

# ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA, NUVENS E PRECIPITAÇÃO (PARTE 1)

# 5

Rita Yuri Ynoue  
Michelle S. Reboita  
Tércio Ambrizzi  
Gyrlene A. M. da Silva  
Nathalie T. Boiaski

## Introdução

### 5.1 Leis dos gases

### 5.2 Primeira Lei da Termodinâmica

#### 5.2.1 Processos diabáticos

#### 5.2.2 Processos adiabáticos

### 5.3 Estabilidade Estática

#### 5.3.1 Atmosfera absolutamente instável

#### 5.3.2 Atmosfera absolutamente estável

#### 5.3.3 Atmosfera condicionalmente instável

## Referências

# Introdução

Nesta primeira parte deste texto veremos a estabilidade atmosférica. Fisicamente, o conceito de estabilidade está relacionado à propriedade de um corpo tender a retornar à sua posição inicial quando deslocado verticalmente. Na atmosfera não é diferente. Veremos que a estabilidade atmosférica é determinada pela diferença entre a temperatura de uma parcela de ar em ascensão e a temperatura da atmosfera ao seu redor (ambiente). Está relacionada aos mecanismos de formação de nuvens e dispersão de poluentes na atmosfera. Veremos também que há duas formas de variar a temperatura da parcela: trocando calor com o ambiente (processo diabático) ou sem trocas de calor entre a parcela e o ambiente (processo adiabático).

## 5.1 Leis dos gases

A pressão, o volume e a temperatura de qualquer material podem ser relacionados por uma **equação de estado**. Todos os gases seguem aproximadamente a mesma equação de estado, a qual é referida como **equação do gás ideal**. Na maioria dos estudos em meteorologia, assumimos que os gases atmosféricos obedecem à lei do gás ideal.

A equação do gás ideal pode ser escrita como

$$pV = mRT \quad 5.1$$

onde  $p$  é a pressão (Pa),  $V$  é o volume ( $\text{m}^3$ ),  $m$  é a massa (kg),  $T$  é a temperatura absoluta do gás (K) e  $R$  é a **constante do gás** para 1 kg de gás. Como  $m/V = \rho$ , onde  $\rho$  é a densidade do gás, a equação do gás ideal pode ser escrita na forma:

$$p = \rho RT \quad 5.2$$

Para uma unidade de massa (1 kg) de gás,  $m = 1$  e, portanto, podemos reescrever a **equação 5.1** como

$$p\alpha = RT \quad 5.3$$

onde  $\alpha = 1/\rho$  é o volume específico do gás, isto é, o volume ocupado por 1 kg de gás em uma dada pressão ( $p$ ) e temperatura ( $T$ ).

A seguir, veremos como essas variações no volume de uma parcela de ar podem ser associadas às variações da temperatura.

## 5.2 Primeira Lei da Termodinâmica

A **Estabilidade atmosférica** descreve como a atmosfera se comporta quando uma parcela de ar é deslocada verticalmente. Para entender esse conceito vamos, antes, familiarizar-nos com alguns princípios.

A **Primeira Lei da Termodinâmica** baseia-se num princípio fundamental da Física: a conservação de energia. Ela pode ser interpretada da seguinte forma: se adicionarmos calor à parcela de ar, uma parte é utilizada para a realização de trabalho e a outra para a mudança de temperatura.

Essa Lei é expressa da seguinte forma:

$$\Delta H = P.\Delta\alpha + c_v.\Delta T$$

5.4

onde o símbolo grego  $\Delta$  significa variação. Assim, temos:

$\Delta H$  = variação do calor do sistema (positivo para adição, negativo para subtração).

$P$  = pressão atmosférica.

$\Delta\alpha$  = variação do volume (positivo para expansão, negativo para compressão).

$c_v$  = calor específico do ar, supondo um processo com volume constante.

$\Delta T$  = variação da temperatura.

O termo  $P.\Delta\alpha$  é o trabalho realizado pela parcela de ar em relação à atmosfera ambiente: se a parcela se expande, seu volume aumenta e o trabalho é positivo (a parcela realiza trabalho); se a parcela se contrai, seu volume diminui e o trabalho é negativo (o ambiente realiza trabalho sobre a parcela).

O termo  $c_v.\Delta T$  é a variação da energia interna da parcela, ou seja, é o quanto a temperatura varia (para aumento de temperatura,  $\Delta T$  é positivo e, para resfriamento,  $\Delta T$  é negativo).

Conforme vimos no texto **Umidade do ar**, a saturação de uma parcela de ar pode acontecer de duas formas: adicionando vapor d'água ou diminuindo a temperatura. Veremos que o processo

mais comum na formação de nuvens é a diminuição da temperatura da parcela de ar até o seu ponto de orvalho ou ponto de congelamento. A variação da temperatura da parcela também é gerada basicamente por dois processos: **processo diabático**, no qual há fornecimento ou retirada de calor, e **processo adiabático**, que ocorre sem a troca de calor entre a parcela e o ambiente.

### 5.2.1 Processos diabáticos

São os processos nos quais há fornecimento ou remoção de energia da parcela de ar. Por exemplo, quando se coloca uma panela com água sobre a chama de um fogão, a água se aquece por um processo diabático, ou seja, o fogo fornece calor para a panela, que aquece a água por condução. Esse mesmo processo pode ser visto com o aquecimento do ar frio quando passa por uma superfície mais quente (ar polar continental indo para o oceano mais quente, por exemplo). Este ar é aquecido diabaticamente por condução de calor da superfície do mar, no exemplo dado. Da mesma forma, o ar que passa por uma superfície mais fria tem sua temperatura diminuída diabaticamente, pois perde calor para a superfície. Outros processos diabáticos incluem a perda de calor por evaporação (ou ganho de calor por condensação) e a perda de calor por emissão de radiação (ou ganho de calor por absorção de radiação). Na Primeira Lei da Termodinâmica, para processos diabáticos, esse fornecimento ou remoção de calor é expresso pelo termo  $\Delta H$ .

### 5.2.2 Processos adiabáticos

São os processos nos quais existe variação de temperatura da parcela, mas sem troca de calor com o ambiente, ou seja, a parcela não ganha nem perde calor para o ambiente. Seria então a aplicação da Primeira Lei da Termodinâmica para o caso especial em que o termo  $\Delta H = 0$  (sem adição ou remoção de calor). Assim, a lei pode ser reescrita da seguinte forma:

$$\Delta H = P.\Delta\alpha + c_v.\Delta T$$

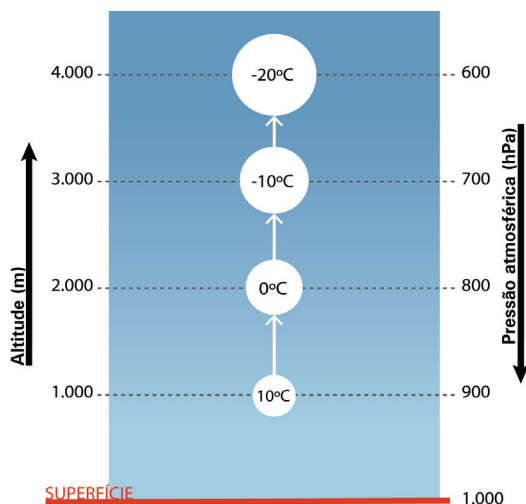
$$0 = P.\Delta\alpha + c_v.\Delta T$$

$$-P.\Delta\alpha = c_v.\Delta T$$

5.5

ou seja, num processo adiabático, se a parcela se expande ( $\Delta\alpha > 0$ ), sua temperatura diminui ( $\Delta T < 0$ ) e, se a parcela se contrai ( $\Delta\alpha < 0$ ), sua temperatura aumenta ( $\Delta T > 0$ ). Na atmosfera, a formação de nuvens é um exemplo desse processo. A **Figura 5.1** mostra o exemplo

de uma parcela de ar se expandindo. À medida que a parcela sobe, a pressão atmosférica diminui. Assumimos que a pressão da parcela se ajusta imediatamente à pressão ao seu redor, e a parcela aumenta de volume (pela lei dos gases). Pela Primeira Lei da Termodinâmica, ao se expandir, a temperatura dentro da parcela diminui.



**Figura 5.1:** Ascensão de uma parcela seca na atmosfera por um processo adiabático. / Fonte: Adaptado de Apollo.

A temperatura da parcela diminui com a altura num processo adiabático seco à taxa de aproximadamente 1 °C a cada 100 m. Essa taxa será denominada simplesmente **taxa adiabática seca** e será representada pelo símbolo  $\Gamma_d$  ( $d = dry = \text{seco}$ ). Assim:

$$\Gamma_d = \frac{1\text{ }^{\circ}\text{C}}{100\text{ m}} = \frac{10\text{ }^{\circ}\text{C}}{1\text{ km}}$$

5.6

○○○○○

Veja a **Figura 5.1** novamente. Tomemos, por exemplo, uma parcela que está a 1.000 m, com temperatura de 10 °C. Ao ser levantada adiabaticamente na atmosfera até 2.000 m, terá uma variação de 1.000 m em termos de altura e, portanto, terá sua temperatura diminuída em 10 °C. Quando atingir os 2.000 m de altura, terá uma temperatura de 0 °C. Da mesma forma, suponha que a parcela esteja com uma temperatura de -10 °C a 3.000 m de altura e é baixada adiabaticamente até os 2.000 m de altura. Esta parcela terá uma variação de altura de 1.000 m, mas, como será comprimida pela atmosfera, sua temperatura se elevará até 0 °C.

Suponha agora que a parcela contenha vapor d'água (ou seja, ela não está seca) e sofra levantamento, sendo resfriada de tal forma que sua temperatura atinja a temperatura de ponto de orvalho ou de

congelamento. Assim, a parcela atingirá o estado de saturação e o vapor d'água pode passar para a fase líquida ou sólida. A altitude em que isso ocorre recebe o nome de **Nível de Condensação por Levantamento** (NCL). Se a parcela continuar subindo, sua expansão acontecerá a uma taxa menor do que se ela estivesse totalmente seca, pois o resfriamento deixará de ser tão intenso devido à liberação de calor que ocorre pela condensação do vapor d'água.

○○○○○

A taxa na qual a parcela se resfria com a altura nesse processo adiabático saturado (melhor designado como processo pseudoadiabático) é denominada **taxa adiabática úmida** e é representada por  $\Gamma_w$  ( $w = wet = \text{úmido}$ ). Essa taxa não é constante como a da adiabática seca, variando com a temperatura. Entretanto, adotaremos um valor médio de

$$\Gamma_w = \frac{-0,6\text{ }^{\circ}\text{C}}{100\text{ m}} = \frac{-6\text{ }^{\circ}\text{C}}{1\text{ km}}$$

5.7

## 5.3 Estabilidade Estática

O grau de estabilidade estática da atmosfera é determinado pela diferença da temperatura de uma parcela em ascensão em relação à temperatura da atmosfera ao seu redor (ambiente). Se a temperatura da parcela que estiver subindo for menor que a do ambiente, então, a densidade da parcela será maior que a densidade ambiente e, portanto, tenderá a descer, ou seja, voltar à sua posição inicial. Nesse caso, dizemos que a atmosfera é estaticamente estável. Caso contrário, se a temperatura da parcela for maior que a do ambiente, ela será mais leve (menos densa) e tenderá a continuar subindo e se afastar do seu ponto inicial. Aqui dizemos que a atmosfera é estaticamente instável. Assim, para se determinar a estabilidade estática da atmosfera, é necessário ter observações em vários níveis da temperatura da atmosfera e da parcela em ascensão.

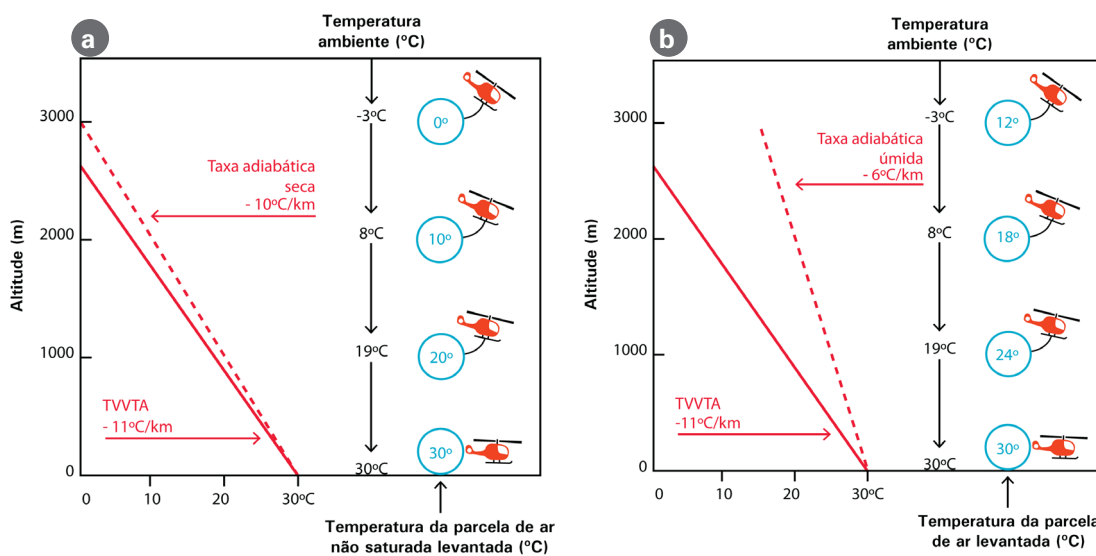
O perfil vertical da temperatura da atmosfera fornece a **Taxa de Variação Vertical da Temperatura Ambiente** (TVVTA). Já a variação da temperatura da parcela é dada pela adiabática seca ou adiabática saturada discutidas anteriormente. A partir do resultado dessas variações, podemos fazer a análise do movimento vertical da parcela (subida ou descida) e caracterizar as seguintes condições para a estabilidade estática da atmosfera: **absolutamente instável**, **absolutamente estável** e **condicionalmente instável**.

### 5.3.1 Atmosfera absolutamente instável

Ocorre quando a parcela de ar, após ser levantada na atmosfera por um processo adiabático, acaba com uma temperatura maior do que a da atmosfera nesse nível. Na **Figura 5.2a**, suponha que a TVVTA seja uma diminuição de 11 °C a cada 1.000 m. Para uma parcela de ar não saturada, que sofre um levantamento pela adiabática seca ( $-10\text{ °C}/1.000\text{ m}$ ), a temperatura da parcela sempre será maior que a do ambiente no mesmo nível. Como terá densidade menor que a do ar ao seu redor, sofrerá ação do empuxo e subirá ainda mais.

A **Figura 5.2b** mostra o processo para uma parcela saturada. Supondo a mesma TVVTA, a parcela saturada tem sua temperatura diminuída pela adiabática úmida (consideraremos  $-6\text{ °C}/1.000\text{ m}$ ) à medida que sobe e, assim, terá sempre a temperatura maior que a do ambiente, ou seja, continuará a subir.

Assim, sempre que a TVVTA for maior que a taxa de variação pela adiabática seca e úmida, a atmosfera será **absolutamente instável**.



**Figura 5.2:** a. Atmosfera absolutamente instável para uma parcela de ar não saturada e b. para uma parcela saturada / Fonte: Adaptado de msd.

### 5.3.2 Atmosfera absolutamente estável

Suponha agora que a TVVTA seja de  $-4\text{ }^{\circ}\text{C}/1.000\text{ m}$ . Neste caso, tanto uma parcela não saturada (**Figura 5.3a**) quanto uma parcela saturada (**Figura 5.3b**) têm as temperaturas menores (densidades maiores) do que a da atmosfera (ambiente) após sofrer um levantamento adiabático pelas adiábaticas seca e úmida. Ou seja, uma atmosfera com TVVTA menor que as taxas de variação vertical da temperatura pelos processos adiabáticos será sempre **absolutamente estável**. Assim, a parcela de ar tenderá a descer, retornando à sua posição inicial.

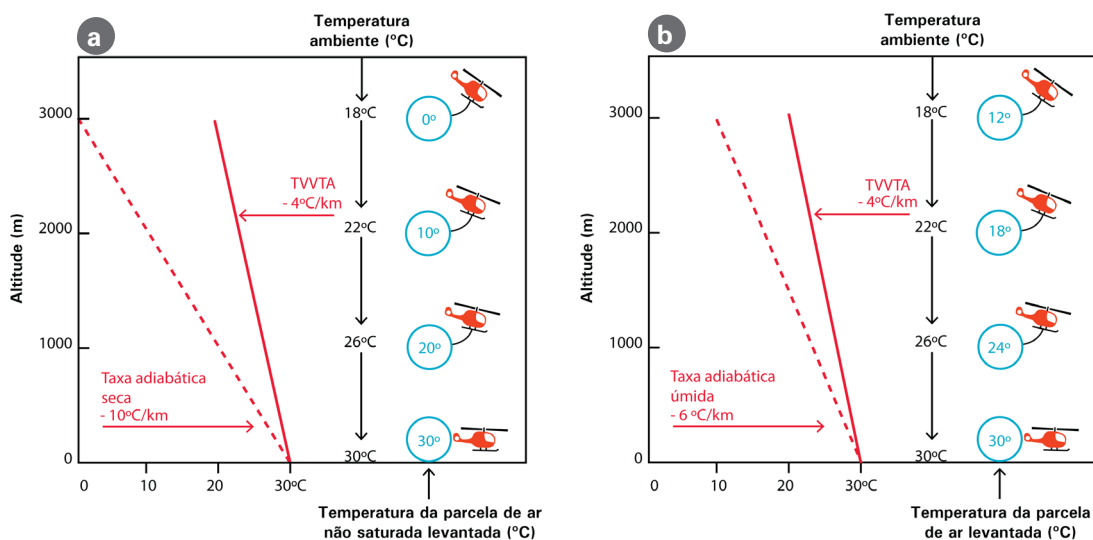


Figura 5.3: a. Atmosfera absolutamente estável para uma parcela não saturada e b. para uma parcela saturada. / Fonte: Adaptado de msdc.

### 5.3.3 Atmosfera condicionalmente instável

Suponha agora que a TVVTA seja de  $7^{\circ}\text{C}/1.000\text{ m}$ . Se uma parcela não saturada estiver subindo, ela terá uma temperatura menor (densidade maior) que a do ambiente (**Figura 5.4a**), ou seja, tenderá a descer e a atmosfera é considerada estável. Entretanto, se a parcela estiver saturada, ao sofrer um levantamento, sua temperatura será maior (densidade menor) que a do ambiente (**Figura 5.4b**) e, portanto, a atmosfera, neste caso, é instável. Dessa forma, a atmosfera é classificada como **condicionalmente instável**, pois dependerá da saturação da parcela de ar.



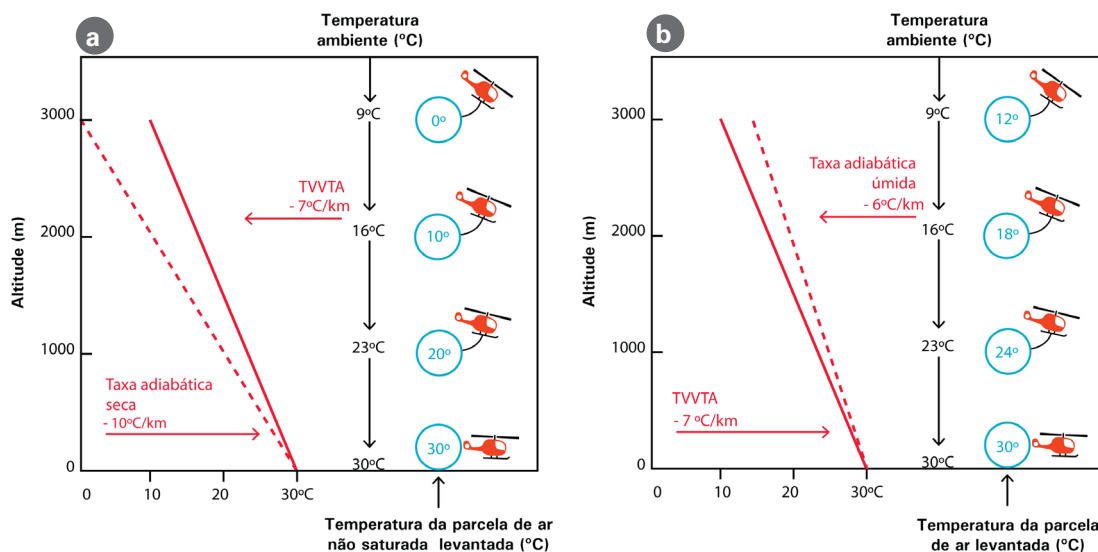


Figura 5.4: a. Atmosfera condicionalmente instável para uma parcela não saturada e b. para uma parcela saturada. / Fonte: Aptado de msco.

A parcela de ar pode ter a mesma temperatura e densidade do que o ar ao seu redor. Neste caso, a parcela não subirá nem descera, permanecendo no mesmo nível vertical. Este é o caso de uma **atmosfera neutra**.

## Referências

- AGUADO, E.; BURT, J.E. **Understanding Weather and Climate**. 5. ed. New York: Prentice Hall, 2010.
- AHRENS, C.D. **Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment**. 9. ed. Belmont, CA: Brooks/Cole, 2009.
- Apollo**. Disponível em: <<http://apollo.lsc.vsc.edu>>. Acesso em: 09/2012.
- CMMAP. Disponível em: <<http://www.cmmmap.org/>>. Acesso em: 09/2012.
- LUTGENS, F.K.; TARBUCK, E.J. **The Atmosphere: an introduction to meteorology**. 11. ed. New York: Prentice Hall, 2010.
- Lyndon State College**. Disponível em: <<http://apollo.lsc.vsc.edu/~wintelsw/MET1010LOL/chapter06/adiabatic.jpg>>. Acesso em: 09/2012.
- Master**. Disponível em: <<http://www.master.iag.usp.br/ind.php?inic=00&prod=ensino&pos=2>>. Acesso em: 09/2012.

**Metropolitan State University of Denver.** Disponível em: <<http://clem.mscd.edu/~wagnerri/Ahrens6-06a.jpg>>. Acesso em: 10/2011.

**Metropolitan State University of Denver.** Disponível em: <<http://clem.mscd.edu/~wagnerri/Ahrens6-06b.jpg>>. Acesso em: 10/2011.

**Metropolitan State University of Denver.** Disponível em: <<http://clem.mscd.edu/~wagnerri/Ahrens6-03a.jpg>>. Acesso em: 10/2011.

**Metropolitan State University of Denver.** Disponível em: <<http://clem.mscd.edu/~wagnerri/Ahrens6-03b.jpg>>. Acesso em: 10/2011.

WALLACE, J.M; P.V. HOBBS. Atmospheric science: an introductory survey. **International Geophysics Series**, Academic Press. 2.ed. Rio de Janeiro: Elsevier Inc., 2006, 483 p.