original se for o caso. (a) O ar não saturado é levantado e é mais frio e mais denso que o ar ambiente em cada nível. Se liberada, a parcela retornaria à sua posição original, a superfície. b) O ar saturado é levantado e é mais frio e mais denso que o ar ambiente em cada nível. Se liberada, a parcela retornaria à sua posição original, a superfície.

está mudando apreciavelmente, a taxa de variação vertical de temperatura ambiente decresce e a atmosfera se torna mais estável. Similarmente, a taxa de variação vertical de temperatura ambiente diminui e a atmosfera se torna mais estável quando a camada mais baixa resfria (veja Fig. 3.3). O resfriamento da superfície do ar pode ser devido a:

- Resfriamento radiativo noturno da superfície;
- Influxo de ar frio da superfície trazido pelo vento (advecção fria);
- Movimentação do ar sobre uma superfície fria.

Conseqüentemente, em um dia qualquer, a atmosfera é mais estável nas primeiras horas da manhã, próximo ao amanhecer, quando a temperatura do ar próximo à superfície é medida. Se este ar se torna saturado em uma atmosfera estável, pode

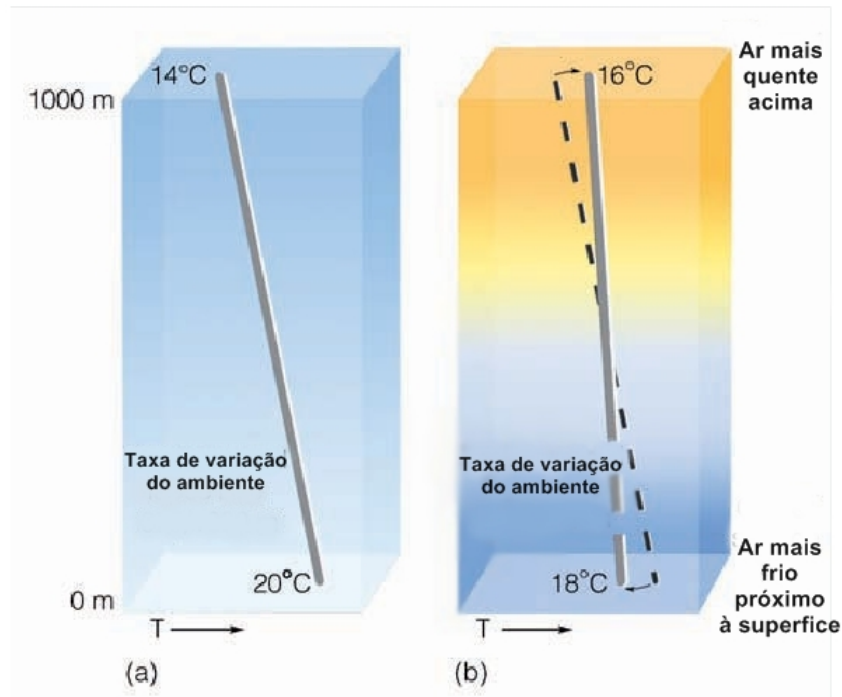


Figura 3.3 - A taxa de variação vertical de temperatura ambiente inicial (diagrama da esquerda) se torna mais estável à medida que o ar acima aquece e o ar da superfície resfria (como ilustrado na coluna da direita).

ser observada a formação de uma camada persistente de neblina ou nevoeiro (ver Fig. 3.4).

Outra maneira de a atmosfera se tornar mais estável é quando uma camada inteira da ar muda para níveis mais baixos. Por exemplo, se uma camada espessa de ar não saturado acima de 1000 m cobrindo uma grande área sofre subsidência, toda a camada aquecerá por compressão adiabática. Enquanto isso, ela vai se tornando comprimida pelo peso da atmosfera, ficando mais estreita verticalmente. A parte superior da camada afunda mais, e, por isso, aquece mais do que a parte de baixo. Este fenômeno está ilustrado na Fig. 3.5. Depois da subsidência, o topo da camada estará efetivamente mais quente que a parte inferior e se observará a formação de uma inversão ². Inversões que se formam enquanto o ar desce vagarosamente sobre uma grande área são chamadas de **inversões de subsidência**.

²Uma inversão representa uma condição atmosférica em que o ar se torna mais quente com a altura.



© J. L. Medeiros

Figura 3.4 - O ar frio da superfície, durante a manhã, produz uma atmosfera estável que inibe o movimento ascendente do ar e acarreta a formação de nevoeiro e neblina próximo ao solo.

Relógio do Tempo

Se você já experimentou andar durante uma manhã fria de inverno, quando o céu está claro e o ar bastante calmo, com uma forte inversão de subsidência, o ar em camadas superiores, milhares de metros acima de você pode ser vários graus mais quente do que o ar que está próximo da superfície.

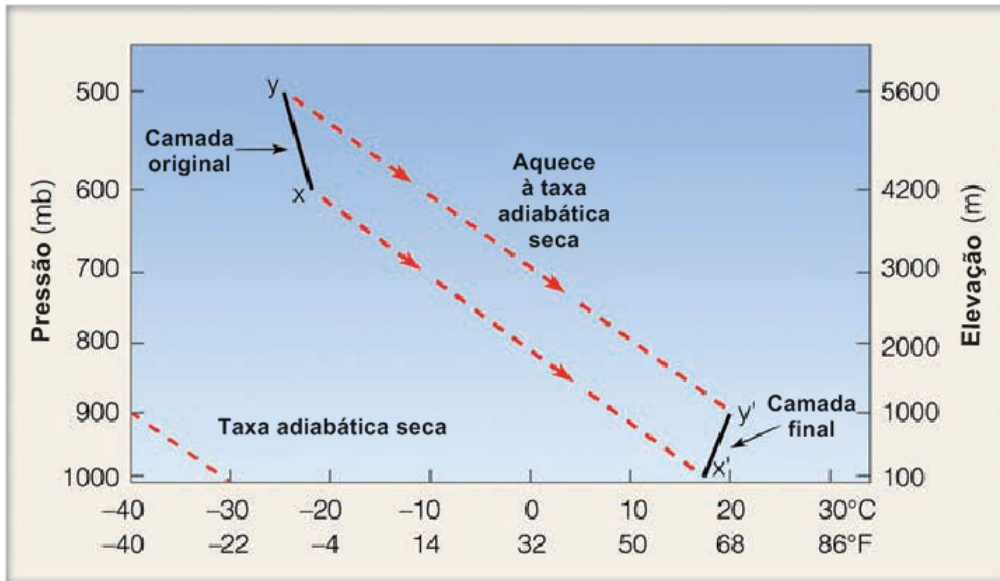


Figura 3.5 - A cama $x - y$ está inicialmente com 1400 m de espessura. Se ocorre uma lenta subsidência, ela contrai em direção ao ar mais denso próximo à superfície. Como resultado desta contração, o topo da camada aquece mais do que a parte inferior, e toda a camada ($x' - y'$) se torna mais estável, e neste exemplo há a formação de uma inversão.

Este fenômeno às vezes ocorre na superfície, mas frequentemente é observado em camadas mais altas e é muitas vezes associado a áreas de alta pressão em virtude do movimento de descendência do ar associado a estes sistemas.

Uma inversão representa uma atmosfera absolutamente estável. Mas por quê? Dentro da inversão, o ar quente recobre o ar frio, e, se houver ascensão do ar em uma inversão, ele se tornará mais frio que o ar ambiente. Obviamente, o ar frio tenderá a afundar. Inversões, portanto, atuam como tampas para o movimento vertical do ar. Quando uma inversão ocorre próximo ao solo, nuvens *stratus*, neblina, nevoeiro e poluentes são todos mantidos próximo à superfície. De fato, muitos dos episódios de poluição do ar ocorrem associados a inversões de subsidência.

Antes de voltarmos nossa atenção para a instabilidade do ar, vamos primeiramente examinar uma condição conhecida como **estabilidade neutra**. Se a taxa de variação vertical de temperatura ambiente é exatamente igual à taxa adiabática seca, o ar não saturado ascendente ou descendente irá resfriar ou aquecer à mesma taxa que o ar que o rodeia. Em cada nível, ele deverá ter a mesma temperatura e densidade que o ar ambiente. Tendo em vista que o ar não tende nem a descer nem a continuar subindo, a atmosfera é dita estar absolutamente neutra. Para o ar saturado, a estabilidade neutra existe quando a taxa de variação vertical de temperatura ambiente

for igual à taxa adiabática úmida.

3.2 Uma atmosfera instável

Suponha que uma radiossonda envie a informação sobre a temperatura em níveis superiores da atmosfera como mostrado na Fig. 3.6. Novamente, determinamos a estabilidade comparando a taxa de variação vertical de temperatura ambiente com as taxas adiabáticas úmida e seca. Neste caso, a taxa de variação vertical de temperatura ambiente é 11°C por 1000 m. Uma parcela de ar não saturado ascendente proveniente da superfície irá resfriar à taxa adiabática seca. Como a taxa adiabática seca é menor que a taxa de variação vertical de temperatura ambiente, a parcela estará mais aquecida do que o ar ao seu redor e irá subir continuamente, se distanciando de sua posição inicial. Neste caso, a atmosfera está instável. Também, uma parcela de ar saturado resfriando a uma taxa adiabática úmida menor irá sempre ser mais quente que o ar ambiente (ver Fig. 3.6b). Em ambos os casos, as parcelas de ar, uma vez que comecem a ascender, continuarão este movimento porque serão sempre mais quentes e menos densas do que ar ambiente. A atmosfera neste caso é dita ser **absolutamente instável**.³

Instabilidade absoluta resulta quando a taxa de variação vertical da temperatura ambiente é maior que a taxa adiabática seca.

Deve-se notar, entretanto, que camadas profundas da atmosfera são raramente, ou nunca, absolutamente instáveis. Instabilidade absoluta é geralmente limitada a uma camada muito rasa próximo ao solo, em dias quentes e ensolarados. Neste caso, a taxa de variação vertical de temperatura ambiente pode exceder a taxa adiabática seca, sendo denominada de taxa de variação vertical de temperatura *superadiabática*. Em raras ocasiões, quando a taxa de variação vertical de temperatura ambiente ultrapassa $3,4^{\circ}\text{C}$ por 100 m (*a taxa de variação vertical de temperatura autoconvectiva*), a convecção se torna espontânea.

Até agora, vimos que a atmosfera é absolutamente estável quando a taxa de variação vertical de temperatura ambiente é menor do que a taxa adiabática úmida, e absolutamente instável quando a taxa de variação vertical de temperatura ambiente é maior do que a taxa adiabática seca. Entretanto, um tipo comum de instabilidade atmosférica existe quando a taxa de variação vertical de temperatura ambiente

³Quando uma parcela de ar é mais quente (menos densa) que o ar ambiente, há uma força direcionada para cima (chamada força de flutuabilidade) agindo na parcela. Quanto mais quente é o ar da parcela comparado com o ambiente, maior será a força de flutuabilidade e mais rapidamente a parcela ascenderá para níveis mais altos da atmosfera.

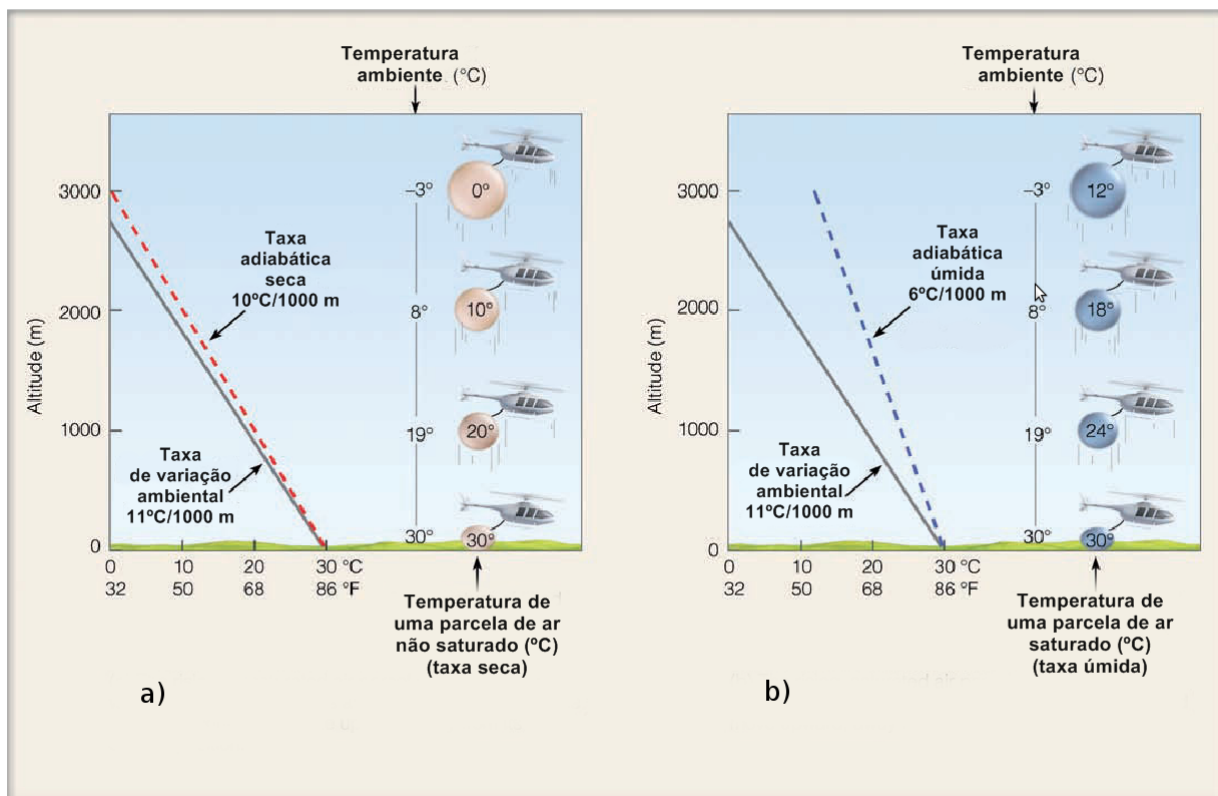


Figura 3.6 - Uma atmosfera absolutamente instável ocorre quando a taxa de variação vertical de temperatura ambiente é maior que a taxa adiabática seca. Em uma atmosfera instável, uma parcela de ar ascendente irá continuar a subir porque é mais quente e menos densa do que o ar que a rodeia.

permanece entre a taxa adiabática seca e a taxa adiabática úmida.

3.3 Uma atmosfera condicionalmente instável

A taxa de variação vertical de temperatura ambiente na Fig. 3.7 é de 7°C por 1000 m. Quando uma parcela de ar não saturado sofre ascensão, ela resfria e seca adiabaticamente e fica mais fria do que o ar ambiente em cada nível (veja Fig. 3.7a). Ela irá, portanto, tender a retornar para sua posição original porque está em uma atmosfera estável. Agora, suponhamos que a parcela de ar ascendente está saturada. Como podemos ver na Figura 3.7b, o ar ascendente é mais quente que o ambiente em cada nível. Uma vez que a parcela sofre um impulso, ela tenderá a mover-se naquela direção; a atmosfera está instável para a parcela saturada. Neste exemplo, a atmosfera é considerada **condicionalmente instável**. Este tipo de estabilidade depende ou não de o ar ascendente estar saturado. Quando a parcela de ar ascendente não está saturada, a atmosfera está estável; quando a parcela de ar está saturada, a atmosfera está instável. Instabilidade condicional significa que, se o ar não saturado pudesse

ser elevado a um nível onde ele se torna saturado, resultaria em instabilidade.

Instabilidade condicional ocorre sempre quando o taxa de variação vertical de temperatura ambiente está entre a taxa adiabática úmida e a taxa adiabática seca. Lembrando que a taxa de variação vertical de temperatura média na troposfera é de aproximadamente $6,5^{\circ}\text{C}$ por 1000 m, uma vez que este valor permaneça entre a taxa adiabática seca e a taxa adiabática úmida média, a atmosfera estará normalmente em um estado de instabilidade condicional. (A Fig. 3.8 resume o conceito de uma atmosfera instável, condicionalmente instável e estável.)

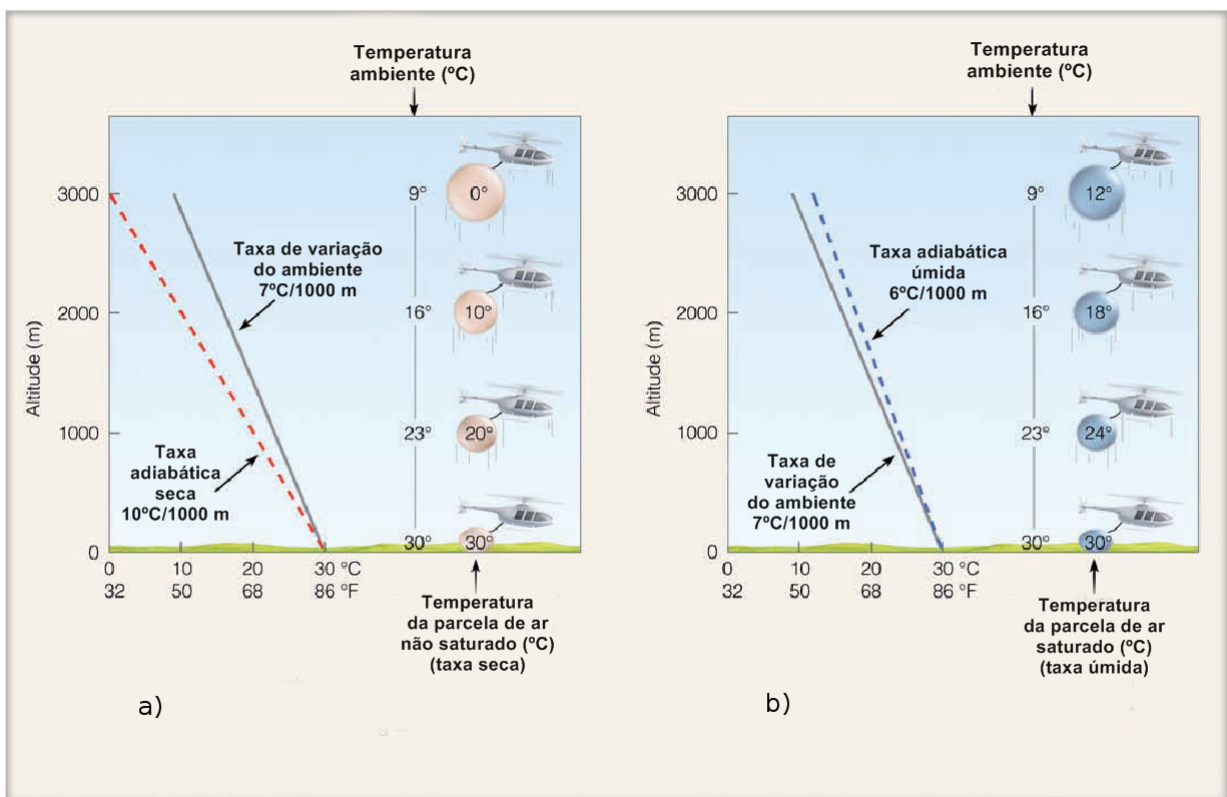


Figura 3.7 - Atmosfera condicionalmente instável. A atmosfera é *estável* se o ar ascendente está não saturado (a), mas *instável* se o ar ascendente está saturado (b). Uma atmosfera condicionalmente instável ocorre quando a taxa de variação vertical de temperatura ambiente está entre a taxa adiabática úmida e a taxa adiabática seca.

3.4 Causas da instabilidade

Quais os fatores contribuem para que a atmosfera se torne instável? A atmosfera se torna mais instável quando a taxa de variação vertical de temperatura ambiente se acentua, isto é, quando a temperatura do ar cai rapidamente com o aumento da

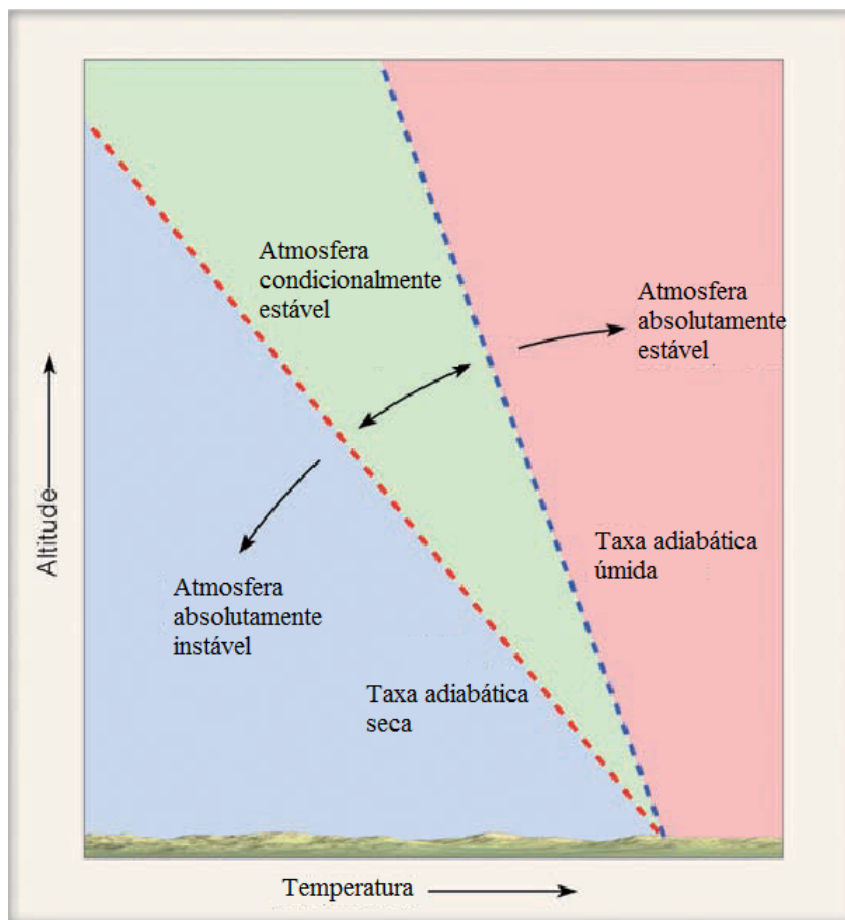


Figura 3.8 - Quando a taxa de variação vertical de temperatura ambiente é maior do que a taxa adiabática seca, a atmosfera é absolutamente instável. Quando a taxa de variação vertical de temperatura ambiente é menor do que a taxa adiabática úmida, a atmosfera é absolutamente estável. Finalmente, quando a taxa de variação vertical de temperatura ambiente está entre a taxa adiabática úmida e a taxa adiabática seca (área sombreada em verde), a atmosfera é condicionalmente instável.

altitude. Esta circunstância pode ser provocada pelas seguintes situações: o ar em camadas superiores se torna frio ou o ar em camadas mais baixas se torna mais quente (veja Fig. 3.9).

O resfriamento do ar em camadas superiores pode ser devido a:

- Ventos transportando ar frio (advecção fria);
- Nuvens (ou ar) emitindo radiação infravermelha para o espaço (resfriamento radiativo).

O aquecimento do ar em camadas mais baixas pode ser devido a:

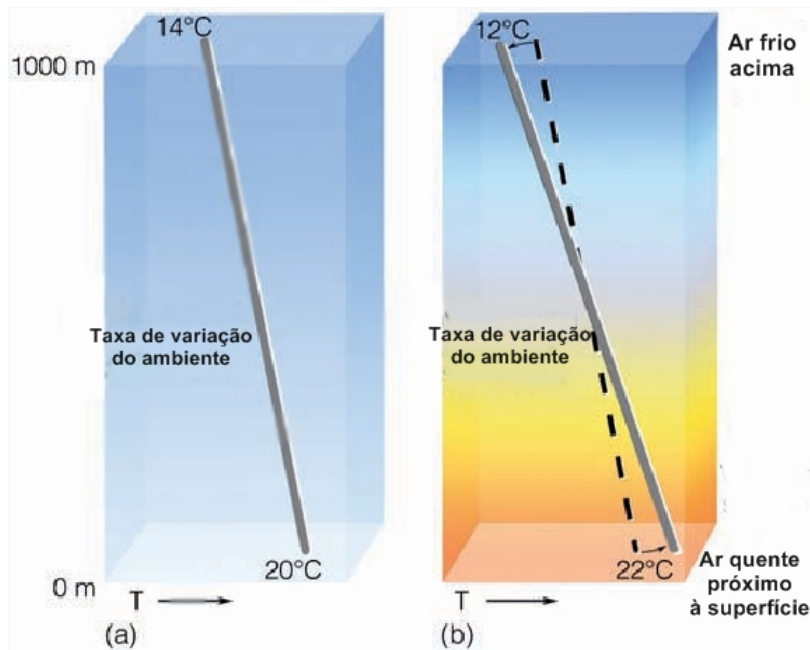


Figura 3.9 - A taxa de variação vertical de temperatura ambiente inicial no diagrama (a) se tornará mais instável (isto é, desestabilizada) à medida que o ar em camadas superiores resfriar e o ar próximo à superfície aquecer, como ilustrado no diagrama (b).

- Aquecimento solar da superfície durante o dia;
- Um influxo de calor provocado pelo vento (advecção quente);
- Movimentação do ar sobre uma superfície quente.

A combinação do ar frio em camadas superiores com o ar quente mais próximo à superfície pode produzir uma taxa de variação vertical de temperatura ambiente repentina e instabilizar a atmosfera (veja Fig. 3.10).

Neste ponto, podemos ver que a estabilidade da atmosfera muda durante o decorrer do dia. Ao amanhecer, em dias calmos e de céu claro, se observa a formação de neblina ou nevoeiro próximo ao solo. O ar próximo à superfície é normalmente mais frio do que em camadas mais altas, portanto, com a existência de uma inversão de radiação, estando a atmosfera bastante estável. Com o passar do dia, a luz do sol aquece a superfície, que por sua vez aquece a camada de ar acima. Como a temperatura do ar próximo ao solo aumenta, a camada mais baixa da atmosfera gradualmente se torna mais instável - isto é, ela *desestabiliza* - com a instabilidade máxima geralmente ocorrendo durante o período mais quente do dia.



Figura 3.10 - O calor que emana desta floresta em chamas no norte das colinas de Sierra Nevada, nos Estados Unidos, aquece o ar, causando instabilidade próximo à superfície. O ar (e fumaça) mais quente e menos denso sobe, se expandindo e resfriando. Finalmente, o ar ascendente resfria até seu ponto de orvalho, iniciando o processo de condensação e a formação de uma nuvem cumulus.

Até o momento, vimos que uma camada de ar pode se tornar mais instável tanto pelo resfriamento do ar em camadas superiores quanto pelo aquecimento do ar próximo à superfície. Uma camada de ar pode também se tornar mais instável por mistura ou por levantamento. Vejamos primeiramente o processo de mistura. Na Fig. 3.11, a taxa de variação vertical de temperatura ambiente antes do processo de mistura é

menor do que a taxa adiabática úmida, e a camada está estável (A). Agora, suponhamos que o ar da camada seja misturado por convecção ou pela geração de vórtices turbulentos devido ao vento. O ar é resfriado adiabaticamente à medida que é trazido de baixo para cima e aquecido adiabaticamente, quando misturado no sentido contrário (para baixo). O movimento para cima e para baixo na camada redistribui o ar de modo que a temperatura no topo da camada decresce, enquanto que na base, ela aumenta. Isto faz com que a taxa de variação vertical de temperatura ambiente se acentue, acarretando em uma camada mais instável. Se esta mistura se mantém por mais algum tempo e o ar permanece não saturado, a distribuição vertical de temperatura finalmente irá se igualar à taxa adiabática seca (B).

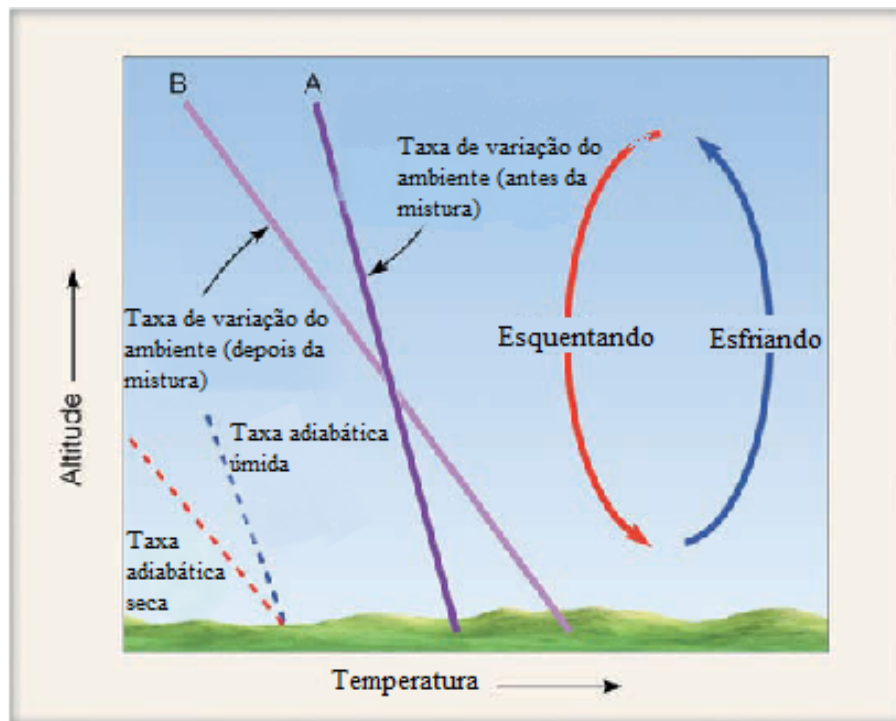


Figura 3.11 - A mistura tende a acentuar a taxa de variação vertical de temperatura ambiente. Com a elevação, o resfriamento diminui a temperatura do topo da camada, enquanto que no movimento descendente, o ar aquecido aumenta a temperatura próximo à parte inferior da camada.

Da mesma forma que reduzir toda uma camada de ar a torna mais estável, o levantamento de uma camada a torna mais instável. Na Fig. 3.12, o ar levantado entre 1000 hPa e 900 hPa é inicialmente absolutamente estável, de modo que a taxa de variação vertical de temperatura ambiente da camada $x - y$ é menor do que a taxa adiabática úmida. A camada é levantada, e, à medida que sobe, ocorre um rápido

decrécimo na densidade do ar, causando um estiramento no sentido vertical. Se a camada permanece não saturada, ela resfriará a uma taxa adiabática seca. Entretanto, devido ao efeito de estiramento, o topo da camada resfria mais do que a parte inferior. Isto faz com que a taxa de variação vertical de temperatura ambiente fique mais inclinada. Note que a camada $x - y$ absolutamente estável, depois de subir, se torna condicionalmente instável entre 500 hPa e 600 hPa (camada $x' - y'$).

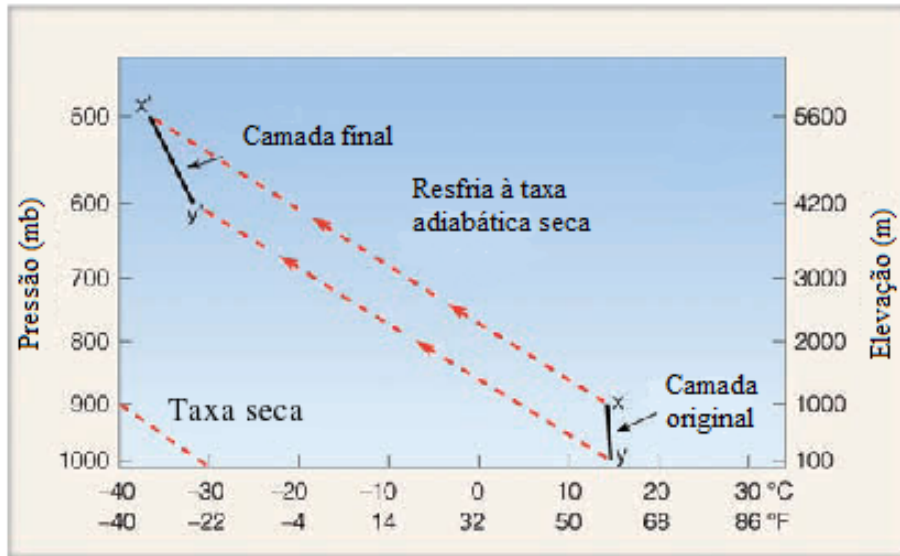


Figura 3.12 - O levantamento de toda uma camada de ar tende a aumentar sua instabilidade. A camada inicialmente estável ($x - y$) depois do levantamento se torna condicionalmente instável ($x' - y'$).

Uma camada de ar muito estável pode ser convertida em uma camada de ar absolutamente instável quando a porção mais baixa da camada está úmida, enquanto que a porção superior está muito seca. Na Fig. 3.13, a camada de inversão entre 900 hPa e 850 hPa é absolutamente estável. Suponha que a parte inferior da camada esteja saturada, enquanto o ar do topo está não saturado. Se a camada é forçada a subir, mesmo que pouco, a parte superior da camada resfria à taxa adiabática seca muito rapidamente, enquanto o ar próximo ao fundo da camada resfria mais lentamente à taxa adiabática úmida. Não é preciso muita elevação para que a parte superior da camada seja muito mais fria do que a camada inferior; a taxa de variação vertical de temperatura ambiente se acentua e toda a camada se torna absolutamente instável (camada $a' - b'$). A instabilidade potencial, trazida pela elevação de uma camada estável cuja superfície esteja úmida e cujo topo esteja "seco", é denominada de instabilidade convectiva. A instabilidade convectiva está associada ao desenvolvimento

de tempestades severas.

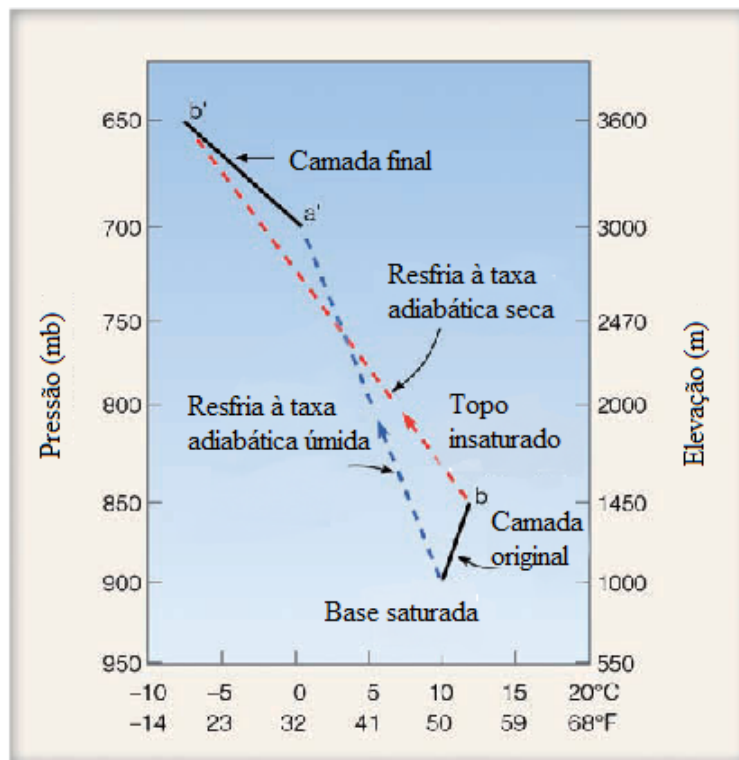


Figura 3.13 - Instabilidade convectiva. A camada $a - b$ está inicialmente absolutamente estável. A parte mais baixa da camada está saturada, e a parte mais alta está "seca". Depois de levantada, toda a camada ($a' - b'$) se torna absolutamente instável.

Relógio do Tempo

Você já ouviu falar de um *pyrocumulus*? Não, não é uma nuvem cumulus de fogo, mas uma nuvem que se forma frequentemente sobre de um incêndio florestal. Estes eventos geram instabilidade atmosférica pelo aquecimento do ar próximo à superfície. O ar quente que ascende acima do fogo contém toneladas de pequenas partículas de fumaça que atuam como núcleos de condensação de nuvens. À medida que o ar sobe e resfria, o vapor d'água condensa sobre os núcleos, produzindo uma nuvem cumuliforme imediatamente acima do fogo, denominada *pyrocumulus*.

3.5 FOCO EM UM TÓPICO ESPECIAL

Inversões de subsidência

Na Fig. 3.14 são indicados perfis verticais de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho, medidos por uma radiossonda próximo à costa da Califórnia, nos Estados Unidos. Note que a temperatura do ar diminui desde a superfície até o topo em uma altitude de aproximadamente 300 m. Note também que onde a temperatura do ar alcança a temperatura do ponto de orvalho, tem-se a formação de nuvens.

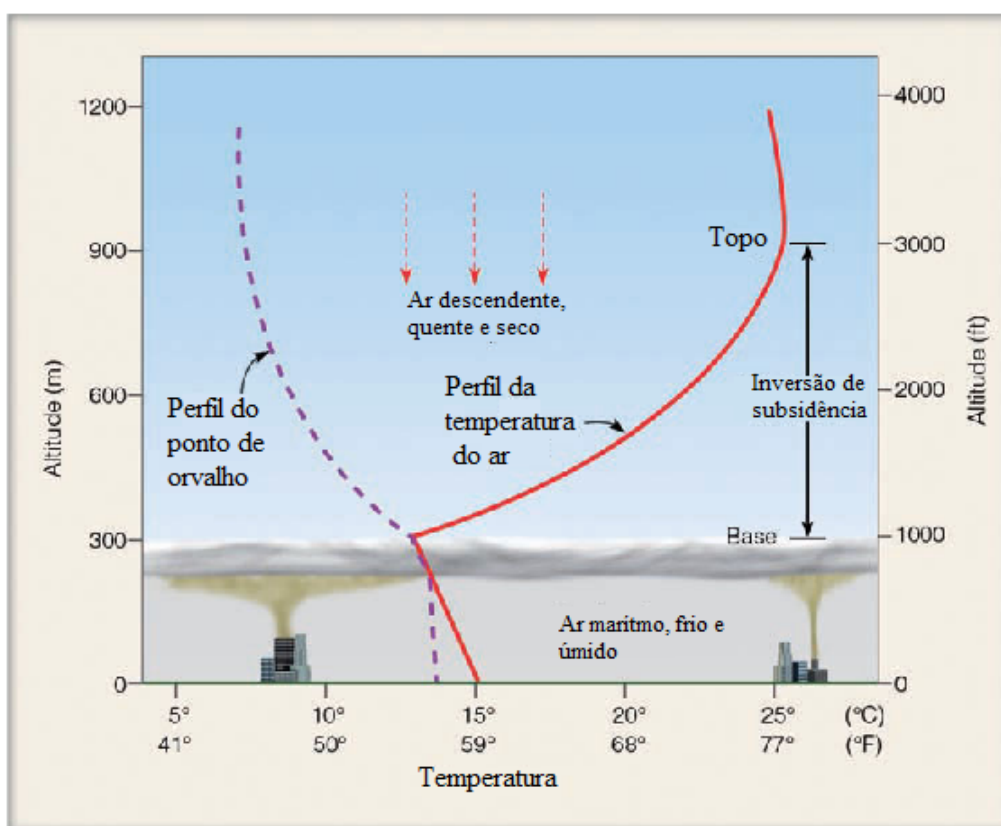


Figura 3.14 - Uma forte inversão de subsidência ao longo da costa oeste da Califórnia, nos Estados Unidos. A base da camada de inversão age como uma tampa para o ar frio marítimo localizado próximo à superfície. Uma parcela de ar que ascendesse na camada de inversão voltaria a seu nível original porque ela estaria mais fria e mais densa do que o ar ambiente.

Acima de aproximadamente 300 m, a temperatura do ar aumenta rapidamente até uma altitude próxima a 900 m. Esta região em que a temperatura do ar aumenta com o aumento da altura indica a região de inversão de subsidência. Dentro da inversão,

o ar proveniente de níveis superiores aquece por compressão. O ar descendente no topo da inversão não está somente quente (aproximadamente 24°C) mas também seco e apresenta baixa umidade relativa, como indicado pelo grande distanciamento entre o perfil de temperatura do ar e de temperatura do ponto de orvalho. O ar descendente, que não chega à superfície, está associado com a grande área de alta pressão localizada no oeste da Califórnia.

Imediatamente abaixo da base da inversão, há a existência de ar frio e úmido. O ar frio não pode penetrar na inversão porque uma parcela de ar marítimo frio levantado dentro de uma camada de inversão seria muito mais frio e pesado do que o ar ambiente. Como a atmosfera está absolutamente estável nesta camada, a parcela de ar mais fria tende a voltar à sua posição original. A inversão de subsidência, portanto, age como uma tampa para o ar abaixo dela, impedindo a mistura vertical dentro da inversão. Assim, o ar marítimo fica confinado dentro de uma região relativamente rasa, próximo à superfície da terra. É esse aprisionamento de ar, associado a uma forte inversão de subsidência, que contribui para tornar os grandes centros urbanos que ficam relativamente próximos ao litoral, como por exemplo, a costa oeste da Califórnia, nos Estados Unidos (Fig. 3.14), e a cidade de São Paulo, muito poluídos.

Até agora, vimos brevemente como a estabilidade se relaciona com o desenvolvimento das nuvens. A próxima seção descreve como a estabilidade atmosférica influencia nos mecanismos físicos responsáveis pelo desenvolvimento de diversos tipos de nuvens individuais. Entretanto, antes de continuar, faremos aqui uma breve revisão de alguns conceitos a respeito de estabilidade.

- A temperatura do ar de uma parcela não saturada em ascensão diminui a uma taxa adiabática seca, enquanto que a temperatura do ar de uma parcela saturada em ascensão diminui a uma taxa adiabática úmida.
- As taxas adiabáticas seca e úmida são diferentes devido ao fato de que o calor latente é liberado em uma parcela de ar saturado em ascensão.
- Em uma atmosfera estável, uma parcela de ar levantada será mais fria (mais pesada) que o ar ambiente. Em vista disso, a parcela levantada tenderá a voltar à sua posição original.
- Em uma atmosfera instável, a parcela de ar levantada é mais quente (mais leve) que o ar ambiente, e portanto, continuam a subir, se distanciando de sua posição original.

- A atmosfera se torna mais estável (estabiliza) à medida que o ar próximo à superfície esfria, o ar acima aquece, ou a camada de ar desce (sofre subsidência) sobre uma grande área.
- A atmosfera se torna mais instável (desestabiliza) quando o ar próximo à superfície aquece, o ar acima esfria ou uma camada de ar é misturada ou levantada.
- Uma atmosfera condicionalmente instável existe quando a taxa de variação vertical de temperatura ambiente está entre a taxa adiabática úmida e a taxa adiabática seca.
- A atmosfera é normalmente mais estável no início da manhã e mais instável durante o período da tarde.
- Em uma atmosfera estável, as nuvens tendem a se formar em camadas, enquanto que nuvens cumulus tendem a se formar em uma atmosfera condicionalmente instável.

4 Desenvolvimento de nuvens

Sabemos que a maioria das nuvens se forma quando o ar sobe, esfria e condensa. Tendo em vista que o ar normalmente precisa de um “gatilho” para começar seu movimento vertical, qual é a causa da ascensão do ar e qual é o mecanismo que contribui para a formação das nuvens? Basicamente, os seguintes mecanismos são responsáveis pelo desenvolvimento da maioria das nuvens que observamos:

- aquecimento da superfície e convecção livre;
- levantamento ao longo de regiões acidentadas (topografia íngreme);
- ascensão muito difundida devido à convergência do ar na superfície;
- levantamento ao longo de zonas frontais (ver Fig. 4.1).

O primeiro mecanismo que pode causar a ascensão do ar é a convecção. Veremos a seguir como as parcelas térmicas são capazes de se transformar em nuvens cumulus.

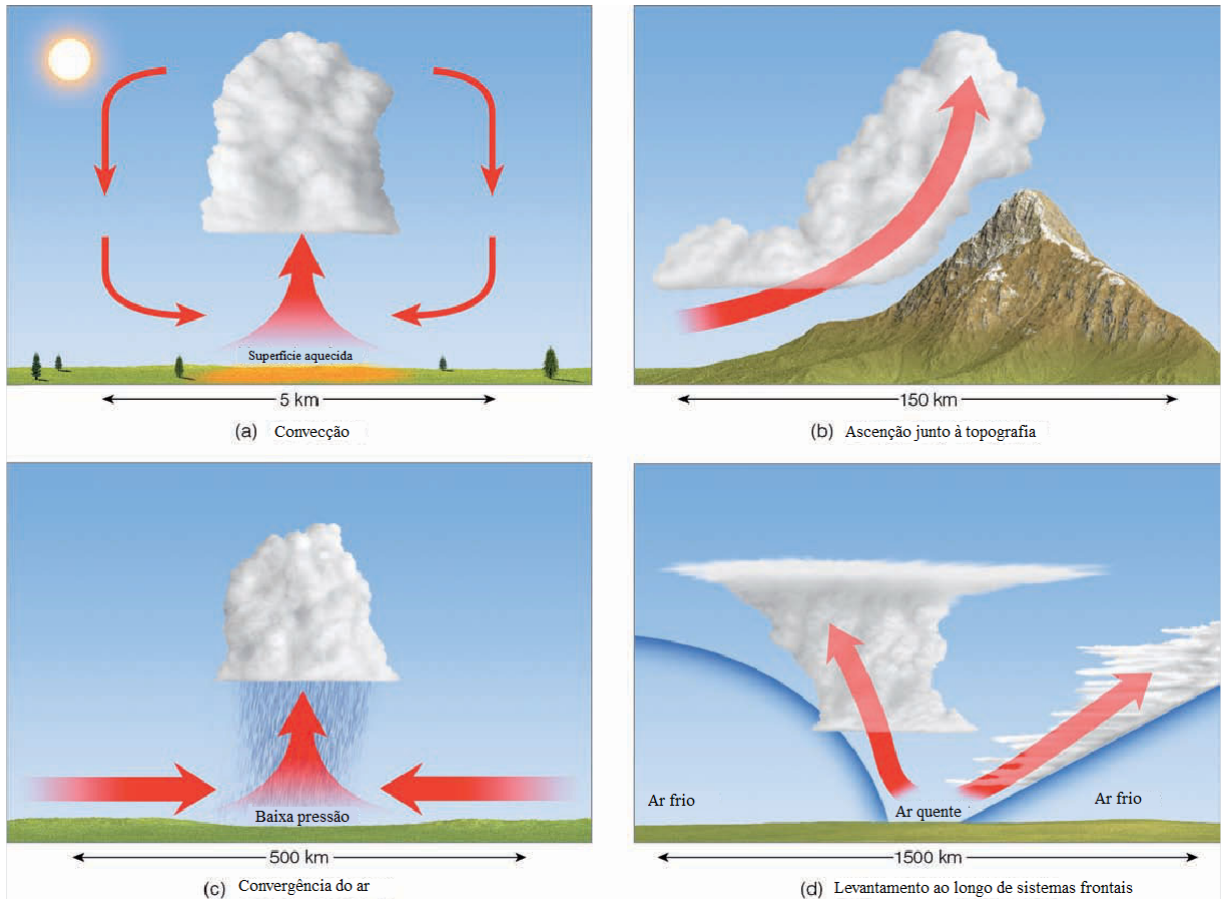


Figura 4.1 - As formas básicas de formação de nuvens: (a) aquecimento da superfície e convecção livre; (b) levantamento forçado ao longo de uma barreira topográfica; (c) ascensão muito difundida devido à convergência do ar na superfície; (d) levantamento forçado ao longo de zonas frontais.

4.1 Convecção e nuvens

Algumas áreas da superfície da Terra são capazes de absorver com mais eficiência a luz solar do que outras, e portanto, se aquecem mais rapidamente. O ar em contato com estes “pontos quentes” se torna mais aquecido do que os seus arredores. Uma “bolha” de ar quente - parcela térmica - se desprende da superfície quente e sobe, se expandindo e resfriando. Enquanto as parcelas térmicas sobem, elas se misturam com o ar mais frio e mais seco do ambiente, perdendo gradualmente sua identidade. Este movimento ascendente acaba se tornando mais lento. Frequentemente, antes de se dissolver completamente, as parcelas térmicas subsequentes penetram umas nas outras e proporcionam uma ascensão a níveis mais altos. Se o ar ascendente resfria até o ponto de saturação, a umidade condensará e a parcela térmica se tornará visível aos nossos olhos como uma nuvem cumulus.

Observe na Fig. 4.2 que os movimentos do ar estão direcionados para baixo no lado externo da nuvem cumulus. Os movimentos descendentes são causados em parte pela evaporação em torno da borda externa da nuvem, que resfria o ar, tornando-a mais pesada. Outra razão para o movimento descendente é a finalização da corrente de convecção iniciada pela parcela térmica. O ar frio desce lentamente para substituir o ar quente que ascende. Portanto, temos ar subindo na nuvem e ar descendo em torno dela. Visto que o ar subsidente inibe intensamente o crescimento de parcelas térmicas abaixo dele, pequenas nuvens cumulus geralmente apresentam grandes espaços entre elas, permitindo-nos visualizar o céu azul (ver Fig. 4.3).

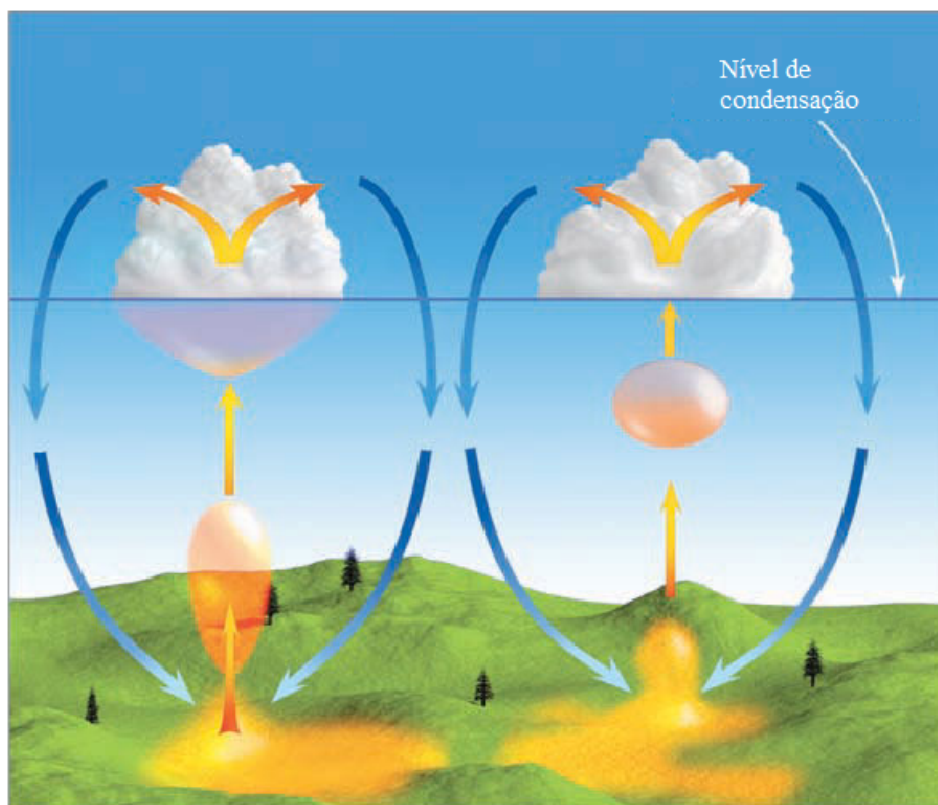


Figura 4.2 - As nuvens cumulus se formam a partir de bolhas quentes de ar que se desprendem da superfície, ascendendo e resfriando até o nível de condensação. Abaixo e dentro da nuvem cumulus, o ar está ascendendo. Em torno da nuvem, o ar está descendendo.

À medida que as nuvens cumulus crescem, elas ocasionam sombra na superfície. Consequentemente, isto interrompe o aquecimento, diminuindo a convecção. Sem o suprimento continuado de ar ascendente, a nuvem começa a erodir enquanto suas gotas evaporam. Ao contrário do contorno agudo de uma cumulus em crescimento, a nuvem passa a apresentar bordas indistintas, com fragmentos de nuvens que se

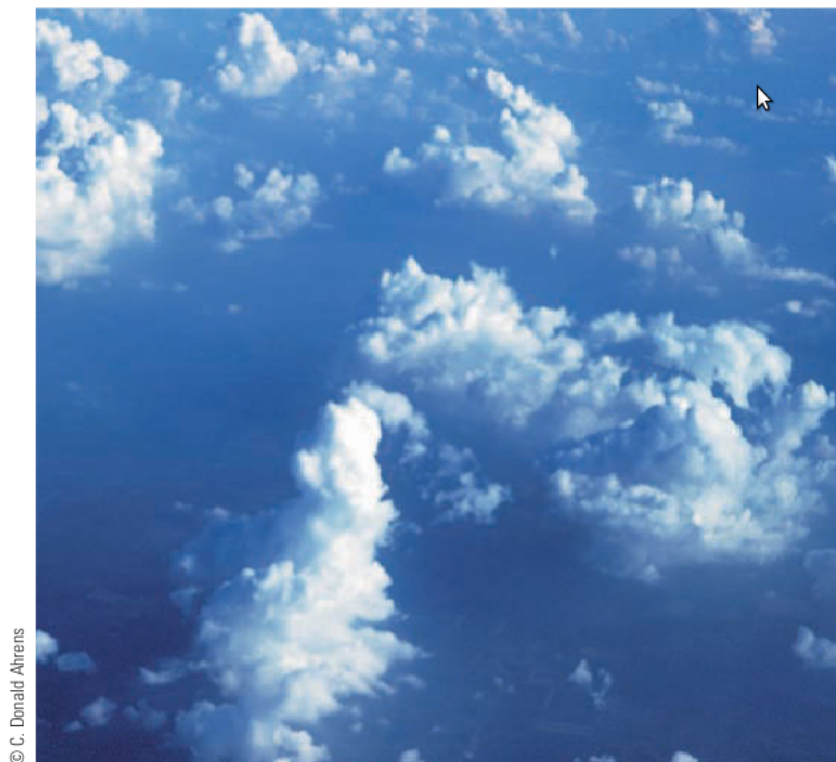


Figura 4.3 - Imagem de nuvens cumulus crescendo em uma tarde quente de verão. Cada nuvem representa uma região onde as termas estão ascendendo. As áreas de céu claro, com ausência de nuvens, são regiões onde o ar está descendo.

prolongam a partir dos seus lados. Enquanto a nuvem se dissipa (ou se move de acordo com a direção do vento), a superfície começa a aquecer novamente e regenera outra parcela térmica, que se torna uma nova cumulus. Isto explica o porquê de você frequentemente ver nuvens cumulus se formando, gradualmente se dissipando e então se reestruturando na mesma área.

Suponha que está quente e úmido em uma tarde típica de verão, e o céu está repleto de nuvens cumulus. As bases das nuvens estão todas aproximadamente no mesmo nível acima da superfície e seus topos se estendem somente há alguns milhares de metros. O desenvolvimento destas nuvens depende primeiramente da estabilidade do ar e do conteúdo de umidade. Para ilustrar como estes fatores influenciam a formação de uma nuvem convectiva, vamos examinar a temperatura e a umidade dentro de uma bolha de ar ascendente. Tendo em vista que o movimento real do ar que vai formar uma nuvem é complexo, faremos uma simplificação fazendo uso de algumas considerações:

- Não há mistura entre o ar que ascende e o ambiente;

- Somente uma única parcela térmica produz nuvens cumulus;
- As nuvens se formam quando a umidade relativa está em 100%;
- O ar ascendente na nuvem permanece saturado.

A taxa de variação vertical de temperatura ambiente neste dia em particular é plotada na Fig. 4.4, e é representada pela linha cinza-escura no lado esquerdo da ilustração. A mudança da temperatura do ar ambiente indica mudança na estabilidade da atmosfera. A taxa de variação vertical de temperatura ambiente na camada A é maior do que a taxa adiabática seca, tal que a camada é absolutamente instável. As camadas de ar acima - camadas B e C - são ambas absolutamente estáveis desde que a taxa de variação vertical de temperatura ambiente em cada uma seja menor do que a taxa adiabática úmida. Entretanto, toda a taxa de variação vertical de temperatura ambiente desde a superfície até a base da inversão (2000 m) é $7,5^{\circ}\text{C}$ por 1000 m, que indica uma atmosfera condicionalmente instável.

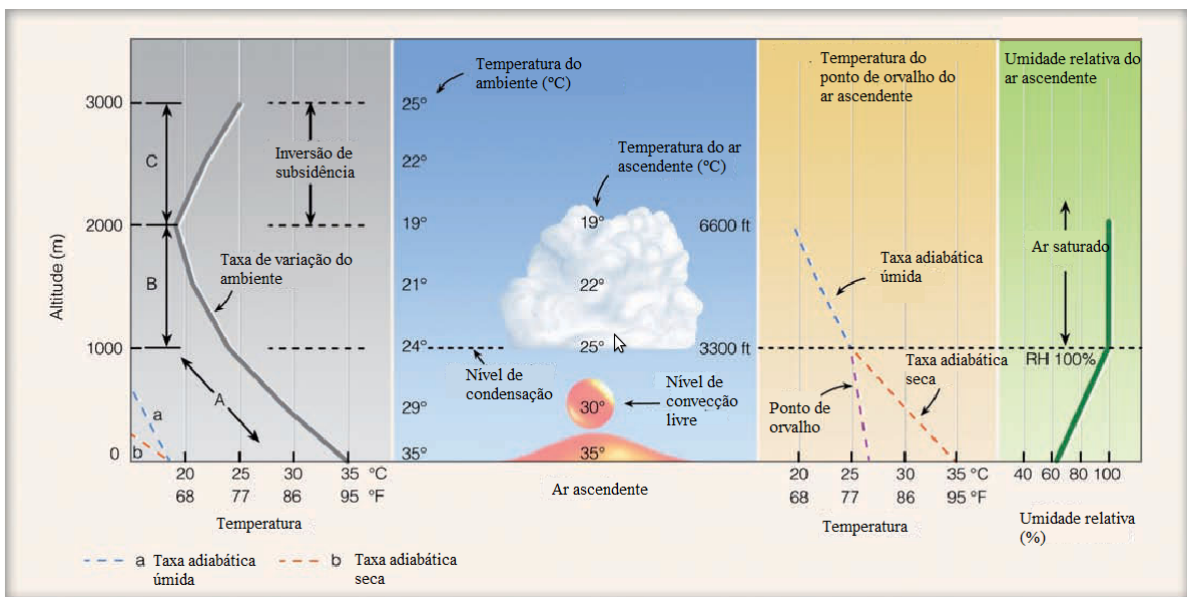


Figura 4.4 - Diagrama esquemático do desenvolvimento de uma nuvem cumulus.

Agora, suponhamos que a bolha de ar quente com temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho de 35°C e 27°C , respectivamente, se desprenda da superfície e comece a subir (ilustração no painel do meio da Fig. 4.4). Note que, a uma pequena distância acima do solo, o ar dentro da bolha está mais quente do que o ar ambiente, então a bolha está com fluabilidade e sobe livremente. Este nível da atmosfera,

onde o ar ascendente se torna mais quente do que o ar ambiente, é chamado de *nível de convecção livre*. A bolha ascendente continuará a subir enquanto estiver mais quente do que o ambiente.

O ar frio ascende a uma taxa adiabática seca e a temperatura do ponto de orvalho cai, mas não tão rapidamente ¹. A taxa em que a temperatura do ponto de orvalho cai varia com o conteúdo de umidade do ar ascendente, mas é comum adotar a taxa aproximada de 2°C por 1000 m. Então, enquanto o ar não saturado ascendente resfria, a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho se aproximam à taxa de 8°C por 1000 m. Este processo causa um aumento na umidade relativa do ar (ilustrado no lado direito da Fig. 4.4 pela linha verde-escura).

Em uma altura de 1000 m, o ar resfria à temperatura do ponto de orvalho, a umidade relativa chega a 100%, tem-se início a condensação e as nuvens se formam em uma altitude denominada de **nível de condensação**. Acima deste nível, o ar ascendente está saturado e resfria a uma taxa adiabática úmida. A condensação continua e o vapor d'água se transforma em gotas de água líquida, enquanto a temperatura do ponto de orvalho dentro da nuvem cai mais rapidamente com o aumento da altura. O ar permanece saturado, assim como a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho continuam diminuindo à taxa adiabática úmida (ilustrado na área da Fig. 4.4 com o sombreado amarelo).

Note que dentro da nuvem, o ar ascendente permanece mais quente do que o ambiente e continua sua ascensão espontânea até o nível B. O topo da nuvem em 2000 m representa o limite para o ar ascendente, que passou a ter a mesma temperatura do ambiente. O ar teria dificuldade de subir além deste nível devido à inversão de subsidência logo acima. Esta, associada ao movimento do ar corrente abaixo de um sistema de alta pressão, impede o crescimento das nuvens muito acima de suas bases. Assim, uma tarde cheia de nuvens cumulus com pouco crescimento vertical indica tempo bom (sugerido pelo próprio nome destas nuvens, cumulus de bom tempo - *cumulus humilis*).

Como podemos ver, a estabilidade do ar acima do nível de condensação desempenha um papel fundamental para determinar o nível de crescimento da nuvem cumulus. Note que na Fig. 4.5, quando uma camada estável profunda começa com uma dis-

¹A diminuição na temperatura do ponto de orvalho é causada pela rápida diminuição da pressão enquanto o ar está subindo. Tendo em vista que o ponto de orvalho está diretamente relacionado à pressão de vapor real do ar ascendente, a diminuição na pressão total causa uma diminuição correspondente em pressão de vapor, e, portanto, uma diminuição da temperatura do ponto de orvalho.

tância curta acima da base da nuvem, somente cumulus humilis se desenvolvem. Se existe uma camada profunda condicionalmente estável acima da base da nuvem, poderá haver crescimento de nuvens do tipo cumulus congestus, que crescem com topos que lembram uma couve-flor. Quando a camada condicionalmente estável é extremamente profunda - geralmente maior do que 4 km - as nuvens cumulus congestus podem se tornar cumulonimbus.

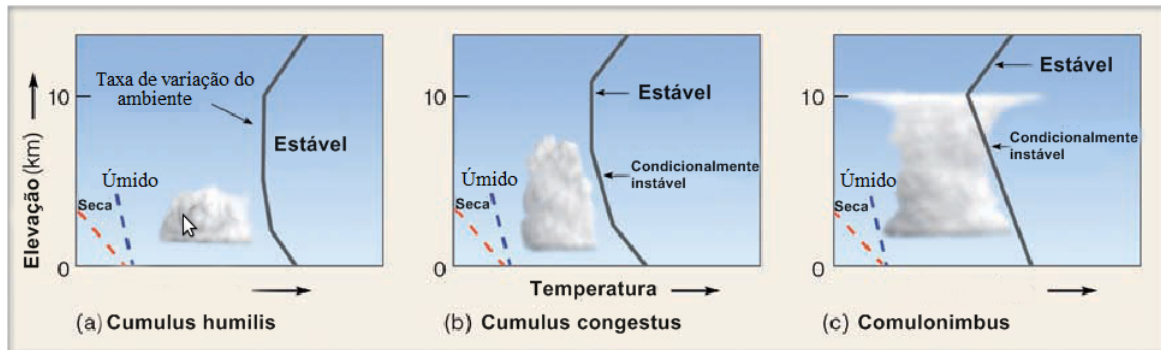


Figura 4.5 - A instabilidade do ar influencia fortemente o crescimento de nuvens cumulus. Em uma atmosfera (a) estável, pode-se ter formação de nuvens cumulus humilis; em uma atmosfera condicionalmente instável com uma camada estável não muito alta (b), pode-se ter formação de nuvens cumulus congestus; enquanto que em uma atmosfera condicionalmente instável com uma camada estável bastante alta (c), pode-se ter a formação de nuvens do tipo cumulonimbus.

Raramente as nuvens cumulonimbus se estendem muito acima da tropopausa. Considerando que a estratosfera é muito estável, e uma vez que a nuvem penetra na tropopausa, seu crescimento é interrompido no sentido vertical e ela se espalha horizontalmente. A baixa temperatura nesta altitude produz cristais de gelo nas áreas mais altas da nuvem. Em latitudes médias, ventos intensos próximos à tropopausa sopram os cristais de gelo lateralmente, produzindo um topo plano em forma de bigorna, bem característico das nuvens cumulonimbus (veja Fig. 4.6).

O desenvolvimento vertical da nuvem convectiva também depende da mistura que ocorre em torno de sua periferia. O crescimento e agitação da nuvem mistura o ar frio do ambiente dentro dela. Esta mistura é chamada de **entranhamento**. Se o ambiente em torno da nuvem é muito frio, as gotículas da nuvem evaporam rapidamente. O efeito de entranhamento, portanto, é de aumentar a taxa em que o ar ascendente resfria pela injeção de ar mais frio dentro da nuvem e subsequente evaporação de suas gotículas. Se a taxa de resfriamento se aproxima da taxa adiabática seca, a ascensão cessa e a nuvem para de se desenvolver, mesmo que a taxa de variação

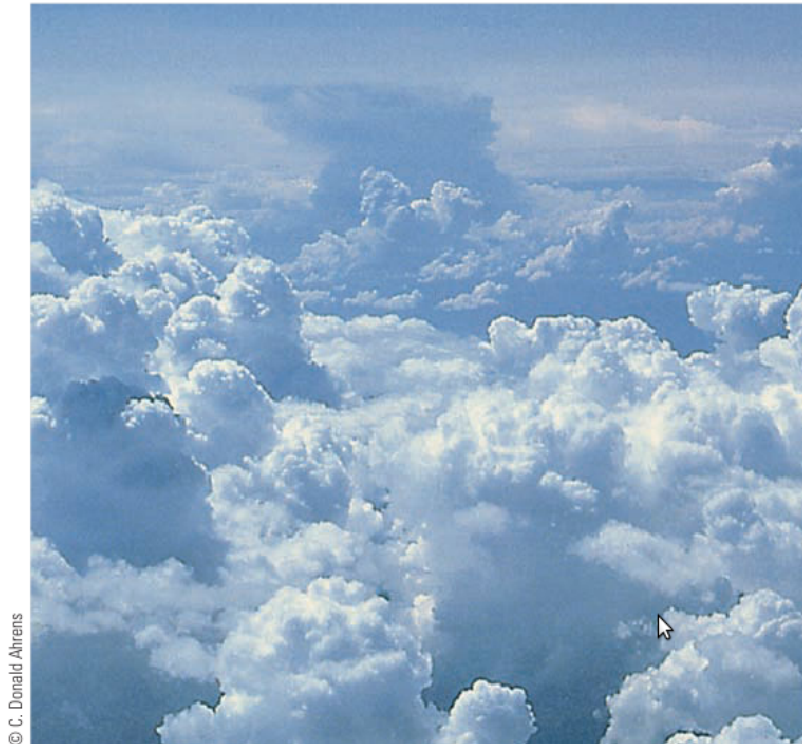


Figura 4.6 - Nuvens cumulus se desenvolvendo dentro de tempestades em uma atmosfera condicionalmente instável sobre os *Great Plains*, nos Estados Unidos. Note que, à distância, as bigornas das nuvens cumulonimbus alcançam a parte estável da atmosfera.

vertical de temperatura possa indicar uma atmosfera condicionalmente instável.

Por enquanto, vamos analisar a convecção sobre a superfície do solo. A convecção e o desenvolvimento de nuvens cumulus também ocorre sobre grandes corpos de água. Quando o ar frio flui sobre um corpo de água relativamente quente, a camada mais baixa da atmosfera se torna mais quente e úmida. Isto induz a instabilidade - a convecção começa e as nuvens cumulus se formam. Se o ar se move sobre uma superfície de água gradualmente mais quente, como às vezes é observado sobre o oceano aberto, ocorre mais convecção ativa e a nuvem cumulus pode evoluir para uma cumulus congestus, e finalmente para uma cumulonimbus. Esta sequência de desenvolvimento de nuvens é observada a partir de imagens de satélite, podendo-se identificar ventos frios de norte movendo-se para sul sobre porções dos Oceanos Atlântico e Pacífico (veja Fig. 4.7).

Uma vez que as nuvens convectivas se formam, a estabilidade, a umidade e o entranhamento desempenham um papel importante em seu desenvolvimento vertical. O nível em que a nuvem inicialmente se forma, entretanto, é determinado princi-

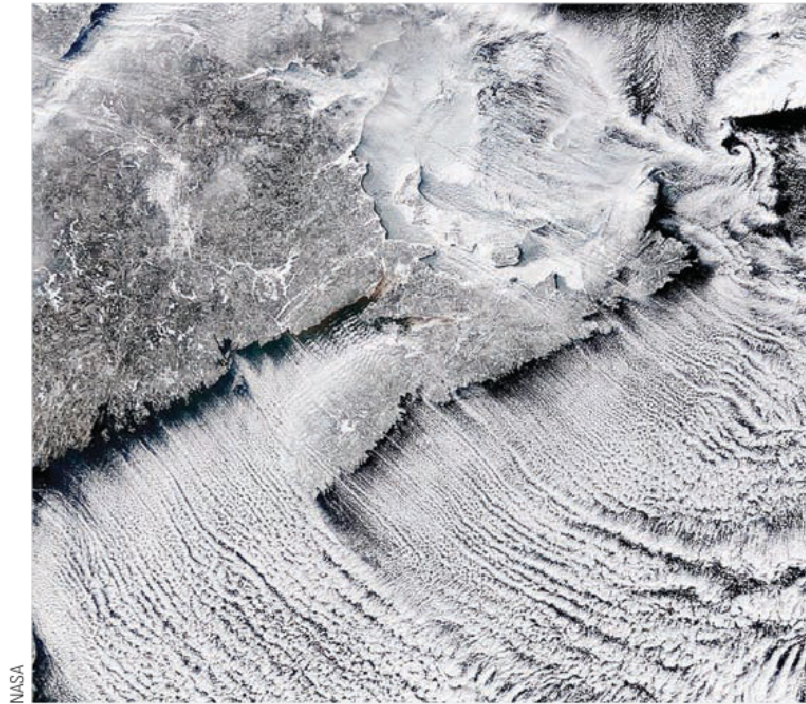


Figura 4.7 - Imagem de satélite que mostra o desenvolvimento de nuvens stratocumulus em forma de ruas sobre o Oceano Atlântico enquanto o ar ártico frio e seco passa sobre o Canadá, onde encontra águas mais quentes. Note que a ausência de nuvens sobre o continente e imediatamente ao longo da costa, e a maior concentração de nuvens que se formam e gradualmente engrossam ao se distanciarem da costa, enquanto o ar próximo à superfície se aquece e desestabiliza.

palmente pela temperatura e conteúdo de umidade da superfície da parcela térmica original. (Este é o foco da próxima seção, que utiliza estas informações e uma equação simples para determinar a base das nuvens convectivas).

4.2 FOCO EM UMA OBSERVAÇÃO

Determinando a base das nuvens convectivas

As bases das nuvens cumulus que se formam por convecção em tardes ensolaradas e quentes podem ser estimadas muito facilmente quando a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho próximo à superfície são conhecidas. Se não há muito vento, podemos assumir que o entranhamento do ar não mudará as características da parcela térmica. Como o ar ascendente resfria a uma taxa adiabática seca de aproximadamente 10°C por 1000 m, e a temperatura do ponto de orvalho decai aproximadamente 2°C a cada 1000 m, ambas as temperaturas se aproximam a uma taxa de 8°C por 1000 m de ascensão. O ar que ascende da superfície com a

temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho com diferença de 8°C produziria saturação e uma nuvem na altura de 1000 m. De outra maneira, uma diferença de 1°C entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho acarretaria em uma nuvem com sua base em 125 m. Portanto, encontrando a diferença entre a temperatura do ar (T) e a temperatura do ponto de orvalho (T_d), e multiplicando este valor por 125, podemos estimar a base da nuvem convectiva como:

$$H_{metros} = 125(T - T_d), \quad (4.1)$$

em que H é a altura da base da nuvem cumulus em metros acima da superfície, com ambas T e T_d medidas em graus Celsius. A utilização desta fórmula é adequada quando o ar está bem misturado desde a superfície até a base da nuvem, tal como em uma tarde de um dia ensolarado. Esta fórmula não pode ser aplicada para os períodos da noite ou para o início da manhã.

Se T e T_d estão em °F, H (em pés) pode ser calculada tal como segue:

$$H_{ps} = 228(T - T_d). \quad (4.2)$$

Para ilustrar a utilização da Eq. 4.1, vamos determinar a base das nuvens cumulus na Fig. 4.4. Relembrando que a temperatura do ar próximo à superfície e a temperatura do ponto de orvalho são 35°C e 27°C, respectivamente. A diferença, $T - T_d$ é de 8°C. Este valor multiplicado por 125 resulta em uma nuvem cumulus com uma base a 1000 m de altura. Isto concorda com o nível de condensação que originalmente calculamos.

Durante o verão, ao longo da Costa Leste dos Estados Unidos, quando o ar está quente e abafado, a separação entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho pode ser menor do que 9°C. As bases das nuvens cumulus durante a tarde sobre as cidades estão tipicamente há 1000 m de altura (ver Fig. 4.8). Em direção a oeste, nos planaltos centrais, onde o ar é mais seco e há maior distanciamento entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho, as bases das nuvens são mais altas. Por exemplo, a oeste de Salina, no Kansas, Estados Unidos, as bases das nuvens cumulus se localizam em alturas maiores que 1500 m acima da superfície. No centro de Nevada, também nos Estados Unidos, é comum observar a formação de cumulus a 2400 m de altura. No Central Valley da Califórnia, onde se observa

grande diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho, geralmente excedendo os 22°C, o ar deve subir a quase 2700 m antes da nuvem se formar. Devido ao movimento subsidente, parcelas térmicas nesta área não são capazes de subir aquela elevação, e por isso é raro observar a formação de nuvens cumulus durante a tarde.

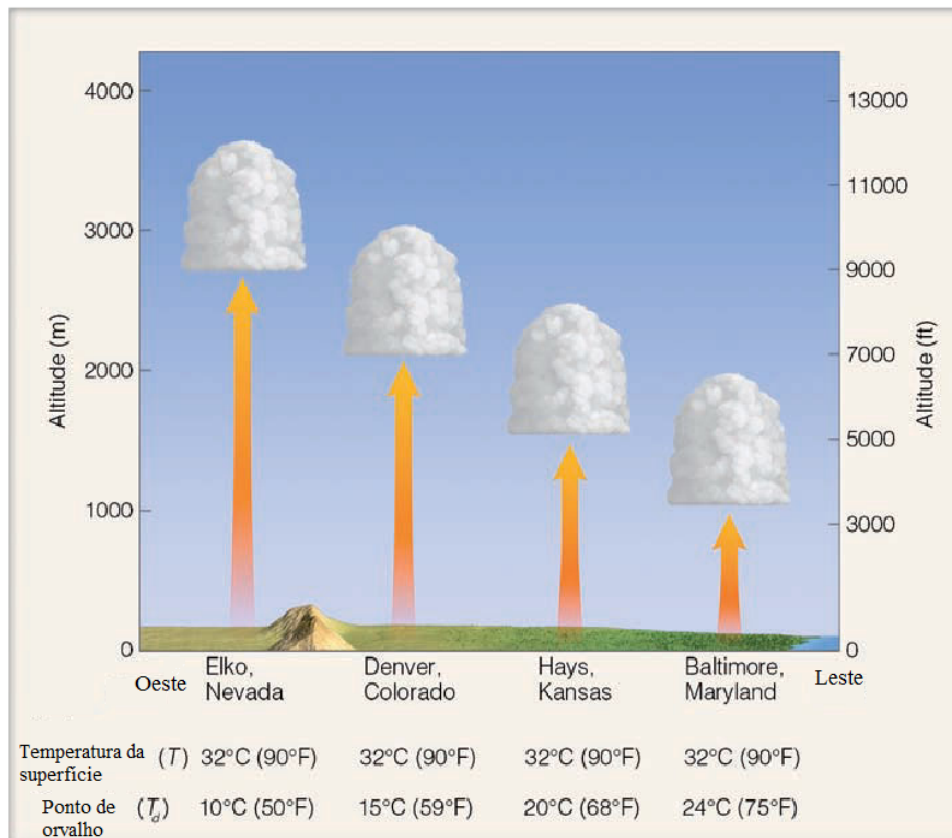


Figura 4.8 - Durante o verão, as bases das nuvens cumulus tipicamente são mais elevadas à medida em que há o movimento para oeste no ar seco dos *Central Plains*.

4.3 As nuvens e a topografia

Horizontalmente, é difícil para o ar em movimento passar por um grande obstáculo, tal como uma montanha. Portanto, o ar precisa se mover sobre ele. O levantamento forçado ao longo de uma barreira topográfica é chamado de **levantamento orográfico**. Frequentemente, grandes massas de ar ascendem quando se aproximam de uma longa cadeia de montanhas como a Cordilheira dos Andes, na América do Sul, ou as Montanhas Rochosas, nos Estados Unidos. Este levantamento produz resfriamento, e, se o ar está úmido, formação de nuvens. O lado da montanha em que se observa a formação de nuvens é chamado de lado barlavento (lado em que

o ar encontra a montanha). As nuvens que se formam desta maneira são chamadas de *nuvens orográficas*. O tipo de nuvem dependerá da estabilidade do ar e do conteúdo de umidade. Do outro lado da montanha (chamado de sotavento), o ar desce e aquece devido à compressão adiabática. Este ar descendente se torna seco, visto que a maior parte da umidade foi removida na forma de nuvens e precipitação no lado barlavento. Tal fenômeno é conhecido como **vento Fohen**. O vento Foehn pode ocasionar temperaturas da ordem de 30°C ou mais em poucas horas. A região central da Europa experimenta um clima quente devido ao vento Fohen, observado no lado sotavento dos Alpes. Na América do Sul, o vento Fohen é regionalmente conhecido como vento Zonda. Este fenômeno ocorre no lado leste da Cordilheira dos Andes, na Argentina. O escoamento de origem polar marítima, cruza os Andes em uma região de aproximadamente 6000 m acima do nível do mar, podendo alcançar a velocidade de até 40 km/h. O vento Zonda atua principalmente sobre a porção centro-oeste da Argentina. Na região a sotavento das montanhas ainda é possível observar a ocorrência de pouca precipitação, fenômeno este conhecido como **sombra de chuva**.

Um exemplo de levantamento orográfico e desenvolvimento de nuvem é dado na Fig. 4.9. Sobre a barreira, antes de ascender, o ar na base da montanha (0 m) no lado barlavento apresenta temperatura de 20°C e temperatura do ponto de orvalho de 12°C. Note que a atmosfera está condicionalmente instável, como indicado pela taxa de variação vertical de temperatura ambiente de 8°C por 1000 m. (Lembre que a atmosfera é condicionalmente instável quando a taxa de variação vertical de temperatura ambiente está entre a taxa adiabática seca e a adiabática úmida.)

Como o ar não saturado sobe, a temperatura diminui à taxa adiabática seca (10°C por 1000 m) e a temperatura do ponto de orvalho à uma taxa de 2°C por 1000 m. Note que o ar que ascende e resfria alcança seu ponto de orvalho e se torna saturado em 1000 m. Este nível (chamado de nível de condensação por levantamento, ou NCL) marca a base da nuvem que se formou enquanto o ar foi levantado (neste caso pela montanha). Como o ar ascendente saturado condensa em muitos bilhões de gotas de água, e como o calor latente é liberado pela condensação do vapor, tanto a temperatura do ar como a temperatura do ponto de orvalho diminuem à taxa adiabática úmida.

No topo da montanha, a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho são iguais a -2°C. Note na Fig. 4.9 que esta temperatura (-2°C) é maior que a do ambiente (-4°C). Conseqüentemente, o ar ascendente neste nível não é somente

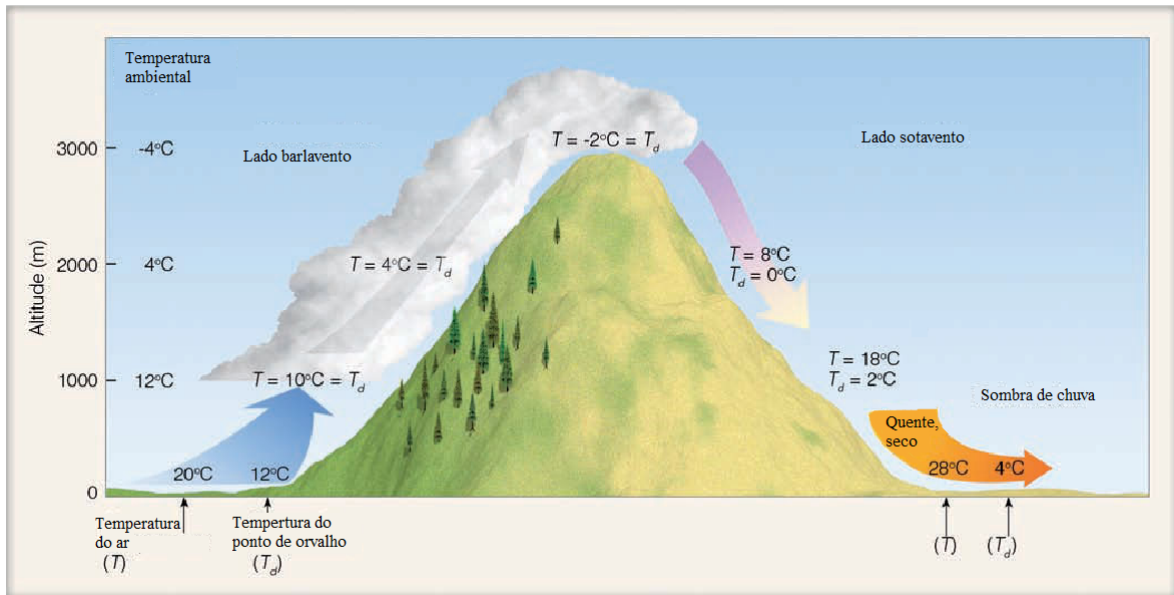


Figura 4.9 - Levantamento orográfico, desenvolvimento de nuvem e formação de uma sombra de chuva.

mais quente, mas instável em relação ao ambiente. Portanto, o ar ascendente deverá continuar a subir e formar uma nuvem cumulus muito maior.

Suponha, entretanto, que o ar no topo da montanha (temperaturas do ar e do ponto de orvalho de -2°C) é forçado a descer à base da montanha (0 m) no lado sotavento. Se assumirmos que a nuvem permanecerá no lado barlavento e não se estenderá além do topo da montanha, a temperatura do ar descendente aumentará à taxa adiabática seca (10°C por 1000 m) até a base da nuvem. (A temperatura do ponto de orvalho aumenta a uma taxa muito menor do que 2°C por 1000 m).

Podemos ver na Fig. 4.9 que no lado sotavento a temperatura do ar depois de descer 3000 m será de 28°C e a temperatura do ponto de orvalho será de 4°C . O ar estará 8°C mais quente do que estava antes de começar a ser levantado sobre a barreira. A temperatura do ar mais elevada no lado a sotavento é o resultado do calor latente começando a ser convertido em calor sensível durante a condensação no lado barlavento. (De fato, o ar ascendente no topo das montanhas é consideravelmente mais quente do que seria se a condensação não tivesse ocorrido). A temperatura do ponto de orvalho mais baixa e, portanto, o ar mais seco no lado sotavento é resultado da condensação do vapor d'água e das gotas de água líquida da nuvem e da precipitação remanescentes no lado barlavento. (Uma representação gráfica do exemplo anterior é dada na Seção 4.5).

Embora as nuvens sejam mais dominantes no lado barlavento das montanhas, elas podem, sob certas condições atmosféricas, se formar no lado a sotavento. Por exemplo, quando o ar estável flui sobre uma montanha, frequentemente se move em uma série de ondas que podem se estender por várias centenas de quilômetros no lado sotavento (veja Fig. 4.10). Estas ondas lembram as ondas que se formam em um rio a jusante de uma grande pedra. Nuvens em forma de onda muitas vezes lembram lentes e são comumente chamadas de *nuvens lenticulares*.

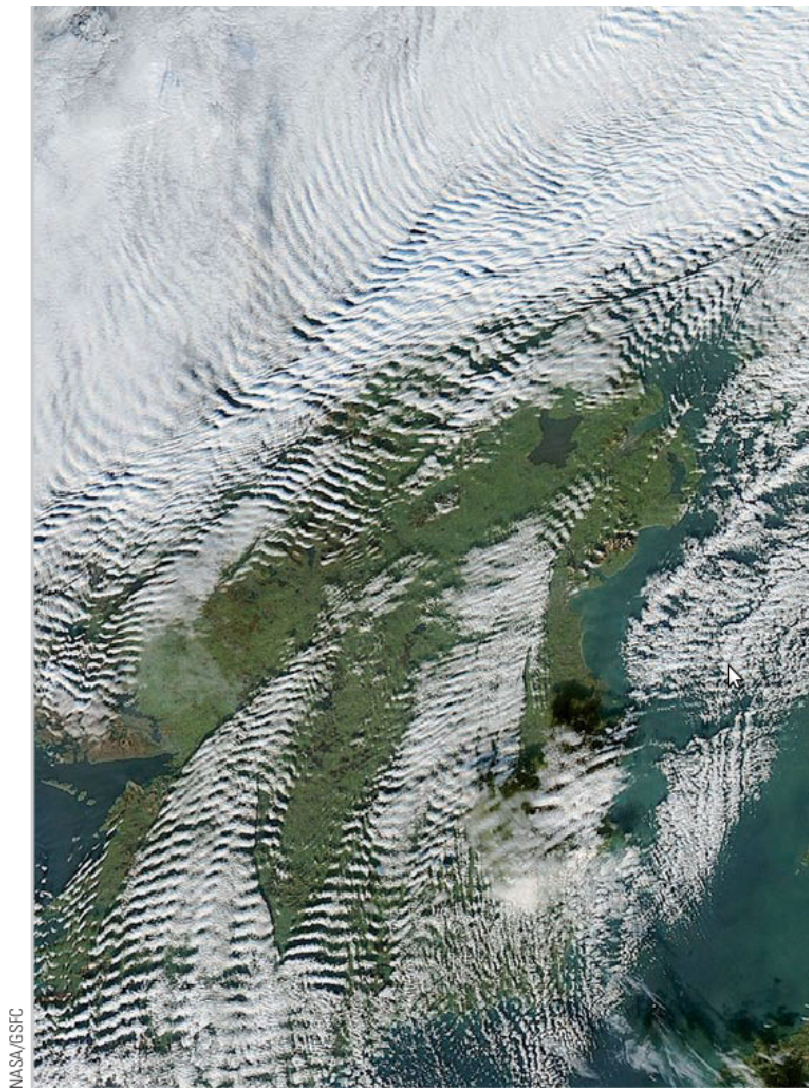


Figura 4.10 - Imagem de satélite que indica a presença de nuvens em forma de ondas se formando há muitos quilômetros corrente abaixo das montanhas na Escócia e Irlanda.

A formação de nuvens lenticulares é mostrada na Fig. 4.11. Quando o ar úmido sobe no lado barlavento, ele resfria e condensa, produzindo uma nuvem. No lado

sotavento, o ar desce e aquece; a nuvem evapora. Visto da superfície, as nuvens parecem sem movimento à medida que o ar rapidamente escoá por elas; assim, são frequentemente lembradas como nuvens de onda estacionárias. Como elas se formam mais frequentemente em altitudes onde as nuvens médias se formam, elas são chamadas de *altocumulus lenticulares estacionárias*.

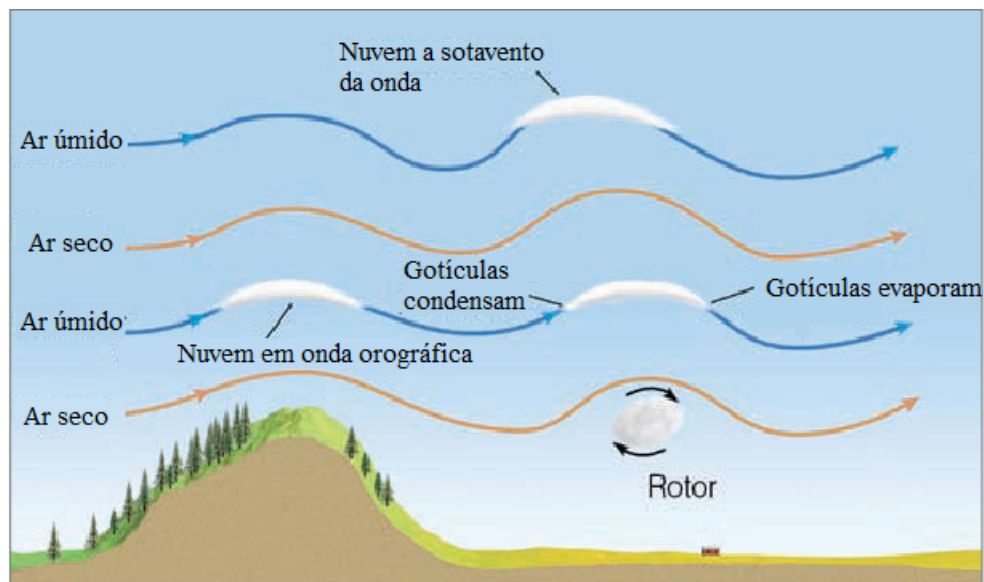


Figura 4.11 - Nuvens que se formam em ondas sobre as montanhas são chamadas de nuvens de onda de montanha, enquanto que aquelas que se formam corrente abaixo das montanhas são chamadas de nuvens de onda a sotavento.

Quando o ar entre a camada de formação de nuvens é muito seco para produzi-las, observa-se a formação de nuvens lenticulares umas sobre as outras. Realmente, quando um vento forte sopra quase perpendicular à alta cadeia de montanhas, as ondas podem se estender na estratosfera, produzindo uma imagem espetacular, às vezes semelhante a uma frota de espaçonaves pairando no céu (veja Fig. 4.12).

Note na Fig. 4.11 que abaixo da nuvem lenticular a sotavento da montanha, há a formação de um grande turbilhão. A parte ascendente do turbilhão pode resfriar o suficiente para produzir uma nuvem funil. O ar na nuvem funil é extremamente turbulento e apresenta um perigo maior para aeronaves em sua vizinhança. Condições perigosas de voo também existem próximo ao lado sotavento das montanhas, onde são encontrados fortes movimentos descendentes.

Depois de examinar o conceito de estabilidade e a formação de nuvens, estamos prontos para ver qual o papel que a estabilidade pode desempenhar para alterar o



Figura 4.12 - Nuvens lenticulares se formando umas sobre as outras sobre Sierra Nevada, nos Estados Unidos.

tipo de uma determinada nuvem.

4.4 Mudando as formas das nuvens

Uma camada de altostratus pode se transformar em altocumulus sob certas condições. Isto acontece se o topo da nuvem original resfria enquanto a parte inferior aquece. Devido ao fato de as nuvens serem boas absorvedoras e emitirem radiação infravermelha, o topo da nuvem frequentemente resfria e isso irradia energia infravermelha para o espaço mais rapidamente do que absorve a energia solar. Ao mesmo tempo, a parte inferior da nuvem aquece enquanto absorve energia infravermelha proveniente da superfície mais rapidamente do que ela irradia sua energia. Este processo torna a camada de nuvem condicionalmente instável e pequenas células de convecção têm início dentro da própria nuvem. Os movimentos ascendentes e descendentes em uma camada de nuvem produzem elementos globulares que dão à ela aparência irregular. A nuvem se forma na parte ascendente da célula, e espaços claros aparecem onde ocorrem as correntes descendentes ².

Nuvens cirrocumulus e stratocumulus podem se formar de uma maneira similar. Quando o vento está bastante uniforme em toda a camada de nuvem, novos elemen-

²Um exemplo de nuvem altocumulus com um aspecto irregular é dado na Fig. 4.13.



Figura 4.13 - Exemplo de nuvens altocumulus.

tos aparecem uniformemente distribuídos pelo céu. Entretanto, se a velocidade do vento ou a direção mudam com a altura, os eixos horizontais das células de convecção se alinham com a direção média do vento. Os novos elementos de nuvem se tornam arranjados em linhas, e por isso são denominados de **ruas de nuvens** (veja Fig. 4.14). Quando as mudanças na velocidade e direção do vento alcançam um valor crítico, e uma inversão impede a formação de camadas de nuvens, nuvens do tipo onda chamadas **vagas** podem se formar ao longo do topo de uma camada (veja Fig. 4.14).

Ocasionalmente, altocumulus apresentam desenvolvimento vertical e produzem extensões do tipo torre. As nuvens frequentemente se assemelham a castelos flutuantes, e por esta razão, são chamadas de *altocumulus castellanus* (veja Fig. 4.15). Elas se formam quando correntes ascendentes dentro da nuvem se estendem no ar condicionalmente instável acima da nuvem. Aparentemente, a flutuabilidade do ar ascendente vem do calor latente liberado dentro da nuvem durante a condensação. Este processo pode ocorrer em nuvens cirrocumulus, produzindo *cirrocumulus castellanus*. Quando altocumulus castellanus aparecem, elas indicam que os níveis médios da troposfera estão se tornando mais instáveis (estão desestabilizando). Esta desestabilização frequentemente precede as pancadas de chuva. Portanto, em uma manhã, se o céu está



Figura 4.14 - Exemplo de nuvens em forma de ondas se formando em uma região com mudanças rápidas da velocidade do vento, fenômeno denominado cisalhamento do vento.

coberto por altocumulus castellanus, pode-se esperar pancadas à tarde e até mesmo trovoadas.

Em algumas ocasiões, a agitação de uma camada de ar estável produzirá uma cobertura de nuvens stratocumulus. Na Fig. 4.16, o ar está estável e próximo do ponto de saturação. Suponha que fortes ventos misturem a camada desde a superfície até uma altura de 600 m. Como vimos anteriormente, a taxa de variação vertical de temperatura se inclina à medida em que a parte superior da camada resfria e a parte de baixo aquece. Ao mesmo tempo, a mistura tornará a distribuição de umidade da camada mais uniforme. O aumento da temperatura e a diminuição do conteúdo de umidade contribuem para secar a parte inferior da camada. Por outro lado, a diminuição da temperatura e o aumento do conteúdo de umidade saturam o topo da camada misturada, produzindo uma camada de stratocumulus. A Fig. 4.16 indica que o ar acima da região de mistura ainda está estável e inibe futuras misturas. Em alguns casos, a inversão realmente pode se formar acima das nuvens. Entretanto, se a superfície aquece substancialmente, as parcelas térmicas ascendentes podem penetrar na região estável e as stratocumulus podem se transformar em nuvens mais amplamente separadas, tais como cumulus ou cumulus congestus. A mudança de uma camada de stratocumulus para um céu repleto com nuvens cumulus em cresci-



Figura 4.15 - Exemplo de altocumulus castellatus.

mento frequentemente ocorre quando o aquecimento da superfície aumenta em um dia quente e úmido de verão.

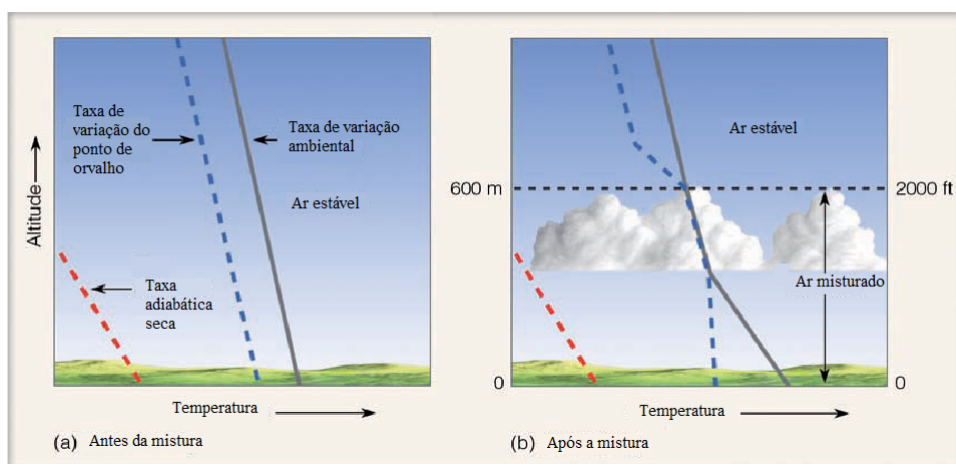


Figura 4.16 - A mistura de uma camada úmida de ar próximo à superfície pode produzir uma cobertura de nuvens stratocumulus.

4.5 FOCO EM UM TÓPICO AVANÇADO

Gráficos adiabáticos

Os gráficos adiabáticos são ferramentas úteis para qualquer pessoa que estuda a atmosfera. O gráfico mostra como elementos atmosféricos mudam com a altitude (veja Fig. 4.17). À primeira vista, o gráfico parece complicado em função das suas várias linhas. Vamos, passo a passo, construir essas linhas nos gráficos.

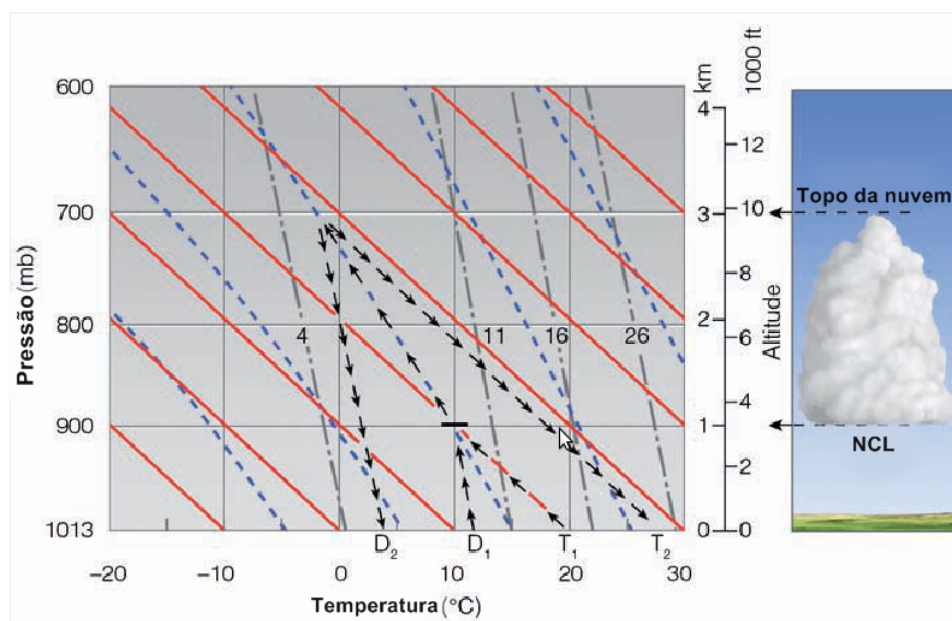


Figura 4.17 - Gráfico das adiabáticas. As linhas ilustram o exemplo dado no texto. A nuvem no lado direito representa a base e a altura da nuvem dada no exemplo.

Na Figura 4.18, são mostradas linhas horizontais de pressão, que decresce com o aumento da altura, e as linhas verticais são de temperatura em $^{\circ}\text{C}$, aumentando em direção à direita. Os valores mais altos no lado direito superior são elevações aproximadas que são calculadas assumindo que a temperatura do ar diminui a uma taxa padrão de $6,5^{\circ}\text{C}$ por quilômetro.

Na Fig. 4.19, as linhas sólidas inclinadas em vermelho são chamadas de adiabáticas secas. Elas indicam como a temperatura do ar deve mudar dentro de uma parcela de ar ascendente ou descendente. Suponha, por exemplo, que uma parcela de ar não saturado à superfície (pressão de 1013 hPa) com temperatura de 10°C sobe e resfria à taxa adiabática seca (10°C por km). Qual seria a temperatura da parcela à pressão de 900 hPa? Para descobrir, simplesmente siga a adiabática seca desde a superfície,

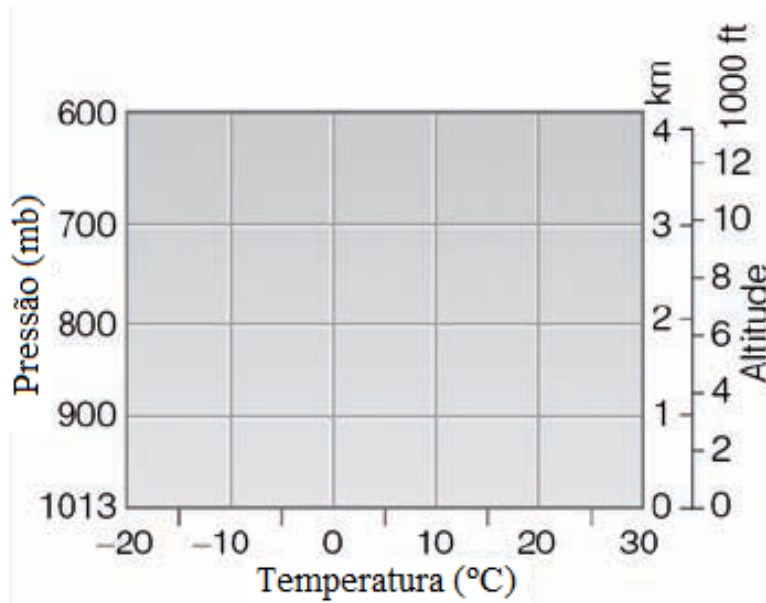


Figura 4.18 - Linhas horizontais de pressão em um gráfico das adiábaticas.

partindo da temperatura de 10°C até onde a linha de 900 hPa cruza a linha da isoterma de 10°C. Resposta: aproximadamente 0°C. Se a mesma parcela retorna à superfície, siga a adiábática seca em direção à superfície e leia a temperatura, que é de 10°C.

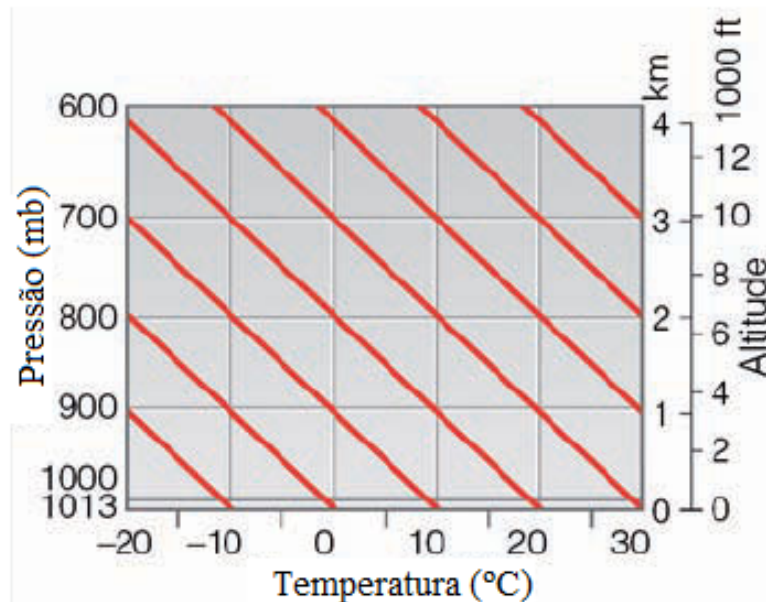


Figura 4.19 - Linhas sólidas inclinadas em vermelho são chamadas de adiábaticas secas em um gráfico das adiábaticas.

Em alguns gráficos, as adiabáticas secas são expressas pela temperatura potencial (em Kelvin). A *temperatura potencial* de uma parcela de ar é definida como a temperatura que a parcela teria se fosse expandida ou comprimida adiabaticamente de seu estado real de pressão e temperatura para uma pressão padrão (geralmente 1000 hPa). Parcelas que são movidas para o mesmo nível apresentam as mesmas condições. Então, é possível determinar quais parcelas são potencialmente mais quentes que as demais.

As linhas inclinadas azuis pontilhadas na Na Fig. 4.20 são chamadas adiabáticas úmidas. Elas mostram como a temperatura do ar mudaria dentro de uma parcela de ar saturado ascendente ou descendente. Em outras palavras, elas representam a taxa adiabática úmida para uma parcela de ar saturado ascendente ou descendente, tal como em uma nuvem.

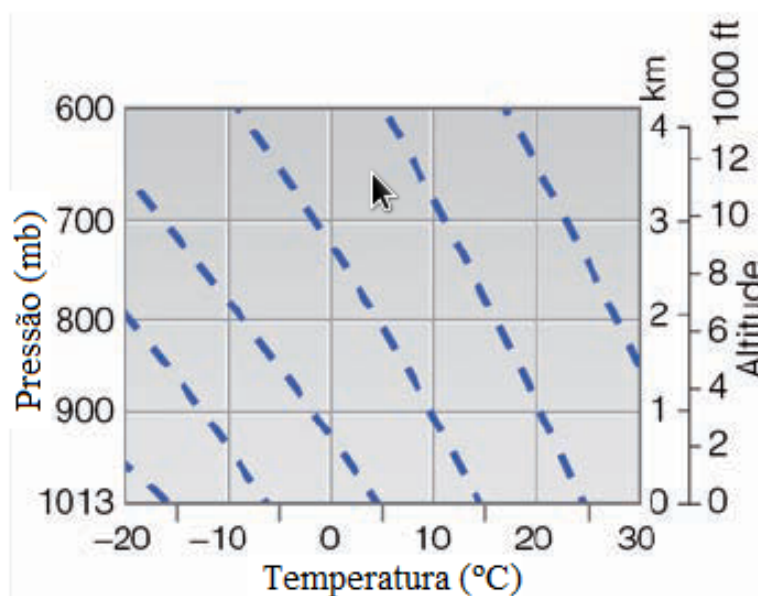


Figura 4.20 - Linhas sólidas inclinadas em azul são chamadas de adiabáticas úmidas em um gráfico das adiabáticas.

As linhas inclinadas cinza na Fig. 4.21 são linhas de razão de mistura constante. Para qualquer temperatura e pressão, elas mostram quanto vapor d'água a nuvem conteria se ela fosse saturada - a razão de mistura de saturação (w_s) em gramas de vapor d'água por quilograma de ar seco (g/kg). A uma dada temperatura do ponto de orvalho, elas mostram quanto vapor d'água o ar está realmente mantendo - a razão de mistura real (w) em g/kg. Por isso, dada uma temperatura do ar e do ponto de orvalho em um determinado nível, podemos calcular a umidade relativa do

ar ³. Por exemplo, suponha que na superfície (pressão de 1013 hPa) a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho sejam 29°C e 15°C, respectivamente. Na Fig. 4.21, observe que a 29°C, a razão de mistura de saturação (w_s) é 26 g/kg, e com a temperatura do ponto de orvalho de 15°C, a razão de mistura real (w) é 11 g/kg. Isto produz uma umidade relativa de $11/26 \times 100$ por cento, ou 42%.

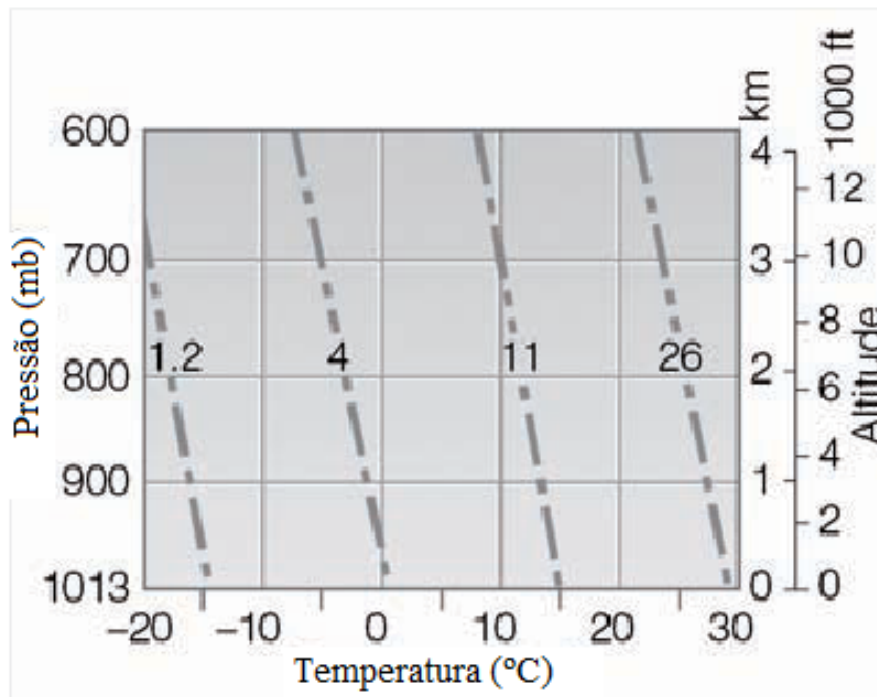


Figura 4.21 - Linhas inclinadas cinza são linhas de razão de mistura constante em um gráfico das adiábaticas.

As linhas de razão de mistura também mostram como a temperatura do ponto de orvalho muda com a ascensão ou a subsidência da parcela de ar não saturado. Se esta parcela com a temperatura do ponto de orvalho de 15°C ascende desde a superfície (1013 hPa) até o nível em que a pressão é 700 hPa (aproximadamente 3 km), note na Fig. 4.21 que a temperatura do ponto de orvalho dentro da parcela decairia à temperatura próxima a 10°C.

Como mencionado anteriormente, todas estas linhas descritas são mostradas no gráfico indicado na Fig. 4.17. Com a ajuda deste gráfico, é possível analisar graficamente um número apreciável de relações matemáticas da atmosfera. Portanto, vamos utilizá-lo para obter informações a respeito do ar ascendente, bem como sobre

³A umidade relativa (UR) do ar pode ser expressa por: $UR = w/w_s \times 100\%$.

uma cadeia de montanhas.

Suponha a situação exemplificada pela Fig. 4.9. O ar em uma altura de 0 m (pressão de 1013 hPa), com uma temperatura do ar de 20°C (T_1) e temperatura do ponto de orvalho de 12°C (D_1) primeiro ascende e depois desce de uma altura de 3000 m sobre a montanha. Observe a Fig. 4.17 e veja que o ar próximo à superfície com uma temperatura de 20°C indica uma razão de mistura de saturação de aproximadamente 15 g/kg e a temperatura do ponto de orvalho indica uma razão de mistura real de 9 g/kg. Então, a umidade relativa do ar antes da ascensão sobre a montanha é $9/15$, ou 60%.

Agora, como o ar não saturado ascende (como indicado pelas setas na Fig. 4.17), a temperatura do ar segue a adiabática seca (linha sólida vermelha), e a temperatura do ponto de orvalho segue a linha da razão de mistura constante (linha cinza). Cuidadosamente, siga a linha de razão de mistura na Fig. 4.17 desde os 12°C até onde ela intercepta a adiabática seca que se inclina verticalmente a partir de 20°C . Note que a interseção ocorre em uma altura próxima a 1 km. Isto marca a base da nuvem - o *nível de condensação por levantamento* (NCL) - onde a umidade relativa é 100% e tem início a condensação. Acima deste nível, o ar ascendente está saturado. Conseqüentemente, a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho juntas seguem a adiabática úmida (linhas pontilhadas azuis) até o topo da montanha.

Note na Fig. 4.17 que no topo da montanha (em 3 km ou aproximadamente 700 hPa), ambas as temperaturas do ar e do ponto de orvalho são -2°C . Se nós assumirmos que a nuvem fica no lado barlavento da montanha, o ar descendente segue a adiabática seca até a superfície (1013 hPa) a partir de 3 km (700 hPa) de altura. Note que depois de descer, o ar passa a ter uma temperatura de 28°C (T_2). Do topo da montanha, a temperatura do ponto de orvalho segue a linha de razão de mistura e alcança a superfície (1013 hPa) com uma temperatura de 4°C (D_2). Observe na Fig. 4.17 que, com uma temperatura do ar de 28°C , a razão de mistura de saturação é de aproximadamente 25 g/kg, e com uma temperatura do ponto de orvalho de 4°C , a razão de mistura real é de aproximadamente 5 g/kg. Então, a umidade relativa do ar depois de descer é de aproximadamente $5/25$, ou 20%. Um gráfico adiabático mais completo é fornecido na Fig. 7.3.

5 Sumário

Neste capítulo, verificamos conceitos de estabilidade e a formação de nuvens. Aprendemos que o ar não saturado ascendente resfria à uma taxa adiabática seca, e devido à liberação de calor latente, o ar saturado em ascensão resfria a uma taxa adiabática úmida. Em uma atmosfera estável, uma parcela de ar levantada ficará mais fria (mais pesada) do que o ar ambiente em cada nível, e tenderá a voltar a sua posição original. Em função da estabilidade, o ar tende a resistir ao movimento vertical ascendente. As nuvens que se formam em uma atmosfera estável frequentemente se espalham horizontalmente e têm uma aparência estratificada, tais como as cirrostratus e altostratus. Uma atmosfera estável pode ser causada tanto pelo resfriamento do ar próximo à superfície, pelo aquecimento do ar em camadas superiores, ou ainda pela subsidência de toda uma camada de ar, que neste caso geralmente se observa a formação de uma inversão de subsidência.

Em uma atmosfera instável, uma parcela de ar levantada será mais quente (mais leve) do que o ar ambiente em cada novo nível, e continuará a subir e se distanciar de sua posição original. Em uma atmosfera condicionalmente instável, uma parcela de ar não saturado pode ser levantada a um nível onde a condensação comece e o calor latente seja liberado, resultando em instabilidade, devido à temperatura dentro da parcela ascendente, que se torna mais quente que o ar em torno dela. Em uma atmosfera condicionalmente instável, as nuvens tendem a se formar a partir do ar ascendente, se desenvolvendo verticalmente, tais como cumulus congestus e cumulonimbus. A instabilidade pode ser causada pelo aquecimento do ar próximo à superfície, resfriamento do ar acima ou pelo levantamento ou mistura de toda uma camada de ar.

Em dias quentes e úmidos, a instabilidade gerada pelo aquecimento da superfície pode produzir nuvens cumulus em uma altura determinada pelo conteúdo de umidade e temperatura do ar à superfície. A instabilidade pode causar mudanças nas nuvens existentes, como por exemplo, a convecção altera uma altostratus para uma nuvem do tipo altocumulus. Além disso, a mistura pode alterar um dia claro em um dia com maior nebulosidade.

6 Palavras-chave

Os seguintes termos são listados (com o número da página) na ordem em que aparecem no texto. Defina-os. Fazendo isso, você irá revisar o conteúdo abordado nesta

apostila.

parcela de ar, 3

processo adiabático, 4

taxa adiabática seca, 4

taxa de variação vertical de temperatura ambiente, 6

atmosfera absolutamente estável, 6

inversão de subsidência, 10

estabilidade neutra, 11

atmosfera absolutamente instável, 13

atmosfera condicionalmente instável, 13

nível de condensação, 28

entranhamento, 29

levantamento orográfico, 33

sombra de chuva, 34

nível de condensação por levantamento (NCL), 46

nuvem funil, 37

ruas de nuvens, 39

7 Questões para revisão

1. O que é um processo adiabático?
2. Por que as taxas adiabáticas de resfriamento (taxa adiabática seca e taxa adiabática úmida) são diferentes?
3. Sob quais condições a taxa adiabática úmida de resfriamento seria quase igual à taxa adiabática seca?

4. Explique a diferença entre a taxa de variação vertical de temperatura ambiente e a taxa adiabática seca.
5. Como se obtém normalmente a taxa de variação vertical de temperatura ambiente?
6. O que é uma atmosfera estável e como ela pode se formar?
7. Descreva as características gerais das nuvens associadas com atmosferas estáveis e instáveis.
8. Liste e explique diversos processos pelos quais uma atmosfera estável pode se tornar instável.
9. Se a atmosfera é condicionalmente instável, qual condição é necessária para torná-la instável?
10. Explique por que as nuvens cumulus são notavelmente ausentes sobre uma superfície de água fria.
11. Por que as nuvens cumulus são mais frequentemente observadas durante a tarde do que à noite?
12. Explique por que uma inversão representa uma atmosfera absolutamente estável.
13. Como e por que o levantamento ou o afundamento de uma camada de ar muda sua estabilidade?
14. Liste e explique diversos processos pelos quais uma atmosfera instável pode se tornar estável.
15. Por que nuvens cumulonimbus frequentemente apresentam topos planos?
16. Por que há geralmente grandes espaços no céu entre nuvens cumulus?
17. Liste quatro principais formas de formação de nuvens e descreva a formação de um tipo de nuvem por cada método.
18. (a) Por que nuvens lenticulares também são chamadas de nuvens de ondas estacionárias? (b) Em qual lado da montanha (barlavento ou sotavento) é mais provável de se observar a formação de uma nuvem lenticular?
19. Explique porque sombras de chuva se formam no lado a sotavento das montanhas.
20. Como uma camada de altostratus pode mudar para uma camada de altocumulus?

21. Descreva as condições necessárias para produzir nuvens stratocumulus pelo processo de mistura.
22. Descreva brevemente como cada uma das seguintes nuvens se forma:
 - a) lenticulares
 - b) funil
 - c) onda
 - d) castellanus

Questões para refletir

1. Como é possível uma camada de ar ser convectivamente instável e absolutamente estável ao mesmo tempo?
2. As bases das nuvens convectivas são geralmente mais altas durante a noite ou durante o dia? Explique.
3. Onde seria o local mais seguro para construir um aeroporto em uma região montanhosa? Por quê?
4. Use a Fig. 7.1b para ajudá-lo a explicar por que as bases de nuvens cumulus, que se formam a partir de parcelas térmicas durante o verão, aumentam em altura acima da superfície enquanto você se move para oeste de uma linha que vai do norte ao sul pelo centro de Kansas, nos Estados Unidos.
5. Qual seria o melhor momento do dia para um agricultor queimar detritos agrícolas minimizando a quantidade de poluição?
6. Suponha que o ar próximo à superfície suba no lado barlavento de uma montanha e desça no lado a sotavento. Lembre que a temperatura do ponto de orvalho é medida a partir da quantidade de vapor contida no ar. Explique por que a umidade relativa do ar descendente cai enquanto que a temperatura do ponto de orvalho aumenta.
7. Geralmente quando uma nuvem cumulonimbus começa a se dissipar, a metade da parte inferior da nuvem dissipa primeiro. Explique por que essa situação pode acontecer.

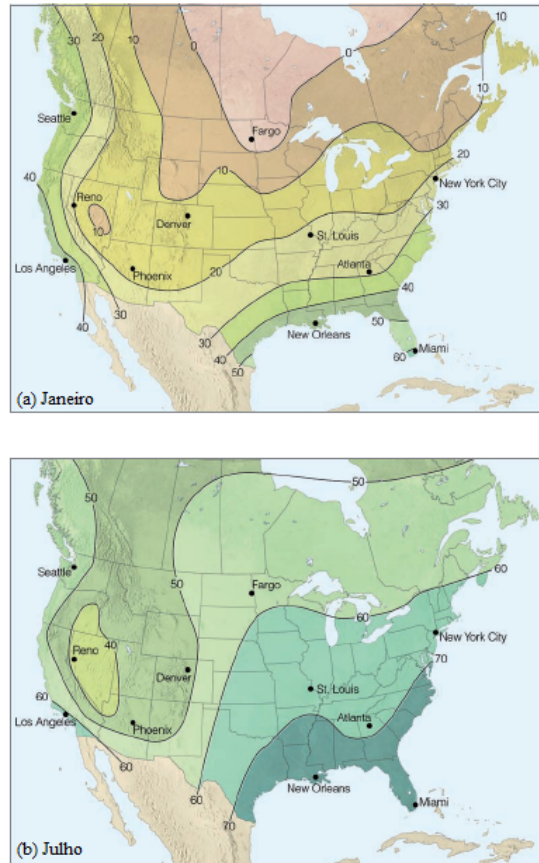


Figura 7.1 - Campo médio de temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}\text{F}$) (a) janeiro e (b) julho para os Estados Unidos.

Problemas e exercícios

1. Sob quais condições a base de uma nuvem cumulus seria observada em um nível mais alto acima da superfície? A temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho na superfície são respectivamente as que seguem: (a) 35°C , 14°C ; (b) 30°C , 19°C , (c) 34°C , 9°C , (d) 29°C , 7°C , (e) 32°C , 6°C .
2. Se a altura da base de uma nuvem cumulus é de 1000 m acima e a temperatura do ponto de orvalho próximo à superfície é de 20°C , determine a temperatura do ar na superfície abaixo da nuvem.
3. O nível de condensação sobre *New Orleans*, em Luisiana, nos Estados Unidos, em uma tarde quente e abafada é de 600 m. Se a temperatura do ponto de orvalho do ar ascendente neste nível é de $22,8^{\circ}\text{C}$, qual é, aproximadamente, a temperatura do ponto de orvalho e a temperatura do ar próximo à superfície? Determine a umidade relativa próximo à superfície.

4. Suponha que a pressão do ar do lado de fora de um avião a jato convencional voando a uma altitude de 10 km é de 250 hPa. Além disso, suponha que o ar no interior da aeronave é pressurizado para 1000 hPa. Se a temperatura do ar exterior é -50°C , qual seria a temperatura deste ar se ele fosse trazido para o interior da aeronave e comprimido à taxa adiabática seca a uma pressão de 1000 mb? (Assuma que uma pressão de 1000 mb é equivalente a uma altitude de 0 m.)
5. Na Fig. 7.2, uma radiossonda é liberada e envia dados de temperatura como mostrado no diagrama. (Esta é a temperatura ambiente.)
 - Calcule a taxa de variação vertical de temperatura ambiente desde a superfície até 3000 m.
 - Qual o tipo de estabilidade atmosférica que a sondagem indica?

Suponha que o vento está soprando de oeste e paralelo à superfície, cuja temperatura do ar é de 10°C e a temperatura do ponto de orvalho de 2°C , e começa a subir ao longo do lado oeste (barlavento) de uma montanha.

- Qual é a umidade relativa da parcela de ar em 0 m (pressão de 1013 hPa) antes de subir?
 - À medida que uma parcela de ar sobe, em qual altura aproximada a condensação teria início e uma nuvem começaria a se formar?
 - Qual é a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho na base da nuvem?
 - Qual é a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho do ar ascendente dentro da nuvem em uma altura de 3000 m? (Use a taxa adiabática úmida de 6°C por 1000 m.)
 - Em uma altura de 3000 m, como a temperatura do ar dentro da nuvem é comparada à temperatura do ar fora da nuvem, como medido pela radiossonda? Qual o tipo de estabilidade atmosférica (estável ou instável) isto sugere? Explique.
 - Em uma altura de 3000 m, você esperaria que a nuvem continuasse a se desenvolver verticalmente? Explique.
6. Responda às mesmas questões do problema 5, exceto que, para este caso, utilize o gráfico das adiabáticas da Fig. 7.3.
 - Qual seria a nuvem que está se formando?

Suponha que uma parcela de ar dentro da nuvem desça desde o topo de uma montanha a 3000 m (pressão de 700 hPa) para baixo e para o lado leste da montanha (sotavento) a uma altura de 0 m (pressão de 1013 hPa).

- Se o ar descendente aquece a uma taxa adiabática seca por todo o caminho desde o topo da montanha até 0 m, qual é a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho quando ele alcança esta altura?
- Qual seria a umidade relativa do ar em 0 m?
- O que explica o ar descendente começar a aquecer na base da montanha no lado leste?
- Explique porque o ar descendente é mais seco (seu ponto de orvalho é mais baixo) no lado leste na altura de 0 m.

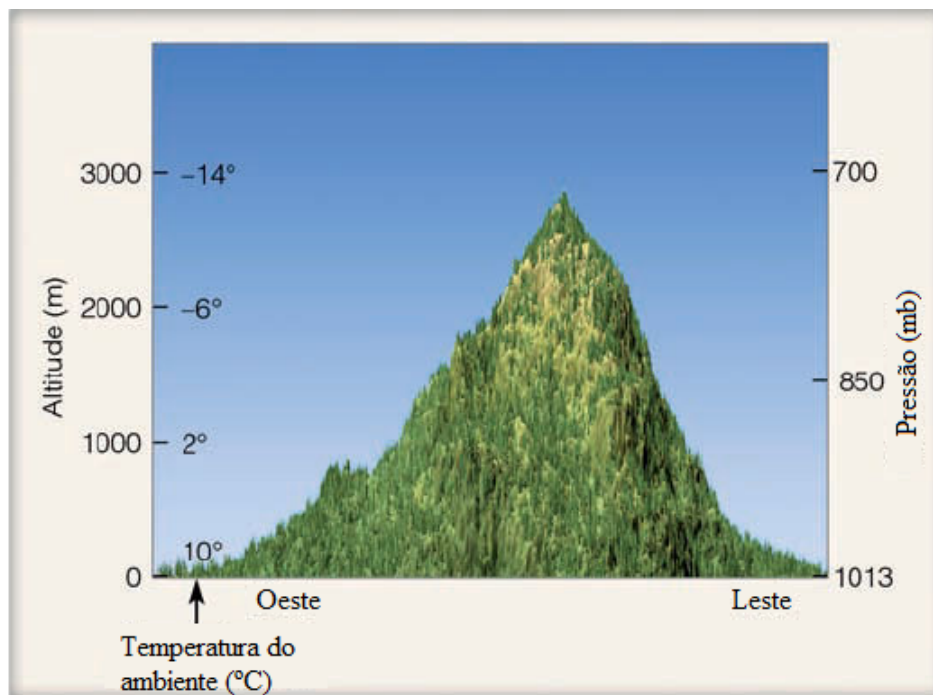


Figura 7.2 - A informação contida nesta ilustração poderá ser utilizada para responder as questões 5 e 6 da Seção 7.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHRENS, C. D. **Meteorology Today**: An introduction to weather, climate and environment. Belmont: Brooks/Cole, 2009. 621 p. ii, iii

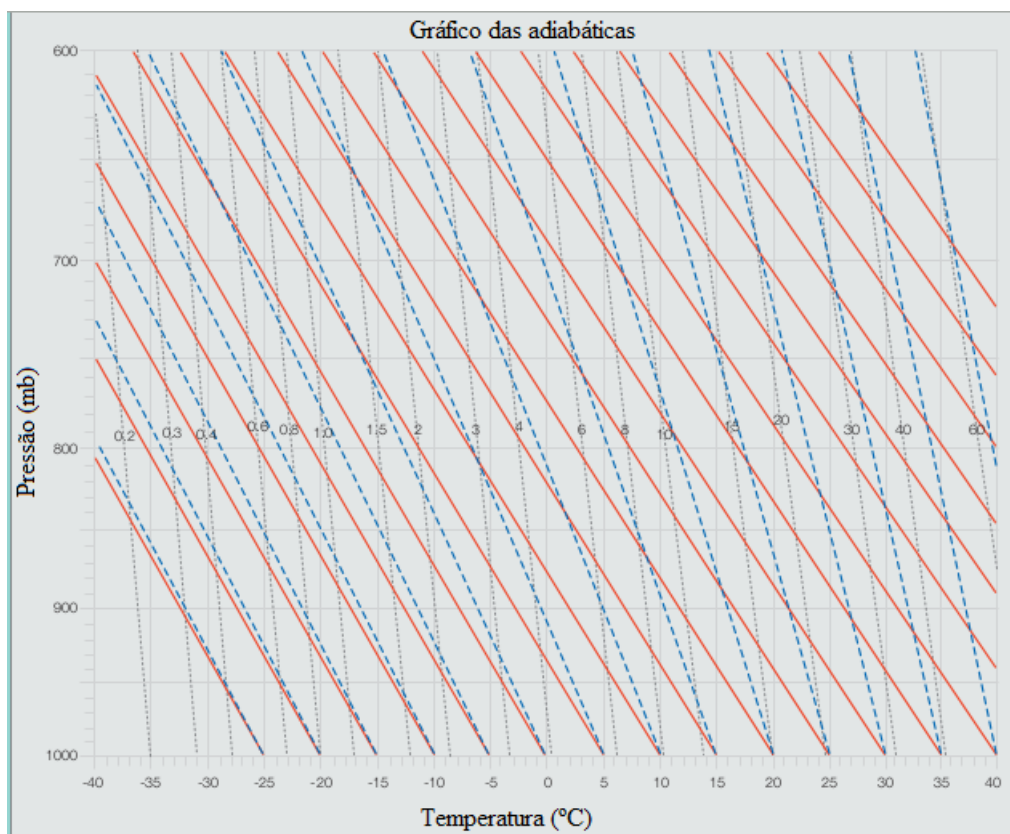


Figura 7.3 - Gráfico das adiábicas.

Experimento em sala de aula - processos adiabáticos

Objetivo

Buscar meios que facilitem o aprendizado dos conceitos relacionados aos processos adiabáticos.

Material necessário

O material necessário para a realização do experimento é listado a seguir e exemplificado na Figura 1.

1. Bomba de bicicleta;
2. Termômetro digital acoplado à tampa de garrafa PET ¹;
3. Garrafa PET com um bico de câmara de ar de bicicleta instalado;

¹O acrônimo PET vem do termo em inglês *Polyethylene terephthalate*.

4. Balão de festas dentro da garrafa PET.

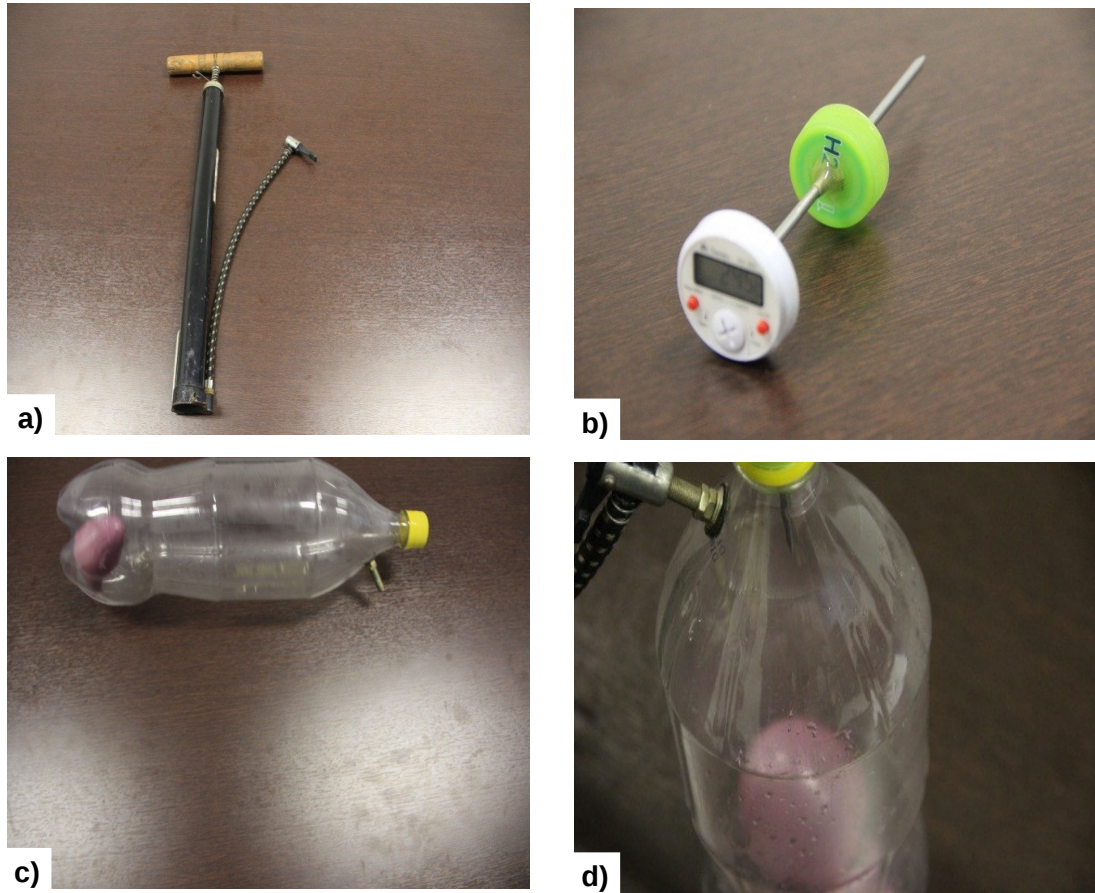


Figura 1 - Material necessário para realização de experimento em sala de aula: a) bomba de bicicleta, b) termômetro digital acoplado à tampa de garrafa PET, c) garrafa PET com um bico de câmara de ar de bicicleta instalado, d) balão de festas dentro da garrafa PET.

O experimento

O experimento consiste de, a partir de uma bomba de bicicleta, aumentar gradativamente a pressão no interior de uma garrafa PET. Antes de iniciar o experimento, o professor convida o aluno a fazer a leitura do valor da temperatura do termômetro (Figura 2) e chama sua atenção para o volume inicial do balão dentro da garrafa. O aluno poderá concluir que o balão apresenta um certo volume, como indicado pela Figura 3. Iniciado o processo, os fatos concomitantes que ocorrem (visualmente) são colocados em destaque: aumento da temperatura e diminuição do volume do balão (Figuras 3 e 4).



Figura 2 - Monitoramento da variação da temperatura interna da garrafa a partir do termômetro digital.

O professor chama a atenção para o fato de que é possível variar a energia interna do sistema (aferida a partir do aumento da temperatura) a partir do aumento da pressão e conseqüente variação de trabalho sobre as moléculas de ar, sem a necessidade de fornecimento de energia externa ao sistema (aquecimento por fogo, por exemplo). O caminho inverso pode ser realizado fazendo com que a pressão interna diminua com a ajuda de um palito atuando no bico da válvula no sentido de deixar escapar o ar



Figura 3 - Estágio inicial do experimento.

introduzido.

Outro experimento interessante que pode ser realizado com este material é o da “formação de nuvens”. Para isso, introduz-se água na garrafa até aproximadamente $1/3$ de sua capacidade. Veda-se a garrafa e aumenta-se a pressão interna com o auxílio da bomba de bicicleta. A abertura abrupta da tampa levará a um efeito semelhante ao das parcelas saturadas da atmosfera, as quais experimentam movimento ascendente. Porém, não será muito visível a formação das nuvens. Neste ponto, o professor poderá explorar a importância dos núcleos de condensação. Ele poderá repetir o experimento como descrito acima, agora introduzido um fósforo imediatamente após ter sido apagado. Será necessário fechar rapidamente a garrafa. Assim, a fumaça agirá como núcleo de condensação, e a “formação de nuvens” será muito mais perceptível.



Figura 4 - Estágio com o experimento em andamento (volume do balão menor).