

# Meteorología Aeronáutica



## NOTA DA TRADUÇÃO

Este documento é uma tradução livre da Advisory Circular AC N° 00-6B, editada pela Federal Aviation Administration , em 23 de agosto de 2016.

Considerando que a tradução não foi feita por um especialista em meteorologia, alguns termos empregados poderão não estar de acordo com os padrões usuais empregados pela meteorologia brasileira, no entanto, isto não causa nenhum constrangimento para o entendimento da matéria.

Os cenários empregados neste documento são essencialmente os encontrados no território americano, mas que facilmente poderão ser correlacionados com os cenários encontrados no Brasil e na América do Sul.

# Circular Consultiva

## AC No: 00-6B

Esta circular consultiva (AC) foi publicada pelo Serviço de Padrões de Voo (AFS) da Administração Federal de Aviação (FAA), com contribuições do Serviço Nacional de Meteorologia (NWS). A publicação começou em 1943 como Boletim da CAA nº 25, Meteorologia para Pilotos, que na época continha o conhecimento do tempo considerado essencial para a maioria dos pilotos. À medida que os aviões começaram a voar mais longe, mais rápido e mais alto, e à medida que o conhecimento meteorológico aumentava, o boletim tornou-se obsoleto. Foi revisado em 1954 sob um novo título, The Pilot's Weather Handbook, e atualizado novamente em 1965.

Em 1975, foi revisado sob o título atual.

As edições anteriores sofreram um problema comum - elas lidavam, em parte, com serviços meteorológicos que mudam continuamente, de acordo com as técnicas atuais e demandas de serviço. Como resultado, cada edição estava um pouco desatualizada quase tão logo era publicada, com sua obsolescência crescendo ao longo do período em que permaneceu impressa.

Em 1975, a fim de aliviar este problema, os autores reescreveram completamente o AC. Eles o simplificaram em um livro claro, conciso e legível e omitiram toda referência a serviços meteorológicos específicos.

O texto de 1975 permaneceu válido e adequado por muitos anos. Seu manual complementar, a edição atual da AC 00-45, Aviation Weather Services, complementa esta AC. Em 2015, este suplemento foi atualizado simultaneamente com este texto. Isso foi feito para refletir as mudanças trazidas pelos novos produtos e serviços, especialmente porque essas informações agora estão disponíveis na Internet. O AC associado descreve os serviços e os formatos atuais do clima e usa exemplos reais de gráficos de clima e texto de produtos.

Os dois manuais podem ser baixados gratuitamente pela Internet no formato PDF. As versões para impressão também são vendidas separadamente a custo nominal, permitindo que os pilotos tenham a oportunidade de possuir uma cópia de referência do suplemento para se manter atualizada com os Serviços Meteorológicos para Aviação.

Novos recursos científicos agora exigem uma atualização para esta AC. Em 1975, os usuários da aviação não foram diretamente influenciados pelo radar e a meteorologia satelital. Em 2016, muito do que os aviadores entendem sobre a atmosfera atual vem dessas importantes fontes de dados. Esta AC destina-se a fornecer informações meteorológicas básicas que todos os aeronavegantes devem conhecer. Este documento destina-se a ser utilizado como recurso para programas de treinamento de pilotos e despachantes.

Esta AC cancela a AC 00-6A, Meteorologia para Aviação, Pilotos e Pessoal de Operações de Voo.

John Barbagallo  
Diretor adjunto do Flight Standards Service

<b>CAPÍTULO 1. A ATMOSFERA DA TERRA</b>	<b>6</b>
<b>TABELA 1-1. COMPOSIÇÃO DA ATMOSFERA SECA DA TERRA</b>	<b>6</b>
<b>FIGURA 1-1. ESTRUTURA VERTICAL DA ATMOSFERA</b>	<b>8</b>
<b>TABELA 1-2 PROPRIEDADES SELECIONADAS DA ATMOSFERA PADRÃO</b>	<b>9</b>
<b>TABELA 2-1. FÓRMULAS DE CONVERSÃO DE TEMPERATURA CELSIUS</b>	<b>12</b>
<b>TABELA 2-2. FÓRMULAS DE CONVERSÃO DE TEMPERATURA FAHRENHEIT</b>	<b>12</b>
<b>FIGURA 2-2. EXEMPLO DE RADIAÇÃO</b>	<b>14</b>
<b>FIGURA 2-3 EFEITO DA TEMPERATURA NO COMPRIMENTO DE ONDA DA RADIAÇÃO</b>	<b>14</b>
<b>FIGURA 2-4. ÂNGULO ZENITH SOLAR</b>	<b>15</b>
<b>TABELA 2-3 CONDUTIVIDADE TÉRMICA (TÉRMICA) DE VÁRIAS SUBSTÂNCIAS</b>	<b>16</b>
<b>TABELA 2-4. CAPACIDADE TÉRMICA ESPECÍFICA DE VÁRIAS SUBSTÂNCIAS</b>	<b>18</b>
<b>FIGURA 2-6. CAPACIDADE TÉRMICA ESPECÍFICA: ÁGUA VERSUS AREIA</b>	<b>19</b>
<b>FIGURA 2-7. VARIAÇÃO DAS TEMPERATURAS MÉDIAS DIÁRIAS PARA SÃO FRANCISCO (MARÍTIMO) E KANSAS CITY (CONTINENTAL)</b>	<b>20</b>
<b>FIGURA 2-8. SONDAGEM DE UMA CAMADA ISOTÉRMICA</b>	<b>21</b>
<b>FIGURA 2-9. SONDAGEM DE UMA INVERSÃO DE TEMPERATURA</b>	<b>22</b>
<b>FIGURA 3-1. O CICLO HIDROLÓGICO</b>	<b>23</b>
<b>FIGURA 3-2. EFEITOS DA TEMPERATURA NA UMIDADE RELATIVA</b>	<b>25</b>
<b>FIGURA 3-3. EFEITO DA PROPAGAÇÃO DA TEMPERATURA DO PONTO DE ORVALHO NA UMIDADE RELATIVA</b>	<b>26</b>
<b>FIGURA 3-4. TRANSAÇÕES DE CALOR LATENTE QUANDO A ÁGUA SOFRE TRANSIÇÃO DE ESTADO</b>	<b>27</b>
<b>TABELA 3-1. CALOR LATENTE DA ÁGUA A 0° C</b>	<b>27</b>
<b>CAPÍTULO 4. DESEQUILÍBRIOS DO CALOR DA ATMOSFERA TERRESTRE</b>	<b>29</b>
<b>FIGURA 4-1. BALANÇO ENERGÉTICO DA TERRA-ATMOSFERA</b>	<b>29</b>
<b>FIGURA 4-2. EFEITO ESTUFA NO RESFRIAMENTO RADIATIVO NOTURNO</b>	<b>30</b>
<b>FIGURA 4-3. DESENVOLVIMENTO DE UMA TÉRMICA</b>	<b>31</b>
<b>FIGURA 4-4. EXEMPLO DE CONVECÇÃO NA ATMOSFERA</b>	<b>32</b>
<b>FIGURA 4-5. VARIAÇÕES DO ÂNGULO ZENITH SOLAR COM LATITUDE</b>	<b>33</b>
<b>FIGURA 4-6. VARIAÇÕES DO ÂNGULO ZENITH SOLAR NAS ESTAÇÕES DO HEMISFÉRIO NORTE</b>	<b>34</b>
<b>FIGURA 4-7. VARIAÇÃO DE TEMPERATURA SAZONAL MÉDIA NO HEMISFÉRIO NORTE</b>	<b>34</b>
<b>FIGURA 4-8. TEMPERATURA DIURNA DO CÉU CLARO E VARIAÇÕES DE RADIAÇÃO SOBRE A TERRA</b>	<b>35</b>
<b>CAPÍTULO 5. PRESSÃO ATMOSFÉRICA E ALTIMETRIA</b>	<b>36</b>
<b>FIGURA 5-1. AR TEM PESO</b>	<b>36</b>
<b>FIGURA 5-2. BARÔMETRO ANEROIDE</b>	<b>37</b>
<b>TABELA 5-1. UNIDADES DE PRESSÃO</b>	<b>37</b>
<b>FIGURA 5-3. PRESSÃO DA ESTAÇÃO</b>	<b>38</b>
<b>FIGURA 5-4. PRESSÃO DO AR NA ATMOSFERA PADRÃO</b>	<b>39</b>
<b>FIGURA 5-5. EFEITO DA TEMPERATURA NA PRESSÃO</b>	<b>40</b>
<b>FIGURA 5-6. REDUÇÃO DA PRESSÃO DA ESTAÇÃO AO NÍVEL DO MAR</b>	<b>40</b>

<b>TABELA 5-2. SÍMBOLOS DO SISTEMA DE PRESSÃO</b>	<b>41</b>
<b>FIGURA 5-8. BALÃO METEOROLÓGICO E RADIOSSONDA</b>	<b>42</b>
<b>FIGURA 5-9. GRÁFICO DE PRESSÃO CONSTANTE DE 500 MILIBARES</b>	<b>43</b>
<b>FIGURA 5-10. DENSIDADE É MASSA (PESO) POR VOLUME</b>	<b>44</b>
<b>FIGURA 5-11. EFEITOS DE VOLUME NA DENSIDADE</b>	<b>44</b>
<b>FIGURA 5-12. EFEITOS DA PRESSÃO SOBRE A DENSIDADE NA ATMOSFERA</b>	<b>45</b>
<b>FIGURA 5-13. EFEITOS DA TEMPERATURA NA DENSIDADE</b>	<b>46</b>
<b>FIGURA 5-14. EFEITOS DO VAPOR DE ÁGUA NA DENSIDADE</b>	<b>46</b>
<b>FIGURA 5-15. ALTURA VERDADEIRA VERSUS ALTITUDE INDICADA</b>	<b>47</b>
<b>FIGURA 5-16. EFEITOS DA MUDANÇA DE PRESSÃO EM LEITURAS DE ALTÍMETRO</b>	<b>48</b>
<b>FIGURA 5-17. EFEITOS DA MUDANÇA DE TEMPERATURA EM LEITURAS DE ALTÍMETRO</b>	<b>49</b>
<b>FIGURA 5-18. EFEITOS DA ALTITUDE DE ALTA DENSIDADE NO VOO</b>	<b>51</b>
<b>CAPÍTULO 6 - CARTAS METEOROLÓGICAS</b>	<b>52</b>
<b>FIGURA 6-1. FONTES DE OBSERVAÇÃO METEOROLÓGICA</b>	<b>52</b>
<b>TABELA 6-1 ISOPLETAS COMUNS</b>	<b>53</b>
<b>FIGURA 6-2. PASSO 1 DO PROCEDIMENTO DE ANÁLISE: DETERMINE O INTERVALO ÓTIMO DE CONTORNO E OS VALORES A SEREM ANALISADOS</b>	<b>54</b>
<b>FIGURA 6-3. PROCEDIMENTO DE ANÁLISE PASSO 2: DESENHE OS ISOPLETAS E EXTREMA</b>	<b>55</b>
<b>TABELA 6-2. SÍMBOLOS DE CLIMA COMUM</b>	<b>56</b>
<b>FIGURA 6-4. ETAPA 3 DO PROCEDIMENTO DE ANÁLISE: INTERPRETAR CARACTERÍSTICAS SIGNIFICATIVAS DO CLIMA</b>	<b>56</b>
<b>FIGURA 6-5. EXEMPLO DE UMA CARTA DE SUPERFÍCIE</b>	<b>57</b>
<b>FIGURA 6-6. EXEMPLO DE UMA CARTA DE PRESSÃO CONSTANTE DE 500 MILIBARES</b>	<b>58</b>
<b>FIGURA 7-1. DIREÇÃO DA FORÇA GRADIENTE DE PRESSÃO</b>	<b>59</b>
<b>FIGURA 7-2. MAGNITUDE DA FORÇA GRADIENTE DE PRESSÃO</b>	<b>60</b>
<b>FIGURA 7-3. ILUSTRAÇÃO DA FORÇA DE CORIOLIS,</b>	<b>60</b>
<b>FIGURA 7-4. VARIAÇÕES DA FORÇA CORIOLIS NA TERRA</b>	<b>61</b>
<b>FIGURA 7-5. VARIAÇÕES DE MAGNITUDE DA FORÇA DE CORIOLIS COM A VELOCIDADE DO VENTO</b>	<b>62</b>
<b>FIGURA 7-6. VARIAÇÕES DE MAGNITUDE DA FORÇA DE ATRITO COM A RUGOSIDADE DO TERRENO</b>	<b>62</b>
<b>FIGURA 7-7. VARIAÇÕES DE MAGNITUDE DA FORÇA DE ATRITO COM A VELOCIDADE DO VENTO</b>	<b>62</b>
<b>FIGURA 7-8. VENTO GEOSTRÓFICO</b>	<b>63</b>
<b>FIGURA 7-9. FLUXO DE VENTO DO AR SUPERIOR</b>	<b>63</b>
<b>FIGURA 7-10. FORÇAS DO VENTO DE SUPERFÍCIE</b>	<b>64</b>
<b>FIGURA 7-11. FLUXO DO VENTO DE SUPERFÍCIE</b>	<b>64</b>
<b>FIGURA 8-1. SISTEMA DE CIRCULAÇÃO TERRESTRE NÃO ROTATIVO, NÃO INCLINADO, SEM ÁGUA</b>	<b>65</b>
<b>FIGURA 8-2. SISTEMA DE CIRCULAÇÃO TERRESTRE</b>	<b>66</b>
<b>8.3 CORRENTES DE JATO.</b>	<b>66</b>
<b>FIGURA 8-3. VELOCIDADE RELATIVA AO EIXO DA TERRA VERSUS LATITUDE</b>	<b>67</b>

<b>FIGURA 8-4. CIRCULAÇÃO DE TRÊS CÉLULAS E LOCALIZAÇÃO DA CORRENTE DE JATO</b>	<b>68</b>
<b>FIGURA 8-5. CORRENTES DE JATO POLAR E SUBTROPICAL</b>	<b>68</b>
<b>FIGURA 8-6. VELOCIDADES DO VENTO NA CORRENTE DE JATO</b>	<b>69</b>
<b>CAPÍTULO 9. VENTOS LOCAIS</b>	<b>70</b>
<b>FIGURA 9-1. CIRCULAÇÃO DO VENTO LOCAL</b>	<b>70</b>
<b>FIGURA 9-2. BRISA DO MAR</b>	<b>71</b>
<b>FIGURA 9-3. FRENTE DE BRISA DO MAR</b>	<b>72</b>
<b>FIGURA 9-4. EFEITOS DA FORMA DO LITORAL EM UMA BRISA DO MAR</b>	<b>73</b>
<b>FIGURA 9-5. BRISA DA TERRA</b>	<b>74</b>
<b>FIGURA 9-6. BRISA DO LAGO</b>	<b>75</b>
<b>FIGURA 9-7. EXEMPLO DE BRISA DO MAR / BRISA DO LAGO</b>	<b>75</b>
<b>FIGURA 9-8. BRISA DO VALE</b>	<b>76</b>
<b>FIGURA 9-9. SISTEMA EÓLICO NAS PLANÍCIES DE MONTANHAS</b>	<b>77</b>
<b>FIGURA 9-10. BRISA DE MONTANHA</b>	<b>78</b>
<b>CAPÍTULO 10. MASSAS DE AR, FRENTES E O MODELO DO CICLO DE ONDA</b>	<b>79</b>
<b>FIGURA 10-1. CLASSIFICAÇÃO DA MASSA DE AR</b>	<b>80</b>
<b>FIGURA 10-2. MODIFICAÇÃO DA MASSA DE AR - MASSA DE AR ÚMIDO E QUENTE SE MOVENDO SOBRE UMA SUPERFÍCIE FRIA</b>	<b>80</b>
<b>FIGURA 10-3. EFEITO LAGO</b>	<b>81</b>
<b>FIGURA 10-4. FRENTES</b>	<b>81</b>
<b>FIGURA 10-5. FRENTE FRIA</b>	<b>82</b>
<b>FIGURA 10-6. FRENTE QUENTE</b>	<b>83</b>
<b>FIGURA 10-7. FRENTE ESTACIONÁRIA</b>	<b>83</b>
<b>FIGURA 10-8. FRENTE OCLUSA</b>	<b>84</b>
<b>FIGURA 10-9. MODELO DE CICLONE DE ONDA - ESTÁGIO 1</b>	<b>84</b>
<b>FIGURA 10-10. MODELO DE CICLONE DE ONDA - ESTÁGIO 2</b>	<b>85</b>
<b>FIGURA 10-11. MODELO DE CICLONE DE ONDA - ESTÁGIO 3</b>	<b>85</b>
<b>FIGURA 10-12. MODELO DE CICLONE DE ONDA - ESTÁGIO 4</b>	<b>85</b>
<b>FIGURA 10-13. MODELO DE CICLONE DE ONDAS - ESTÁGIO 5</b>	<b>86</b>
<b>FIGURA 10-14. EXEMPLO DE LINHA SECA</b>	<b>86</b>
<b>CAPÍTULO 11. MOVIMENTO VERTICAL E FORMAÇÃO DE NUVEM</b>	<b>88</b>
<b>FIGURA 11-1. EXEMPLO DE PARCELA DE AR ASCENDENTE / DESCENDENTE NÃO SATURADO</b>	<b>89</b>
<b>FIGURA 11-2. PARCELA DE AR ASCENDENTE QUE SE TORNA SATURADO - EXEMPLO</b>	<b>90</b>
<b>FIGURA 11-3. EXEMPLO DE PARCELA DE AR DECRESCENTE</b>	<b>91</b>
<b>TABELA 11-1. CARACTERÍSTICAS DE MOVIMENTO VERTICAL DE PARCELA DE AR</b>	<b>91</b>
<b>FIGURA 11-4. EXEMPLO DE EFEITOS OROGRÁFICOS</b>	<b>92</b>
<b>FIGURA 11-5. EFEITOS DE ATRITO</b>	<b>93</b>
<b>FIGURA 11-6. ELEVADOR FRONTAL</b>	<b>94</b>
<b>CAPÍTULO 12. ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA</b>	<b>95</b>
<b>FIGURA 12-1. EXEMPLO DE ESTABILIDADE ABSOLUTA</b>	<b>96</b>

<b>FIGURA 12-2. EXEMPLO DE ESTABILIDADE NEUTRA</b>	<b>97</b>
<b>FIGURA 12-3. EXEMPLO DE INSTABILIDADE ABSOLUTA</b>	<b>98</b>
<b>FIGURA 12-4. EXEMPLO DE INSTABILIDADE CONDICIONAL</b>	<b>99</b>
<b>FIGURA 12-5. TIPOS DE ESTABILIDADE</b>	<b>100</b>
<b>FIGURA 12-6. EFEITOS DA TAXA DE LAPSO DE TEMPERATURA NA ESTABILIDADE</b>	<b>101</b>
<b>FIGURA 12-7. EFEITOS DO MOVIMENTO VERTICAL NA ESTABILIDADE</b>	<b>102</b>
<b>FIGURA 12-8. EFEITOS DA VARIAÇÃO DA TEMPERATURA DIURNA NA ESTABILIDADE</b>	<b>103</b>
<b>FIGURA 12-9. EXEMPLO DE ÍNDICE DE LEVANTAMENTO</b>	<b>104</b>
<b>CAPÍTULO 13. NUVENS</b>	<b>105</b>
<b>TABELA 13-1 FORMAS DE NUVEM</b>	<b>105</b>
<b>TABELA 13-2. ALTURA APROXIMADA DAS BASES DE NUVENS ACIMA DA SUPERFÍCIE</b>	<b>106</b>
<b>FIGURA 13-1. CIRRUS (CI)</b>	<b>107</b>
<b>FIGURA 13-2. CIRROCUMULUS (CC)</b>	<b>108</b>
<b>FIGURA 13-3. CIRROSTRATUS (CS)</b>	<b>109</b>
<b>FIGURA 13-4. ALTOCUMULUS (AC)</b>	<b>110</b>
<b>FIGURA 13-5. LENTICULAR EM PÉ DE ALTOCUMULUS (ACSL)</b>	<b>111</b>
<b>FIGURA 13-6. ALTOSTRATUS FINO (AS)</b>	<b>112</b>
<b>FIGURA 13-7. ALTOSTRATUS GROSSO (AS) OU NIMBOSTRATUS (NS)</b>	<b>113</b>
<b>FIGURA 13-8. CÚMULUS (CU) COM POUCO DESENVOLVIMENTO VERTICAL</b>	<b>114</b>
<b>FIGURA 13-9. CUMULUS ELEVADO (TCU)</b>	<b>115</b>
<b>FIGURA 13-10. STRATOCUMULUS (SC)</b>	<b>116</b>
<b>FIGURA 13-11. STRATUS (ST)</b>	<b>117</b>
<b>FIGURA 13-12. STRATUS FRACTUS (STFRA) E / OU CUMULUS FRACTUS (CUFRA) DE MAL TEMPO</b>	<b>118</b>
<b>FIGURA 13-13. CÚMULONIMBUS (CB) SEM BIGORNA</b>	<b>119</b>
<b>FIGURA 13-14. CUMULONIMBOS (CB) COM BIGORNA</b>	<b>120</b>
<b>CAPÍTULO 14. PRECIPITAÇÃO</b>	<b>121</b>
<b>FIGURA 14-1. O PROCESSO DE COLISÃO-COALESCÊNCIA OU CHUVA QUENTE</b>	<b>122</b>
<b>FIGURA 14-2. AMBIENTE DA TEMPERATURA DA NEVE</b>	<b>123</b>
<b>FIGURA 14-3. AMBIENTE DA TEMPERATURA DAS PELOTAS DE GELO</b>	<b>123</b>
<b>FIGURA 14-4. AMBIENTE DE TEMPERATURA DE CHUVA CONGELADA</b>	<b>124</b>
<b>FIGURA 14-5. AMBIENTE DA TEMPERATURA DA CHUVA</b>	<b>124</b>
<b>FIGURA 15-1. VENTO CRUZADO</b>	<b>126</b>
<b>CAPÍTULO 16. CLIMA, OBSTRUÇÕES À VISIBILIDADE, TETO BAIXO E OBSCURAÇÃO DE MONTANHA</b>	<b>128</b>
<b>FIGURA 16-1. NEVOEIRO DE RADIAÇÃO</b>	<b>128</b>
<b>FIGURA 16-2. NEVOEIRO DE ADVECÇÃO</b>	<b>129</b>
<b>FIGURA 16-3. FORMAÇÃO DE NEVOEIRO DE ADVECÇÃO</b>	<b>130</b>
<b>FIGURA 16-4. FORMAÇÃO DE NEVOEIRO FRONTAL</b>	<b>131</b>
<b>FIGURA 16-5. HABOOB</b>	<b>134</b>
<b>FIGURA 16-6. TETO ALTO VERSUS TETO INDEFINIDO</b>	<b>135</b>

<b>CAPÍTULO 17. TURBULÊNCIA</b>	<b>137</b>
<b>FIGURA 17-1. TURBULÊNCIA CONVECTIVA</b>	<b>138</b>
<b>FIGURA 17-2. TÉRMICAS</b>	<b>138</b>
<b>FIGURA 17-3. TURBULÊNCIA MECÂNICA</b>	<b>139</b>
<b>FIGURA 17-4. ONDAS DE MONTANHA</b>	<b>140</b>
<b>FIGURA 17-5. NUVENS DE ONDA DE MONTANHA</b>	<b>141</b>
<b>FIGURA 17-6. TURBULÊNCIA POR CISALHAMENTO DE VENTO</b>	<b>141</b>
<b>FIGURA 17-7. TURBULÊNCIA POR CISALHAMENTO DE VENTO ASSOCIADA A UMA INVERSÃO DE TEMPERATURA</b>	<b>142</b>
<b>CAPÍTULO 18. CONGELAMENTO</b>	<b>143</b>
<b>FIGURA 18-1. CONGELAMENTO EM FRENTES</b>	<b>146</b>
<b>FIGURA 18-2. CONGELAMENTO COM MONTANHAS</b>	<b>147</b>
<b>CAPÍTULO 19. TEMPESTADES</b>	<b>149</b>
<b>FIGURA 19-1. INGREDIENTES NECESSÁRIOS PARA FORMAÇÃO CELULAR TROVOADA</b>	<b>149</b>
<b>FIGURA 19-2. CICLO DE VIDA DAS CÉLULAS TEMPESTUOSAS</b>	<b>150</b>
<b>FIGURA 19-3. TEMPESTADE DE CLUSTER MULTICELULAR</b>	<b>151</b>
<b>FIGURA 19-4. LINHA DE TROVOADA MULTICÉLULA</b>	<b>151</b>
<b>FIGURA 19-5. SUPERCÉLULA DE TEMPESTADE</b>	<b>152</b>
<b>FIGURA 19-6. FATORES QUE INFLUENCIAM O MOVIMENTO DAS TEMPESTADES</b>	<b>153</b>
<b>FIGURA 19-7. CICLO DE VIDA DE UMA RAJADA DESCENDENTE</b>	<b>154</b>
<b>FIGURA 19-8. POUSO COM UMA MICRO RAJADA</b>	<b>154</b>
<b>FIGURA 19-9. TEMPESTADE COM NUVEM PRATELEIRA</b>	<b>155</b>
<b>FIGURA 19-10. RECORDE DE PEDRA DE GELO EM VIVIAN, SOUTH DAKOTA</b>	<b>156</b>
<b>TABELA 19-1. ESCALA FUJITA APRIMORADA (ESCALA F MELHORADA) PARA DANO DE TORNADO</b>	<b>157</b>
<b>CAPÍTULO 20. RADAR METEOROLÓGICO</b>	<b>159</b>
<b>FIGURA 20-1. ANTENA DE RADAR</b>	<b>159</b>
<b>FIGURA 20-2. ENERGIA DE RETRO ESPALHAMENTO</b>	<b>160</b>
<b>FIGURA 20-3. COMPRIMENTOS DE ONDA</b>	<b>161</b>
<b>FIGURA 20-4. ATENUAÇÃO DE PRECIPITAÇÃO</b>	<b>161</b>
<b>FIGURA 20-5. ATENUAÇÃO DE PRECIPITAÇÃO VERSUS COMPRIMENTO DE ONDA</b>	<b>162</b>
<b>FIGURA 20-6. RESOLUÇÃO DE FEIXE</b>	<b>163</b>
<b>FIGURA 20-7. COMPARAÇÃO DE RESOLUÇÃO DO FEIXE ENTRE O WSR-88D E O RADAR METEOROLÓGICO DE AERONAVE</b>	<b>164</b>
<b>FIGURA 20-8. REFRAÇÃO NORMAL</b>	<b>165</b>
<b>FIGURA 20-9. SUB REFRAÇÃO</b>	<b>165</b>
<b>FIGURA 20-10. SUPER REFRAÇÃO</b>	<b>166</b>
<b>FIGURA 20-11. DUTO DE CONDUTIVIDADE</b>	<b>166</b>
<b>FIGURA 20-12. REFLETIVIDADE ASSOCIADA A ALVOS LÍQUIDOS</b>	<b>167</b>
<b>CAPÍTULO 21 - CLIMA TROPICAL</b>	<b>169</b>

<b>FIGURA 21-1. DISTRIBUIÇÃO MUNDIAL MÉDIA DA PRESSÃO NA SUPERFÍCIE E VENTOS PREDOMINANTES EM TODO O MUNDO EM JULHO</b>	<b>169</b>
<b>FIGURA 21-2. DISTRIBUIÇÃO MUNDIAL MÉDIA DA PRESSÃO DE SUPERFÍCIE E VENTOS PREDOMINANTES EM TODO O MUNDO EM JANEIRO</b>	<b>170</b>
<b>FIGURA 21-3. UMA LINHA DE CISALHAMENTO E UMA CALHA INDUZIDA CAUSADA POR UMA ALTA POLAR EMPURRANDO PARA OS SUBTRÓPICOS</b>	<b>174</b>
<b>FIGURA 21-4. UMA TUTT SE MOVE PARA O LESTE ATRAVÉS DAS ILHAS HAVAIANAS. NEBULOSIDADE EXTENSA SE DESENVOLVE A LESTE DA CALHA</b>	<b>175</b>
<b>FIGURA 21-5. UMA ONDA DE LESTE DO HEMISFÉRIO NORTE PROGREDINDO DE A – B</b>	<b>176</b>
<b>FIGURA 21-6. SEÇÃO TRANSVERSAL VERTICAL AO LONGO DA LINHA A – B NA FIGURA 21-5</b>	<b>176</b>
<b>FIGURA 21-7. AS TRAJETÓRIAS DE QUASE 150 ANOS DE CICLONES TROPICAIS E SUA TRAMA DE FORÇA EM TODO O MUNDO</b>	<b>178</b>
<b>FIGURA 21-8. IMAGEM DE RADAR DO FURACÃO KATRINA OBSERVADO EM NOVA ORLEANS, LOUISIANA, EM 29 DE AGOSTO DE 2005</b>	<b>179</b>
<b>FIGURA 21-9. FURACÃO ANDREW OBSERVADO POR SATÉLITE EM 1992</b>	<b>180</b>
<b>FIGURA 22-1. O CÍRCULO POLAR ÁRTICO</b>	<b>183</b>
<b>CAPÍTULO 23 - CLIMA ESPACIAL</b>	<b>187</b>

## CAPÍTULO 1. A ATMOSFERA DA TERRA

**1.1 Introdução.** A atmosfera da Terra é uma nuvem de gás e sólidos suspensos que se estendem da superfície por muitos milhares de quilômetros, tornando-se cada vez mais finos a medida que a distância cresce, mas sempre mantidos pela atração gravitacional da Terra. A atmosfera é feita de camadas que cercam a Terra que contém o ar que respiramos, protege-nos do espaço exterior e retém a umidade (por exemplo, vapor, nuvens e precipitação), gases e minúsculas partículas. Em resumo, a atmosfera é a bolha protetora em que vivemos.

Este capítulo aborda a composição da atmosfera, a estrutura vertical e a atmosfera padrão.

**1.2 Composição.** A atmosfera da Terra consiste de numerosos gases (veja a Tabela 1-1), com os quatro primeiros compondo 99,998% de todos os gases. O nitrogênio, de longe o mais comum, dilui o oxigênio e impede a queima rápida na superfície da Terra. Seres vivos precisam deles para produzir proteínas. O oxigênio é usado por todos os seres vivos e é essencial para a respiração. As plantas usam dióxido de carbono para produzir oxigênio. O dióxido de carbono também atua como um cobertor e impede a fuga de calor para o espaço exterior.

**Tabela 1-1. Composição da atmosfera seca da terra**

Gás	Símbolo	Conteúdo (por volume)
Nitrogênio	N <sup>2</sup>	78,084%
Oxigênio	O <sup>2</sup>	20,947%
Argônio	Ar	0,934%
Dióxido de carbono	CO <sup>2</sup>	0,033%
Néon	Ne	18,20 partes por milhão
Hélio	He	5,20 partes por milhão
Metano	CH <sup>4</sup>	1,75 partes por milhão
Krypton	Kr	1,10 partes por milhão
Dióxido de enxofre	SO <sup>2</sup>	1,00 partes por milhão
Hidrogênio	H <sup>2</sup>	0,50 partes por milhão
Óxido nítrico	N <sup>2</sup> O	0,50 partes por milhão
Xenon	Xe	0,09 partes por milhão

Gás	Símbolo	Conteúdo (por volume)
Ozônio	O <sup>3</sup>	0,07 partes por milhão
Dióxido de nitrogênio	NO <sup>2</sup>	0,02 partes por milhão
Iodo	I <sup>2</sup>	0,01 partes por milhão
Monóxido de carbono	CO	vestígio
Amônia	NH <sup>3</sup>	vestígio
<p><i>Nota: A atmosfera contém sempre algum vapor de água em quantidades que variam de um traço a cerca de quatro por cento em volume. À medida que o teor de vapor de água aumenta, os outros gases diminuem proporcionalmente.</i></p>		

O clima, o estado da atmosfera em qualquer momento e lugar, influencia fortemente nossa rotina diária e nossos padrões gerais de vida. Praticamente todas as nossas atividades são afetadas pelo clima, mas, de todos os nossos empreendimentos, talvez nenhum mais do que a aviação.

**1.2.1 Parcela de Ar.** Uma parcela de ar é um volume imaginário de ar ao qual qualquer uma ou todas as propriedades básicas da atmosfera terrestre podem ser atribuídas. Uma parcela é grande o suficiente para conter um número muito grande de moléculas, mas pequena o suficiente para que as propriedades atribuídas a ela sejam aproximadamente uniformes. Não é dada uma definição numérica precisa, mas um centímetro cúbico de ar pode se encaixar bem na maioria dos contextos onde as parcelas de ar são discutidas.

Em meteorologia, uma parcela de ar é usada como uma ferramenta para descrever certos processos atmosféricos, e nos referiremos a parcelas de ar ao longo deste documento.

**1.3 Estrutura Vertical.** A atmosfera da Terra é subdividida em cinco camadas concêntricas (veja a Figura 1-1) com base no perfil vertical das mudanças de temperatura média do ar, composição química, movimento e densidade. Cada uma das cinco camadas é envolta por uma pausa, onde ocorrem as mudanças máximas nas características térmicas, composição química, movimento e densidade.

**1.3.1 Troposfera.** A troposfera começa na superfície da Terra e se estende até cerca de 11 quilômetros (36.000 pés) de altura. Este é o lugar onde vivemos. Como os gases nesta camada diminuem com a altura, o ar fica mais rarefeito. Portanto, a temperatura na troposfera também diminui com a altura. Conforme você sobe mais alto, a temperatura cai de cerca de 15° C (59° F) para -56,5° C (-70° F). Quase todo o clima ocorre nesta região.

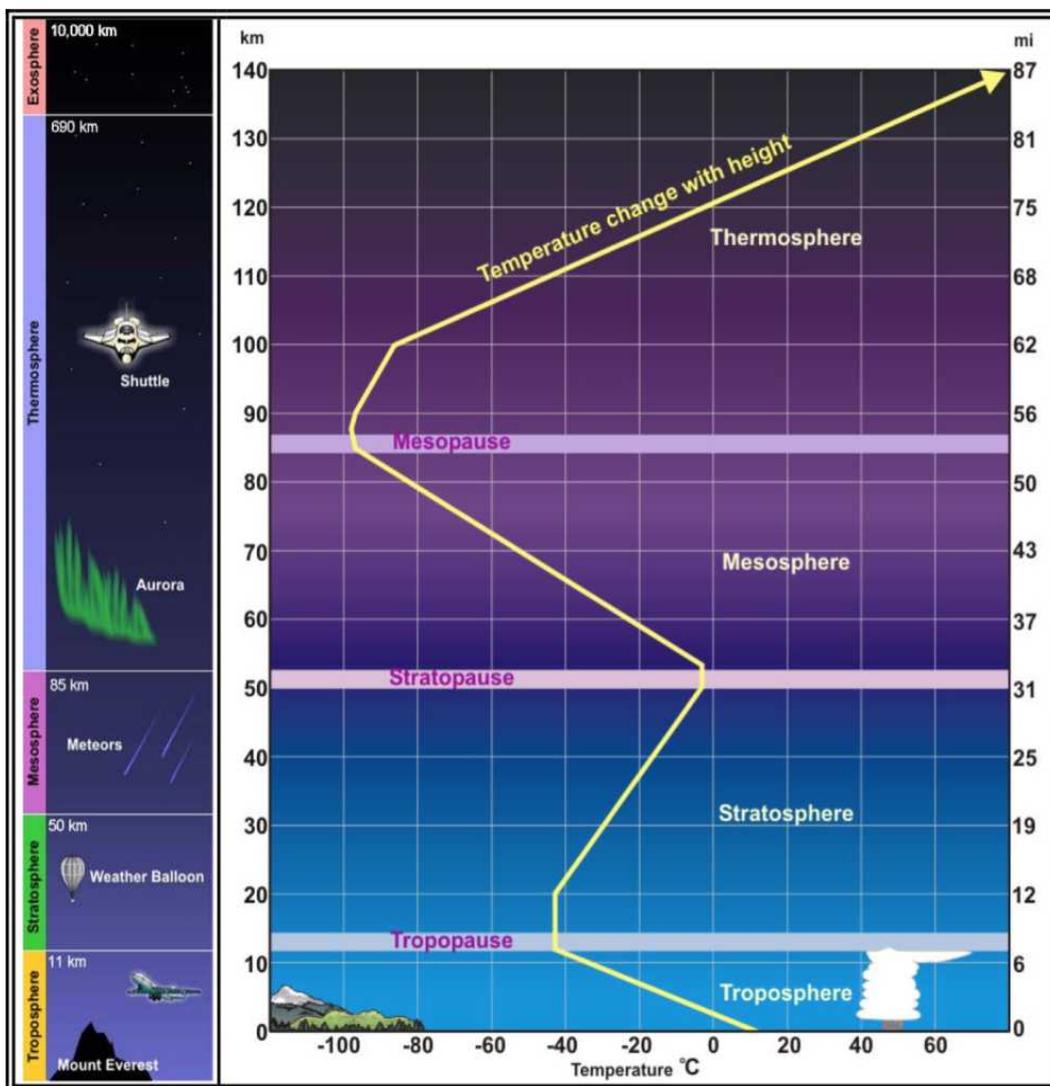
A profundidade vertical da troposfera modifica devido a variações de temperatura que estão intimamente associadas com a latitude e a estação do ano. Diminui do Equador para os polos e é maior durante o verão do que no inverno. No Equador, tem cerca de 18 a 20 quilômetros de altitude, a 50°N e 50°S de latitude, 9km (5,6 milhas) e nos polos, 6 km (3,7 milhas) de altura. O limite de transição entre a troposfera e a camada acima é chamada de tropopausa. Tanto a tropopausa como a troposfera são conhecidas como a baixa atmosfera.

**1.3.2 Estratosfera.** A estratosfera se estende desde a tropopausa até 50 quilômetros (31 milhas) acima da superfície da Terra. Essa camada contém 19% dos gases da atmosfera, mas muito pouco vapor de água.

A temperatura aumenta com a altura, pois a radiação é cada vez mais absorvida pelas moléculas de oxigênio, levando à formação de ozônio. A temperatura sobe de uma média de  $-56,6^{\circ}\text{C}$  ( $-70^{\circ}\text{F}$ ) na tropopausa até um máximo de cerca de  $-3^{\circ}\text{C}$  ( $27^{\circ}\text{F}$ ) na estratopausa devido a essa absorção de radiação ultravioleta. O aumento da temperatura também a torna uma camada calma, com movimentos lentos dos gases.

Aviões comerciais geralmente cruzam a estratosfera mais baixa para evitar a turbulência atmosférica e a convecção na troposfera. Uma grave turbulência durante a fase de cruzeiro do voo pode ser causada por uma convecção excessiva provocada por trovoadas da troposfera abaixo. As desvantagens de voar na estratosfera podem incluir o aumento do consumo de combustível devido a temperaturas mais altas, aumento dos níveis de radiação e aumento da concentração de ozônio.

**Figura 1-1. Estrutura Vertical da Atmosfera**



*As regiões da estratosfera e da mesosfera, juntamente com a estratopausa e a mesopausa, são chamadas de atmosfera média. O limite de transição que separa a estratosfera da mesosfera é chamado de estratopausa.*

**1.3.3 Mesosfera.** A mesosfera se estende desde a estratopausa até cerca de 85 quilômetros (53 milhas) acima da Terra. Os gases, incluindo o número de moléculas de oxigênio continua a ficar mais rarefeito com a altura. Como tal, o efeito do aquecimento por radiação ultravioleta também se torna menos pronunciado, levando a uma diminuição da temperatura com a altura. Em média, a temperatura diminui de cerca de  $-3^{\circ}\text{C}$  para  $-100^{\circ}\text{C}$  na mesopausa. No entanto, os gases na mesosfera são consistentes o suficiente para desacelerar meteoritos que se lançam na atmosfera onde eles se queimam, deixando rastros de fogo no céu noturno.

**1.3.4 Termosfera.** A termosfera se estende desde a mesopausa até 690 quilômetros (430 milhas) acima da Terra. Essa camada é conhecida como a parte superior da atmosfera.

Os gases da termosfera tornam-se cada vez mais finos em comparação com a mesosfera. Como tal, apenas a radiação de raios ultravioleta e x de alta energia do sol é absorvida.

Mas devido a essa absorção, a temperatura aumenta com a altura e pode atingir até  $2.000^{\circ}\text{C}$  ( $3.600^{\circ}\text{F}$ ) perto do topo dessa camada.

Apesar da alta temperatura, esta camada da atmosfera ainda se sente muito frio para a nossa pele, por causa do ar extremamente fino. A quantidade total de energia das poucas moléculas nessa camada não é suficiente para aquecer nossa pele.

**1.3.5 Exosfera.** A exosfera é a camada mais externa da atmosfera e se estende da termopausa a 10.000 quilômetros (6.200 milhas) acima da Terra. Nesta camada, átomos e moléculas escapam para o espaço e os satélites orbitam sobre a Terra. O limite de transição que separa a exosfera da termosfera é chamado de termopausa.

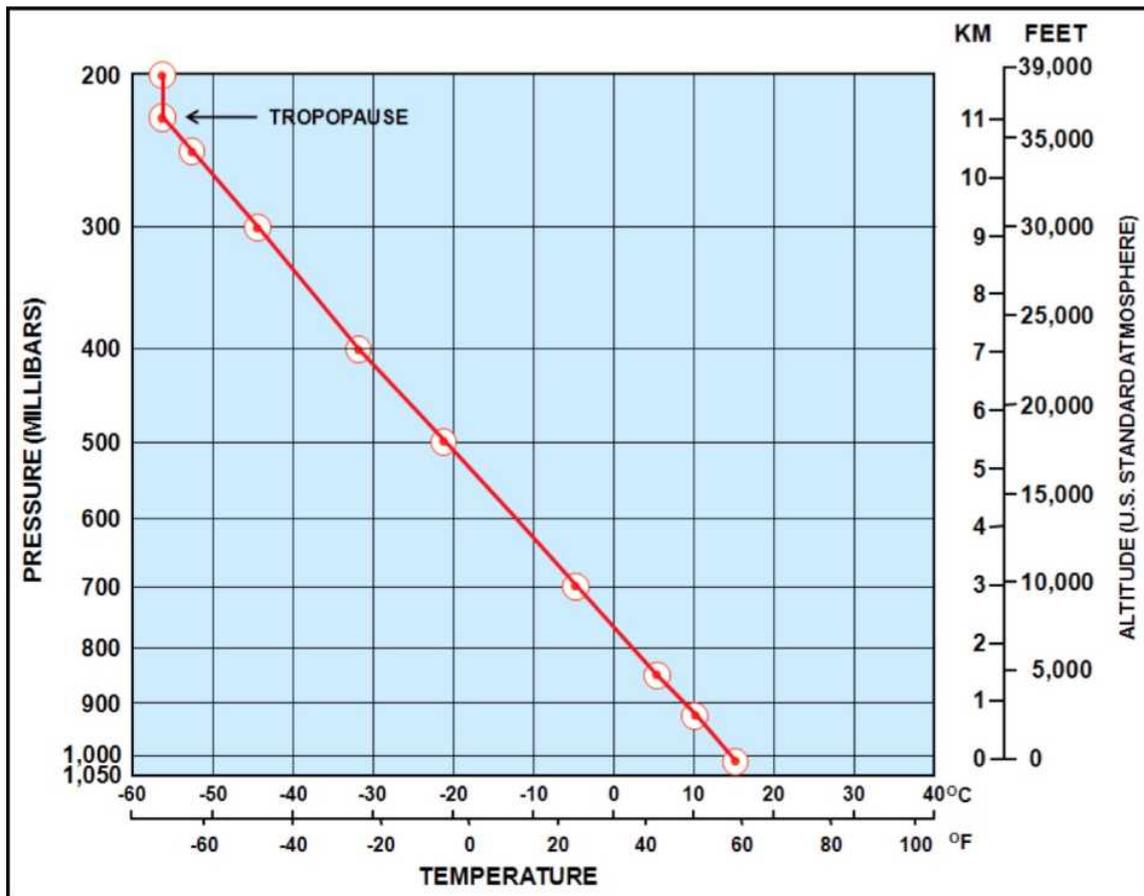
**1.4 A atmosfera padrão.** Flutuações contínuas de propriedades atmosféricas criam problemas para engenheiros e meteorologistas que precisam de um padrão fixo para referência. Para resolver este problema, eles definiram uma atmosfera padrão, que representa uma média de condições em toda a atmosfera para todas as latitudes, estações do ano e altitudes.

Atmosfera padrão é uma distribuição vertical hipotética da temperatura atmosférica, pressão e densidade que, por acordo internacional, é considerada representativa da atmosfera para fins de calibração de altímetro de pressão, cálculos de desempenho de aeronaves, projeto de mísseis e aeronaves, balística, etc. (veja a Tabela 1-2 e Figura 1-2). Processos relacionados ao clima são geralmente referenciados à atmosfera padrão, como são os exemplos neste documento.

**Tabela 1-2 Propriedades selecionadas da atmosfera padrão**

Propriedade	Unidades métricas	Unidades inglesas
Pressão ao nível do mar	1013,25 hectopascals	29,92 polegadas de mercúrio
Temperatura ao nível do mar	$15^{\circ}\text{C}$	$59^{\circ}\text{F}$
Taxa de lapso de temperatura na troposfera	$6,5^{\circ}\text{C} / 1.000\text{ metros}$	$3,57^{\circ}\text{F} / 1.000\text{ pés}$
Altitude pressão da tropopausa	11.000 metros	36.089 pés
Temperatura na tropopausa	$-56,5^{\circ}\text{C}$	$-69,7^{\circ}\text{F}$
<i>Nota: 1 hectopascal = 1 milibar.</i>		

Figura 1-2. Atmosfera padrão dos EUA dentro da troposfera



## CAPÍTULO 2. CALOR E TEMPERATURA

**2.1 Introdução.** A temperatura é uma das variáveis mais básicas usadas para descrever o estado da atmosfera. Sabemos que a temperatura do ar varia com o tempo de uma estação para a próxima, entre dia e noite, e até de uma hora para a outra. A temperatura do ar também varia de um local para outro, de altas altitudes e latitudes para baixas altitudes e latitudes. A temperatura pode ser crítica para algumas operações de voo. Como base para o estudo dos efeitos da temperatura na aviação e no clima, este capítulo descreve a temperatura, a medição da temperatura, a transferência de calor e desequilíbrios.

**2.2 Matéria.** A matéria é a substância da qual todos os objetos físicos são compostos. A matéria é composta de átomos e moléculas, ambos ocupando espaço e massa. A gravidade da Terra agindo sobre a massa da matéria produz peso.

**2.3 Energia.** Energia é a capacidade de produzir trabalho. Pode existir em muitas formas e pode ser convertido de uma forma para outra. Por exemplo, se uma bola está localizada na borda de uma rampa, contém alguma quantidade de energia potencial (energia de posição). Essa energia potencial é convertida em energia cinética (energia de movimento) quando a bola desce pela rampa.

Átomos e moléculas produzem energia cinética porque estão em constante movimento. Velocidades mais altas de movimento indicam níveis mais altos de energia cinética.

**2.4 Calor.** Calor é a energia cinética total dos átomos e moléculas que compõem uma substância. Os átomos e moléculas de uma substância não se movem todos na mesma velocidade. Portanto, há realmente uma gama de energia cinética entre os átomos e moléculas.

**2.5 Temperatura.** Temperatura é um valor numérico que representa a energia cinética média dos átomos e moléculas dentro da matéria. A temperatura depende diretamente da energia do movimento molecular. Temperaturas mais altas (mais quentes) indicam uma energia cinética média mais alta do movimento molecular devido a velocidades moleculares mais rápidas. Temperaturas mais baixas (mais frias) indicam uma energia cinética média mais baixa do movimento molecular devido a velocidades moleculares mais lentas. A temperatura é um indicador da energia interna do ar.

**2.5.1 Medição de temperatura.** Um termômetro é um instrumento usado para medir temperatura. Temperaturas mais altas correspondem a energias moleculares mais altas, enquanto temperaturas mais baixas correspondem a energias moleculares mais baixas.

**2.5.2 Escalas de temperatura.** Muitos cientistas usam a escala de Kelvin (K), que é uma escala de temperatura termodinâmica (absoluta), onde o zero absoluto, a ausência teórica de toda a energia térmica, é zero Kelvin (0 K). Assim, a escala de Kelvin é uma medida direta da atividade molecular cinética média. Porque nada pode ser mais frio que o zero absoluto, a escala de Kelvin não contém nenhum número negativo.

A escala Celsius ( $^{\circ}\text{C}$ ) é a escala de temperatura mais usada em todo o mundo e em meteorologia. A escala é aproximadamente baseada no ponto de congelamento ( $0^{\circ}\text{C}$ ) e ponto de ebulição da água ( $100^{\circ}\text{C}$ ) sob a pressão de uma atmosfera padrão (aproximadamente o nível do mar). Cada grau na escala Celsius é exatamente do mesmo tamanho que um grau na escala Kelvin.

**Tabela 2-1. Fórmulas de Conversão de Temperatura Celsius**

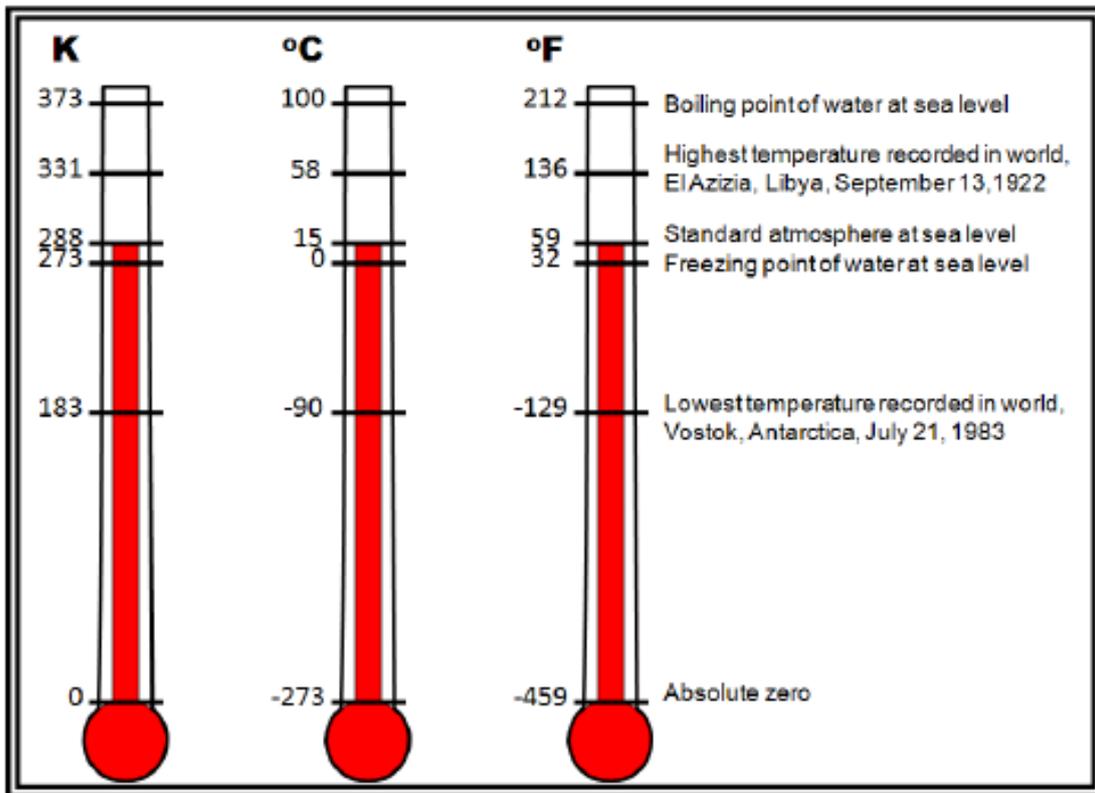
	De Celsius	Para Celsius
Fahrenheit	$[^{\circ} \text{F}] = ([^{\circ} \text{C}] \times 9/5) + 32$	$[^{\circ} \text{C}] = ([^{\circ} \text{F}] - 32) \times 5/9$
Kelvin	$[\text{K}] = [^{\circ} \text{C}] + 273,15$	$[^{\circ} \text{C}] = [\text{K}] - 273,15$
Para <i>intervalos de</i> temperatura em vez de temperaturas específicas, $1^{\circ} \text{C} = 274,15 \text{ K}$ e $1^{\circ} \text{C} = 33,8^{\circ} \text{F}$		

Os Estados Unidos usam a escala Fahrenheit ( $^{\circ} \text{F}$ ) para medições diárias de temperatura. Nesta escala, o ponto de congelamento da água é de 32 graus Fahrenheit ( $32^{\circ} \text{F}$ ) e o ponto de ebulição é 212 graus Fahrenheit ( $212^{\circ} \text{F}$ ).

**Tabela 2-2. Fórmulas de Conversão de Temperatura Fahrenheit**

	De Fahrenheit	Para Fahrenheit
Celsius	$[^{\circ} \text{C}] = ([^{\circ} \text{F}] - 32) \times 5/9$	$[^{\circ} \text{F}] = ([^{\circ} \text{C}] \times 9/5) + 32$
Kelvin	$[\text{K}] = ([^{\circ} \text{F}] + 459,67) \times 5/9$	$[^{\circ} \text{F}] = ([\text{K}] \times 9/5) - 459,67$
Para <i>intervalos de</i> temperatura em vez de temperaturas específicas, $1^{\circ} \text{F} = 255,93 \text{ K}$ e $1^{\circ} \text{F} = -17,22^{\circ} \text{C}$		

Figura 2-1. Comparação das escalas de temperatura de Kelvin, Celsius e Fahrenheit



*Um termômetro altera as leituras devido à adição ou subtração de calor. Calor e temperatura não são os mesmos, mas estão relacionados.*

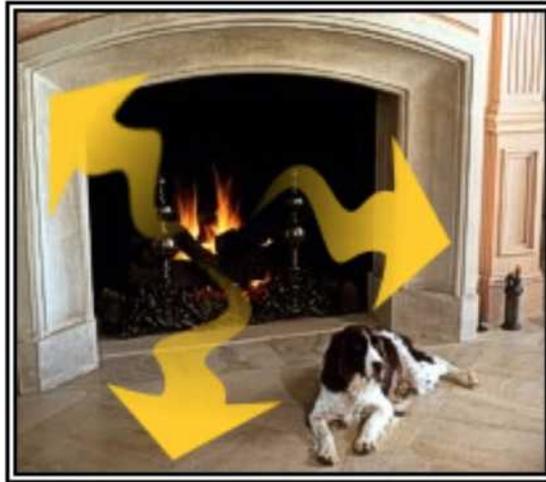
**2.6 Transferência de calor.** A transferência de calor é a transferência de energia como consequência da diferença de temperatura. Quando um corpo físico (por exemplo, um objeto ou fluido) está a uma temperatura diferente do ambiente ou de outro corpo, a transferência de energia térmica, também conhecida como transferência de calor (ou troca de calor) ocorre de tal maneira que o corpo e o ambiente atingem o equilíbrio térmico (equilíbrio). A transferência de calor sempre ocorre de um corpo quente para um corpo frio. Onde há uma diferença de temperatura entre objetos próximos, a transferência de calor entre eles nunca pode ser interrompida; só pode ser retardada.

A fonte de calor para a superfície do nosso planeta é o sol. A energia do sol é transferida através do espaço e através da atmosfera da Terra para a superfície da Terra. Como essa energia aquece a superfície e a atmosfera, parte dela se transforma em energia térmica. Existem três maneiras pelas quais o calor é transferido para e através da atmosfera: radiação, condução, convecção ou qualquer combinação destes. Transferência de calor associada à troca de calor da água de um estado para outro (ou seja, a água líquida libera calor quando vira vapor, a água líquida absorve calor quando se transforma em gelo) pode ser fundamentalmente tratada como uma variação da transferência de calor por convecção. A transferência de calor associada à água será discutida mais tarde.

**2.6.1 Radiação.** Se você ficou em frente a uma lareira ou perto de uma fogueira, sentiu a transferência de calor conhecida como radiação. O lado do corpo mais próximo do fogo esquenta, enquanto o outro lado não é afetado pelo calor. Embora você esteja cercado por ar, o ar não tem nada a ver com esse tipo de transferência de calor. Lâmpadas que mantêm o calor do alimento trabalham da mesma forma.

A radiação é a transferência de energia térmica através do espaço pela radiação eletromagnética. Estas ondas eletromagnéticas viajam à velocidade da luz e são geralmente descritas em termos de comprimento de onda ou frequência. Frequências variam de raios gama na extremidade alta para ondas de rádio na extremidade baixa. Também estão contidos no espectro do raio x, ultravioleta, visível, infravermelho e micro-ondas.

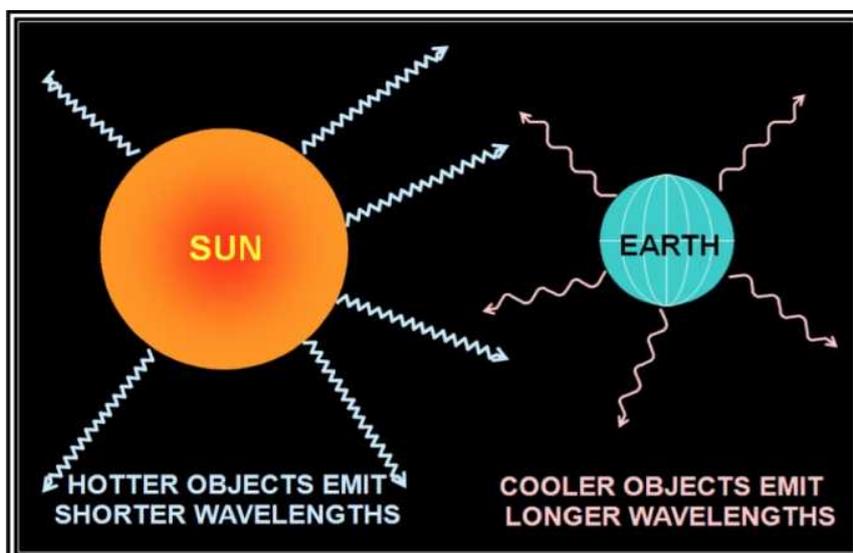
**Figura 2-2. Exemplo de Radiação**



Todos os objetos emitem energia (irradiada) à medida que a energia do calor dentro do objeto é convertida em energia de radiação. Essa radiação transmitida passa por elementos como ar, água ou espaço. Ao longo do caminho, a radiação pode ser refletida, o que ocorre quando a energia da onda muda de direção ao encontrar um objeto. Eventualmente, a radiação é absorvida e a energia das ondas eletromagnéticas é convertida em energia calorífica pelo objeto absorvente. O objeto emissor perde energia térmica e o objeto absorvente ganha energia térmica durante esse processo.

**2.6.1.1 Radiação Solar e Terrestre.** Todos os objetos emitem energia de radiação, incluindo o sol (radiação solar) e a Terra (radiação terrestre). O comprimento de onda de um objeto de radiação máxima é inversamente relacionado à sua temperatura; quanto mais quente (mais frio) o objeto, menor o comprimento de onda (maior). O comprimento de onda da radiação máxima do sol é relativamente curto e está centrado no espectro visível. O comprimento de onda da máxima radiação da Terra é relativamente longo e está centrado no espectro infravermelho.

**Figura 2-3 Efeito da temperatura no comprimento de onda da radiação**

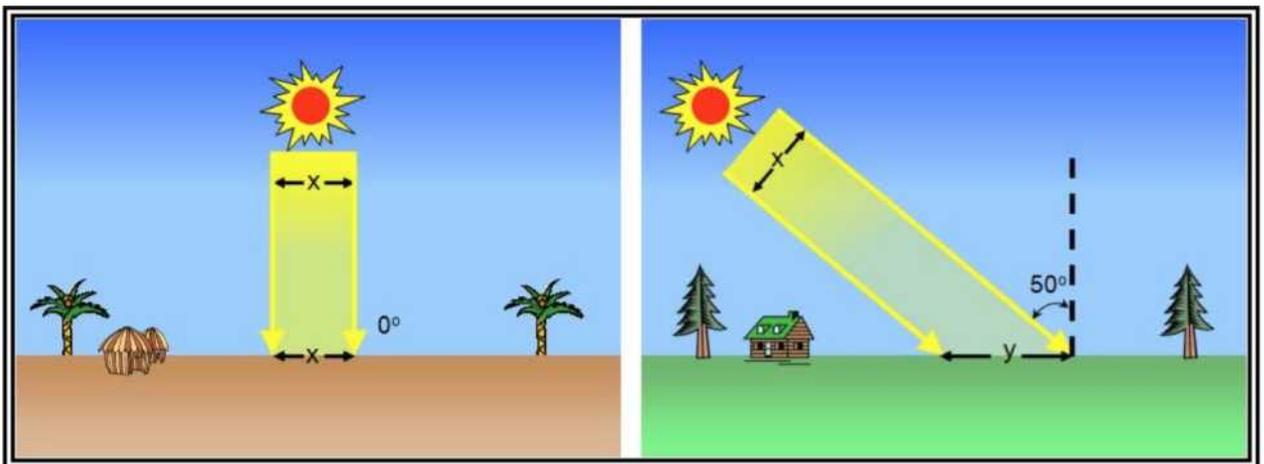


Parte da radiação solar que atinge a superfície da Terra é irradiada de volta à atmosfera para se transformar em energia térmica. Objetos de cor escura como o asfalto absorvem mais da energia radiante e aquecem mais rápido do que objetos de cor clara. Objetos escuros também irradiam sua energia mais rapidamente que objetos de cor clara.

**2.6.1.2 Ângulo Zênite Solar.** A intensidade da radiação solar que atinge a superfície da Terra (insolação) varia com o ângulo zenital solar. O ângulo zenital solar é o ângulo medido a partir da superfície da Terra entre o sol e o zênite (ou seja, diretamente acima). O ângulo do zênite solar varia com a latitude, a estação e o ciclo diurno (nascer / pôr do sol).

A figura 2-4 ilustra o conceito. A insolação é maximizada quando o ângulo do zênite solar é zero graus ( $0^\circ$ ), o que significa que o sol está diretamente acima da cabeça. Com o aumento do ângulo do zênite solar, a insolação está espalhada numa área de superfície cada vez maior ( $y$  é maior que  $x$ ) para que a insolação se torne menos intensa. Além disso, com o aumento do ângulo do zênite solar, os raios do sol devem passar por mais da atmosfera da Terra, onde eles podem ser espalhados e absorvidos antes de atingir a superfície da Terra. Assim, o sol pode aquecer a superfície a uma temperatura muito mais alta quando ela está alta no céu, em vez de baixa no horizonte.

**Figura 2-4. Ângulo Zenith Solar**



**2.6.2 Condução.** Condução é a transferência de energia (incluindo calor) pela atividade molecular de uma substância em contato para outra, ou através de uma substância. O calor sempre flui da substância mais quente para a substância mais fria. A taxa de transferência de calor é maior com maiores diferenças de temperatura e depende diretamente da capacidade da (s) substância (s) de conduzir calor. Durante a condução, a substância mais quente esfria e perde energia térmica, enquanto a substância mais fria aquece e ganha energia térmica .

A condutividade térmica é a propriedade de uma substância que indica sua capacidade conduzir o calor como consequência do movimento molecular. Unidades são Watts por metro-Kelvin ( $W m^{-1} K^{-1}$  ). A Tabela 2-3 abaixo fornece a condutividade térmica (térmica) de várias substâncias. Note que o ar é um mau condutor térmico.

**Tabela 2-3 Condutividade térmica (térmica) de várias substâncias**

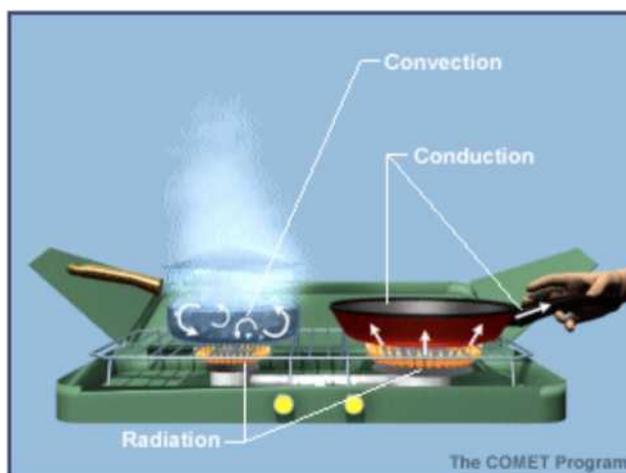
Material	Estágio	Condutividade térmica ( $W m^{-1} K^{-1}$ )
Prata	Sólido	429
Cobre	Sólido	401
Alumínio	Sólido	250
Ferro	Sólido	80
Areia (saturada)	Sólido	2,7
Água (gelada)	Sólido ( $0^{\circ} C$ )	2,18
Arenito	Sólido	1,7
Calcário	Sólido	1,26 - 1,33
Vidro	Sólido	1,05
Água (líquido)	Líquido	0,58
Areia (seco)	Sólido	0,35
Solo	Sólido	0,17 - 1,13
Madeira (carvalho)	Sólido	0,17
Madeira (balsa)	Sólido	0,055
Neve	Sólido ( $<0^{\circ} C$ )	0,05 - 0,25
Ar	Gás	0,024
Água (vapor)	Gás ( $125^{\circ} C$ )	0,016

*Todas as medições estão a  $25^{\circ} C$ , salvo indicação em contrário.*

*Nota: 1 K é igual a  $-272,15^{\circ} C$ .*

**2.6.3 Convecção.** Convecção é o transporte do calor dentro de um fluido, como ar ou água, através de movimentos do próprio fluido. Esse tipo de fluxo de calor ocorre em líquidos e gases porque eles podem se mover livremente e é possível configurar correntes dentro deles. Água fervendo em uma panela é um exemplo de convecção. Como o ar é um mau condutor térmico, a convecção desempenha um papel vital no processo de transferência de calor da Terra. A Figura 2-5 ilustra exemplos de vários processos de transferência de calor.

**Figura 2-5. Exemplos de transferência de calor<sup>1</sup>**



**2.7 Resposta térmica.** Seja por radiação, condução, convecção ou uma combinação destes, a resposta da temperatura à entrada (ou saída) de alguma quantidade específica de calor varia de uma substância para outra. A capacidade térmica específica, também conhecida simplesmente como calor específico, é definida como a medida da energia térmica necessária para aumentar a temperatura de uma quantidade unitária de uma substância em um determinado intervalo de temperatura. A capacidade específica de calor é tipicamente expressa em unidades de joules por grama-Kelvin ( $J g^{-1} K^{-1}$ ). Assim, duas substâncias diferentes com medições de temperatura idênticas não possuem necessariamente a mesma quantidade de energia térmica. Quando exposta à mesma quantidade de energia térmica, uma substância com baixa capacidade específica de calor aquece mais do que uma substância com uma capacidade térmica específica mais elevada.

---

<sup>1</sup> A origem deste e de outros materiais rotulados COMET<sup>®</sup> é o site <http://meted.ucar.edu/> da University Corporation for Atmospheric Research (UCAR), patrocinado em parte por meio de acordos de cooperação com a National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), Departamento de Comércio dos EUA (DOC). © 1997-2015 University Corporation for Atmospheric Research. Todos os direitos reservados.

**Tabela 2-4. Capacidade térmica específica de várias substâncias**

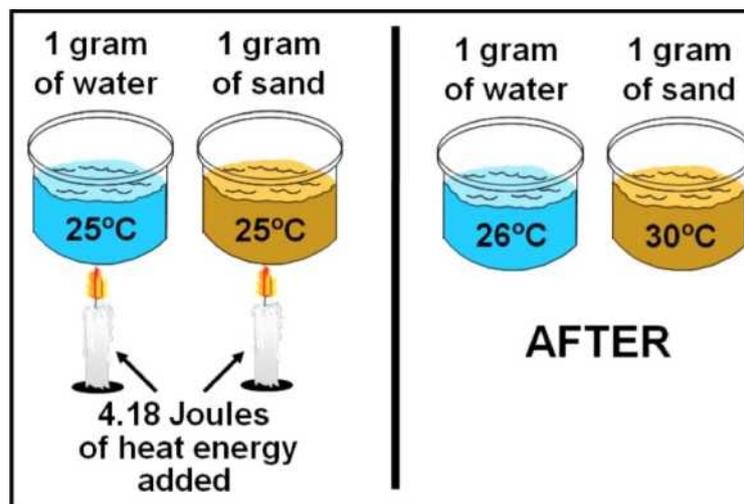
<b>Substância</b>	<b>Estágio</b>	<b>Capacidade Calorífica Específica (<math>\text{Jg}^{-1}\text{K}^{-1}</math>)</b>
Água (vapor)	Gás (100° C)	4,22
Água	Líquido (25° C)	4,18
Madeira (balsa)	Sólido	2,90
Água (gelada)	Sólido (0 ° C)	2,05
Madeira (carvalho)	Sólido	2,00
Solo (molhado)	Sólido	1,48
Argila arenosa	Sólido	1,38
Ar (nível do mar, seco)	Gás	1,01
Asfalto	Sólido	0,92
Argila	Sólido	0,92
Alumínio	Sólido	0,91
Tijolo (comum)	Sólido	0,90
Concreto	Sólido	0,88
Vidro	Sólido	0,84
Calcário	Sólido	0,84
Areia (quartzo)	Sólido	0,83
Solo (seco)	Sólido	0,80
Granito	Sólido	0,79
Ferro	Sólido	0,46
Cobre	Sólido	0,39
Mercúrio	Líquido	0,14
Chumbo	Sólido	0,13

*Todas as medições estão a 25° C, salvo indicação em contrário.*  
*Nota: 1 K é igual a -272,15° C.*

A água tem a capacidade de calor específico mais alta de qualquer substância natural. Isso significa que tem uma capacidade muito maior de armazenar energia térmica do que outras substâncias, como solo, areia, rocha ou ar. A água pode armazenar grandes quantidades de energia térmica enquanto experimenta apenas uma pequena mudança de temperatura.

A Figura 2-6 abaixo compara a capacidade específica de calor da água e da areia. A capacidade específica de calor da água é mais do que cinco vezes a da areia de quartzo. Assim, 4,18 joules de calor são necessários para elevar a temperatura de 1 grama de água em 1° C, enquanto apenas 0,83 joules são necessários para elevar a temperatura de 1 grama de areia de quartzo em 1° C. Esta é uma das razões pelas quais a areia da praia é mais quente que a água em uma tarde ensolarada de verão.

**Figura 2-6. Capacidade térmica específica: água versus areia**



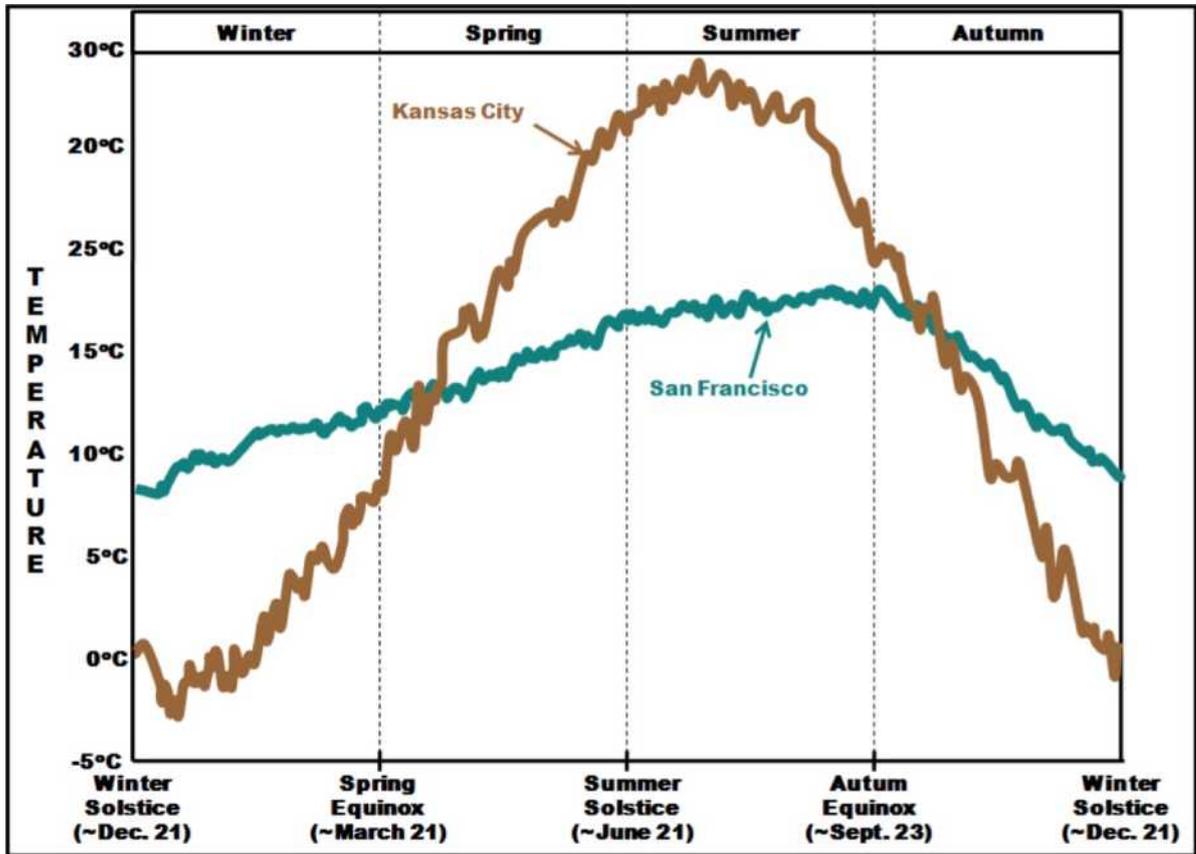
A diferença nas capacidades específicas de calor é uma das principais razões pelas quais a temperatura de um corpo de água, como um lago ou o oceano, é menos variável com o tempo do que a temperatura da superfície da terra. A água aquece mais lentamente do que a terra durante o dia e durante o verão, e esfria mais devagar à noite e durante o inverno. Assim, um corpo de água exibe maior resistência à mudança de temperatura, chamada inércia térmica, do que a massa da terra.

As diferenças no fluxo de calor são outra razão pela qual os corpos d'água se aquecem e resfriam mais lentamente que a terra. A radiação solar entrante penetra a água a profundidades significativas, mas só pode aquecer a camada superior da pele do solo e da rocha. Além disso, como a água é um fluido, sua energia térmica pode ser circulada através de grandes volumes e profundidades via convecção. As mudanças de temperatura da água ocorrem a profundidades de seis metros (20 pés) ou mais em uma base diária, e 200 para 600 metros (650 a 1950 pés) anualmente. O processo é mais problemático sobre a terra, uma vez que o calor deve ser transferido através do lento processo de condução. As mudanças de temperatura da terra ocorrem a profundidades de apenas 10 centímetros (4 polegadas) diariamente e 15 metros (50 pés) ou menos por ano.

A água é muito mais resistente a mudanças de temperatura do que a terra. Aquece e arrefece mais lentamente do que a terra e ajuda a moderar a temperatura do ar nas proximidades. É por isso que as ilhas e localidades localizadas imediatamente a jusante do oceano ou um grande lago (locais marítimos) exibem variações de temperatura diurnas e sazonais menores do que as localidades bem no interior (localizações continentais). A Figura 2-7 ilustra esse efeito. Embora ambas as

idades estejam aproximadamente na mesma latitude, a temperatura é muito menos variável em São Francisco (marítima) do que em Kansas City (continental).

**Figura 2-7. Variação das Temperaturas Médias Diárias para São Francisco (Marítimo) e Kansas City (Continental)**

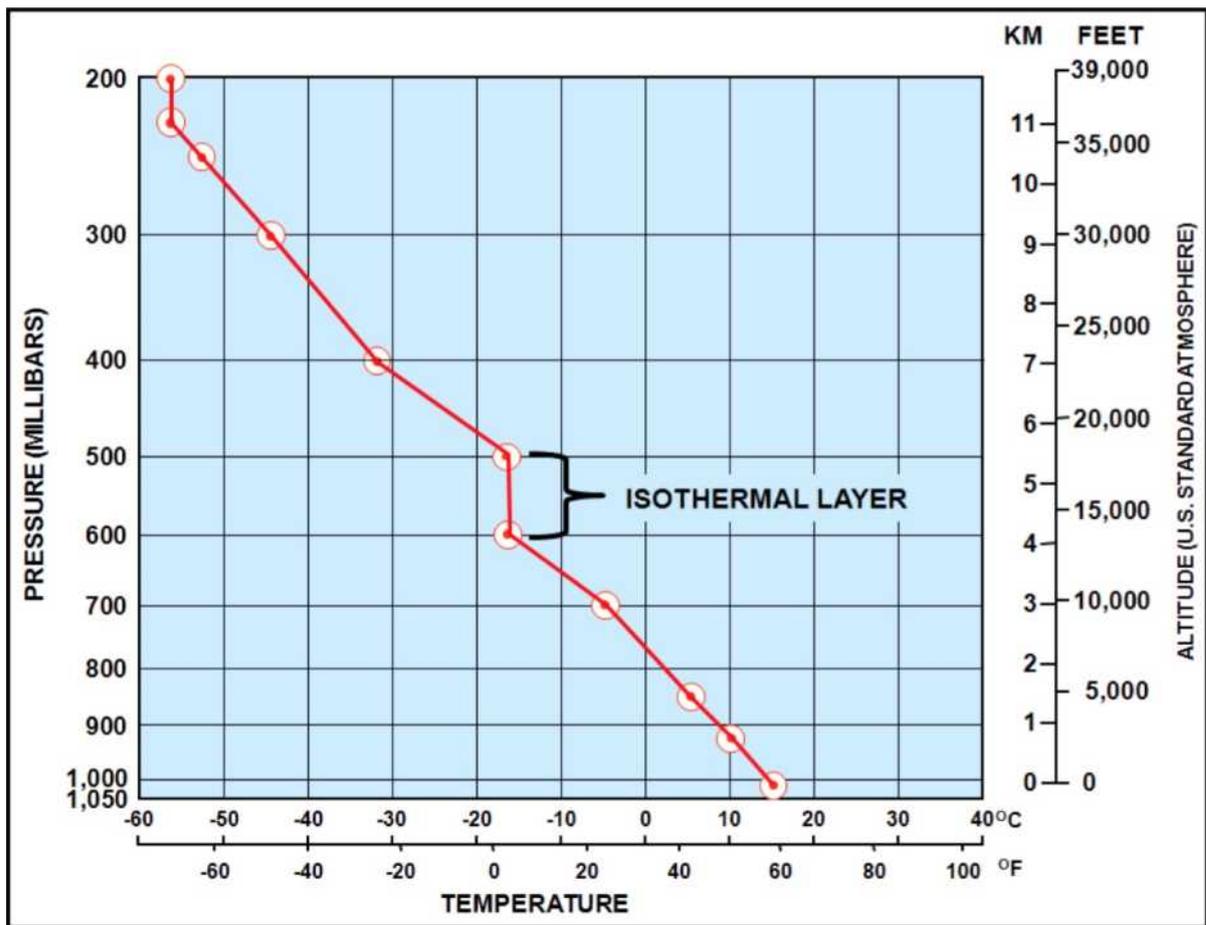


**2.8 Variações de temperatura com altitude.** Uma taxa de lapso de temperatura é definida como uma diminuição da temperatura com a altura. Na Tabela 1-2 afirma-se que a diminuição da temperatura é de  $6,5^{\circ}\text{C} / \text{km}$  ( $3,57^{\circ}\text{F} / 1000$  pés) na atmosfera padrão. Mas como essa é uma média, o valor exato raramente existe. De fato, a temperatura na troposfera às vezes permanece constante ou até aumenta com a altura. Deve-se ter cuidado ao usar a taxa de lapso padrão para estimar o nível de congelamento. Com frequência, a camada limite é adiabática seca e a estimativa do nível de congelamento pode estar com erro.

**2.8.1 Sondagem Atmosférica.** Uma sondagem atmosférica, ou simplesmente sondagem, é um gráfico do perfil vertical de um ou mais parâmetros atmosféricos, como temperatura, ponto de orvalho ou vento acima de um local fixo. As sondas são usadas extensivamente por meteorologistas para determinar o estado da atmosfera.

**2.8.2 Camada isotérmica.** Uma camada isotérmica é uma camada dentro da atmosfera onde a temperatura permanece constante com a altura (veja a Figura 2-8).

Figura 2-8. Sondagem de uma camada isotérmica



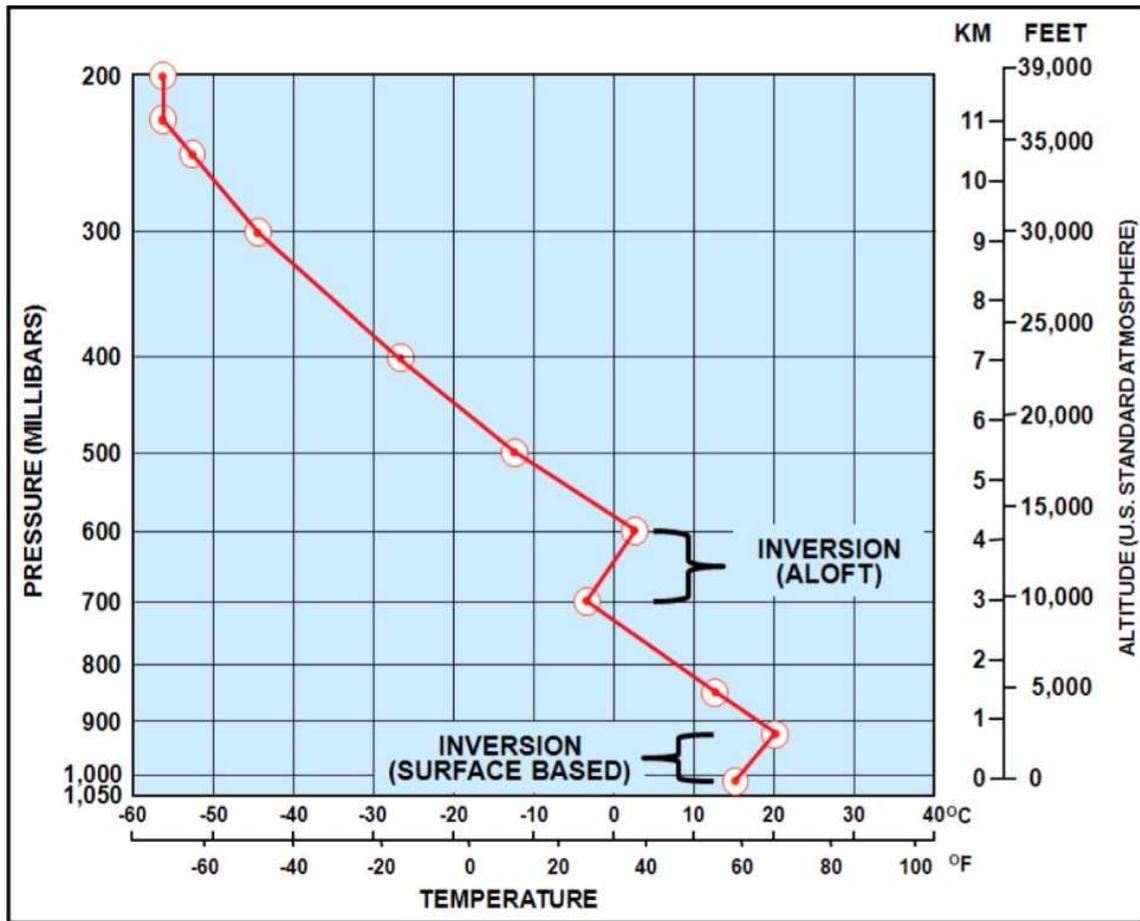
**2.8.3 Inversão de temperatura.** Uma inversão de temperatura, ou simplesmente inversão, é uma camada na qual a temperatura aumenta com a altitude. Se a base da inversão está na superfície, é denominado uma inversão baseada na superfície. Se a base da inversão não estiver na superfície, ela é denominada inversão no alto (veja a Figura 2-9).

Uma inversão baseada na superfície tipicamente se desenvolve sobre a terra em noites claras e vento suave. O solo irradia e esfria muito mais rápido que o ar sobrejacente. O ar em contato com o solo se torna frio, enquanto a temperatura de algumas centenas de metros acima muda muito pouco. Assim, a temperatura aumenta com a altura.

Uma inversão também pode ocorrer a qualquer altitude quando as condições são favoráveis. Por exemplo, uma corrente de ar quente pairando no ar frio perto da superfície produz uma inversão no ar. Inversões são comuns na estratosfera.

A principal característica de uma camada de inversão é marcada pela sua estabilidade, de modo que muito pouca turbulência ocorre dentro dela. A turbulência será discutida em detalhes no Capítulo 17.

Figura 2-9. Sondagem de uma inversão de temperatura



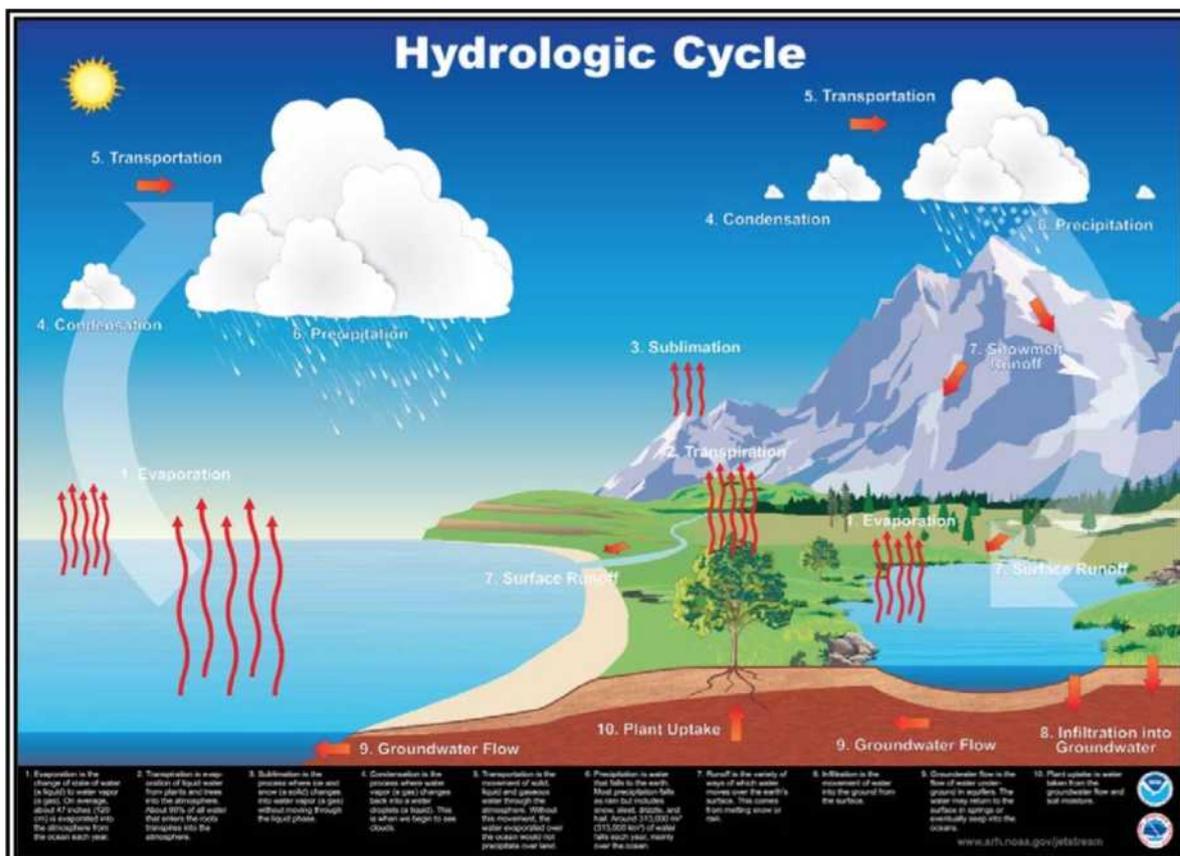
## CAPÍTULO 3. VAPOR D'ÁGUA

**3.1 Introdução.** O vapor d'água é a forma gasosa da água e um dos mais importantes de todos os constituintes da atmosfera. Constitui apenas uma pequena porcentagem da atmosfera da Terra, variando de apenas quantidades mínimas a 4% por volume, e sua quantidade varia muito no espaço e no tempo. Aproximadamente metade de todo o vapor de água atmosférico encontra-se abaixo de 2 km (6,500 pés) de altitude, e somente uma fração do total ocorre acima da tropopausa.

O vapor d'água é importante, não apenas como matéria-prima para as nuvens e a precipitação (por exemplo, chuva e neve), mas também como um veículo para a transferência de energia térmica e como um regulador das temperaturas da Terra através da absorção e emissão de radiação, mais significativamente no infravermelho termal (isto é, o efeito estufa). A quantidade de vapor d'água presente em uma determinada amostra de ar pode ser medida de diversas maneiras, envolvendo conceitos como umidade relativa e ponto de orvalho. Antes de falarmos sobre esses assuntos, discutiremos primeiro como a água circula pelo sistema Terra-atmosfera.

**3.2 O ciclo hidrológico** O ciclo hidrológico (veja a Figura 3-1) envolve a circulação contínua de água no sistema Terra-atmosfera. O vapor de água desempenha um papel crítico no ciclo.

**Figura 3-1. O ciclo hidrológico**



**3.2.1 Evaporação.** Evaporação é a transição do estado pela qual um líquido é transformado em vapor (gás). Em meteorologia, a substância que mais nos preocupa é a água, e a fonte primária é o oceano. Em média, cerca de 120 centímetros (47 polegadas) são evaporados do oceano para a atmosfera a cada ano. Para a evaporação acontecer, é necessária energia. A energia pode vir de qualquer fonte: o sol, a atmosfera, a Terra ou objetos na Terra, como os humanos.

Todos experimentaram a evaporação pessoalmente. Quando o corpo aquece devido à temperatura do ar, ou através de exercícios, o corpo transpira, secretando água na pele. O objetivo é fazer com que o corpo use seu calor para evaporar o líquido, removendo assim o calor e esfriando o corpo. O mesmo efeito pode ser visto quando você sai do banho ou piscina. O frescor que você sente é da remoção do calor do corpo usado para evaporar a água em sua pele.

**3.2.2 Transpiração.** Transpiração é a evaporação da água das plantas. Na maioria das plantas, a transpiração é um processo passivo amplamente controlado pela umidade da atmosfera e pelo teor de umidade do solo. Da água transpirada que passa por uma planta, apenas 1% é usado no processo de crescimento da planta. Os restantes 99 por cento são passados para a atmosfera.

**3.2.3 Sublimação.** A sublimação é a transição de estado pela qual um sólido é transformado em vapor (um gás) sem passar pela fase líquida. Na atmosfera, a sublimação da água ocorre quando o gelo e a neve (sólidos) se transformam em vapor de água (um gás).

**3.2.4 Condensação.** Condensação é a transição do estado pela qual o vapor (um gás) é transformado em líquido. Na atmosfera, a condensação pode aparecer como nuvens, neblina, névoa, orvalho ou geada, dependendo das condições físicas da atmosfera.

**3.2.5 Transporte.** Transporte é o movimento de água sólida, líquida e gasosa pela atmosfera. Sem esse movimento, a água evaporada sobre o oceano não precipitaria sobre a terra.

**3.2.6 Precipitação.** Precipitação resulta quando pequenas partículas de condensação crescem através de colisão e coalescência.

**3.2.7 Escoamento.** O escoamento ocorre quando há precipitação excessiva e o solo está saturado (isto é, não pode absorver mais água). Este escoamento flui em córregos e rios e, eventualmente, de volta ao mar.

A evaporação desse escoamento na atmosfera inicia o ciclo hidrológico novamente. Parte da água penetra no solo e na água subterrânea, apenas para ser atraída para as plantas novamente para que a transpiração ocorra.

**3.2.8 Infiltração.** A infiltração é o movimento da água no solo a partir da superfície.

**3.2.9 Fluxo de Águas Subterrâneas.** O fluxo de águas subterrâneas é o fluxo de água subterrânea em aquíferos. A água pode retornar à superfície em fontes ou, eventualmente, infiltrar-se nos oceanos.

**3.2.10 Captção de Plantas.** A absorção da planta é a água retirada do fluxo do lençol freático e da umidade do solo .

**3.3 Saturação.** A saturação é a quantidade máxima possível de vapor de água que uma parcela de ar pode conter a qualquer temperatura e pressão. O termo ar saturado significa que uma parcela de ar tem todo o vapor de água que pode conter, enquanto o ar insaturado significa que uma parcela de ar pode conter mais vapor de água.

**3.4 Umidade relativa.** Umidade relativa é a relação, geralmente expressa em porcentagem, de vapor de água efetivamente na parcela de ar, em comparação com a quantidade de vapor de água que a parcela de ar pode suportar a uma determinada temperatura e pressão.

$$\text{Umidade Relativa} = \frac{\text{Quantidade de vapor d'água}}{\text{Capacidade de vapor d'água}}$$

Embora a umidade relativa seja o método mais comum de descrever a umidade atmosférica, ela também é a mais mal entendida. A umidade relativa pode ser confusa porque não indica o teor real de vapor de água do ar, mas sim a proximidade da saturação do ar. Uma parcela de ar com

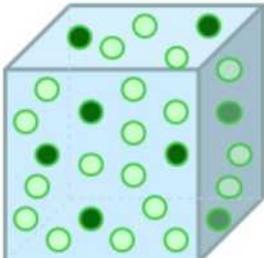
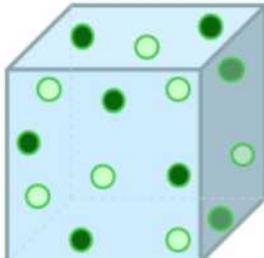
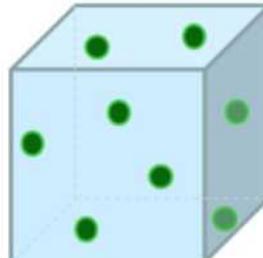
100% de umidade relativa é saturada, enquanto uma parcela de ar com umidade relativa inferior a 100% é insaturada.

A capacidade de uma parcela de ar de conter vapor de água (a uma pressão constante) está diretamente relacionada à sua temperatura. É possível alterar a umidade relativa de uma parcela de ar sem alterar seu conteúdo de vapor de água. A figura 3-2 abaixo ilustra o conceito. Uma parcela de ar ao nível do mar a uma temperatura de 30° C tem capacidade para armazenar 27 gramas de vapor de água.

Se realmente tivesse 8 gramas, sua umidade relativa seria de 30% e seria insaturada. No entanto, se a temperatura da parcela de ar diminuir para 20° C, a capacidade de armazenamento de vapor d'água diminui para 15 gramas e sua umidade relativa aumentaria para 53%.

A 10° C, a capacidade de armazenamento de vapor d'água da parcela de ar diminui na verdade para (8 gramas) de vapor de água, sua umidade relativa aumenta para 100% e fica saturada. Durante este processo de resfriamento, o teor real de vapor d'água da parcela de ar permaneceu constante, mas a umidade relativa aumentou com a diminuição da temperatura.

**Figura 3-2. Efeitos da temperatura na umidade relativa**

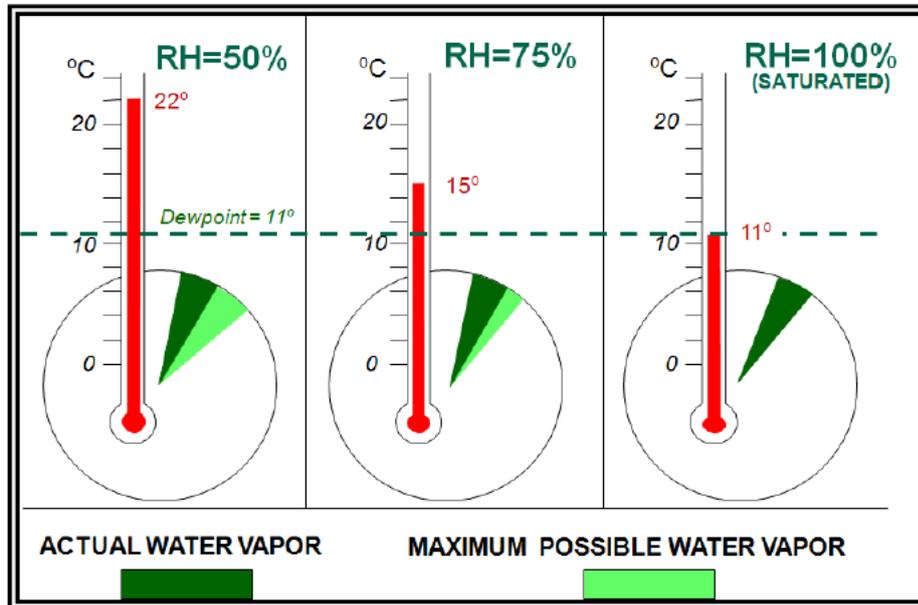
Temperature (at sea level)	30°C	20°C	10°C
Actual gram of water vapor  Potential gram of water vapor 			
Relative Humidity	$8/27 = 30\%$ (unsaturated)	$8/15 = 53\%$ (unsaturated)	$8/8 = 100\%$ (saturated)

**3.5 Ponto de orvalho.** O ponto de orvalho é a temperatura em que uma parcela de ar deve ser resfriada a uma pressão constante e pressão de vapor de água constante para permitir que o vapor de água na parcela se condense em água (orvalho). Quando esta temperatura está abaixo de 0° C (32° F), às vezes é chamada de ponto de congelamento. Diminuir a temperatura de uma parcela de ar reduz sua capacidade de reter vapor de água .

**3.6 Espalhamento da temperatura-ponto de orvalho (depressão do ponto de orvalho).** A diferença entre a temperatura de uma parcela de ar e seu ponto de orvalho é a depressão do ponto de orvalho, ou comumente referido como spread. Boletins meteorológicos de superfície (por exemplo, Boletins Meteorológicos de Rotina de Aviação (METAR) / Boletins Meteorológicos Especiais Seleccionados de Aviação (SPECI)) fornecem observações de temperatura e ponto de orvalho. A temperatura afeta grandemente a capacidade da parcela de ar de manter vapor de água, enquanto o ponto de orvalho indica a quantidade real de vapor de água na parcela. À medida que o spread diminui, a umidade relativa aumenta. Quando o spread diminui para zero, a umidade relativa é de 100% e a parcela de ar é saturada. A Figura 3-3 abaixo ilustra a relação entre a temperatura, o ponto de orvalho e a umidade relativa.

A temperatura do ponto de orvalho na superfície é importante na antecipação do nevoeiro, mas tem pouca influência na precipitação. Para prever a precipitação, o ar deve estar saturado por camadas espessas no alto.

**Figura 3-3. Efeito da propagação da temperatura do ponto de orvalho na umidade relativa**



*A umidade relativa (UR) depende do espalhamento da temperatura e do ponto de orvalho. Na Figura 3-3, o ponto de orvalho é constante, mas a temperatura diminui da esquerda para a direita. No painel esquerdo, a umidade relativa é de 50%, o que indica que a parcela de ar pode conter o dobro de vapor de água que está presente. À medida que a parcela de ar esfria, o espalhamento da temperatura e ponto de orvalho diminui enquanto a umidade relativa aumenta. Quando a temperatura da parcela de ar esfria para igualar seu ponto de orvalho (11° C), sua capacidade de reter vapor de água é reduzida à quantidade realmente presente. A propagação da temperatura e ponto de orvalho é zero, a umidade relativa é de 100% e a parcela de ar agora está saturada.*

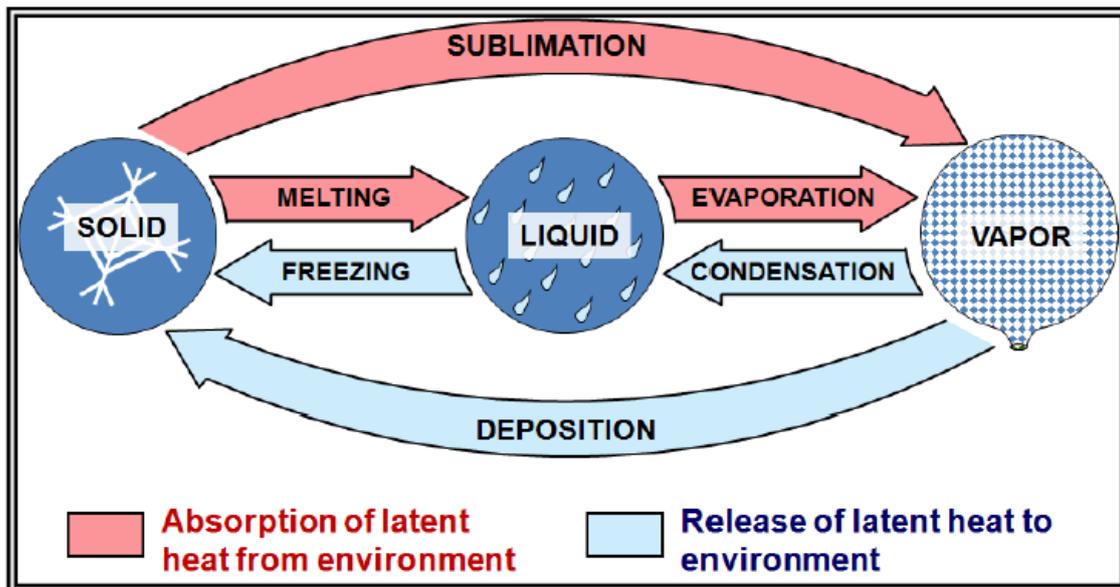
**3.7 Mudança de Estado.** A água muda de um estado de matéria (sólido, líquido ou vapor) para outro nas temperaturas e pressões experimentadas perto da superfície da Terra. Curiosamente, a água é a única substância na Terra que existe naturalmente em todas os três estados: como gotas de água e cristais de gelo (visíveis como nuvens) e como vapor de água.

A água tem algumas propriedades térmicas únicas que a tornam um poderoso mecanismo de transporte de calor. Tem a capacidade de calor específico mais alta do que qualquer substância natural (ver Tabela 2-4). Isso significa que a água tem uma capacidade muito maior para armazenar energia térmica (com pouca mudança de temperatura resultante) do que outras substâncias. Essas propriedades tornam a água um mecanismo ideal de transporte de calor e têm importantes implicações no clima.

**3.7.1 Calor Latente.** O calor latente é a quantidade de energia térmica liberada ou absorvida por uma massa unitária de uma substância quando ela passa por uma transição de estado (mudança de estado).

Unidades são tipicamente expressas em termos de joules por grama (J / g). A Figura 3-4 abaixo ilustra as transações de calor latente que ocorrem quando a água passa por uma transição de estado.

Figura 3-4. Transações de calor latente quando a água sofre transição de estado



O calor é trocado entre a água e seu ambiente durante a transição de estado. Embora a temperatura do ambiente mude em resposta, a temperatura da água que passa pela fase de transição permanece constante até que a mudança de estado esteja completa; isto é, o calor disponível, o calor latente, está envolvido exclusivamente na mudança do estado da água e não na mudança de temperatura. Existem seis transições de estado, três das quais estão associadas à absorção do calor latente pela água do ambiente (fusão, evaporação e sublimação), e três delas estão associadas à liberação de energia térmica pela água para o ambiente (congelamento, condensação e deposição).

O derretimento é a transição de estado pela qual um sólido é transformado em líquido. Durante a fusão, a água absorve 334 joules por grama devido ao calor latente de fusão. O congelamento, o processo inverso, libera 334 joules por grama de volta ao ambiente.

Evaporação é a transição de estado pela qual um líquido é transformado em vapor. Durante a evaporação, a água absorve 2.501 joules por grama devido ao calor latente de vaporização. A condensação, o processo inverso, libera 2.501 Joules por grama de volta ao ambiente.

A sublimação é a transição de estado pela qual um sólido é transformado em vapor. Durante a sublimação, a água absorve 2.834 joules por grama, devido ao calor latente da sublimação. A deposição, o processo inverso, libera 2.834 joules por grama de volta ao ambiente.

Tabela 3-1. Calor Latente da Água a 0° C

Tipo de Calor Latente	Troca de energia (J / g)
Calor latente de sublimação	2,834
Calor latente de vaporização	2.501
Calor latente de fusão	334

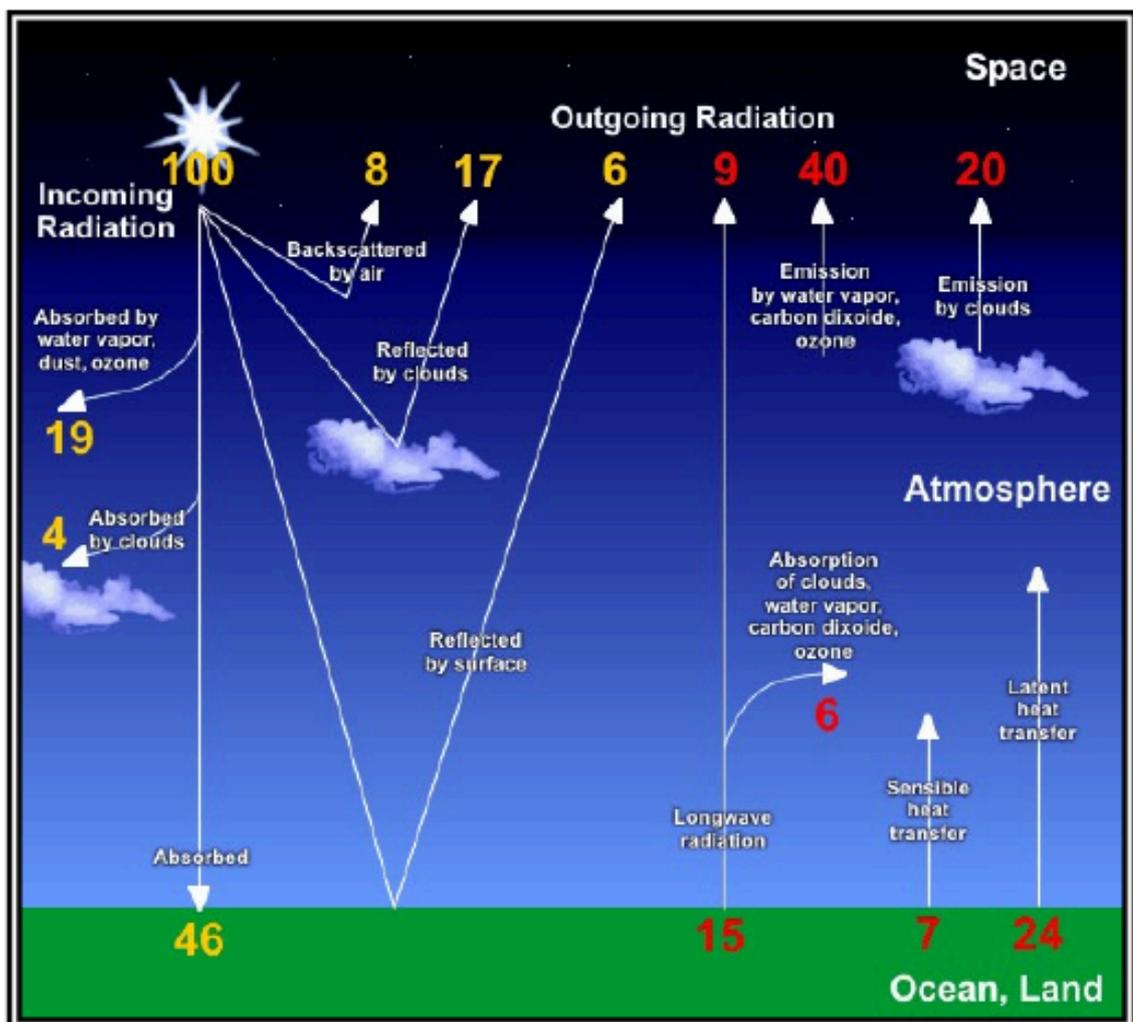
A quantidade de energia associada à troca de calor latente não deve ser subestimada. Um furacão médio libera 52 milhões de trilhões ( $5,2 \times 10^{19}$ ) de joules por dia, enquanto o vapor de água se condensa em nuvens e precipitação. Isso equivale a cerca de 40 vezes o consumo mundial total de energia por dia em 2005!

## CAPÍTULO 4. DESEQUILÍBRIOS DO CALOR DA ATMOSFERA TERRESTRE

**4.1 Introdução.** O clima não é um ato caprichoso da natureza, mas sim a resposta da atmosfera às taxas desiguais de aquecimento e resfriamento radiativo através da superfície da Terra e dentro de sua atmosfera. A absorção da radiação solar incidente provoca o aquecimento, enquanto a emissão de radiação terrestre de saída causa o resfriamento. No entanto, desequilíbrios na taxa de aquecimento e resfriamento criam gradientes de temperatura<sup>2</sup>. Circulações atmosféricas e clima são a tentativa interminável da atmosfera de redistribuir esse calor e alcançar o equilíbrio.

**4.2 O equilíbrio de energia da atmosfera da Terra.** O balanço de energia entre a Terra e a atmosfera é o equilíbrio entre a energia que chega do sol (radiação solar) e a energia que sai da Terra (radiação terrestre), como visto na Figura 4-1. Quando a radiação solar atinge a Terra, alguns são refletidos de volta ao espaço pelo ar (8%), nuvens (17%) ou pela superfície (6%). Alguns são absorvidos pelo vapor de água / pó / ozônio (19%) ou por nuvens (4 por cento). O restante é absorvido pela superfície da Terra (46%).

Figura 4-1. Balanço Energético da Terra-Atmosfera



*100 unidades de radiação de entrada do sol são equilibradas por 100 unidades de radiação de saída da Terra.*

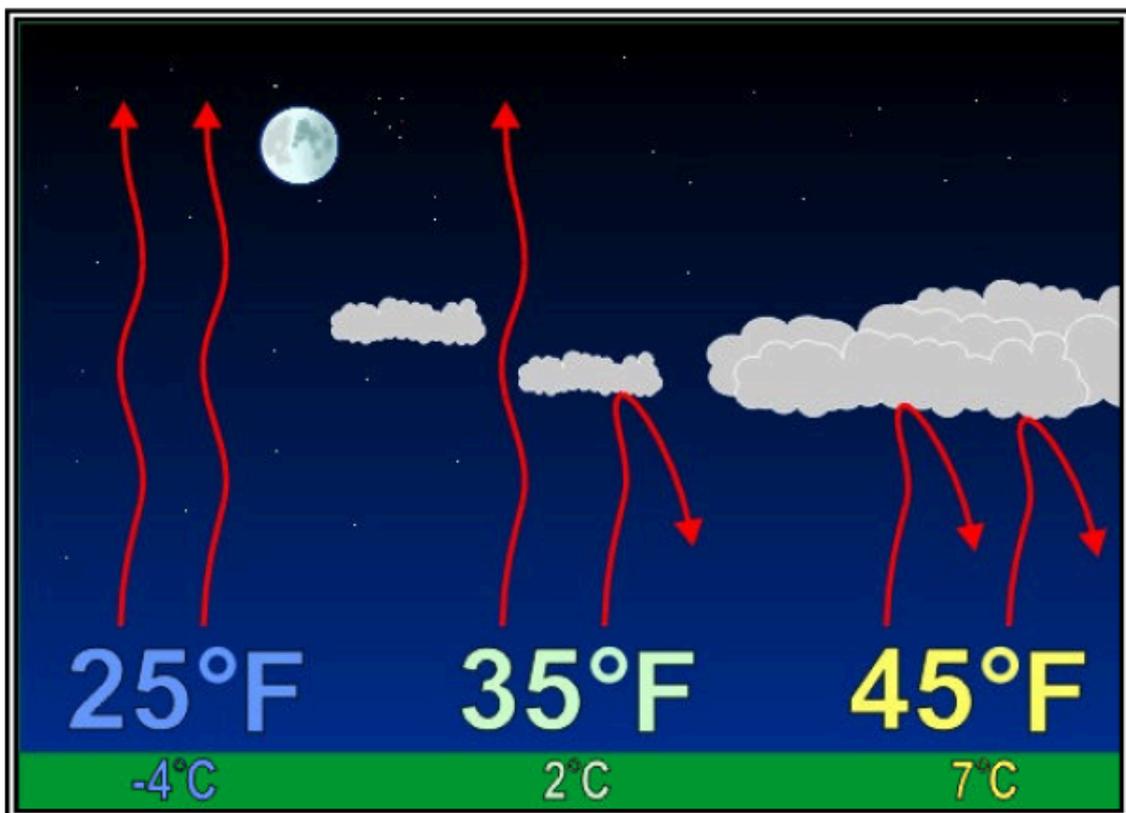
<sup>2</sup> Um gradiente descreve a taxa de mudança de uma característica (neste caso a temperatura) por unidade de distância.

No entanto, como a Terra é muito mais fria que o Sol, sua energia radiante é muito mais fraca (comprimento de onda longo) de energia infravermelha. Podemos ver indiretamente essa energia irradiar para a atmosfera como calor (por exemplo, subindo de uma estrada quente, criando vislumbres em dias de sol quente). O equilíbrio de energia entre a Terra e a atmosfera é alcançado à medida que a energia recebida do sol (radiação solar) equilibra a energia perdida pela Terra de volta ao espaço (radiação terrestre). Desta forma, a Terra mantém uma temperatura média estável.

A absorção da radiação infravermelha tentando escapar da Terra de volta ao espaço é particularmente importante para o balanço energético global. Absorção de energia pela atmosfera armazena mais energia perto de sua superfície do que se não houvesse atmosfera. A temperatura média da superfície da lua, que não tem atmosfera, é de  $-18^{\circ}\text{C}$  ( $0^{\circ}\text{F}$ ). Por outro lado, a temperatura média da superfície da Terra é de  $15^{\circ}\text{C}$  ( $59^{\circ}\text{F}$ ). Este efeito de aquecimento é chamado de efeito estufa.

O aquecimento estufa é melhorado durante as noites em que o céu está nublado (veja a Figura 4-2). A energia térmica da Terra pode ser aprisionada pelas nuvens, levando a temperaturas mais altas em comparação às noites com céu limpo. O ar não é permitido esfriar tanto com o céu nublado. Sob um céu parcialmente nublado, é permitido que algum calor escape, e alguns permanecem presos. Céu limpo permite que o maior resfriamento ocorra.

**Figura 4-2. Efeito estufa no resfriamento radiativo noturno**



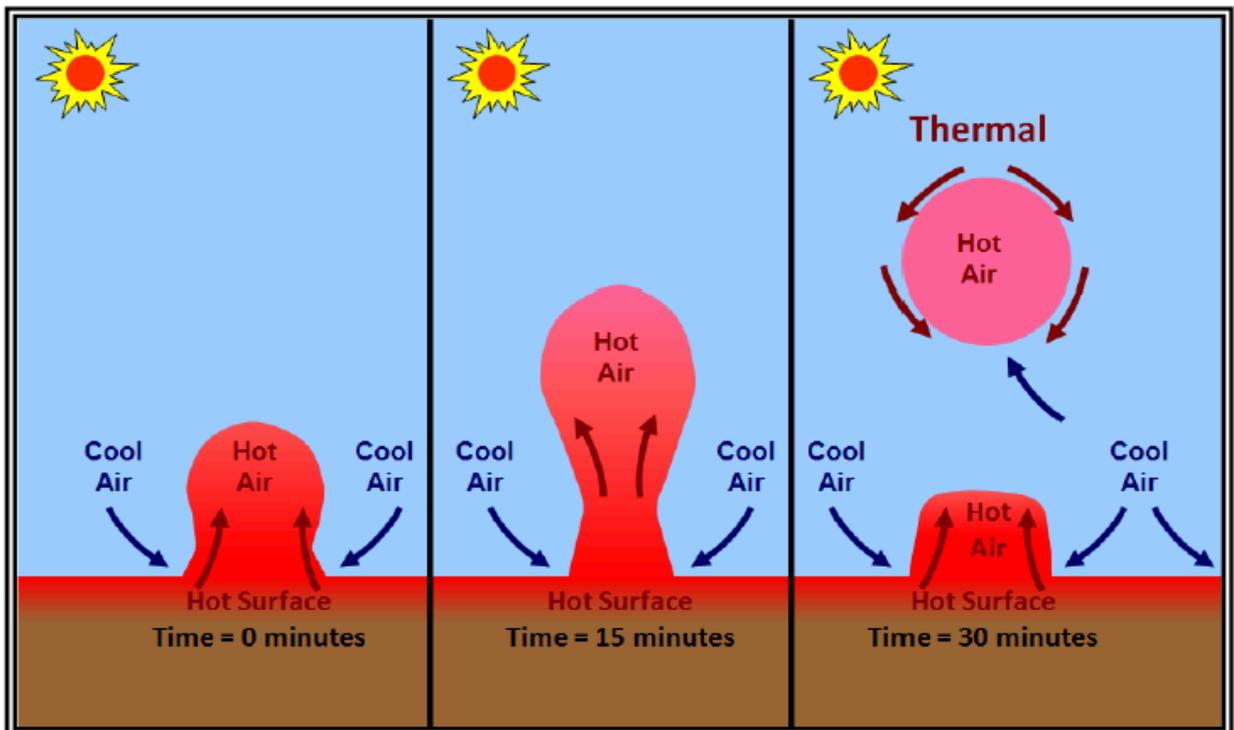
### 4.3 Desequilíbrio do Calor entre a superfície da Terra e a atmosfera.

Os números do balanço de energia da atmosfera terrestre (ver Figura 4-1) indicam que tanto o calor sensível (7%) quanto o calor latente (24%) processam a transferência do calor da superfície da Terra para a atmosfera. Ambos os processos são necessários para evitar que a superfície da Terra se aqueça continuamente e que a atmosfera esfrie continuamente.

**4.3.1 Aquecimento Sensível.** O aquecimento sensível envolve tanto a condução como a convecção. Isso ocorre devido a diferenças na densidade do ar. O ar quente é menos denso que o ar frio .

Em dias quentes e ensolarados, a superfície da Terra é aquecida pela radiação solar recebida ou insolação. No entanto, o aquecimento é um tanto desigual porque certas áreas da superfície da Terra absorvem mais calor do sol do que outras. O calor é conduzido do solo relativamente quente para o ar mais frio, que aquece uma camada superficial de ar perto do solo. O ar aquecido se expande, torna-se menos denso que o ar mais frio ao redor e sobe. Através deste processo, uma grande bolha de ar quente, chamada de térmica, sobe e transfere energia de calor para cima (veja a Figura 4-3). O ar mais denso e mais frio afunda em direção ao solo para substituir o ar ascendente. Este ar mais frio aquece, aumenta e repete o ciclo.

**Figura 4-3. Desenvolvimento de uma térmica**



Dessa maneira, a convecção transporta o calor da superfície da Terra para a atmosfera. Como o ar é um mal condutor de calor (ver Tabela 2-3 ), a convecção é muito mais importante do que a condução como um mecanismo de transporte de calor dentro da atmosfera.

**Figura 4-4. Exemplo de convecção na atmosfera**

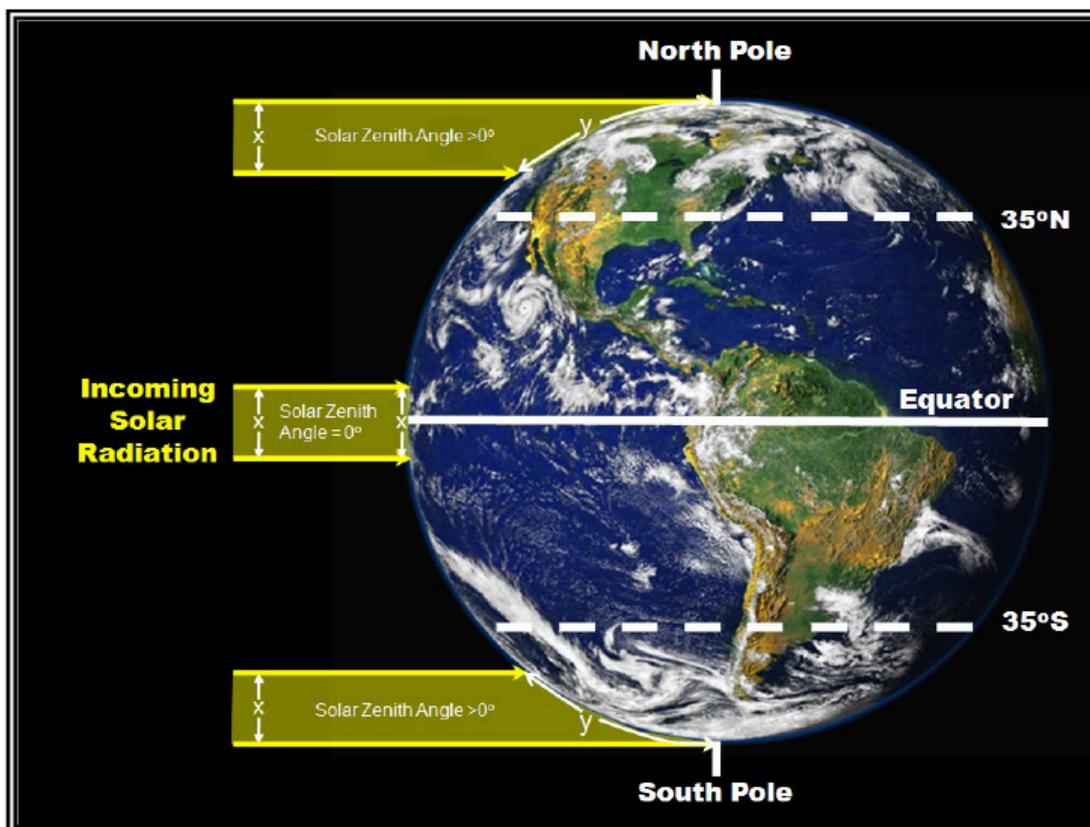


**4.3.2 Calor Latente.** A transição de estado da água e as trocas de calor latente associadas (ver subparágrafo 3.7.1) são largamente responsáveis por transferir o excesso de calor da superfície da Terra para a sua atmosfera. À medida que a superfície da Terra absorve radiação, parte do calor produzido é usado para evaporar (vaporizar) água dos oceanos, lagos, rios, solo e vegetação. A água absorve energia térmica devido ao calor latente de vaporização.

Alguns desses vapores de água condensam-se em gotas de água microscópicas ou depósitos como cristais de gelo que são visíveis como nuvens. Durante a formação de nuvens, o vapor de água muda de estado e o calor latente é liberado na atmosfera. Durante este processo, o excesso de calor é transferido da superfície da Terra para a sua atmosfera.

**4.4 Variações de Desequilíbrio de Calor com Latitude.** Os desequilíbrios globais no aquecimento e resfriamento não ocorrem apenas verticalmente entre a superfície da Terra e sua atmosfera, mas também horizontalmente com a latitude. Como a Terra é essencialmente esférica, fechos paralelos da radiação solar recebida atinge as latitudes mais baixas mais diretamente do que as latitudes mais altas (veja a Figura 4-5); isto é, o ângulo do zênite solar é menor, e o sol está mais diretamente acima das regiões equatoriais do que nos polos. Em latitudes mais altas, a radiação solar está espalhada por uma área maior e é menos intensa por área de superfície unitária do que em latitudes mais baixas. Assim, a Terra absorve mais radiação solar em latitudes mais baixas do que latitudes mais altas, o que cria desequilíbrios de calor e gradientes de temperatura entre o Equador e os polos.

Figura 4-5. Variações do Ângulo Zenith Solar com a Latitude

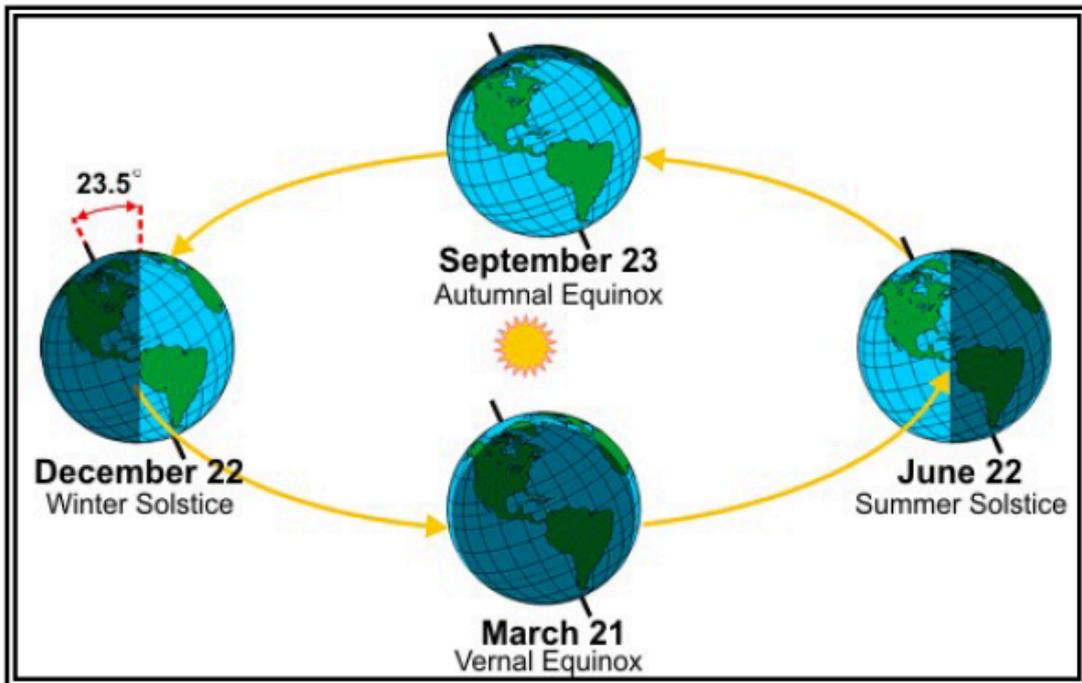


A emissão de radiação terrestre também varia em latitude, mas menos do que a absorção da radiação solar. A emissão de radiação terrestre diminui com o aumento da latitude devido a uma queda na temperatura com a latitude. Assim, em latitudes mais altas, a taxa anual de resfriamento excede a taxa de aquecimento, enquanto o inverso é verdadeiro em latitudes mais baixas.

Na média em todas as latitudes, a radiação solar recebida deve ser igual à radiação terrestre de saída. Caso contrário, a Terra seria incapaz de manter uma temperatura média constante. Cerca de 35° de latitude em ambos os hemisférios é onde a radiação de entrada e de saída é igual. Isso implica que há resfriamento líquido anual em latitudes mais altas e aquecimento líquido em latitudes mais baixas. No entanto, sabemos que isso é falso. O excesso de calor nos trópicos deve ser transportado para os polos por algum mecanismo (s). Esse transporte de calor em direção aos polos é realizado por circulações atmosféricas, clima e correntes oceânicas.

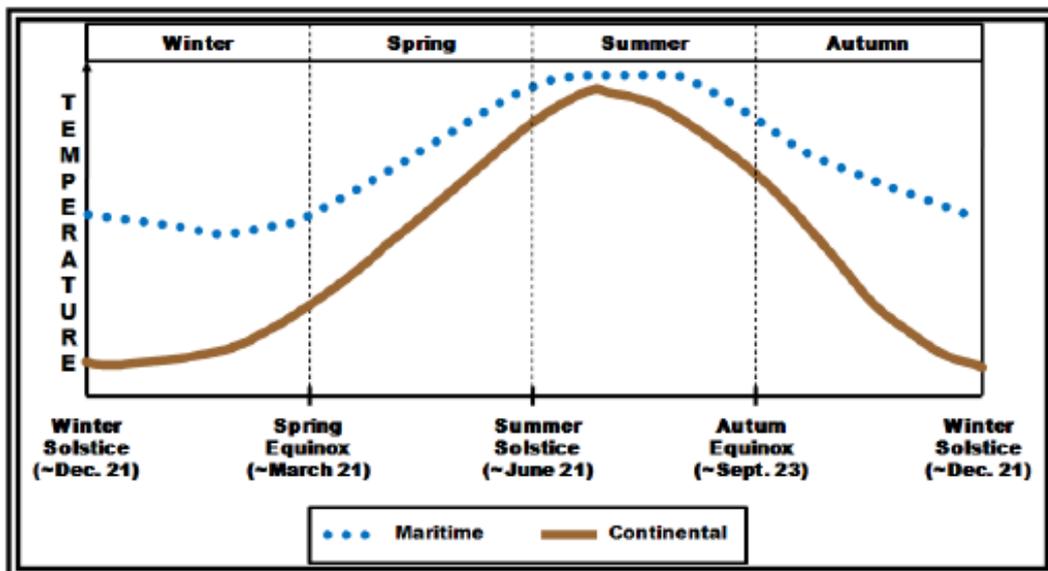
**4.5 Estações.** As estações são causadas pela inclinação do eixo rotacional da Terra quando a Terra orbita o sol (veja a Figura 4-6). O eixo rotacional da Terra é inclinado em  $23\frac{1}{2}^\circ$  a partir da perpendicular traçada até o plano da órbita da Terra em torno do Sol e aponta para a mesma direção no espaço o ano todo. O Polo Norte é inclinado mais diretamente para o Solstício do Sol (~ 22 de dezembro). Assim, no Hemisfério Norte, o dia mais longo do ano (menor ângulo zenital solar) ocorre no Solstício de Verão, enquanto o dia mais curto do ano (maior ângulo zenital solar) ocorre no Solstício de Inverno. Dia e noite são de igual duração (12 horas) em todo o mundo no equinócio da primavera (~ 21 de março) e no equinócio de outono (~ 23 de setembro).

**Figura 4-6. Variações do Ângulo Zenith Solar nas Estações do Hemisfério Norte**



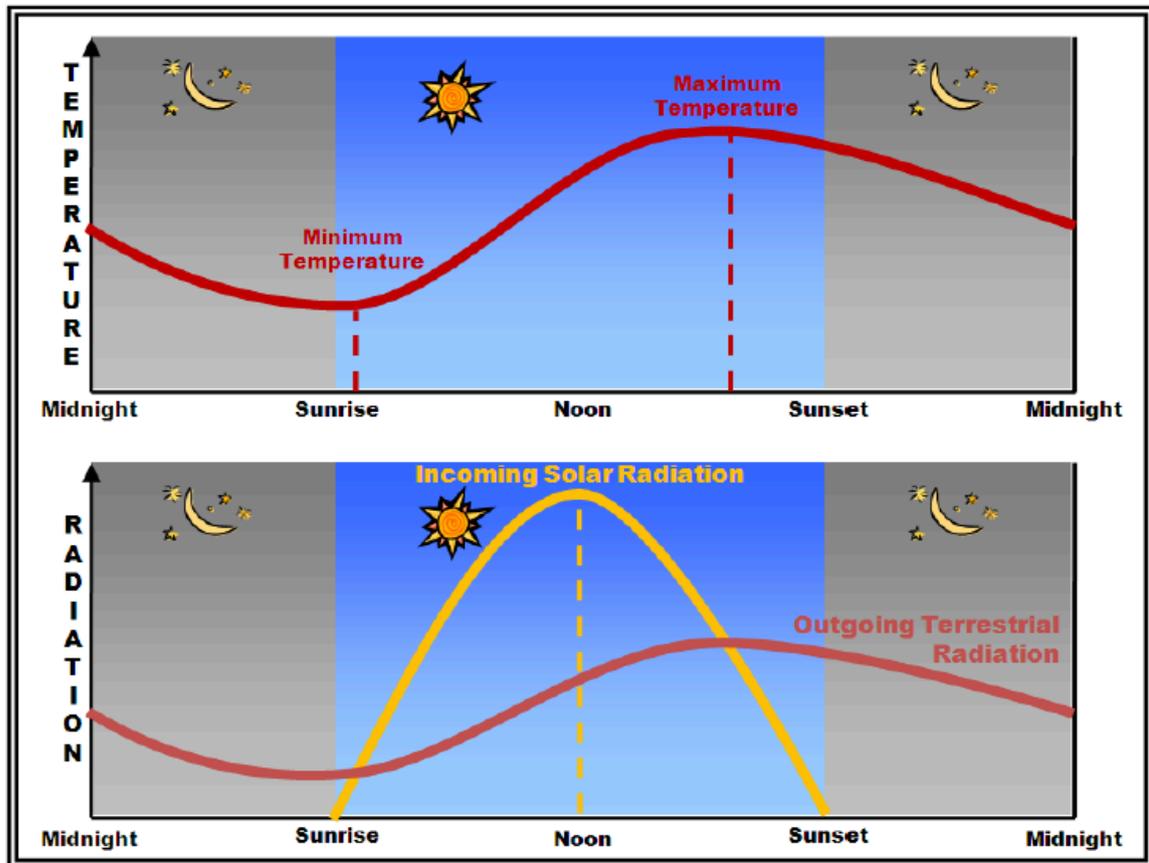
A Figura 4-7 ilustra a variação média da temperatura sazonal no Hemisfério Norte para locais marítimos e continentais. Note que o mais quente (dias mais frios) do ano ocorrem após o solstício de verão (inverno). Isso se deve ao tempo necessário para que os processos de fluxo de calor aqueçam totalmente (resfriem) a superfície da Terra.

**Figura 4-7. Variação de temperatura sazonal média no hemisfério norte**



**4.6 Variação Diurna de Temperatura.** A variação diurna da temperatura é o máximo diurno e o mínimo noturno da temperatura do ar, devido a variações de insolação causadas pelo aumento e pelo posicionamento do sol (variações do ângulo do zênite solar) à medida que a Terra gira em torno de seu eixo. A Figura 4-8 mostra as variações típicas da temperatura diurna e da radiação sobre a terra quando o céu está limpo.

Figura 4-8. Temperatura diurna em céu claro e variações de radiação sobre a terra



O aquecimento e o resfriamento da Terra dependem de um desequilíbrio entre a radiação solar e a terrestre. A Terra recebe calor durante o dia através da radiação solar recebida. Perde calor para o espaço por radiação terrestre de saída, tanto de dia quanto de noite.

Logo após o nascer do sol, a radiação solar recebida na superfície da Terra (insolação) torna-se maior do que a radiação terrestre de saída e a superfície da Terra se aquece. O pico de insolação ocorre por volta do meio-dia, mas a temperatura máxima do ar na superfície geralmente ocorre durante o meio da tarde. Este atraso é necessário para que o ar próximo ao solo aqueça devido a condução e convecção com a superfície. A Terra começa a esfriar uma vez que a taxa de radiação terrestre de saída excede a taxa de insolação.

À noite, a insolação está ausente, mas a radiação terrestre de saída continua e a superfície da Terra continua a esfriar. O resfriamento continua até logo após o nascer do sol, quando a radiação solar recebida excede novamente a radiação terrestre de saída. A temperatura mínima do ar na superfície geralmente ocorre logo após o nascer do sol.

A magnitude da variação da temperatura diurna é influenciada principalmente pelo tipo de superfície, latitude, cobertura do céu (por exemplo, nuvens ou poluentes), teor de vapor de água no ar e velocidade do vento. A variação de temperatura é maximizada sobre a terra, em baixas latitudes, com céu limpo, ar seco e vento leve. Por outro lado, a variação de temperatura é minimizada sobre a água, em altas latitudes, com céu nublado, ar úmido e vento forte.

## CAPÍTULO 5. PRESSÃO ATMOSFÉRICA E ALTIMETRIA

**5.1 Introdução.** A pressão atmosférica é uma das variáveis mais básicas usadas para descrever o estado da atmosfera e é comumente relatada em observações meteorológicas. Ao contrário da temperatura e umidade relativa, as mudanças na pressão atmosférica não são tão facilmente percebidas pelas pessoas. No entanto, variações de pressão em toda a Terra estão associadas a centros de pressão (centros de alta pressão ou centros de baixa pressão) que fazem com que o vento sopra e possam trazer mudanças climáticas importantes. Densidade, que é diretamente relacionada a pressão, é uma propriedade da atmosfera que pode ser usada por pilotos para ajudar a determinar como sua aeronave irá se comportar em várias altitudes.

Este capítulo discute a pressão atmosférica, como ela é medida e como ela varia em toda a Terra. Nele também veremos o altímetro, que é um sensor de pressão usado pelos pilotos para determinar a altitude. Finalmente, a densidade será discutida, juntamente com sua relação a altitude densidade.

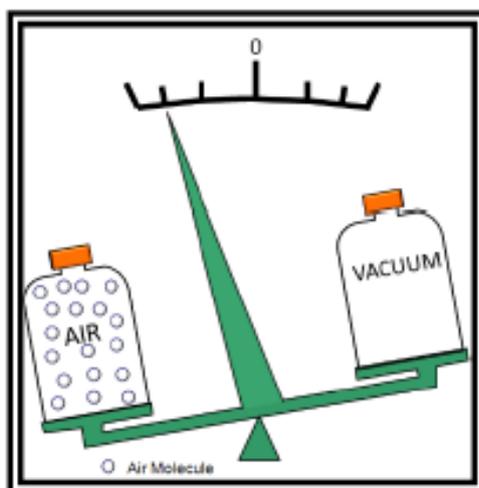
**5.2 Pressão atmosférica.** Os átomos e moléculas que compõem as várias camadas da atmosfera estão sempre se movendo em direções aleatórias. Apesar de seu pequeno tamanho, quando atingem uma superfície, exercem pressão.

Cada molécula é pequena demais para se sentir e só exerce um pouco de pressão. No entanto, quando somamos todas as pressões do grande número de moléculas que atingem uma superfície a cada momento, a pressão total é considerável. Isso é a pressão do ar. À medida que a densidade do ar aumenta, o número de colisões por unidade de tempo e área também aumenta.

Como as moléculas se movem em todas as direções, elas até exercem pressão de ar para cima ou se chocarem com objetos por baixo. A pressão do ar é exercida em todas as direções.

A pressão atmosférica é a força por unidade de área exercida pelo peso da atmosfera. Como o ar não é sólido, não podemos pesá-lo com escalas convencionais. No entanto, há três séculos, Evangelista Torricelli provou que podia pesar a atmosfera equilibrando-a contra uma coluna de mercúrio. Ele realmente mediu a pressão convertendo-a diretamente em peso.

**Figura 5-1. Ar tem peso**

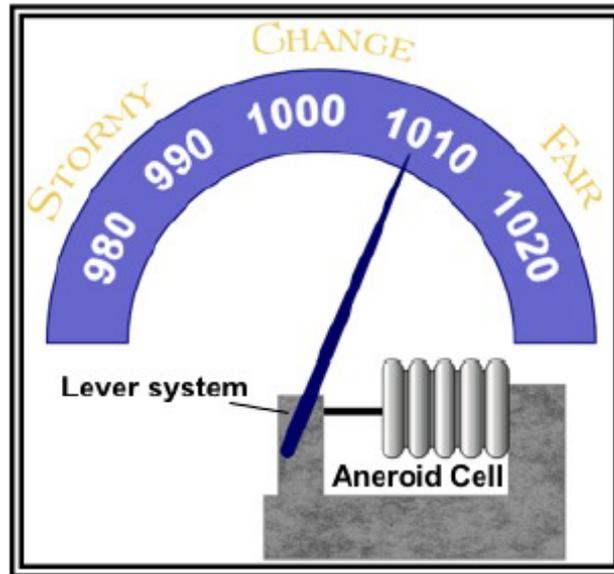


*O ar é composto de matéria e, portanto, tem peso devido à força da gravidade da Terra.*

**5.2.1 Barômetro.** O instrumento de Torricelli projetado para medir a pressão foi chamado de barômetro. O barômetro aneroide é o tipo mais utilizado pelos meteorologistas e pela comunidade da aviação.

As características essenciais de um barômetro aneróide (veja a Figura 5-2) são uma célula de metal flexível e o mecanismo de registro. O ar é retirado da célula para criar um vácuo parcial. A célula contrai ou expande conforme a pressão muda. Uma extremidade da célula é fixa, enquanto a outra extremidade move o mecanismo de registro. O mecanismo de acoplamento aumenta o movimento da célula que conduz uma agulha indicadora ao longo de uma escala graduada em unidade de pressão.

**Figura 5-2. Barômetro aneróide**



**5.2.2 Unidades de pressão atmosférica.** A pressão atmosférica é expressa de várias maneiras em todo o mundo (veja a Tabela 5-1). Meteorologistas em todo o mundo mediram a pressão atmosférica em milibares (mb ou mbar), o que denota pressão como uma força por centímetro quadrado. No entanto, após a introdução do Sistema Internacional de Unidades (SI) em 1960, o hectopascal (hPa) foi adotado pela maioria dos países e é usado primeiro no Boletim Meteorológico de Rotina da Aviação (METAR) / Boletim Específico da Aviação para o Clima Especial (SPECI) desenvolvido em 1968. Muitos meteorologistas preferem usar o termo que aprenderam durante seus estudos e experiência de trabalho. Portanto, alguns continuam usando o termo milibares, enquanto outros usam hectopascals (que são equivalentes). A polegada da unidade de mercúrio (inHg ou Hg) ainda é usado nos Estados Unidos para altimetria.

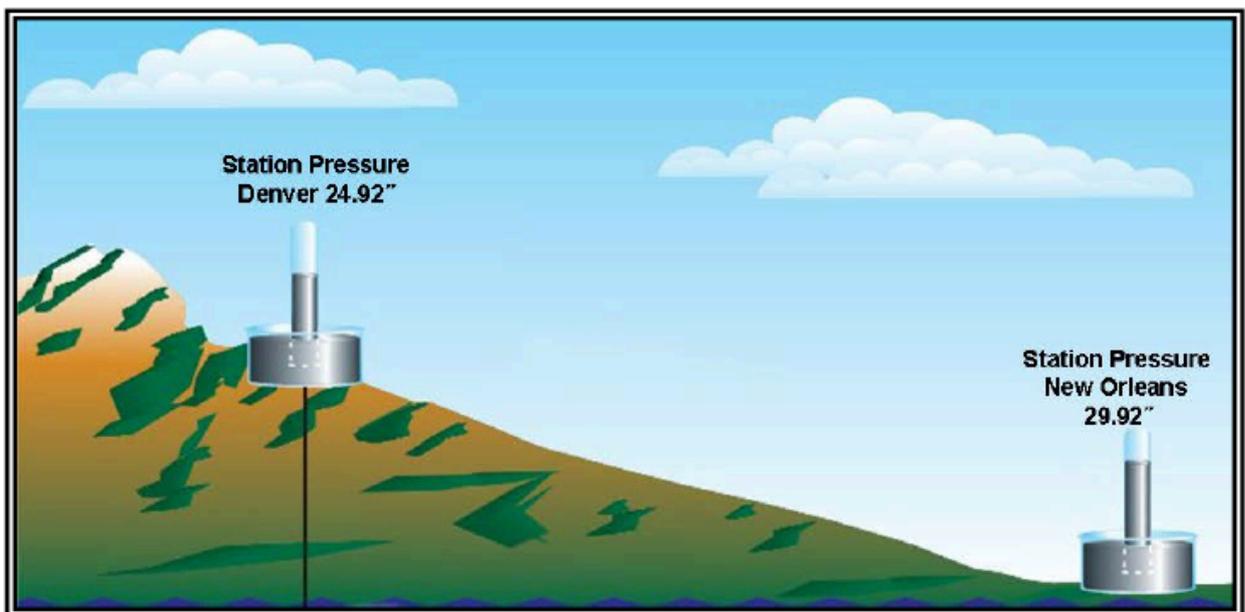
**Tabela 5-1. Unidades de Pressão**

Unidades de Pressão	Valor da atmosfera padrão no nível do mar	Uso comum
Hectopascals (hPa)	1013,2 hPa	METAR / SPECI
Milibar (mb ou mbar)	1013,2 mb	Cartas meteorológicas dos EUA
Polegadas de mercúrio (inHg ou Hg)	29,92 inHg	Aviação dos EUA

Libras por polegada quadrada (psi)	14,7 psi	Engenharia dos EUA
------------------------------------	----------	--------------------

**5.2.3 Pressão da estação.** A pressão medida em um aeroporto é chamada de pressão da estação ou a pressão real na elevação do campo. A pressão é menor em altitudes mais altas. Assim sendo, aeroportos com maiores elevações de campo geralmente têm menor pressão do que os aeroportos com menor elevação de campo. Por exemplo, a pressão da estação em Denver é menor do que em Nova Orleans (veja a Figura 5-3).

**Figura 5-3. Pressão da estação**

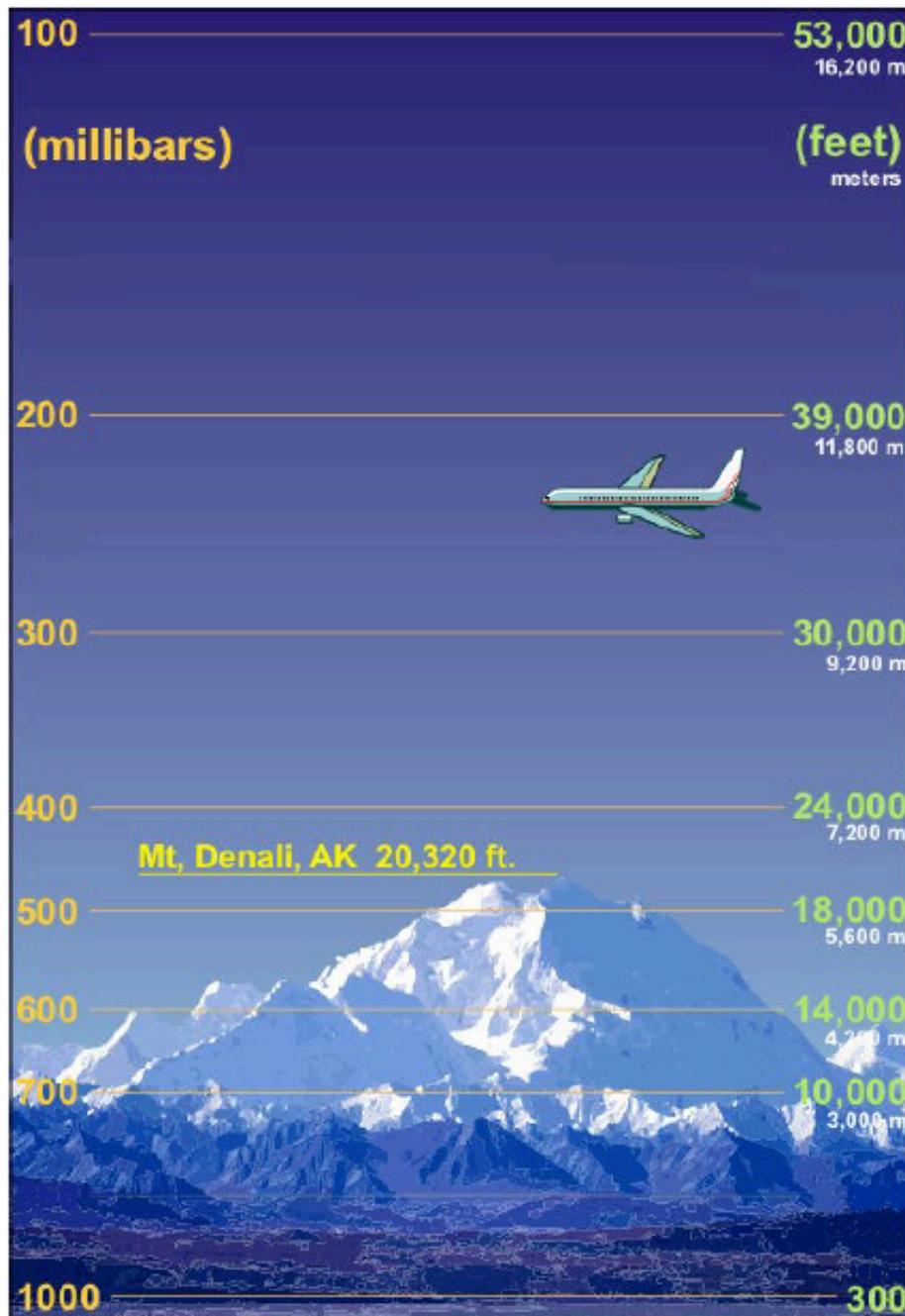


Os próximos parágrafos examinarão alguns fatores que influenciam a pressão.

**5.2.4 Variação de Pressão.** A pressão atmosférica varia com a altitude e a temperatura do ar, assim como com outras influências menores, como o vapor de água .

**5.2.4.1 Mudanças de Pressão com Altitude.** À medida que nos movemos para cima através da atmosfera, o peso do ar acima de nós diminui. Se levamos um barômetro conosco, podemos medir uma diminuição na pressão à medida que o peso do ar acima de nós diminui. A Figura 5-4 mostra a diminuição da pressão com a altura na atmosfera padrão.

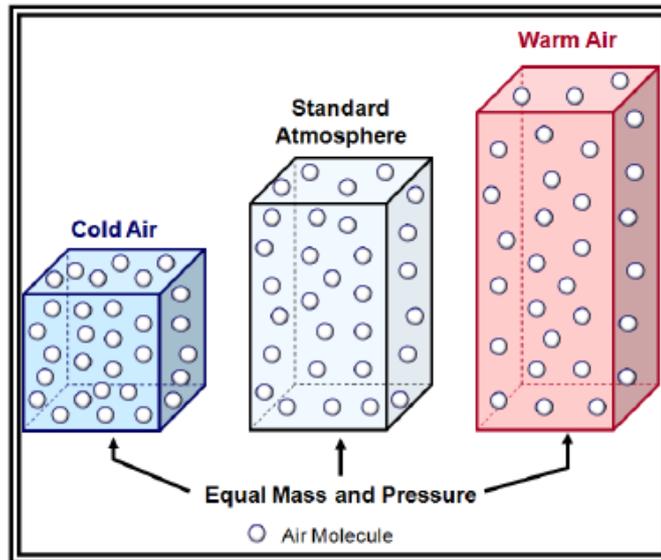
Figura 5-4. Pressão do Ar na Atmosfera Padrão



Essas altitudes padrão são baseadas em temperaturas padrão. Na atmosfera real, as temperaturas raramente são padrão, por isso vamos explorar os efeitos da temperatura na pressão nos parágrafos seguintes.

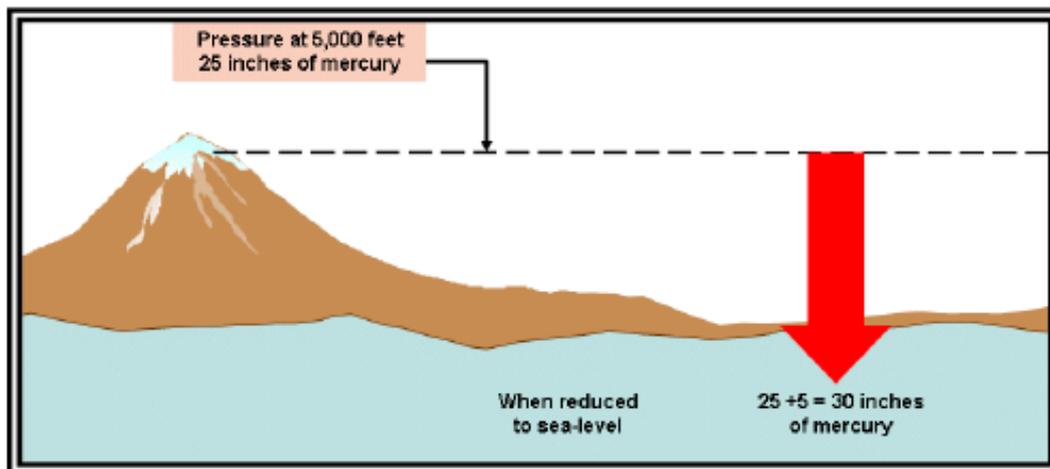
**5.2.4.2 Efeitos da Temperatura na Pressão.** Como a maioria das substâncias, o ar se expande à medida que se torna mais quente e se contrai quando esfria. A Figura 5-5 mostra três colunas de ar: uma mais fria que a normal, uma com temperatura padrão e uma mais quente que a normal. A pressão é igual na parte inferior e superior de cada coluna. A expansão vertical da coluna quente tornou-a mais alta que a coluna da temperatura padrão. A contração da coluna fria a tornou mais curta que a coluna padrão. Como a diminuição total da pressão é a mesma em cada coluna, a taxa de diminuição da pressão com a altura no ar quente é menor do que o padrão, enquanto a taxa de diminuição da pressão com a altura no ar frio é maior do que o padrão.

**Figura 5-5. Efeito da temperatura na pressão**



**5.2.5 Pressão no nível do mar.** Como a pressão varia muito com a altitude, não podemos comparar prontamente as pressões das estações entre estações em diferentes altitudes. Para torná-las comparáveis, as ajustamos a algum nível comum. O nível médio do mar (MSL) é a referência comum mais útil. Na Figura 5-6, a pressão medida em uma estação a uma altitude de 5.000 pés é de 25 polegadas; a pressão aumenta cerca de 1 polegada de mercúrio para cada 1.000 pés, ou um total de 5 polegadas. A pressão ao nível do mar é de aproximadamente 25 + 5 ou 30 polegadas de mercúrio.

**Figura 5-6. Redução da pressão da estação ao nível do mar**



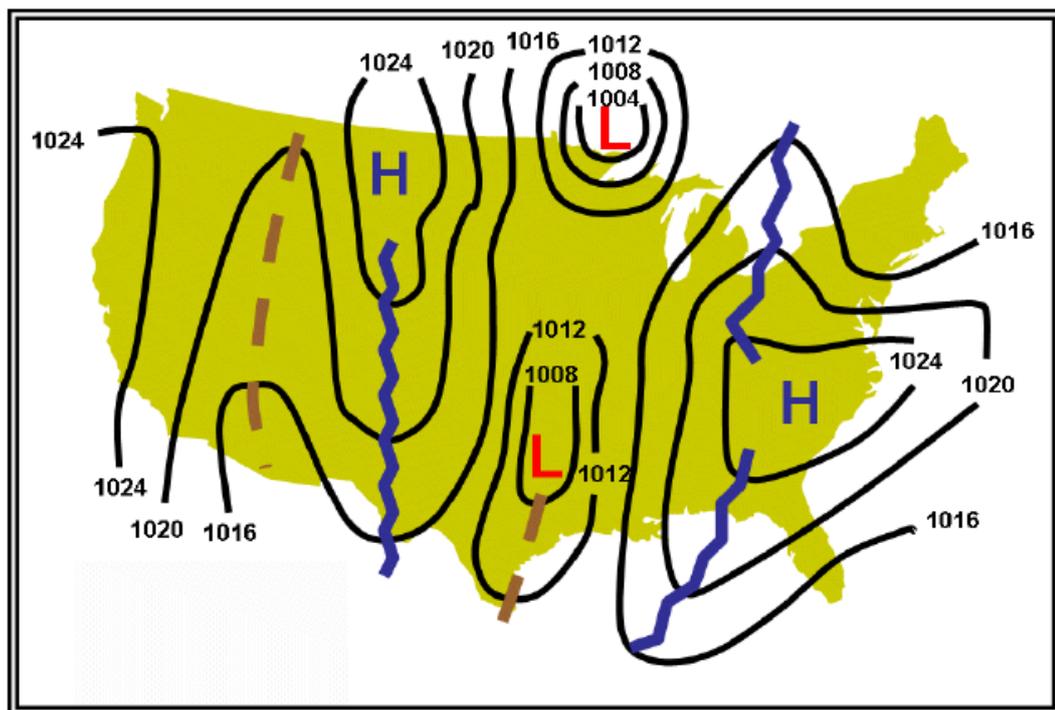
A pressão no nível do mar é normalmente exibida nas cartas meteorológicas de superfície. A pressão muda continuamente pela Terra, portanto, uma sequência de cartas de superfície deve ser vista para acompanhar essas variações das pressões.

**5.2.5.1 Análises da Pressão ao Nível do Mar (Tabela de Superfície).** Depois de traçar a pressão no nível do mar em uma carta de superfície, as linhas são desenhadas conectando pontos de igual pressão no nível do mar. Essas linhas de igual pressão são isóbaras. Consequentemente, a carta de superfície é uma análise isobárica que mostra padrões de pressão organizáveis e identificáveis. Quatro sistemas de pressão são comumente identificados: baixo, alto, vale e cume (consulte a Tabela 5-2 e a Figura 5-7).

**Tabela 5-2. Símbolos do Sistema de Pressão**

Sistema de pressão	Símbolo	Definição
Baixo		Um mínimo de pressão atmosférica em duas dimensões (isóbaras fechadas) em uma carta de superfície, ou um mínimo de altura (contornos fechados) em uma carta de pressão constante. Também conhecido como ciclone.
Alto		Um máximo de pressão atmosférica em duas dimensões (isóbaras fechadas) em uma carta de superfície, ou um máximo de altura (contornos fechados) em uma carta de pressão constante. Também conhecido como um anticiclone.
Vale		Uma área alongada de pressão atmosférica relativamente baixa.
Cume		Uma área alongada de pressão atmosférica relativamente alta.

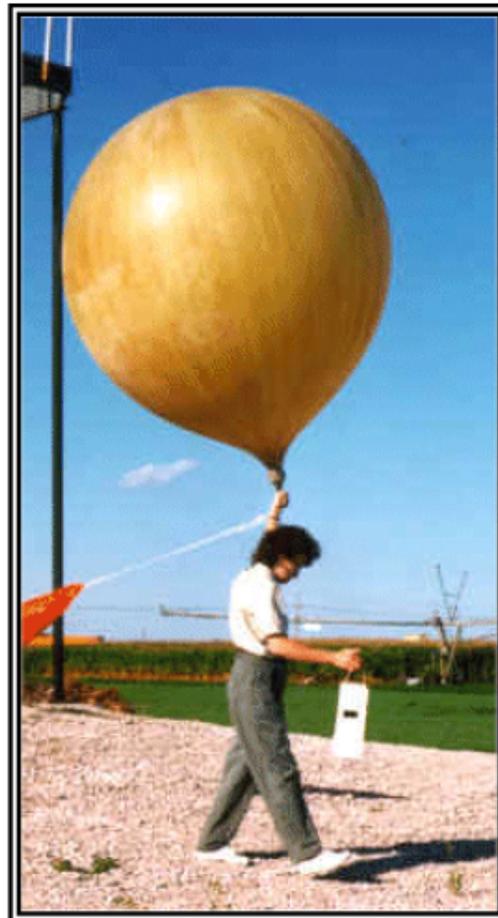
**Figura 5-7. Padrões de pressão de gráfico de superfície**



**5.2.6 Superfície de Pressão Constante.** Uma superfície de pressão constante é uma superfície ao longo da qual a pressão atmosférica é igual em todos os lugares em um dado instante. Por exemplo, a superfície de pressão constante de 500 milibar tem uma pressão de 500 milibares por todos os lados. A altura (altitude) de uma superfície de pressão constante varia principalmente devido a temperatura; estas alturas podem ser medidas por uma radiossonda.

**5.2.6.1 Observações de Radiossonda.** O Serviço Nacional de Meteorologia (NWS, na sigla em inglês) faz observações rotineiras do ar superior, geralmente chamadas de sondagens. Um balão carrega um instrumento chamado radiossonda (ver Figura 5-8), que consiste de elementos de rádio e sensores. Durante o voo, a radiossonda transmite dados de pressão, temperatura e umidade relativa. A velocidade e a direção do vento são obtidas rastreando a posição da radiossonda em voo usando os Satélites de Posicionamento Global (GPS). A maioria das estações ao redor do mundo fazem as observações através de radiossonda. No entanto, meteorologistas e outros usuários de dados frequentemente se referem a uma observação de radio sondagem como uma sondagem.

**Figura 5-8. Balão Meteorológico e Radiossonda**



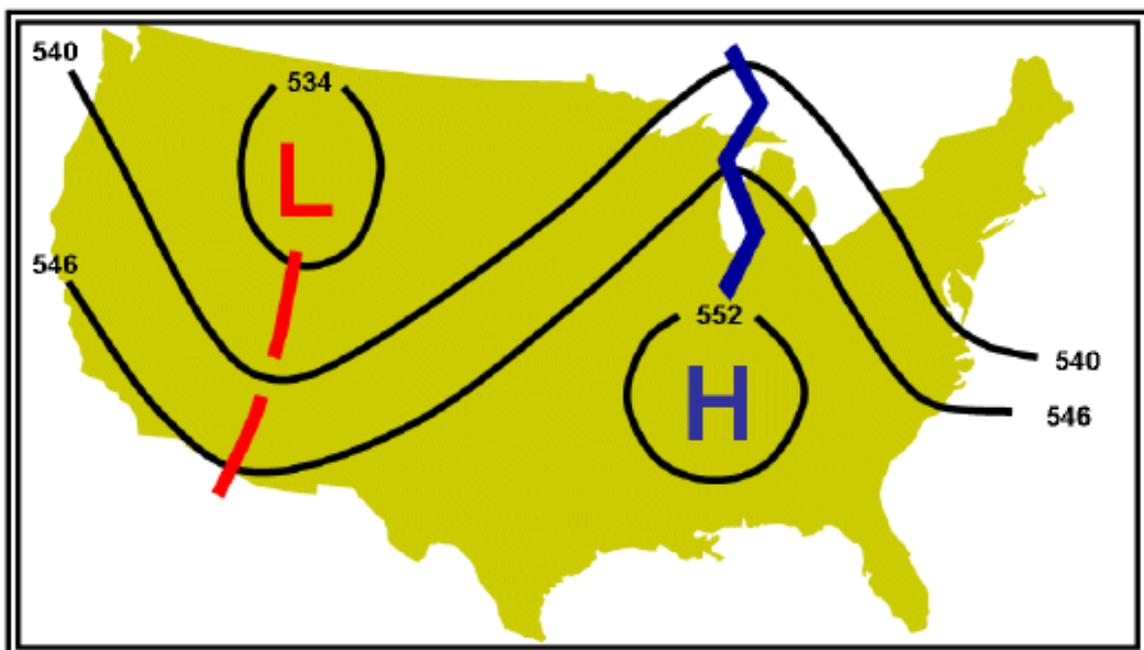
**5.2.6.2 Análise de Superfície de Pressão Constante (Gráfico de Ar Superior).** Estas alturas medidas pela radiossonda (e outros tipos de instrumentos) são plotadas em um gráfico de pressão constante e analisado traçando uma linha conectando pontos de igual altura. Essas linhas são chamadas de contornos de altura. O que é um contorno de altura?

Primeiro, considere um mapa topográfico com contornos mostrando variações em elevação. Estes são os contornos de altura da superfície do terreno. A superfície da Terra é uma referência fixa e variações em sua altura são contornadas.

O mesmo conceito se aplica aos contornos de altura em uma carta de ar superior, exceto que a referência é uma superfície de pressão constante. As alturas variadas da superfície de pressão são contornadas. Por exemplo, uma análise de pressão constante de 700 milibar é um mapa de contorno das alturas da superfície de pressão de 700 milibares. Embora o mapa de contorno seja baseado em variações de altura, essas variações são pequenas quando comparadas aos níveis de voo e, para todos os efeitos práticos, pode-se considerar a carta de 700 milibar como uma carta meteorológica de aproximadamente 3.000 metros (10.000 pés) acima do MSL.

Uma análise de contorno (veja a Figura 5-9) mostra altos, cumes, baixos e vales, assim como a análise isobárica mostra tais sistemas na superfície. Estes sistemas de altos / cumes e baixos / vales são chamados de ondas de pressão. Essas ondas de pressão são muito semelhantes às ondas vistas em corpos de água. Eles têm cristas (cumes) e vales (vales) e estão em constante movimento.

**Figura 5-9. Gráfico de pressão constante de 500 milibares**



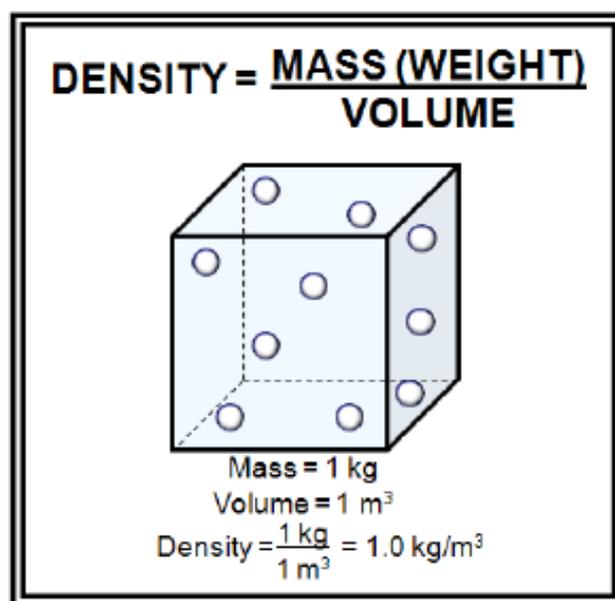
**Tabela 5-3. Gráficos de pressão constante comuns**

Carta	Altitude de pressão (aproximada)	
	Pés (pés)	Metros (m)
<b>100 mb</b>	53.000 pés	16.000 m
<b>150 mb</b>	45.000 pés	13.500 m
<b>200 mb</b>	39.000 pés	12.000 m
<b>250 mb</b>	34.000 pés	10.500 m
<b>300 mb</b>	30.000 pés	9.000 m
<b>500 mb</b>	18.000 pés	5.500 m

<b>700 mb</b>	10.000 pés	3.000 m
<b>850 mb</b>	5.000 pés	1.500 m
<b>925 mb</b>	2.500 pés	750 m

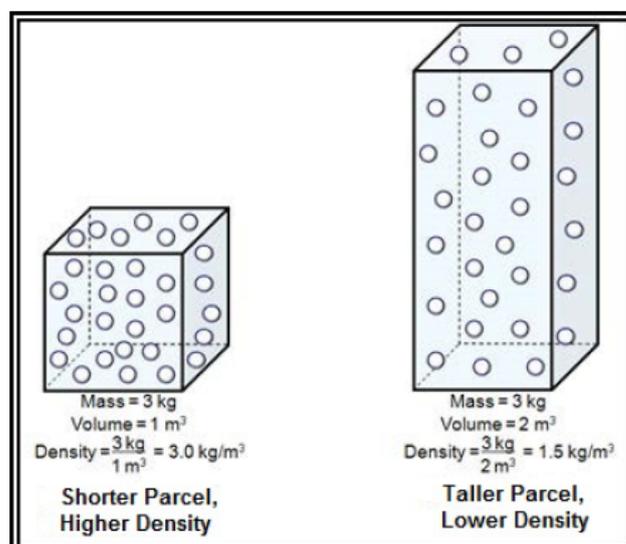
**5.3 Densidade.** Densidade é a razão de qualquer quantidade para o volume ou área que ocupa. A densidade atmosférica é definida como a relação entre a massa (ou peso) do ar e o volume ocupado por ela, geralmente expresso em quilogramas por metro cúbico (ver Figura 5-10).

**Figura 5-10. Densidade é Massa (Peso) por Volume**



**5.3.1 Efeitos do volume na densidade.** A densidade de uma parcela de ar varia inversamente com seu volume. Assumindo massa igual, uma parcela de ar com uma densidade maior tem um volume menor do que uma parcela de ar com uma densidade menor (veja a Figura 5-11).

**Figura 5-11. Efeitos de volume na densidade**



A parcela mais curta (isto é, a parcela com o volume menor) tem uma densidade mais alta do que a parcela mais alta que contém o volume maior. Isso se deve ao fato de que as moléculas de ar dentro da parcela mais curta devem ser comprimidas dentro do menor volume.

**5.3.2 Mudanças na densidade.** Em geral, a densidade de uma parcela de ar pode ser alterada alterando sua massa, pressão ou temperatura. A lei de Boyle diz que a densidade de um gás ideal ( $\rho$ , a letra grega rho) é dada por:

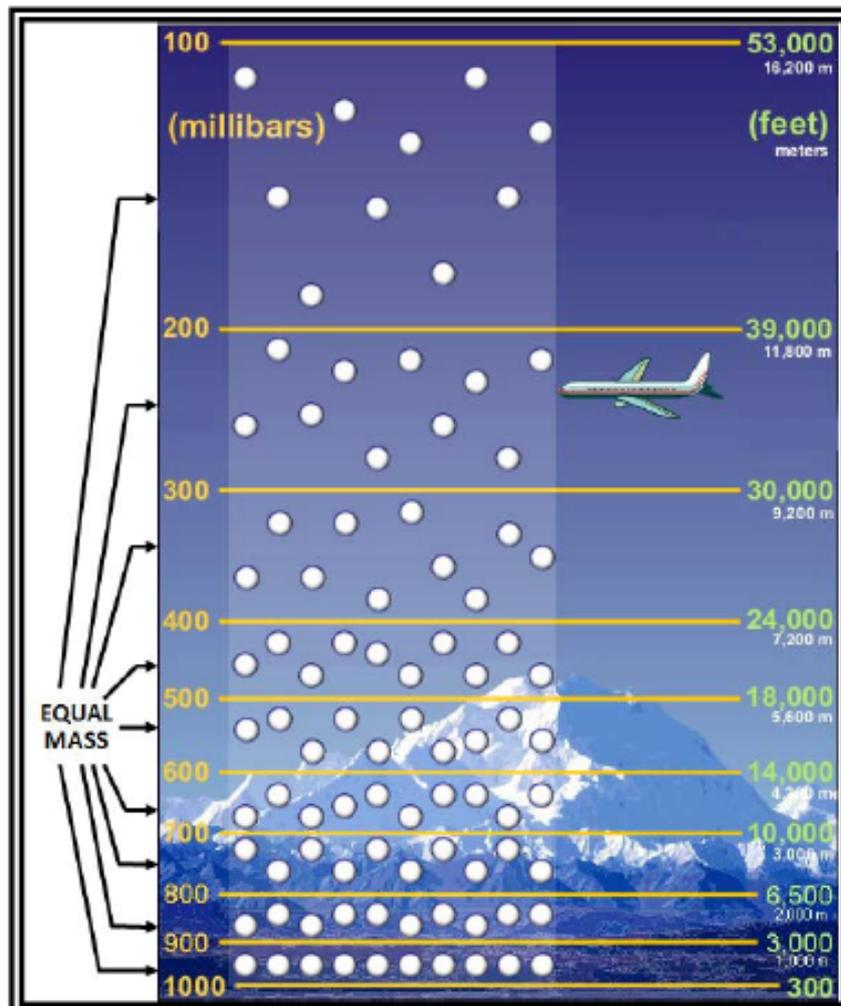
$$\rho = \frac{MP}{RT}$$

Onde  $M$  é a massa molar,  $P$  é a pressão,  $R$  é a constante universal de gás e  $T$  é a temperatura absoluta.

**5.3.3 Efeitos da densidade na pressão.** A densidade está diretamente relacionada à pressão. Assumindo massa e temperatura constantes, uma parcela de ar com uma pressão mais alta é mais densa que uma parcela de ar com uma pressão mais baixa.

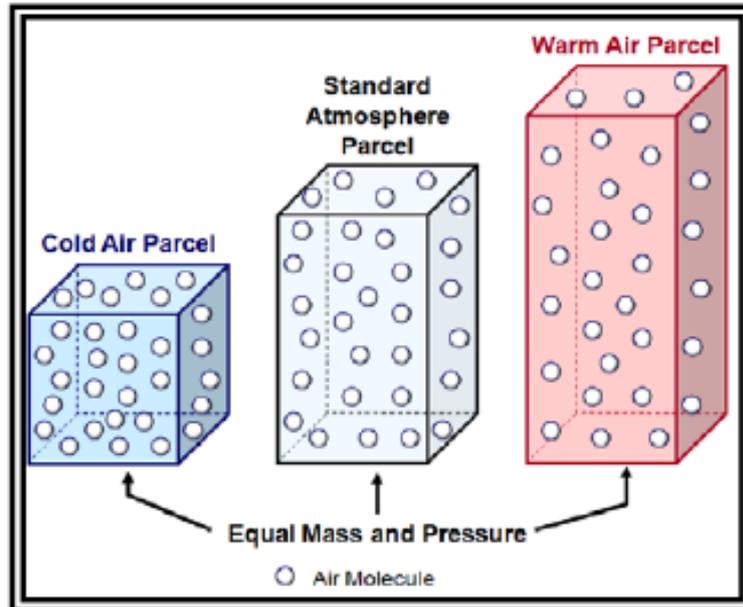
Como já vimos, a pressão do ar diminui com a altura na atmosfera. Portanto, a densidade também diminui com a altura (veja a Figura 5-12). Na atmosfera, a pressão tem o maior efeito na densidade na direção vertical.

**Figura 5-12. Efeitos da pressão sobre a densidade na atmosfera**



**5.3.4 Efeitos da temperatura na densidade.** A densidade está inversamente relacionada à temperatura. Assumindo massa e pressão constantes, uma parcela de ar com uma temperatura mais alta é menos densa que uma parcela de ar com uma temperatura mais baixa (veja a Figura 5-13). Isso ocorre porque o ar mais quente ocupa um volume maior.

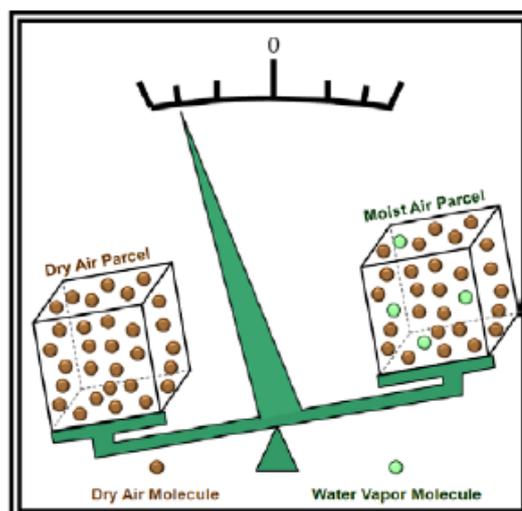
**Figura 5-13. Efeitos da temperatura na densidade**



Na atmosfera, a temperatura tem o maior efeito na densidade na direção horizontal; isto é, com mudanças horizontais de localização (por exemplo, Nova York versus Miami), a temperatura tem o maior efeito na densidade.

**5.3.5 Efeitos do vapor de água na densidade.** A densidade de uma parcela de ar é inversamente relacionada à sua quantidade de vapor de água. Assumindo pressão, temperatura e volume constantes, o ar com maior quantidade de vapor de água é menos denso que o ar com menor quantidade de vapor de água. Isso ocorre porque as moléculas de ar seco têm uma massa (peso) maior do que as moléculas de vapor d'água, e a densidade está diretamente relacionada à massa (ver Figura 5-14).

**Figura 5-14. Efeitos do vapor de água na densidade**



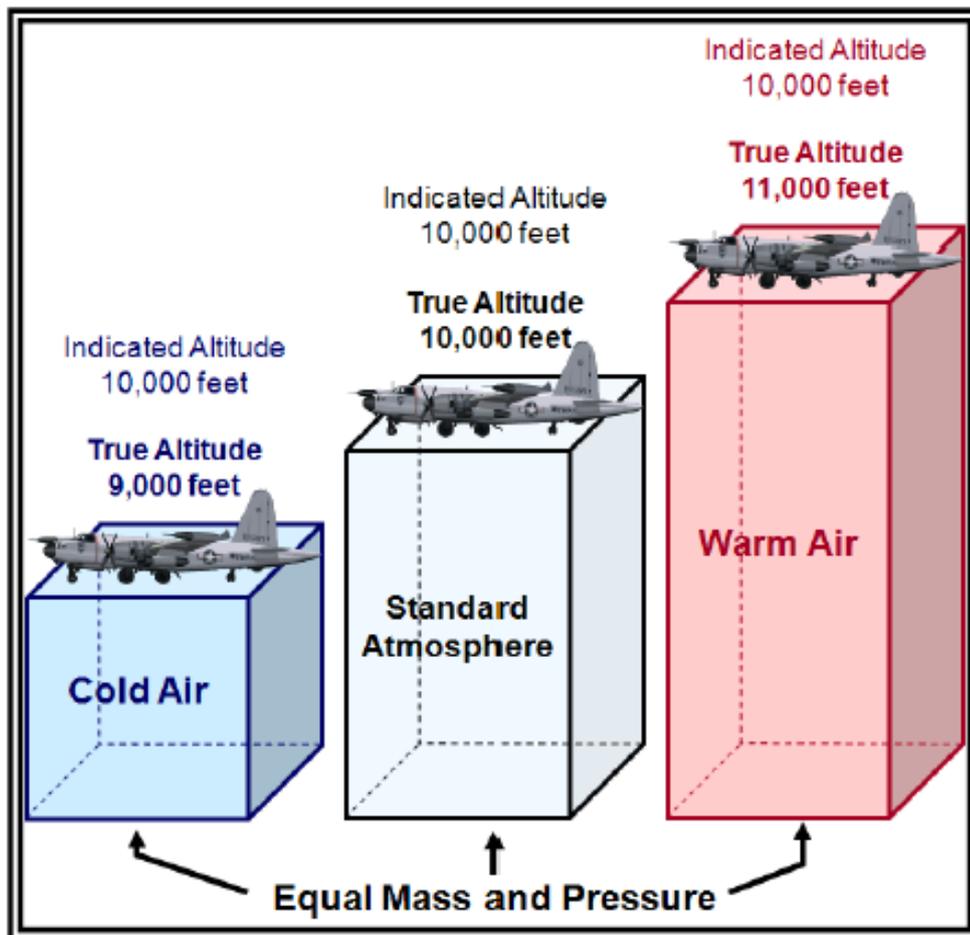
**5.4 Altimetria.** O altímetro é essencialmente um barômetro aneróide. A diferença é a escala. O altímetro é graduado para ler incrementos de altitude em vez de unidades de pressão. O padrão para graduar o altímetro é o padrão da atmosfera.

**5.4.1 Altitude.** Altitude parece um termo simples: significa a elevação vertical de um objeto acima da superfície da Terra. Mas na aviação, pode ter muitos significados.

**5.4.1.1 Altitude Verdadeira.** Como as condições existentes em uma atmosfera real raramente são padrão, as indicações de altitude no altímetro raramente são altitudes reais. A altitude real é a distância vertical real acima do MSL. Se um altímetro não indica a altitude verdadeira, o que ele indica?

**5.4.1.2 Altitude Indicada.** A Figura 5-13 mostra o efeito da temperatura média na espessura de três colunas de ar. As pressões são iguais nos fundos e nos topos das três camadas. Como um altímetro é essencialmente um barômetro aneróide, a altitude indicada pelo altímetro no topo de cada coluna seria a mesma. Para ver este efeito mais claramente, veja a Figura 5-15. Na coluna de ar quente, um piloto voaria a uma altitude maior que a altitude indicada. Na coluna de ar frio, o piloto voaria a uma altitude menor que a altitude indicada.

**Figura 5-15. Altura verdadeira versus altitude indicada**



A altura indicada no altímetro também muda com as mudanças na pressão da superfície. Uma escala móvel no altímetro permite que o piloto ajuste a pressão da superfície, mas ele não tem meios de ajustar o altímetro para a temperatura média da coluna de ar abaixo. A altitude indicada é a altitude acima de MSL indicada no altímetro quando definida na configuração do altímetro local. Mas o que é a configuração do altímetro?

**5.4.1.2.1 Ajuste do Altímetro.** Como a escala de altitude é ajustável, um piloto pode definir seu altímetro para ler a altitude verdadeira em uma altura específica. A decolagem e o pouso são as fases mais críticas do voo; portanto, a elevação do aeroporto é a altitude mais desejável para uma leitura verdadeira do altímetro. O ajuste do altímetro é o valor para o qual a escala de pressão do altímetro é definida, de modo que o altímetro indique a altitude verdadeira na elevação do campo.

Para garantir que a leitura do altímetro seja compatível com as leituras de altímetro de outras aeronaves nas proximidades, o piloto deve garantir que o ajuste do altímetro esteja atualizado. Ele deve ajustá-lo com frequência durante o voo, de acordo com a estação meteorológica de superfície mais próxima. A Figura 5-16 mostra o problema que um piloto pode encontrar se não estiver atento ao ajuste do altímetro durante o voo. Como ele voa de uma alta pressão para uma baixa pressão, o avião está mais baixo do que o altímetro indica.

**Figura 5-16. Efeitos da mudança de pressão em leituras de altímetro**

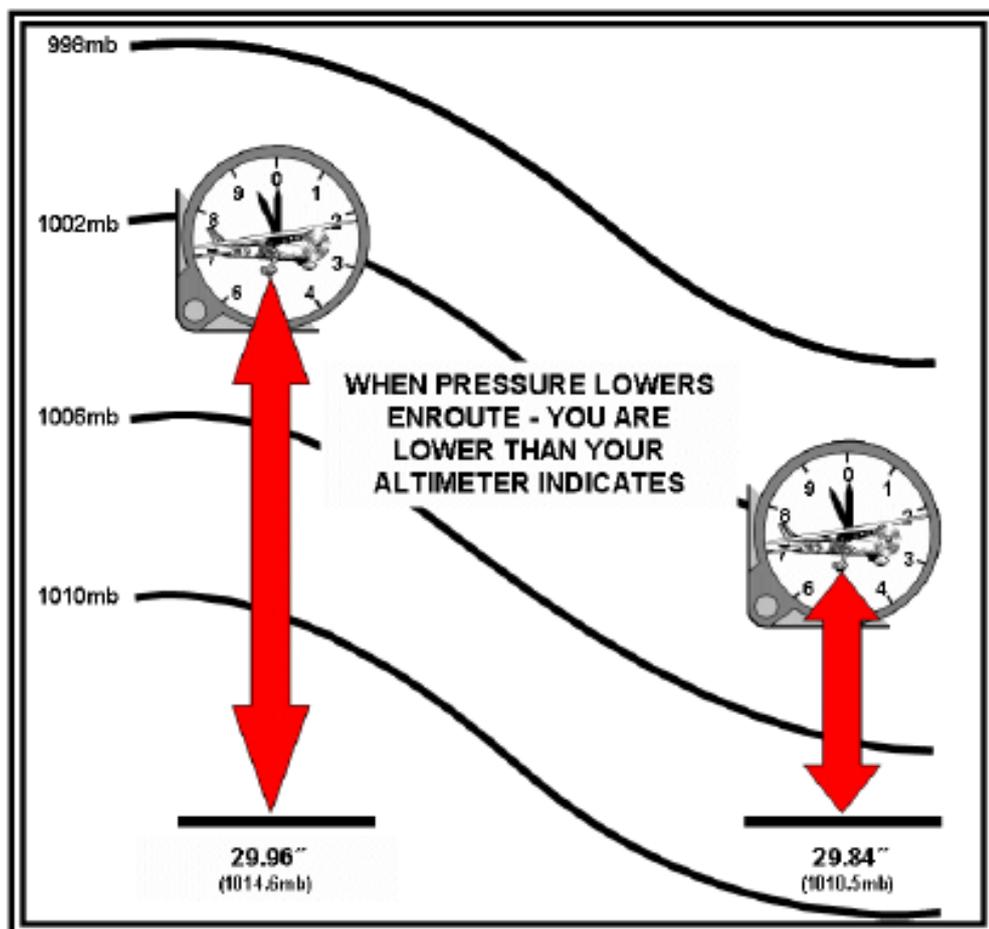
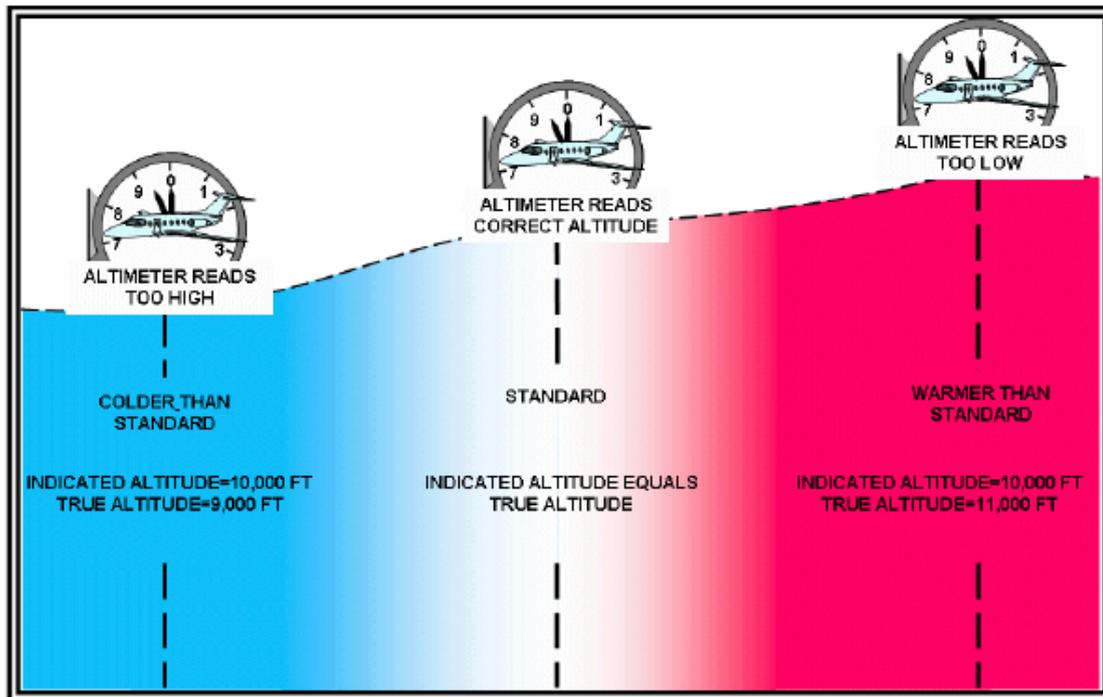


Figura 5-17. Efeitos da mudança de temperatura em leituras de altímetro



A Figura 5-17 mostra que, à medida que o piloto voa do ar quente para o frio, o altímetro indica estar mais alto - ele está abaixo do que o altímetro indica. Em terrenos planos, essa leitura abaixo da verdadeira não é um grande problema; outras aeronaves nas proximidades também estão voando preferencialmente na altitude verdadeira, e as leituras de todos os altímetros são compatíveis. Se voar em climas frios e em áreas montanhosas, no entanto, um piloto deve levar em conta a diferença entre a altitude indicada e a altitude verdadeira. Ele deve saber que a altitude verdadeira garante estar acima do terreno e computar uma correção para a altitude indicada.

**5.4.1.3 Altitude Corrigida (Aproximadamente Verdadeira).** Se um piloto pudesse sempre determinar a temperatura média de uma coluna de ar entre a aeronave e a superfície, os computadores de voo seriam projetados para usar essa temperatura média no cálculo da altitude verdadeira. No entanto, o único guia que um piloto tem para a temperatura abaixo dele é a temperatura do ar em sua altitude. Portanto, o computador de voo usa a temperatura do ar externo para corrigir a altitude indicada para aproximar da altitude verdadeira. A altitude corrigida (aproximadamente verdadeira) é indicada para a temperatura da coluna de ar abaixo da aeronave, sendo a correção baseada no desvio estimado da temperatura existente para a temperatura ambiente padrão. É uma aproximação da altitude verdadeira e é rotulada como altitude verdadeira nos computadores de voo. Ele está próximo o suficiente da altitude verdadeira a ser usada para estar acima do terreno, desde que o piloto tenha seu altímetro ajustado para o valor informado por uma estação de meteorológica próxima.

**5.4.1.4 Altitude Pressão.** Na atmosfera padrão, a pressão ao nível do mar é 29,92 polegadas de mercúrio (1013,2 milibares). A pressão diminui a uma taxa fixa para cima, através da atmosfera padrão. Portanto, na atmosfera padrão, uma determinada pressão existe em qualquer altitude especificada. Altitude pressão é a altitude (acima de MSL) mostrada pelo altímetro quando ajustada para 29,92 polegadas de mercúrio. Em outras palavras, é a altitude associada a uma pressão específica medida pela porta estática quando o altímetro está configurado para 29,92. Como a pressão é a mesma em todos os lugares, independentemente da altitude pressão específica, uma superfície de pressão constante define uma altitude pressão constante. Quando

um piloto voa uma altitude pressão constante, ele está voando uma superfície de pressão constante.

Como discutido anteriormente, as superfícies de pressão constantes têm alturas diferentes entre elas. Portanto, ao voar a uma altitude pressão específica (ou seja, superfície de pressão constante), a altitude verdadeira de um piloto mudará com a distância. No entanto, como as altitudes pressão são voadas em ou acima de FL180 (nos Estados Unidos), um piloto quase sempre estará acima dos mais altos dos terrenos .

**5.5 Altitude Densidade.** A altitude densidade é a altitude pressão corrigida para desvios de temperatura da atmosfera padrão. A altitude densidade tem a mesma relação com a altitude pressão que a altitude verdadeira com a altitude indicada .

A altitude densidade está indiretamente relacionada à densidade atmosférica; À medida que a densidade do ar aumenta (diminui), a altitude densidade diminui (aumenta). Aeroportos com maiores elevações de campo (por exemplo, Denver) têm menor pressão, menor densidade e, portanto, maiores altitudes de densidade do que os aeroportos com menor elevação de campo (por exemplo, Nova Orleans).

A altitude densidade é igual à elevação do campo durante as condições atmosféricas padrão, mas as condições raramente são padrão. A altitude densidade é mais alta (mais baixa) do que o padrão nos aeroportos que reportam pressões mais baixas (mais altas) do que as normais (29,92 polegadas de mercúrio) e / ou mais altas (mais baixas) do que as temperaturas padrão. A temperatura é o fator mais importante, pois a temperatura tem o maior efeito na densidade horizontal na atmosfera. Em dias quentes, o ar fica menos denso, causando altitudes de alta densidade. Nos dias frios a ar é mais denso, causando altitudes de menor densidade. Ponto de orvalho (vapor de água) também é um fator contribuinte, mas seus efeitos são geralmente insignificantes.

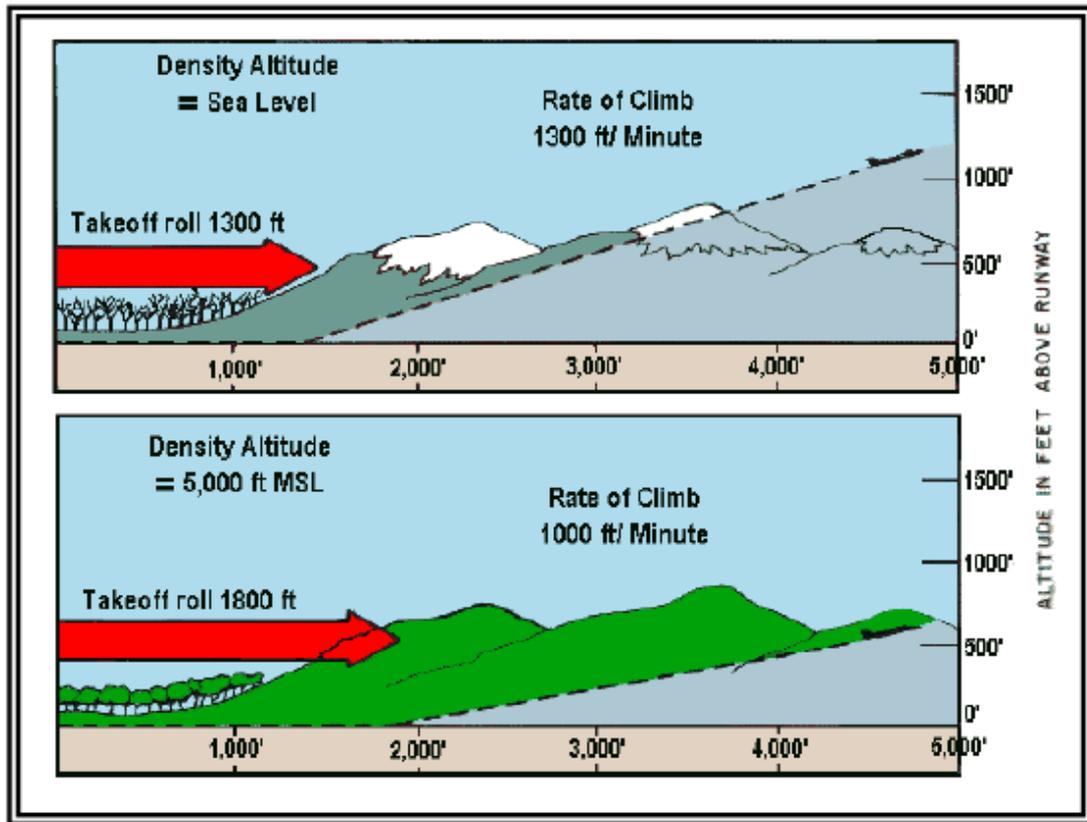
A altitude densidade é um índice para o desempenho da aeronave. Altitude densidade mais alta (mais baixa) diminui (aumenta) o desempenho. A altitude de alta densidade é um risco, pois reduz o desempenho da aeronave das três maneiras a seguir :

- 1- Reduz a potência porque o motor absorve menos ar para suportar a combustão.
- 2- Reduz o empuxo porque há menos ar para o funcionamento da hélice ou um jato tem menos massa de gases para forçar na saída do escapamento.
- 3- Reduz a sustentação porque o ar leve exerce menos força nos aerofólios.

Um piloto não consegue detectar o efeito da altitude de alta densidade em seu indicador de velocidade. A aeronave decola, sobe, cruza, desce e pousa na velocidade indicada; mas a uma velocidade especificada, a velocidade e a velocidade verdadeira do piloto aumentam proporcionalmente à medida que a altitude se torna maior.

Os resultados líquidos são que a altitude de alta densidade aumenta a decolagem e o pouso de um piloto e reduz sua razão de subida. Antes da decolagem, o avião deve atingir uma velocidade mais alta e, portanto, precisa de mais pista; e a potência e impulso reduzidos acrescentam a necessidade de ainda mais pista. O avião pousa a uma velocidade mais alta e, portanto, velocidade verdadeira maior e, portanto, cobre mais distância em um determinado momento, o que significa subir em um ângulo menor. Somando-se a isso, estão os problemas de redução de potência e razão de subida. A Figura 5-18 mostra o efeito da altitude densidade na distância de decolagem e na razão de subida.

Figura 5-18. Efeitos da Altitude de Alta Densidade no Voo



A altitude de alta densidade também pode ser um problema na altitude de cruzeiro. Quando a temperatura do ar é mais alta (mais quente) que a atmosfera padrão, a maior densidade diminui o teto de serviço. Por exemplo, se a temperatura a uma altitude pressão de 10.000 pés é de 20° C, a altitude densidade é de 12.700 pés. A aeronave de um piloto irá se comportar como se estivesse a 12.700 pés indicado com uma temperatura normal de -8° C.

Para calcular a altitude densidade, um piloto pode definir o altímetro para 29.92 polegadas (1013.2 milibares), ler a altitude pressão do altímetro, obter a temperatura do ar externo e, em seguida, usar um computador de voo para calcular a altitude densidade .

## CAPÍTULO 6 - CARTAS METEOROLÓGICAS

**6.1 Introdução.** Uma carta meteorológica é um mapa no qual são apresentados dados e análises que descrevem o estado da atmosfera em uma grande área em um dado momento do tempo.

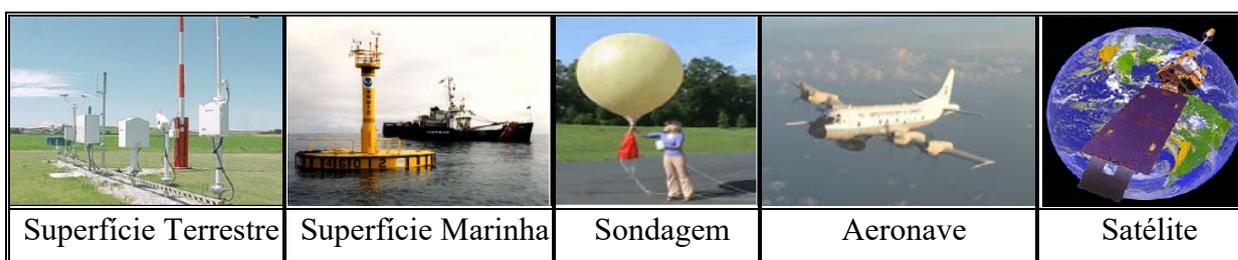
A possível variedade de tais cartas é enorme, mas na história meteorológica tem havido um conjunto de cartas mais ou menos padrão, incluindo cartas de superfície e as cartas de pressão constantes da atmosfera superior. Como os sistemas climáticos são tridimensionais (3-D), são necessárias cartas de superfície e superiores. As cartas meteorológicas de superfície descrevem o clima em uma superfície de altitude constante (geralmente no nível do mar), enquanto as cartas superiores descrevem o clima em superfícies de pressão constante.

O Serviço Nacional de Meteorologia (NWS - National Weather Service) produz muitas cartas meteorológicas que apoiam a comunidade da aviação.

**6.2 Fontes de Observação do Clima.** As cartas de análise do tempo podem ser baseados em observações de uma variedade de fontes de dados, incluindo:

- Superfície terrestre (por exemplo, sistema automatizado de observação de superfície (ASOS), Sistema Automatizado de Observação Meteorológica (AWOS) e mesonet);
- Superfície marinha (por exemplo, navio, boia, Rede Automatizada da Guarda Costeira- (C-MAN) e medidor de maré );
- Sondagem (por exemplo, radiosonda, dropsonda, pibal, profiler, e radar meteorológico Doppler Velocity Azimuth Display (VAD) perfil de vento);
- Aeronaves (por exemplo, Relatórios de Aeronaves (AIREP), Relatórios Meteorológicos do Piloto (PIREP), Relé de Dados Meteorológicos de Aeronaves (AMDAR) e Sistema de Comunicação e Endereçamento de Comunicações da Aeronave (ACARS)); e
- Satélite.

**Figura 6-1. Fontes de Observação Meteorológica**



**6.3 Análise.** A análise é o desenho e interpretação dos padrões de vários elementos em uma carta meteorológica. É uma parte essencial do processo de previsão. Se os meteorologistas não sabem o que está ocorrendo atualmente, é quase impossível prever o que acontecerá no futuro. Computadores têm sido capazes de analisar cartas meteorológicas de muitos anos e são comumente usados no processo. No entanto, os computadores não podem interpretar o que eles analisam. Assim, muitos meteorologistas ainda fazem uma análise subjetiva das cartas meteorológicas quando necessário.

**6.3.1 Procedimento de Análise.** O procedimento de análise é semelhante ao desenho de um livro de colorir ponto-a-ponto. Assim como alguém desenharia uma linha de um ponto a outro, analisar cartas meteorológicas é similar onde linhas de valores iguais, ou isopletas, são desenhadas entre pontos representando vários elementos da atmosfera. Uma isopleta é um termo amplo para

qualquer linha em uma carta meteorológica que conecta pontos com valores iguais de uma determinada variável atmosférica.

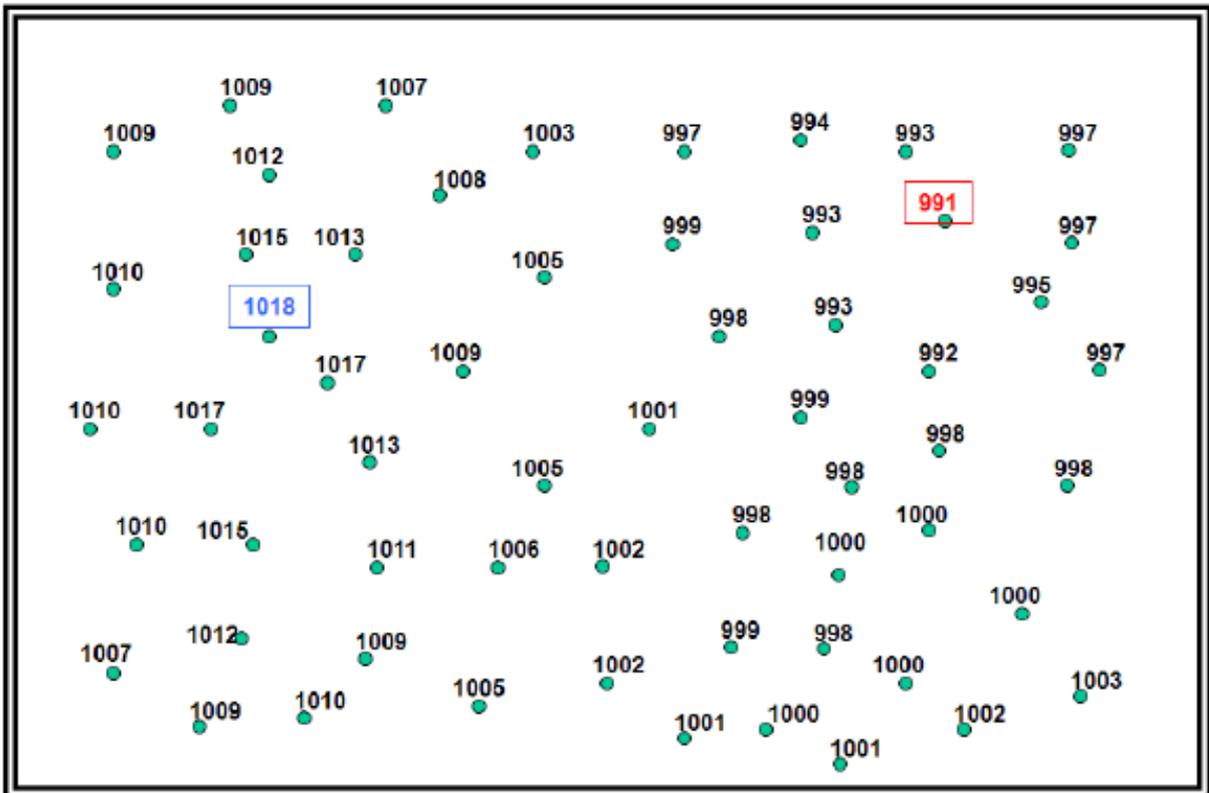
**Tabela 6-1 Isopletas Comuns**

<b>Isopleta</b>	<b>Variável</b>	<b>Definição</b>
Isobar	Pressão	Uma linha conectando pontos de pressão igual ou constante.
Linha de contorno (também chamada de isoheight)	Altura	Uma linha de elevação constante acima do MSL de uma superfície definida, normalmente uma superfície de pressão constante.
Isoterma	Temperatura	Uma linha conectando pontos de temperatura igual ou constante.
Isotach	Velocidade do vento	Uma linha conectando pontos de igual velocidade do vento.
Isohume	Umidade	Uma linha traçada através de pontos de umidade iguais.
Isodrotherm	Ponto de condensação da água	Uma linha conectando pontos de igual ponto de orvalho.

O procedimento de análise da carta meteorológica começa com um mapa dos dados plotados que deve ser analisado (veja a Figura 6-2). Supõe-se que os dados incorretos ou obviamente incorretos tenham sido removidos antes de iniciar o processo de análise. No início, a carta aparecerá ser uma grande confusão de números. Mas quando o procedimento de análise estiver concluído, os padrões aparecerão e os recursos climáticos significativos serão revelados.

**6.3.1.1 Etapa 1: Determine o intervalo e os valores ideais de contorno para ser analisado.** O primeiro passo no procedimento de análise de cartas meteorológicas é identificar os valores de dados máximos e mínimos e determinar o intervalo de contorno ideal e os valores a serem analisados. O melhor intervalo de contorno conterá contornos suficientes para identificar recursos climáticos significativos, mas não tantos que a carta se torne confusa. Cada elemento meteorológico possui um intervalo de contorno padrão nas cartas meteorológicas do NWS, mas esses valores podem ser ajustados em outras análises, conforme necessário.

**Figura 6-2. Passo 1 do Procedimento de Análise: Determine o Intervalo Ótimo de Contorno e os Valores a Serem Analisados**



Cada valor de contorno deve ser uniformemente divisível pelo intervalo de contorno. Assim, por exemplo, se o intervalo de contorno for a cada 4 unidades, um contorno de 40 unidades está correto, mas um contorno de 41 unidades não está. No exemplo da análise de pressão de superfície mostrado na Figura 6-2, executaremos uma análise da isobara começando em um valor de 992 milibares e usaremos um intervalo de contorno de 4 milibares, que é padrão na tabela da análise de superfície do NWS.

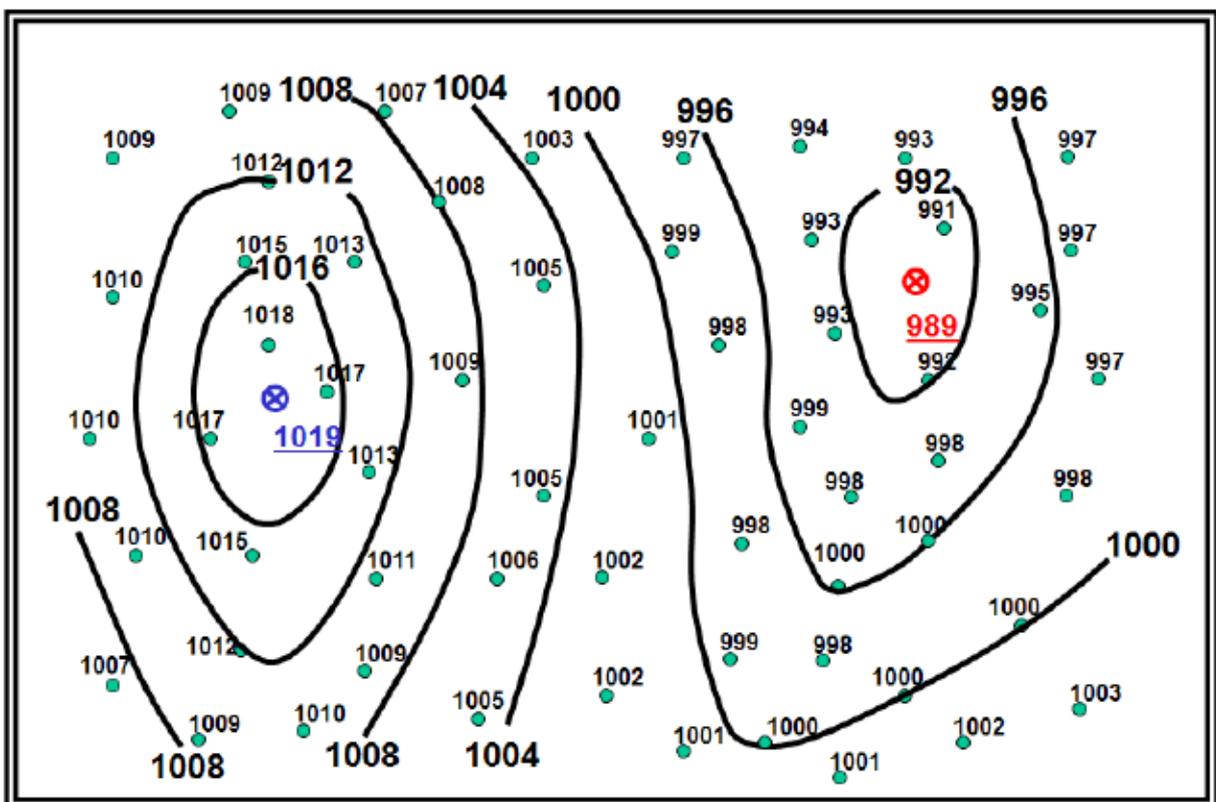
**6.3.1.2 Passo 2: Desenhe as Isopletas e Extrema.** O segundo passo é desenhar as isopletas e extrema (máxima e mínima) usando o valor de contorno inicial e o intervalo de contorno escolhido no primeiro passo. Geralmente é mais fácil começar a desenhar um isopleta na borda do domínio de dados (borda da carta) ou em um ponto de dados que corresponda ao valor da isopleta que está sendo desenhada. A interpolação deve ser usada frequentemente para desenhar isopletas entre pontos de dados e determinar os extremos. Interpolair significa estimar um valor dentro de um intervalo entre valores conhecidos.

Ao desenhar isopletas e extrema em uma carta meteorológica, certas regras devem ser seguidas:

- A análise deve permanecer dentro do domínio de dados. A análise nunca deve ser desenhada além da borda da carta onde não há pontos de dados. Isso seria adivinhação.
- As isopletas não devem conter ondas e dobras entre dois pontos de dados. Isso indicaria um recurso pequeno demais para ser suportado pelos dados. As isopletas devem ser lisas e desenhadas geralmente paralelas as outras.
- Quando uma isopleta é concluída, todos os valores de dados devem ser maiores que o valor da isopleta em um lado da linha e menores nos outros.
- Uma isopleta de loop fechado deve conter um extremo incorporado (máximo ou mínimo).

- Quando um máximo (mínimo) é identificado, os valores dos dados devem diminuir (aumentar) em todas as direções .
- Uma Isopleta nunca pode se sobrepor, interceptar ou atravessar uma extrema.
- É impossível que um local tenha mais de um valor de dados simultaneamente.
- Cada isopleta deve ser rotulada. Uma etiqueta deve ser desenhada onde um isopleta sai do domínio de dados. Para isopletas de loop fechado, uma quebra no loop deve ser criada onde um rótulo pode ser desenhado. Para isopletas muito longas e / ou complexas, devem ser criados intervalos nos quais rótulos adicionais podem ser desenhados, conforme necessário.
- A Extrema deve ser rotulada. Extrema é frequentemente denotado por um “x” incorporado dentro de um círculo. Abaixo do rótulo, o valor analisado do campo deve ser escrito e sublinhado.
- Isopletas e rótulos não devem ser desenhados sobre os valores do ponto de dados. Se necessário, as quebras nas isopletas devem ser criadas para que os valores dos pontos de dados ainda possam ser lidos.

**Figura 6-3. Procedimento de Análise Passo 2: Desenhe os Isopletas e Extrema**



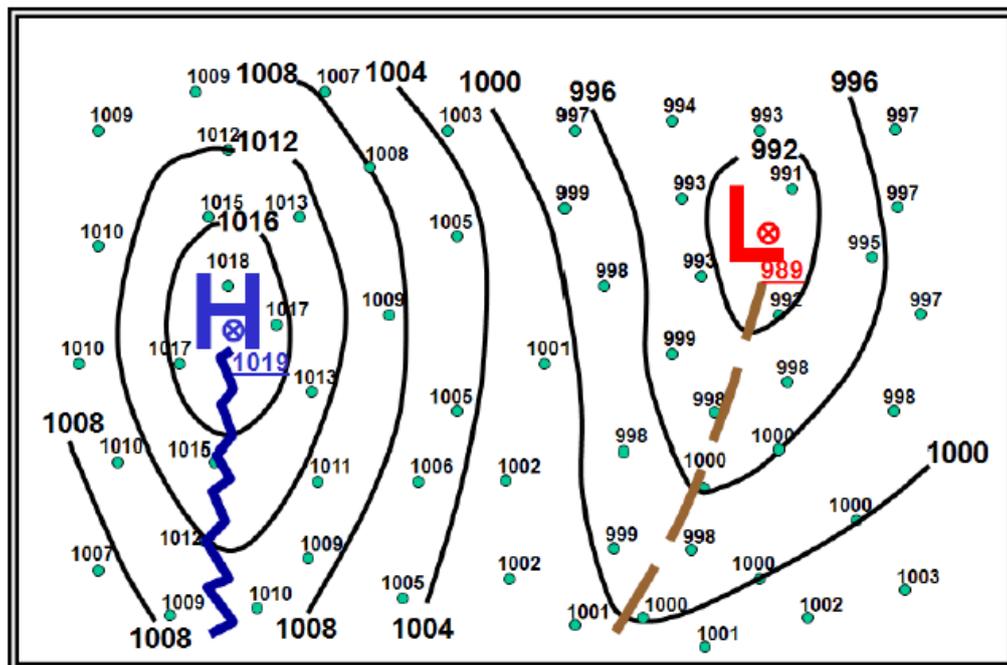
**6.3.1.3 Etapa 3: Identificar recursos climáticos significativos.** O terceiro (e último) passo é interpretar recursos climáticos significativos. As etiquetas convencionais para extrema são H (alto) e L (baixo) para pressão e altura, W (quente) e K (frio) para temperatura (representam as palavras alemãs para quente e frio), e X (máximas) e N (mínimo) para todos os outros elementos. Vales, cumes e outras características significativas são frequentemente identificadas como nós . A Tabela 6-2 abaixo fornece uma lista dos símbolos da carta meteorológica mais comuns.

**Tabela 6-2. Símbolos de clima comum**

Característica	Símbolo	Definição
Baixo		Um mínimo de pressão atmosférica em duas dimensões (isobares fechadas) em uma carta de superfície, ou um mínimo de altura (contornos fechados) em uma carta de pressão constante. Também conhecido como ciclone.
Alto		Um máximo de pressão atmosférica em duas dimensões (isobares fechadas) em uma carta de superfície, ou um máximo de altura (contornos fechados) em uma carta de pressão constante. Também conhecido como anti-ciclone.
Vale		Uma área alongada de pressão atmosférica ou altura relativamente baixa.
Cume		Uma área alongada de pressão atmosférica ou altura relativamente alta. Também pode ser usado como referência para outras grandezas meteorológicas, como temperatura e ponto de orvalho.

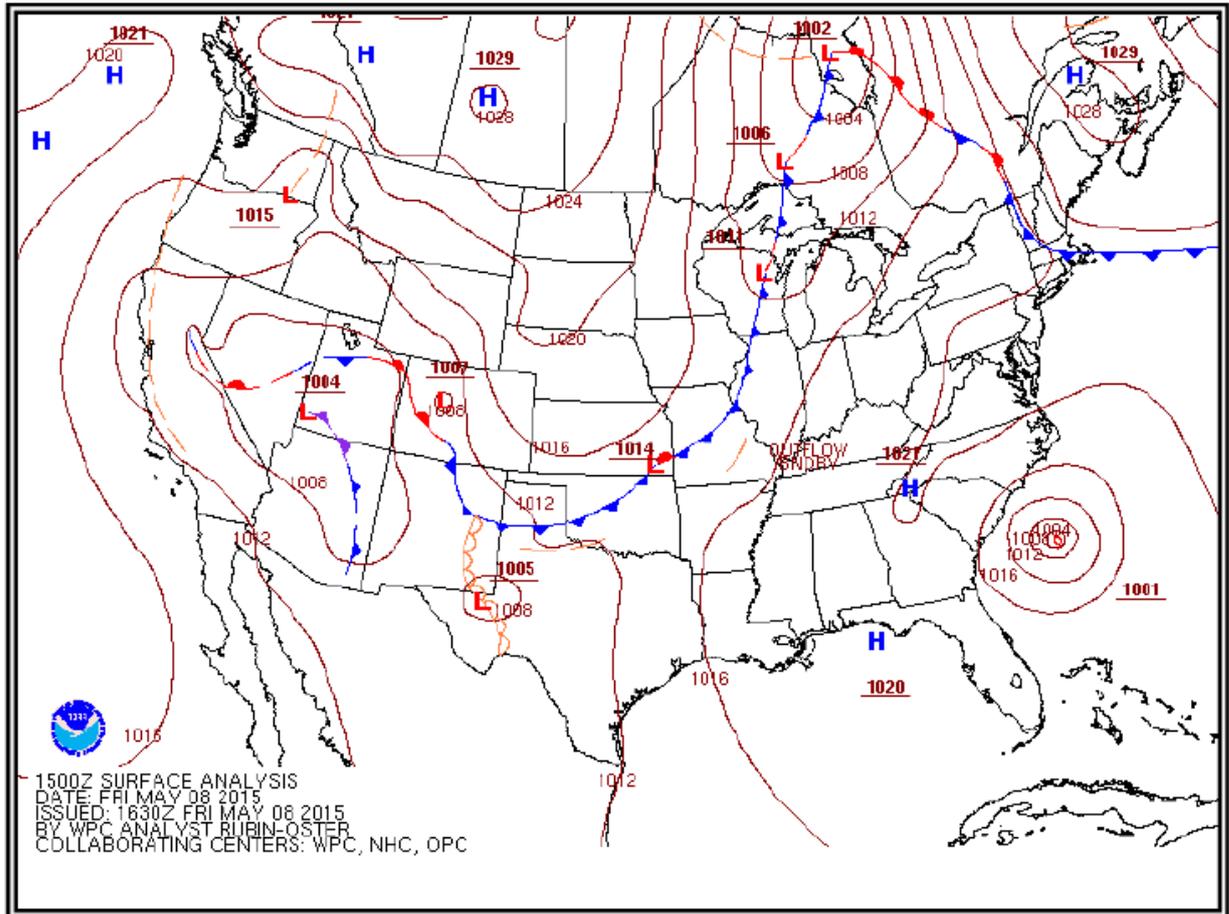
Na análise da pressão de superfície abaixo na Figura 6-4, uma alta, baixa, vale e cume foram identificados.

**Figura 6-4. Etapa 3 do Procedimento de Análise: Interpretar Características Significativas do Clima**



**6.4 Carta de Superfície.** Uma carta de superfície (também chamada de mapa de superfície ou carta de pressão no nível do mar) é uma carta de observações meteorológicas de superfície analisada. Essencialmente, uma carta de superfície mostra a distribuição da pressão ao nível do mar, incluindo as posições das altas, baixas, vales e cumes, e a localização e caráter de frentes e vários outros limites, como linhas de seca, limites de escoamento e frentes marítimas. Embora a pressão seja referida como MSL, todos os outros elementos nesta carta são apresentados à medida que ocorrem no ponto de observação da superfície. Uma carta nessa forma é comumente chamada de mapa do clima.

**Figura 6-5. Exemplo de uma carta de superfície**

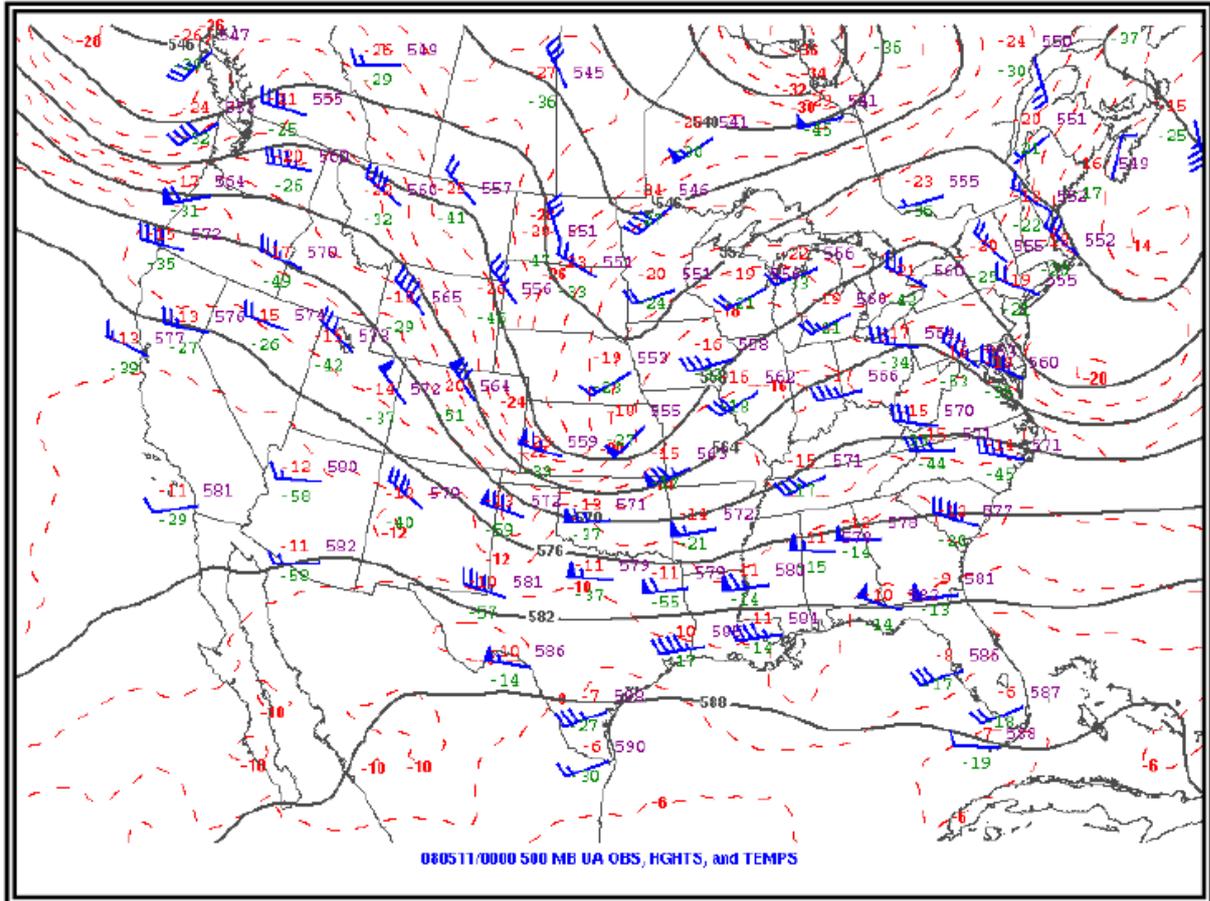


**6.5 Carta de Pressão Constante.** Uma carta de pressão constante (também chamada de carta isobárica) é uma carta meteorológica que representa as condições em uma superfície de pressão atmosférica igual. Por exemplo, uma carta de 500 milibar exibirá condições no nível da atmosfera em que a pressão atmosférica é de 500 milibares. As cartas de pressão constante geralmente contêm dados plotados e análises da distribuição da altura da superfície (contornos), vento (isotachs), temperatura (isotermas) e, às vezes, umidade (isohumes). A altura acima do nível do mar em que a pressão é esse valor específico, que pode variar de um local para outro, a qualquer momento, e também varia com o tempo em qualquer local, por isso não representa uma superfície de altitude / altura constante (isto é, o nível de 500 milibar pode estar a uma altura diferente acima do nível do mar sobre Dallas do que sobre Nova York em um determinado momento, e também pode estar em uma altura diferente de Dallas de um dia para o outro).

As cartas de pressão constante são mais conhecidas pelo seu valor da pressão. Por exemplo, a carta de 1.000 milibar (que corresponde aproximadamente a carta de superfície), a carta de 850 milibar, a carta de 700 milibar, a carta de 500 milibar, etc.

Uma análise de contorno (consulte a Figura 6-6) pode revelar máximas, vales, baixos e cumes, assim como a carta de superfície mostra esses sistemas na superfície. Estes sistemas de altas / cumes e baixas / vales são chamadas de ondas de pressão. Essas ondas de pressão são semelhantes às ondas vistas em corpos de água. Eles têm cristas e vales.

**Figura 6-6. Exemplo de uma carta de pressão constante de 500 milibares**



## CAPÍTULO 7. VENTO

**7.1 Introdução.** O vento é o ar em movimento em relação à superfície da Terra. Embora não possamos realmente ver o ar se movendo, mas podemos medir a força que ele aplica nos objetos. Por exemplo, folhas farfalhando ou árvores balançando em um dia de vento indicam que o vento está soprando. Os ventos são um fator importante tanto para o clima quanto para as aeronaves. Os ventos causam a formação, a dissipação e a redistribuição do clima. Os ventos também afetam as aeronaves durante todas as fases do voo. Este capítulo discute como os ventos são nomeados e a origem do vento.

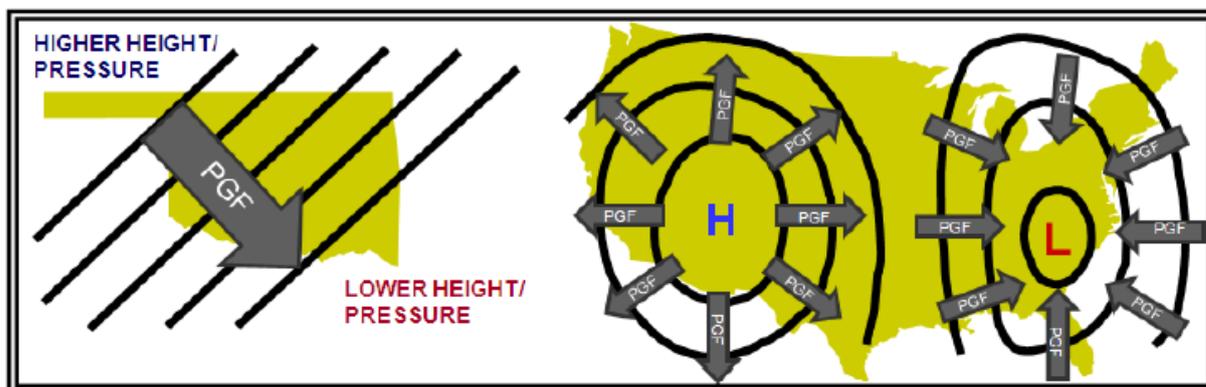
**7.2 Nomeação do vento.** O vento é nomeado de acordo com a direção da qual está soprando. Por exemplo, um vento oeste indica que o vento está soprando do oeste para o leste. Na aviação, 36 pontos da bússola são normalmente usados para representar a direção da qual o vento sopra. Por exemplo, ventos do norte vêm de 360°, de leste a 90°, do sul a 180° e do oeste a 270°.

**7.3 Forças que afetam o vento.** Três forças primárias afetam o fluxo do vento: Força gradiente de pressão (PGF), força de Coriolis e atrito.

**7.3.1 Força gradiente de pressão (PGF).** O vento é impulsionado por diferenças de pressão que criam uma força chamada Força de Gradiente de Pressão (PGF). Sempre que uma diferença de pressão se desenvolve sobre uma área, a PGF faz o vento soprar na tentativa de equalizar as diferenças de pressão. Essa força é identificada por gradientes de contorno de altura em cartas de pressão constante e por gradientes isóbaras em cartas de superfície.

A PGF é direcionada da maior altura / pressão para menor altura / pressão e é perpendicular a contornos / isóbaras. Sempre que uma diferença de pressão se desenvolve sobre uma área, a PGF começa a mover o ar diretamente através dos contornos / isóbaras.

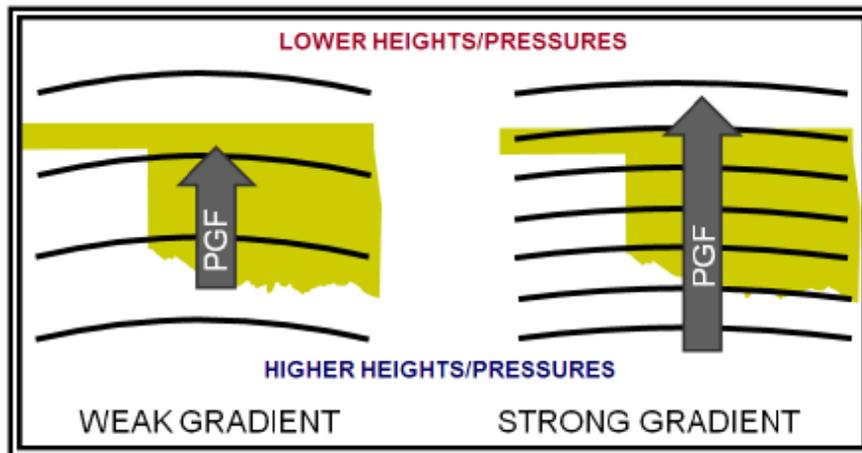
**Figura 7-1. Direção da Força Gradiente de Pressão**



*PGF é direcionado através de contornos / isóbaras para menor altura / pressão.*

A velocidade do vento é diretamente proporcional ao PGF, que é diretamente proporcional ao gradiente de contorno / isóbara. Contornos / isóbaras muito próximas indicam ventos fortes, enquanto contornos / isóbaras amplamente espaçados significam vento mais fraco. A partir de uma análise da pressão, você pode ter uma ideia geral da velocidade do vento a partir do espaçamento do contorno / isóbara.

**Figura 7-2. Magnitude da Força Gradiente de Pressão**

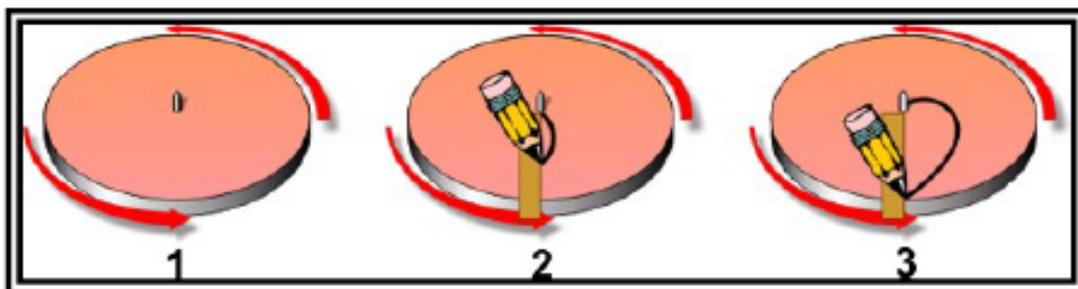


*No painel esquerdo, os contornos / isóbaras estão bem separadas, o PGF é fraco e a velocidade do vento é fraca. No painel direito, os contornos / isóbaras são menos espaçados, o PGF é mais forte e a velocidade do vento é mais forte.*

O vento fluiria da alta para baixa pressão se a PGF fosse a única força atuando sobre ela. No entanto, por causa da rotação da Terra, há uma segunda força chamada força de Coriolis que afeta a direção do fluxo do vento.

**7.3.2 Força de Coriolis.** Uma massa em movimento viaja em linha reta até ser acionada por alguma força externa. No entanto, se alguém vê a massa em movimento a partir de uma plataforma rotativa, o caminho da massa em movimento em relação à sua plataforma parece ser desviado ou curvo. Para ilustrar, considere uma plataforma giratória. Se alguém usou um lápis e uma régua para desenhar uma linha reta do centro até a borda externa do toca-discos, o lápis terá viajado em linha reta. No entanto, parando a plataforma giratória, é evidente que a linha espirala para fora do centro (veja a Figura 7-3). Para um espectador no toca-discos, alguma força aparente desviou o lápis para a direita.

**Figura 7-3. Ilustração da Força de Coriolis,**



Uma força aparente similar desvia as partículas em movimento na Terra. Como a Terra é esférica, a força de deflexão é muito mais complexa do que o exemplo simples da mesa giratória. Embora a força seja chamada aparente para nós na Terra, é muito real. O princípio foi explicado pela primeira vez pelo francês Gaspard-Gustave de Coriolis e agora leva seu nome - a força de Coriolis.

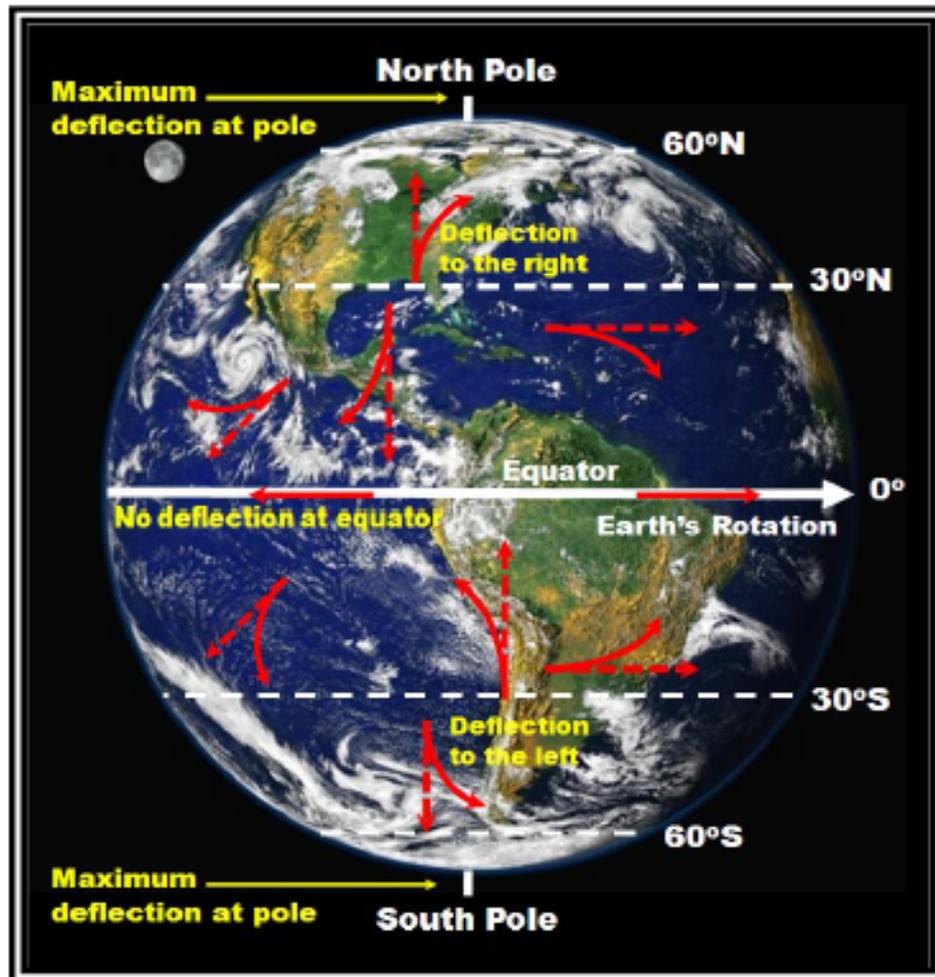
A força de Coriolis afeta todos os objetos em movimento. A força desvia o ar para a direita no hemisfério norte e para a esquerda no hemisfério sul.

A força de Coriolis está em um ângulo reto com a direção do vento e é diretamente proporcional à velocidade do vento; isto é, à medida que a velocidade do vento aumenta, a força de Coriolis

aumenta. Em uma dada latitude, dobre a velocidade do vento que a força de Coriolis duplica. Por que a uma determinada latitude?

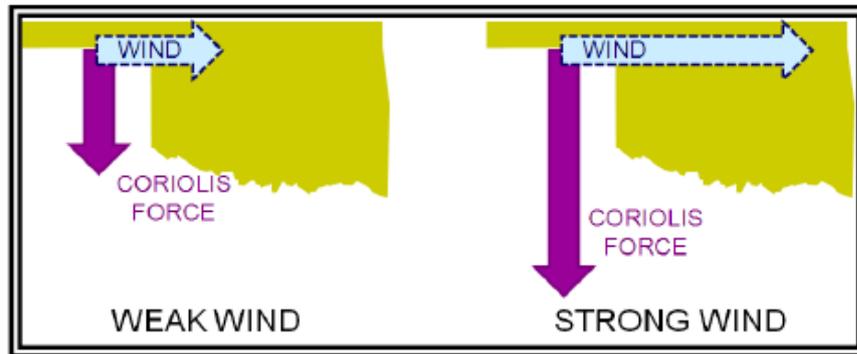
A força de Coriolis varia com a latitude de zero no equador até um máximo nos polos. Ela influencia a direção do vento em todos os lugares, exceto imediatamente no Equador, mas os efeitos são mais pronunciados em latitudes médias e altas.

**Figura 7-4. Variações da Força Coriolis na Terra**



*A força de Coriolis desvia objetos móveis para a direita de seu caminho no Hemisfério Norte e para a esquerda de seu caminho no Hemisfério Sul. A deflexão de Coriolis é maximizada nos polos e é zero no equador.*

Figura 7-5. Variações de Magnitude da Força de Coriolis com a Velocidade do Vento



*A magnitude da força de Coriolis é diretamente proporcional à velocidade do vento. A velocidade do vento é duas vezes mais forte no painel direito; assim, a força de Coriolis é dobrada.*

**7.3.3 Força de atrito.** A fricção entre o vento e a superfície do terreno retarda a vento. Quanto mais áspero o terreno, maior o efeito de atrito. Além disso, quanto mais forte a velocidade do vento, maior o atrito. Não se pode pensar em atrito como uma força, mas é uma força real e eficaz sempre agindo em oposição a direção do vento.

Figura 7-6. Variações de magnitude da força de atrito com a rugosidade do terreno



*A magnitude da força de atrito é diretamente proporcional à rugosidade do terreno. Mesmo que a velocidade do vento seja a mesma em ambos os painéis, o terreno é mais áspero no painel direito; assim, a força de atrito é mais forte.*

Figura 7-7. Variações de magnitude da força de atrito com a velocidade do vento

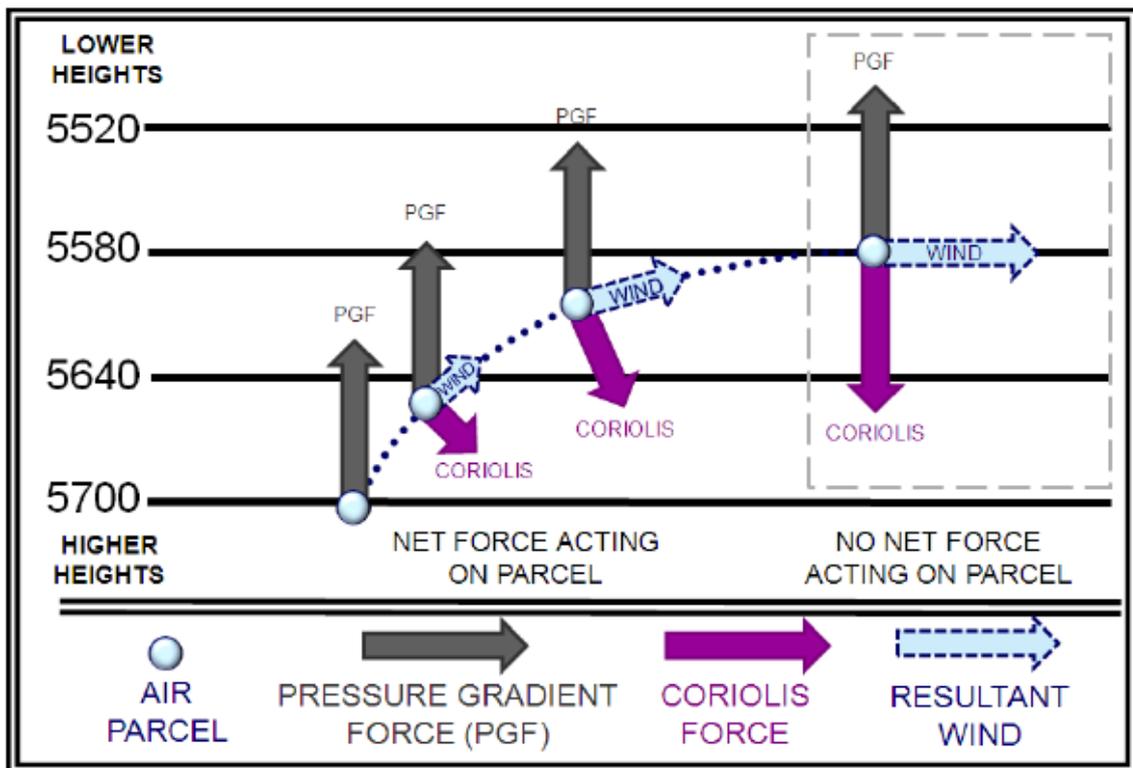


*A magnitude da força de atrito é diretamente proporcional à velocidade do vento. A velocidade do vento é duas vezes mais forte no painel direito; assim, a força de atrito é dobrada.*

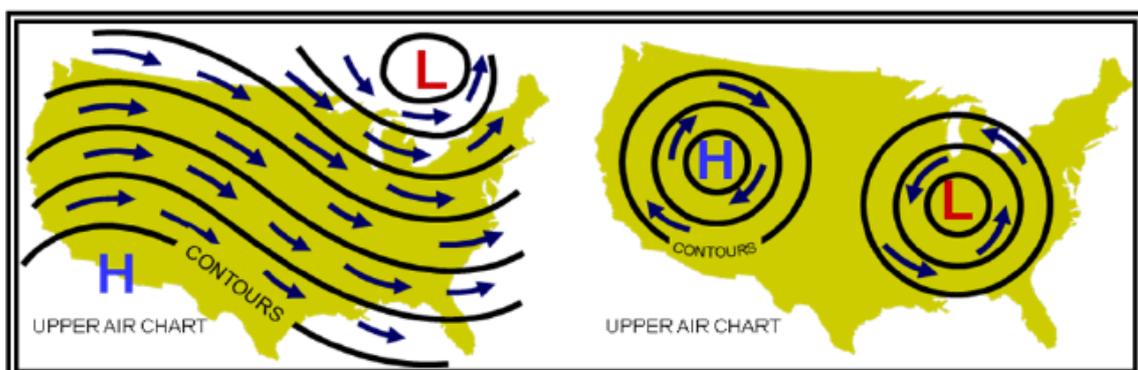
O arrasto por atrito no solo normalmente diminui com a altura e se torna insignificante acima dos poucos milhares de pés (ft) mais baixos. No entanto, isso pode variar um pouco, já que tanto os ventos fortes quanto o terreno acidentado estendem a camada de atrito a grandes altitudes.

**7.4 Vento Aéreo Superior.** Na atmosfera acima da camada de atrito (em alguns milhares de pés), somente a força PGF e Coriolis afetam o movimento horizontal do ar. Lembre-se que o PGF impulsiona o vento e é orientado perpendicularmente aos contornos de altura. Quando um PGF é estabelecido pela primeira vez, o vento começa a soprar da maior para menor altura diretamente através dos contornos. No entanto, o ar instantâneo começa a se mover, a força de Coriolis a desvia para a direita. Logo o vento é desviado a 90° e é paralelo aos contornos. Neste momento, a força de Coriolis equilibra exatamente o PGF, como mostrado na Figura 7-8. Com as forças em equilíbrio, o vento permanecerá paralelo aos contornos. Isso é chamado de vento geostrófico.

**Figura 7-8. Vento Geostrófico**

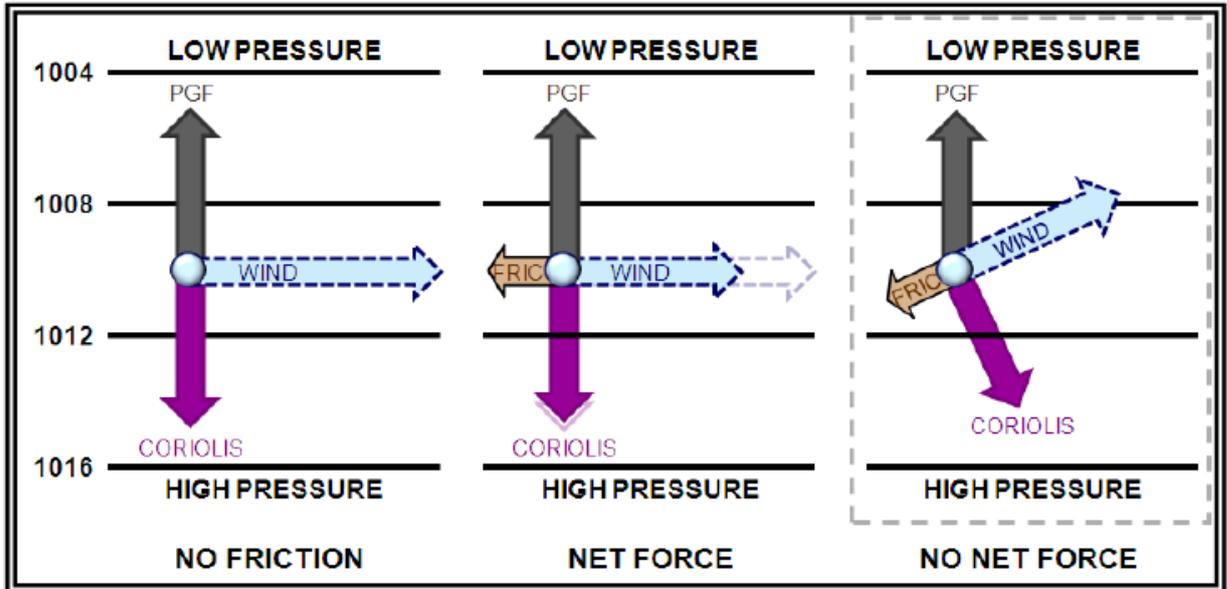


**Figura 7-9. Fluxo de Vento do Ar Superior**



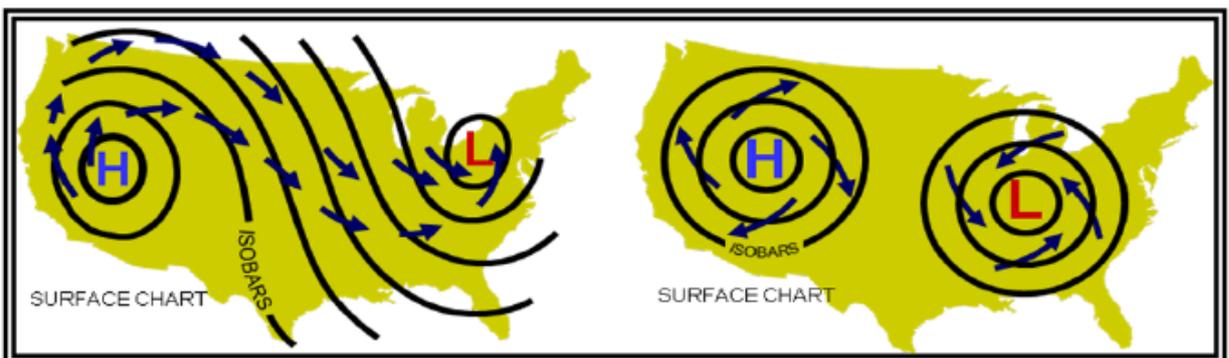
**7.5 Vento de Superfície.** Na superfície da Terra, todas as três forças entram em jogo. Como a força de atrito diminui a velocidade do vento, a força de Coriolis diminui. No entanto, o atrito não afeta a PGF. A força de PGF e Coriolis não estão mais em equilíbrio. A PGF mais forte gira o vento em um ângulo através das isóbaras em direção à pressão mais baixa até que as três forças se equilibrem, conforme mostrado na Figura 7-10.

**Figura 7-10. Forças do vento de superfície**



O ângulo do vento de superfície para isóbaras é de cerca de 10° sobre a água, aumentando para até 45° acima de um terreno acidentado. O resultado final é, no Hemisfério Norte, o vento de superfície espirala no sentido horário e externo a partir da alta pressão, e no sentido anti-horário e interior na baixa pressão (veja a Figura 7-11). Em regiões montanhosas, muitas vezes há dificuldade em relacionar o vento de superfície ao gradiente de pressão devido à imensa fricção e também devido aos efeitos do terreno local sobre a pressão.

**Figura 7-11. Fluxo do vento de superfície**



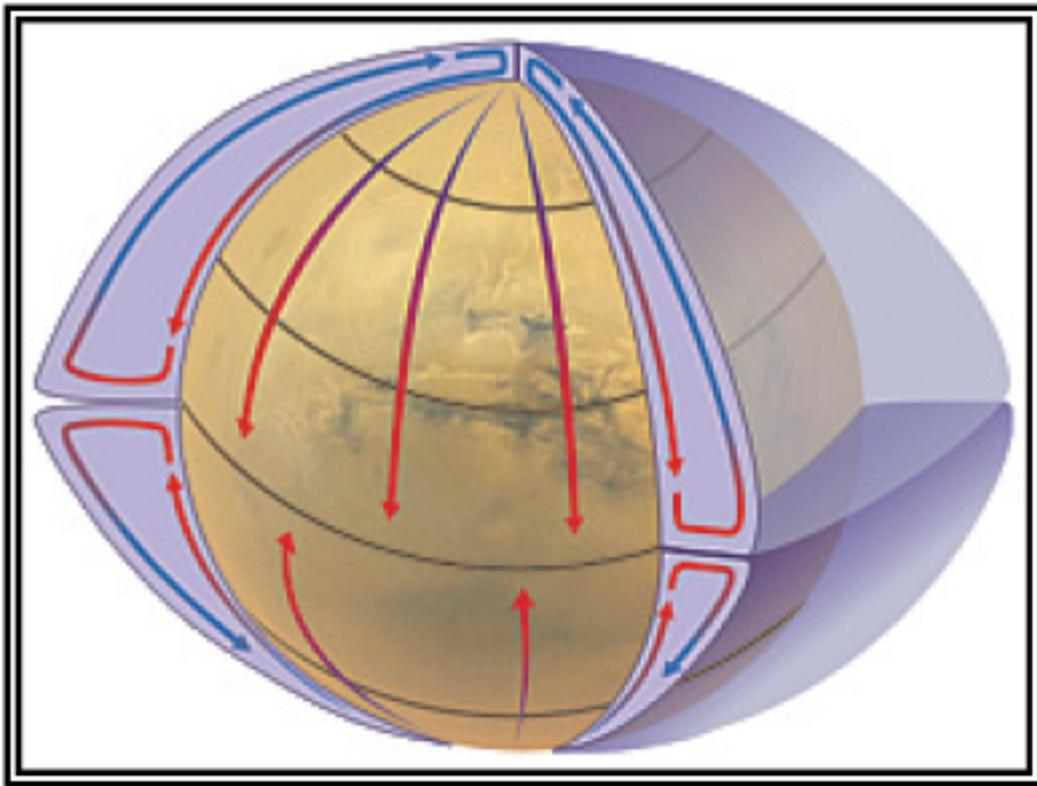
## CAPÍTULO 8. CIRCULAÇÕES GLOBAIS E CORRENTES DE JATO

**8.1 Sistema de Circulação Terrestre Não Rotativo.** Circulações globais explicam como o ar e sistemas de tempestade viajam pela superfície da Terra. A circulação global seria simples (e a meteorologia chata) se a Terra não girasse, a rotação não estivesse inclinada em relação ao sol e não tivesse água.

Sem esses fatores, o solo e a atmosfera diretamente abaixo do sol estariam sujeitos a mais calor do sol do que em qualquer outro lugar do planeta. O resultado seria o Equador ficando muito quente, com o ar quente subindo para a atmosfera superior.

Aquele ar quente se moveria em direção aos polos, onde ficaria muito frio e afundaria, retornando ao Equador (veja a Figura 8-1). Uma grande área de alta pressão seria formada em cada um dos polos, com uma grande faixa de baixa pressão ao redor do Equador.

**Figura 8-1. Sistema de Circulação Terrestre Não Rotativo, Não Inclinado, Sem Água**



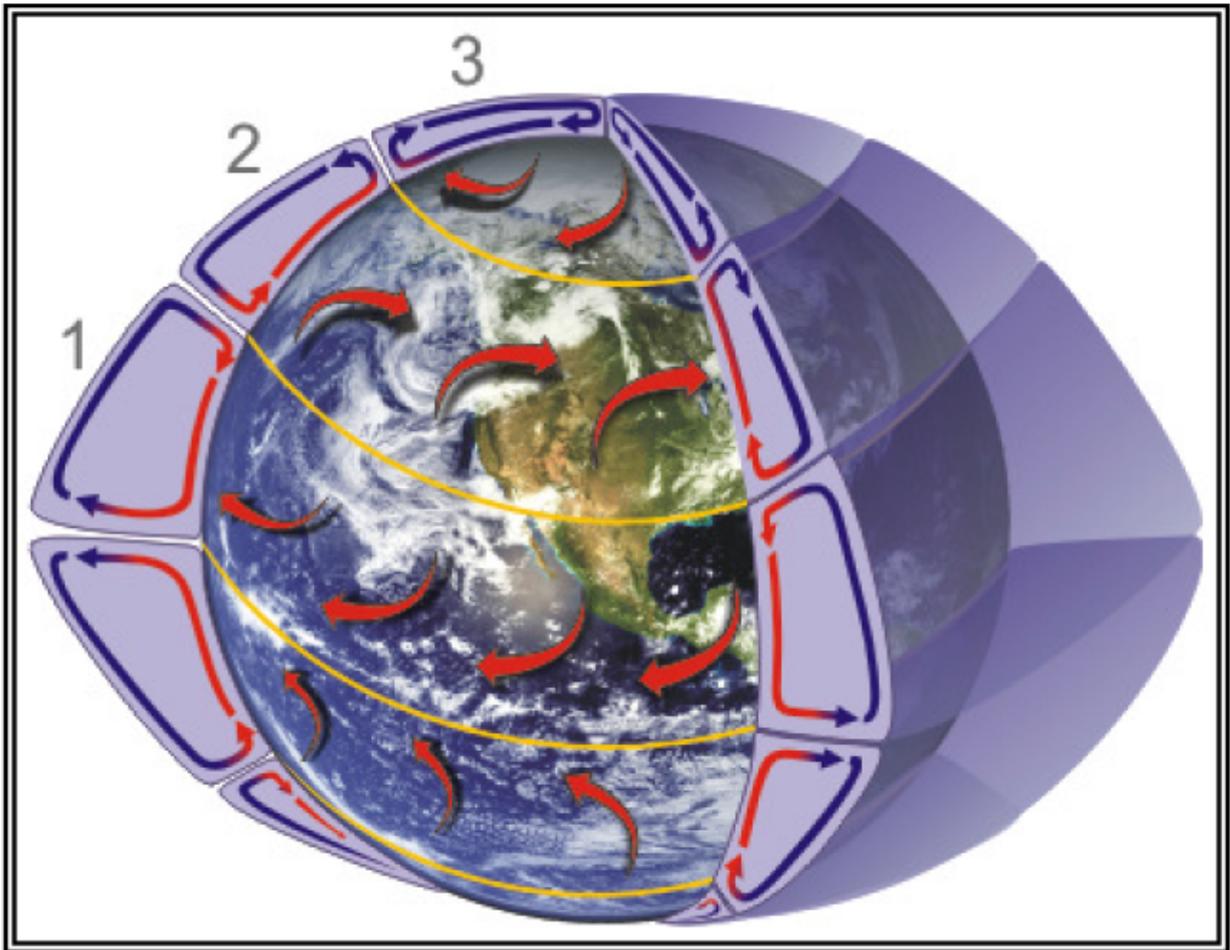
**8.2 Sistema de Circulação da Terra Rotativa.** No entanto, como a Terra gira, o eixo é inclinado e há mais massa de terra no Hemisfério Norte do que no Hemisfério Sul, o padrão global real é muito mais complicado.

Em vez de uma grande circulação entre os polos e o equador, existem três circulações (veja a Figura 8-2):

- Célula Hadley - Movimento do ar de baixa latitude em direção ao equador que, com o aquecimento, se eleva verticalmente com o movimento do polo na alta atmosfera. Isto forma uma célula de convecção que domina as regiões de climas tropicais e subtropicais.
- Célula Ferrel - Uma célula de circulação atmosférica média de latitude média para o clima, denominada por William Ferrel no século XIX. Nesta célula, o ar flui para o polo e para o leste, perto da superfície, e para cima e para o oeste, em níveis mais altos.

- Célula polar - O ar sobe, diverge e viaja em direção aos polos. Uma vez sobre os polos, o ar afunda, formando as elevações polares. Na superfície, o ar diverge para fora dos altos polares. Ventos de superfície na célula polar são orientais (polar easterlies (vento que vem do leste)).

**Figura 8-2. Sistema de Circulação Terrestre**



Entre cada uma dessas células de circulação estão bandas de alta e baixa pressão na superfície. A banda de alta pressão está localizada a cerca de  $30^{\circ}$  N / S de latitude e em cada polo. Bandas de baixa pressão são encontradas no Equador e  $50^{\circ}$  -  $60^{\circ}$  N / S.

Normalmente, o clima quente e seco está associado à alta pressão, com clima chuvoso e tempestuoso associado a baixa pressão. Os resultados dessas circulações tornam-se evidentes em um globo. Considere o número de desertos localizados ao longo da latitude de  $30^{\circ}$  N / S em todo o mundo em comparação com a região entre  $50^{\circ}$  -  $60^{\circ}$  N / S de latitude. As latitudes mais altas, especialmente perto da costa oeste dos continentes, tendem a ter mais precipitação devido a mais tempestades se movendo ao redor da Terra nessas latitudes.

### **8.3 Correntes de Jato.**

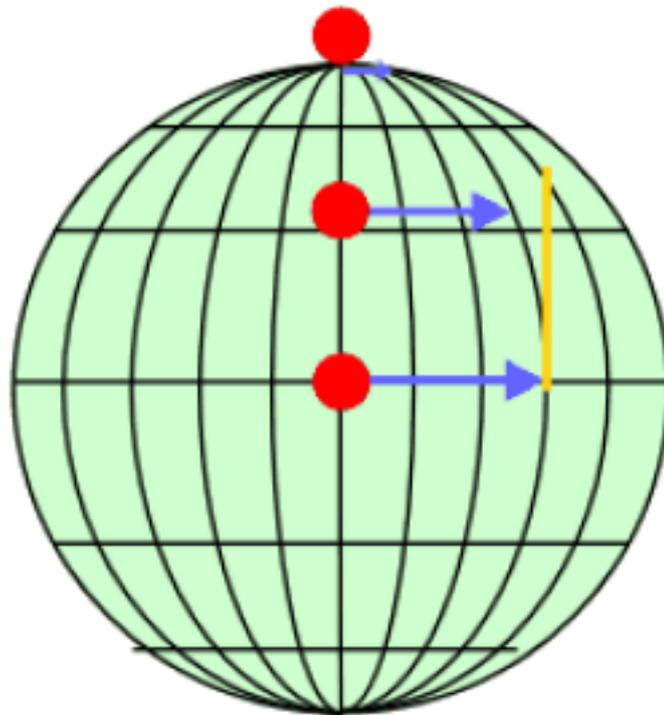
**8.3.1 Introdução.** As correntes de jato são bandas relativamente estreitas de vento forte nos níveis superiores da atmosfera. Os ventos sopram de oeste a leste em correntes de jato, mas o fluxo muitas vezes serpenteia para o sul e para o norte em ondas. Correntes de jato seguem os limites entre o ar quente e frio. Como esses limites de ar quente e frio são mais pronunciados no inverno, as correntes de jato são mais fortes nos invernos do hemisfério norte e do hemisfério sul.

**8.3.2 Direção do fluxo do vento** . Por que os ventos da corrente de jato sopram de oeste para leste? Como declarado na seção anterior, se a Terra não estivesse girando, o ar quente subiria no Equador e se moveria em direção aos dois polos. A rotação da Terra divide essa circulação em três células. Da mesma forma, a rotação da Terra é responsável pela corrente de jato.

O movimento do ar não é diretamente para o norte e para o sul, mas é afetado pelo momento que o ar se move quando se afasta do Equador e quão rápido uma localização na Terra ou acima dela se move em relação ao eixo da Terra.

A velocidade de um objeto em relação ao eixo da Terra depende de sua localização. Alguém parado no equador está se movendo muito mais rápido do que alguém parado em uma linha de latitude de  $45^\circ$ . Na Figura 8-3, a pessoa na posição no equador chega na linha amarela mais cedo do que os outros dois. Alguém parado em um poste não está se movendo (exceto que ele estivesse girando lentamente). A velocidade da rotação é grande o suficiente para fazer com que uma pessoa pese uma libra a menos no equador do que no Polo Norte ou Sul.

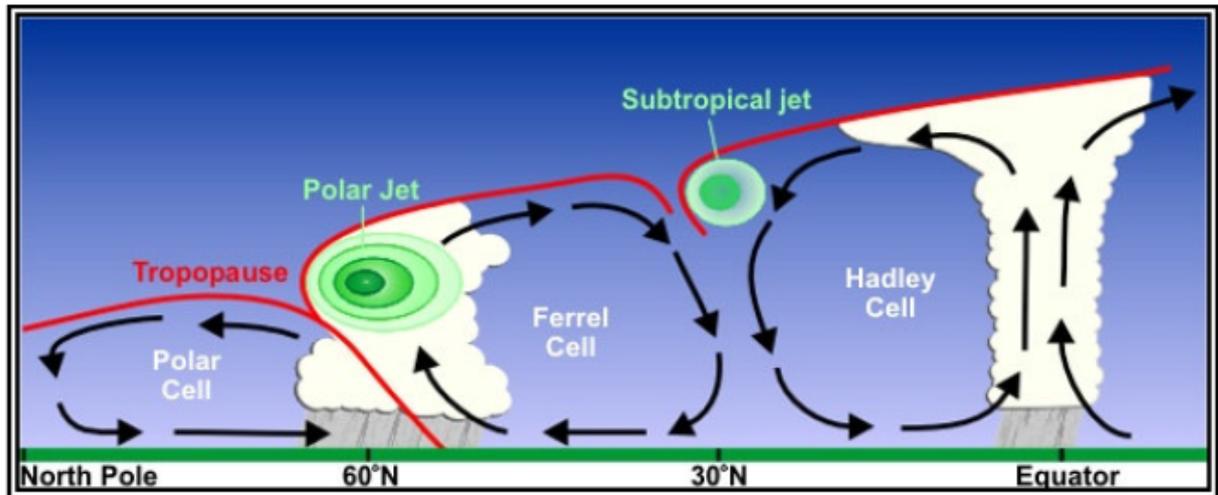
**Figura 8-3. Velocidade Relativa ao Eixo da Terra Versus Latitude**



O momento do ar enquanto viaja ao redor da Terra é conservado, o que significa que quando o ar que está sobre o Equador começa a se mover em direção a um dos polos, ele mantém seu movimento para o leste constante. A Terra abaixo do ar, no entanto, se move mais devagar, enquanto o ar viaja em direção aos polos. O resultado é que o ar se move cada vez mais rápido na direção leste (em relação à superfície da Terra abaixo) quanto mais longe ele se move do equador.

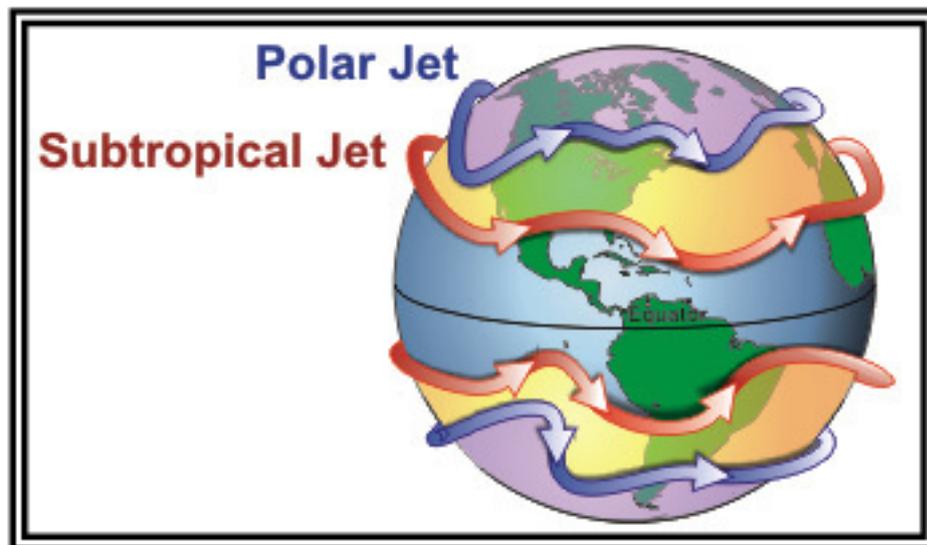
**8.3.3 Localização.** Além disso, com as três células mencionadas anteriormente, as regiões em torno de  $30^\circ$  N / S e  $50^\circ - 60^\circ$  N / S são áreas onde as mudanças de temperatura são maiores. À medida que a diferença de temperatura entre os dois locais aumenta, a força do vento aumenta. Portanto, as regiões em torno de  $30^\circ$  N / S e  $50^\circ - 60^\circ$  N / S são também regiões onde o vento na atmosfera superior é mais forte.

**Figura 8-4. Circulação de Três Células e Localização da Corrente de Jato**



A região de 50° - 60° N / S é onde o jato polar está localizado, com o jato subtropical localizado em torno de 30° N. As correntes de jato variam de 4 a 8 milhas e podem atingir velocidades de mais de 275 milhas por hora (239 nós / 442 quilômetros por hora).

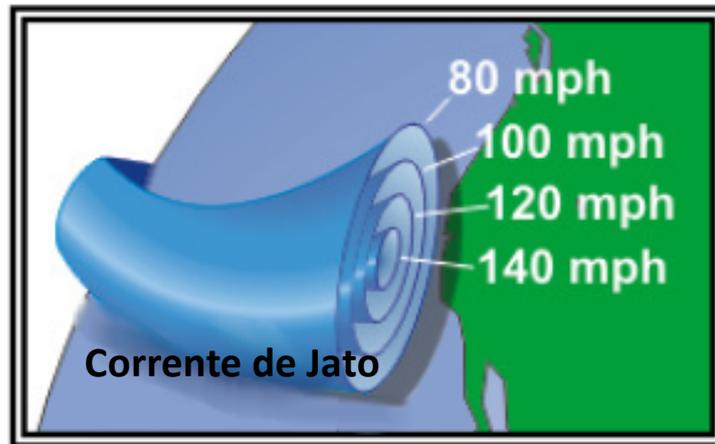
**Figura 8-5. Correntes de Jato Polar e Subtropical**



A aparência real das correntes de jato resulta da interação complexa entre muitas variáveis, como a localização de sistemas de alta e baixa pressão, ar quente e frio e mudanças sazonais. Elas serpenteiam ao redor do globo, mergulhando e subindo em altitude / latitude, se dividindo às vezes e formando redemoinhos, e até mesmo desaparecendo completamente para aparecer em outro lugar.

As correntes de jato também seguem o sol, na medida em que a elevação do sol aumenta a cada dia na primavera, as correntes de jato se deslocam para o norte, mudando-se para o Canadá no verão. À medida que o outono se aproxima e a elevação do sol diminui, a corrente de jato segue para o sul, para os Estados Unidos, ajudando a trazer ar mais fresco para o país.

**Figura 8-6. Velocidades do vento na corrente de jato**



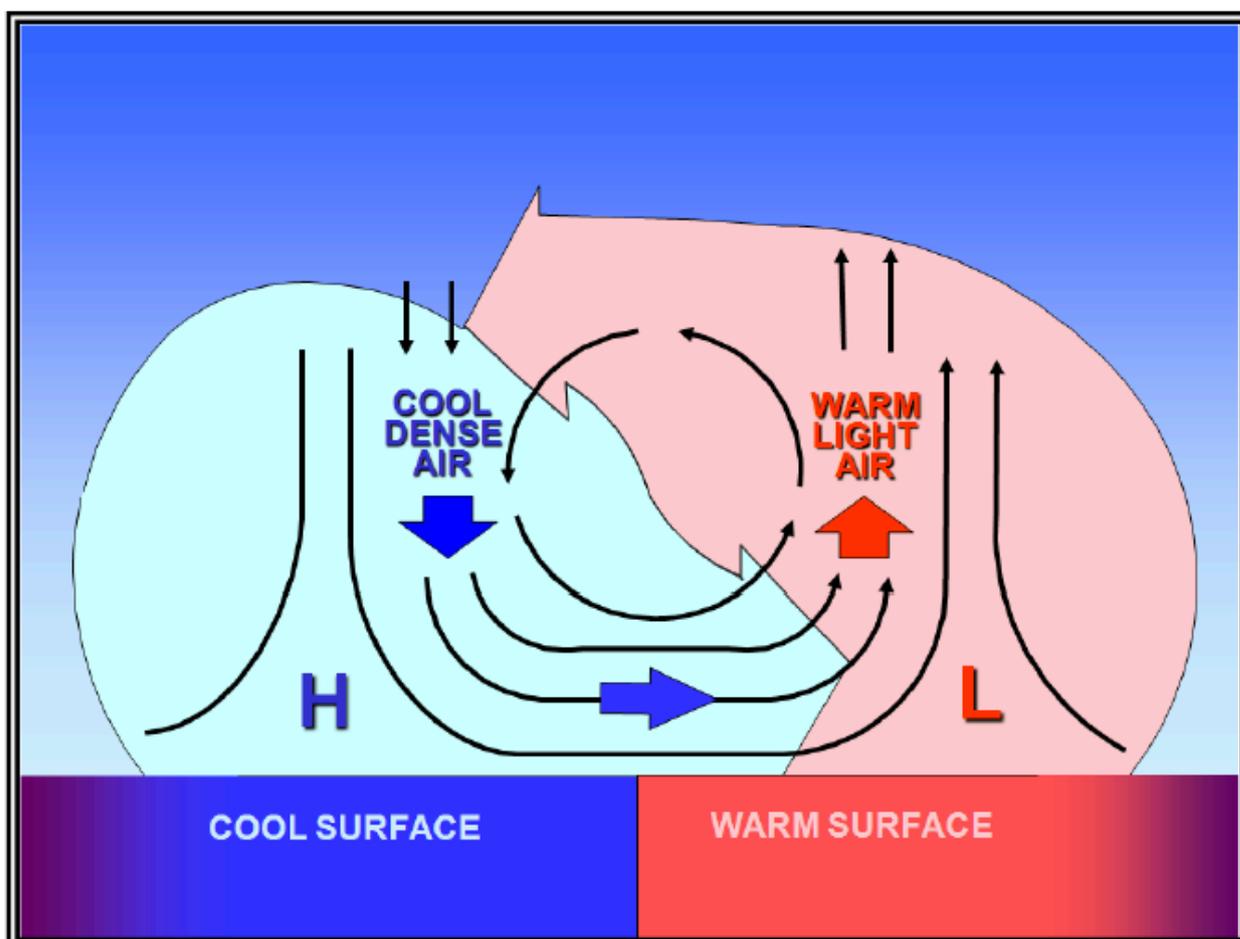
Além disso, a corrente de jato é frequentemente indicada por uma linha em cartas e exibida por meteorologistas de televisão. A linha geralmente aponta para a localização do vento mais forte. Na realidade, as correntes de jato são tipicamente muito mais amplas. Elas são um local menos distinto e mais uma região onde os ventos aumentam em direção a um núcleo de velocidade mais alta.

Uma maneira de visualizar isso é considerar um rio. A corrente do rio é geralmente mais forte no centro, com força decrescente quando se aproxima da margem do rio. Pode-se dizer que as correntes de jato são rios de ar.

## CAPÍTULO 9. VENTOS LOCAIS

**9.1 Descrição.** Os ventos locais são sistemas de campo de vento de pequena escala acionados pelo aquecimento ou resfriamento diurno do solo. As diferenças de temperatura do ar se desenvolvem sobre superfícies. O ar em contato com o solo aquece durante o dia e esfria durante a noite. Gradientes de pressão de baixo nível se desenvolvem com maior pressão sobre o ar mais frio e mais denso e menor pressão sobre o ar mais quente e menos denso (veja a Figura 9-1).

**Figura 9-1. Circulação do Vento Local**



Ventos de baixo nível se desenvolvem na direção da Força de Gradiente de Pressão (PGF). A força de Coriolis é insignificante porque a dimensão da circulação (menos de 100 milhas) e vida útil (menos de 12 horas) é muito curta para deflexão significativa de Coriolis. Assim, o vento geralmente sopra de uma superfície fria de alta pressão para uma superfície quente de baixa pressão. O ar sobe na superfície mais quente e afunda na superfície mais fria. Uma circulação de vento local é mais fácil de identificar quando os padrões de vento em escala sinótica são fracos.

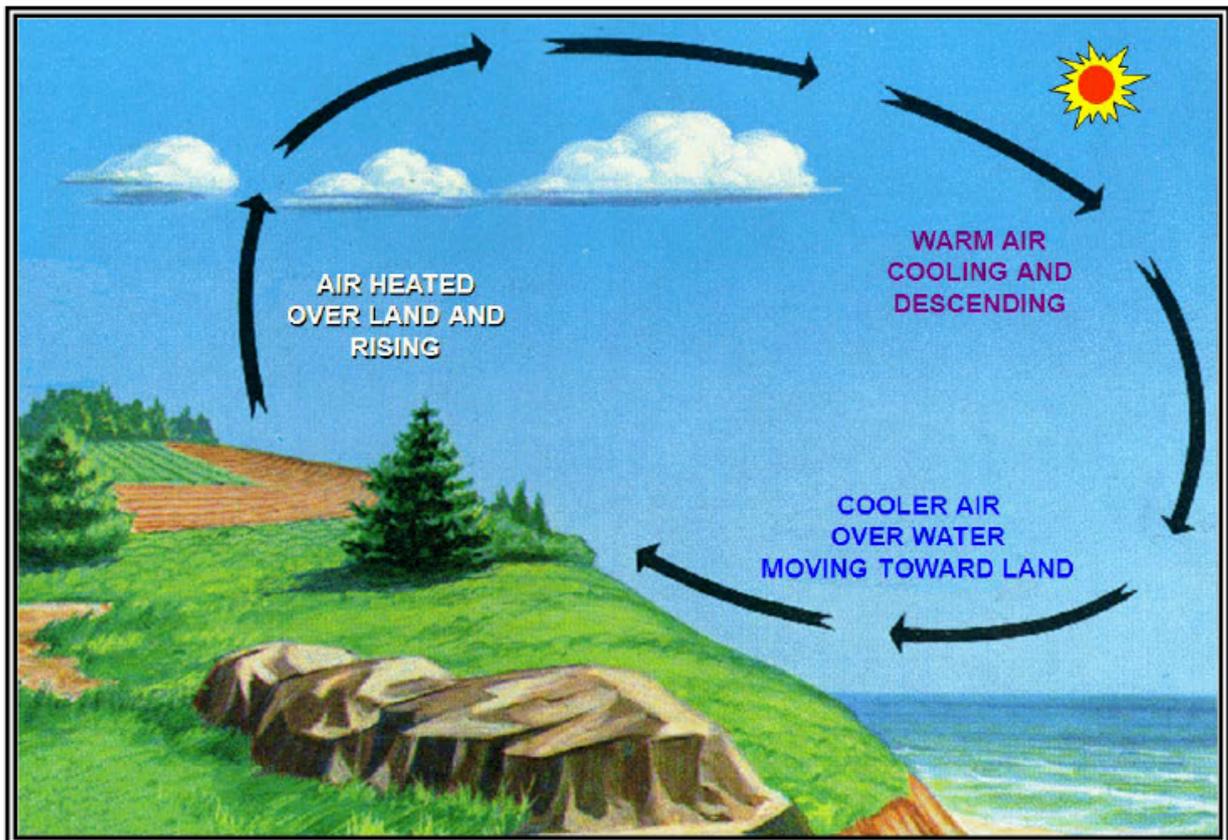
Os ventos locais incluem: brisa do mar, brisa da terra, brisa do lago, efeito do lago, brisa do vale, circulação de vento nas planícies das montanhas e brisa da montanha.

**9.2 Perigos** Os ventos locais podem produzir riscos climáticos na aviação. A turbulência e a mudança dos ventos na superfície são comuns. Nuvens e precipitação (incluindo tempestades) podem se desenvolver no ar ascendente sobre a superfície mais quente, considerando a umidade e ascensão.

**9.3 Brisa do mar.** Uma brisa marinha (veja a Figura 9-2) é um vento costeiro local que sopra do mar para a terra, e causado por diferenças de temperatura quando a superfície do mar é mais fria

que a terra adjacente. A brisa do mar geralmente sopra no verão em dias relativamente calmos e ensolarados.

**Figura 9-2. Brisa do mar**

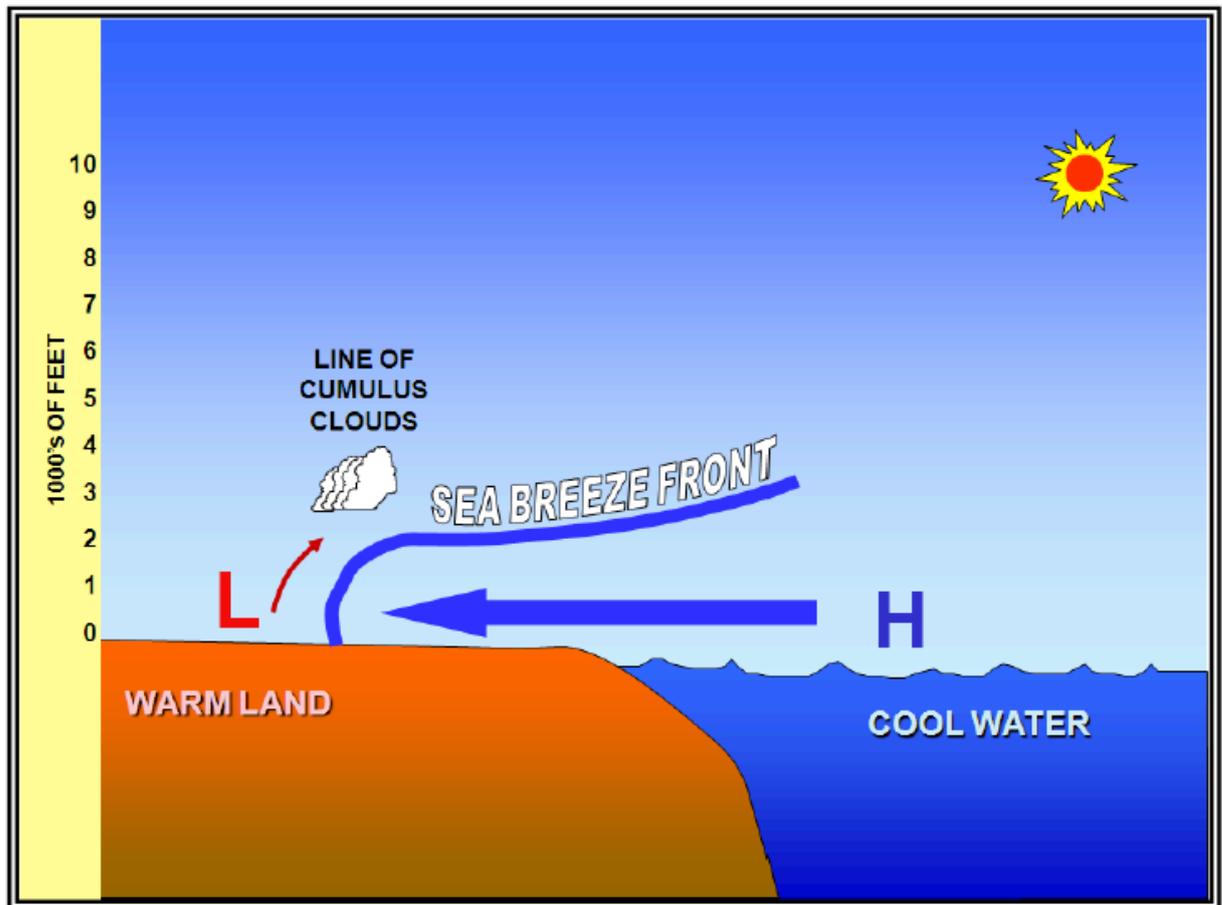


O ar acima da terra torna-se mais quente (menos denso) do que o ar acima da água. Isso ocorre porque a terra esquenta mais rápido que a água. Gradientes de pressão de baixo nível se desenvolvem com menor pressão sobre o terreno mais quente e maior pressão sobre a água mais fria.

Ventos de baixo nível se desenvolvem na direção da PGF. Assim, o vento sopra da água para a terra. O ar sobe sobre a terra e afunda sobre a água. Nuvens (e precipitação) podem se desenvolver no ar ascendente sobre a terra com a dissipação da nuvem sobre o ar que afunda no mar.

**9.3.1 Frente de brisa do mar.** Uma frente de brisa marinha (veja a Figura 9-3) é a descontinuidade horizontal de temperatura e umidade que marca a ponta da intrusão de ar marinho mais frio e úmido associado à brisa do mar. Muitas vezes produz um deslocamento de vento e nuvens cumulus aprimoradas ao longo de sua borda principal. Nuvens cumulus podem estar ausentes se a massa de ar que está sendo levantada sobre a terra estiver seca ou estável.

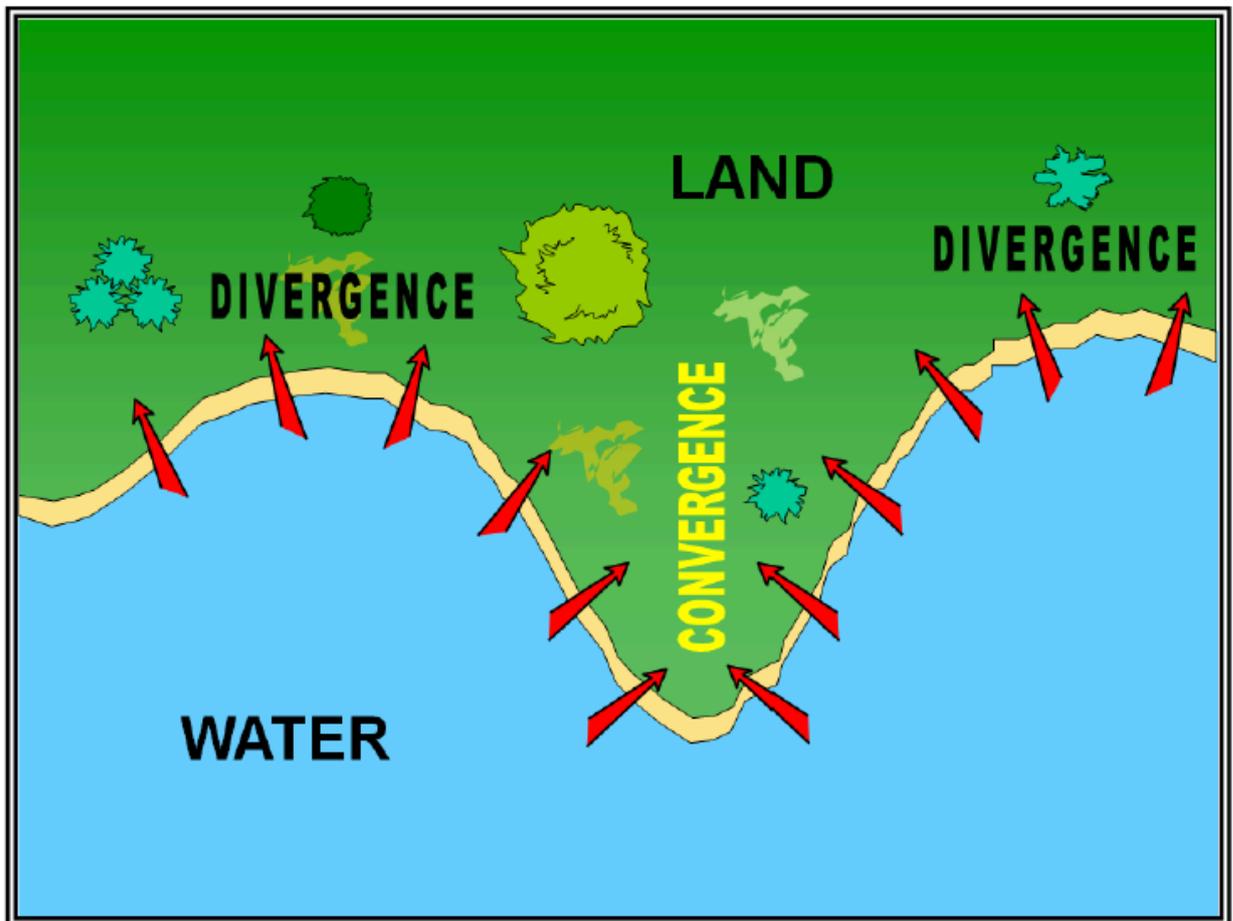
Figura 9-3. Frente de brisa do mar



A posição e o movimento da frente de uma brisa marinha são influenciados pela forma do litoral, pela direção e velocidade do vento de baixo nível e pela diferença de temperatura entre a superfície terrestre e a do mar. Essa diferença de temperatura pode ser afetada pela presença de nuvens sobre a terra e o ciclo diurno. A profundidade da convecção geralmente é muito superficial para que a precipitação se desenvolva. No entanto, as frentes de brisa marítima podem ser um mecanismo de elevação para o desenvolvimento de chuvas e trovoadas.

**9.3.2 Efeitos da forma da costa.** Localmente, a forma do litoral desempenha um papel importante no desenvolvimento da convecção ao longo da brisa do mar (ver Figura 9-4). Uma península ou ilha estreita é geralmente uma área de forte desenvolvimento convectivo durante o final da manhã ou início da tarde. Isso ocorre porque a brisa do mar formada ao longo de margens opostas se fundem perto do centro da península ou da ilha.

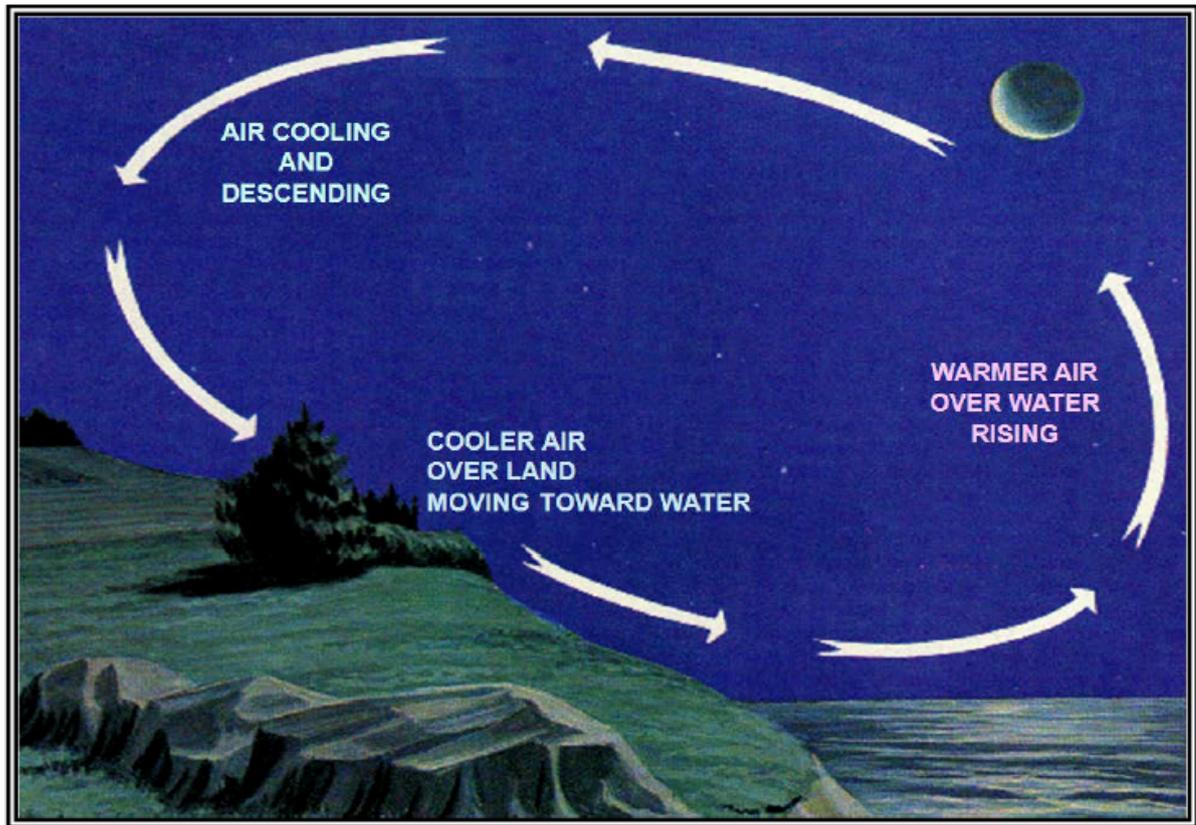
Figura 9-4. Efeitos da forma do litoral em uma brisa do mar



Convergência ocorre onde a brisa do mar se funde vindo de direções opostas. A elevação mais forte pode ser suficiente para iniciar chuvas e tempestades se a massa de ar estiver suficientemente úmida e instável.

**9.4 Brisa da terra.** Uma brisa terrestre (veja a Figura 9-5) é uma brisa costeira que sopra da terra para o mar, causada pela diferença de temperatura quando a superfície do mar é mais quente que a terra adjacente. As brisas terrestres ocorrem geralmente à noite e durante manhã.

Figura 9-5. Brisa da terra

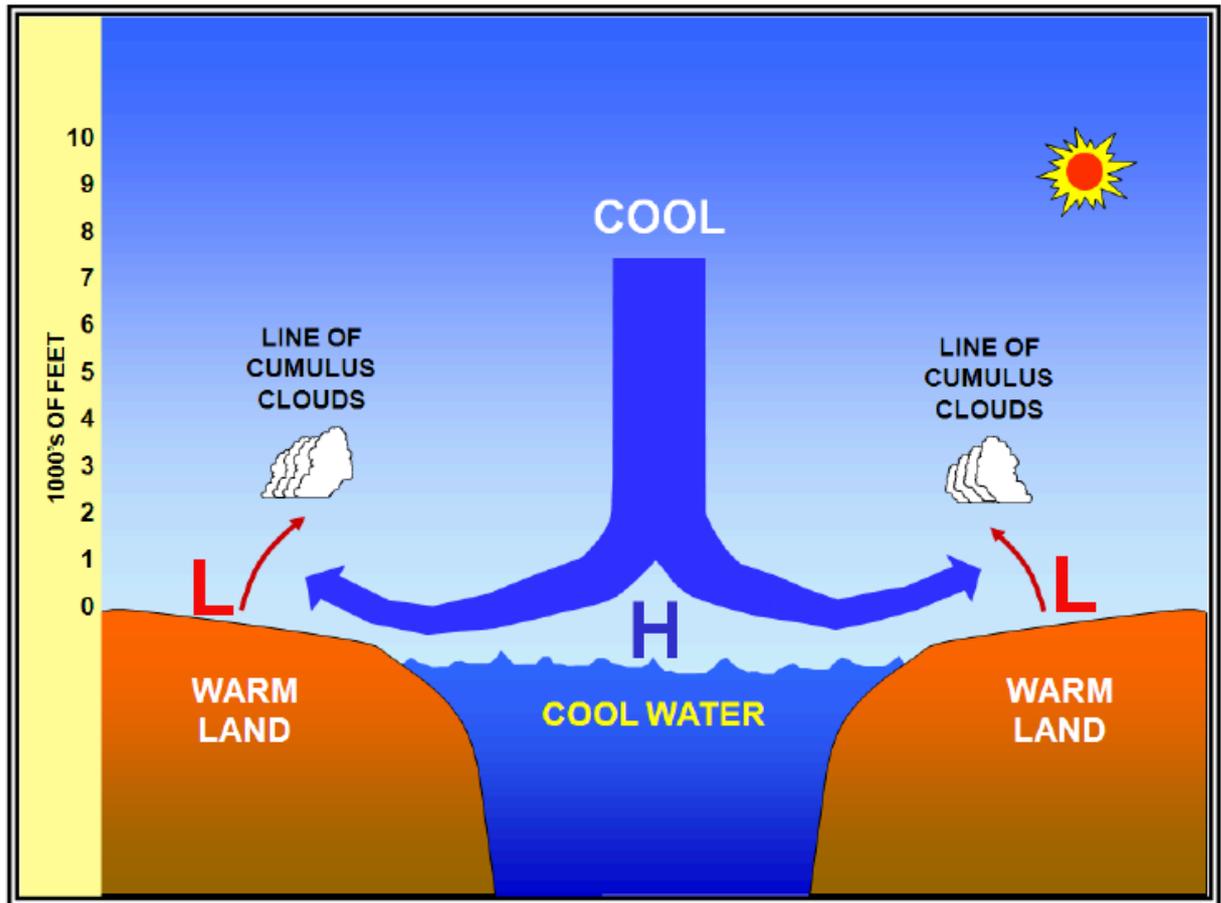


O ar acima da terra torna-se mais frio (mais denso) do que o ar acima da água devido à condução. Isso porque a terra esfria mais rápido que a água. Gradientes de pressão de baixo nível se desenvolvem com maior pressão sobre a terra mais fria e menor pressão sobre a água mais quente.

Ventos de baixo nível se desenvolvem na direção da PGF. Assim, o vento sopra da terra para a água. A brisa da terra é geralmente mais fraca que a brisa do mar. O ar sobe sobre a água e afunda na terra. Nuvens e precipitação podem se desenvolver no ar ascendente sobre a água.

**9.5 Brisa do lago.** Uma brisa do lago (veja a Figura 9-6) é um vento local que sopra da superfície de um grande lago nas margens durante a tarde e é causado pela diferença de temperatura quando a superfície do lago é mais fria que a terra adjacente. A brisa do lago é semelhante em origem à brisa do mar e é comum nos Grandes Lagos. Ambos ocorrem durante a estação quente, principalmente primavera e verão. Ambos são mais fáceis de detectar em condições de vento sinóptico leve.

Figura 9-6. Brisa do lago



Assim como a brisa do mar, as tempestades são favorecidas no ramo de movimento ascendente da circulação da brisa do lago. Isto é especialmente verdade quando as brisas dos lagos adjacentes colidem.

A força da circulação da brisa do lago é afetada pela profundidade do lago. Um lago raso (por exemplo, o Lago Erie e o Lago St. Clair) aquecem rapidamente e é menos eficaz como fonte de uma brisa do lago no verão do que um lago profundo (por exemplo, os outros Grandes Lagos).

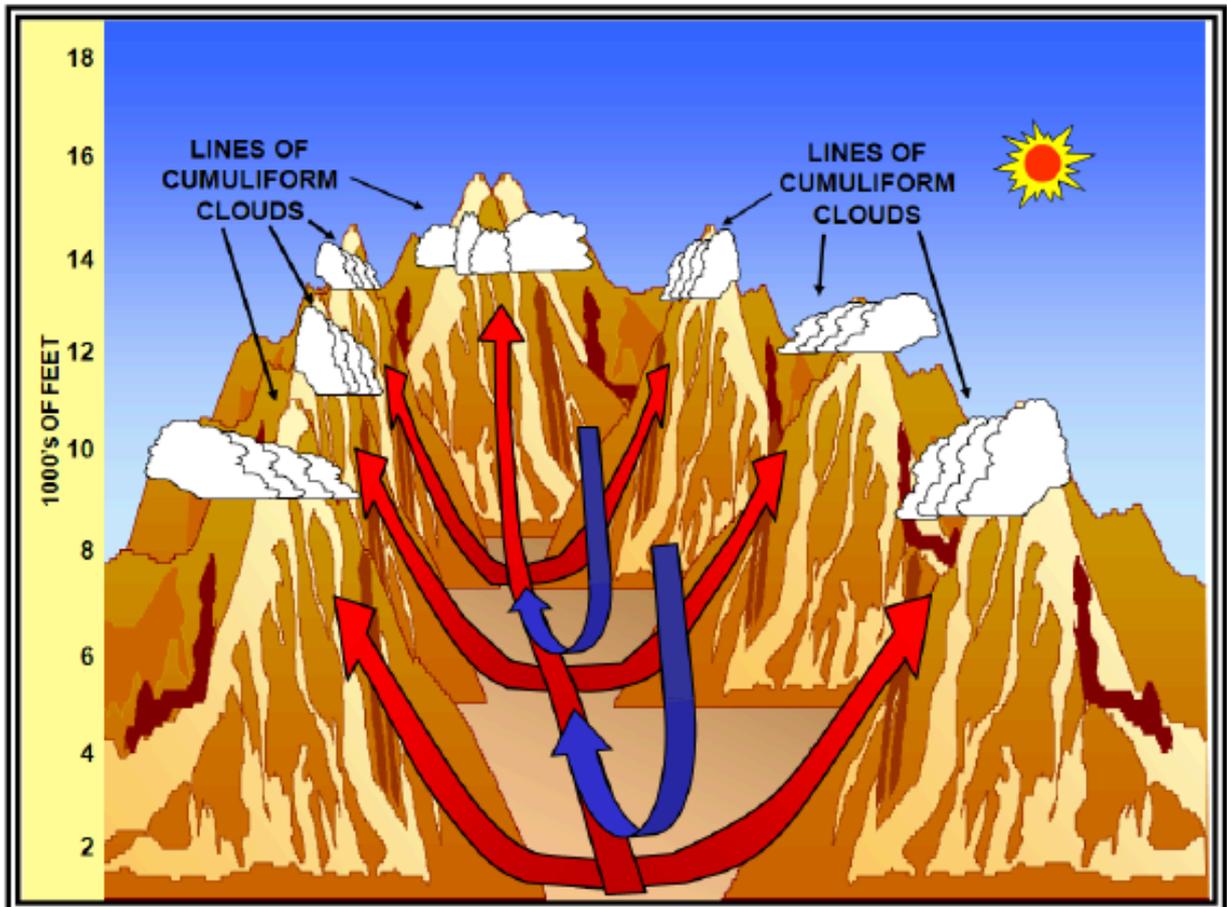
Figura 9-7. Exemplo de Brisa do Mar / Brisa do Lago



*O ar que afunda por trás da brisa do lago inibe as nuvens sobre o Lago Ontário e o Lago Erie e por quilômetros para o interior (Administração Nacional de Aeronáutica e Espaço (NASA)).*

**9.6 Brisa do vale.** Uma brisa do vale (veja a Figura 9-8) é um vento que sobe em um vale montanhoso durante o dia. O ar em contato com o terreno inclinado torna-se mais quente (menos denso) do que o ar acima do vale. Isso ocorre porque o ar em contato com o terreno inclinado aquece mais rápido do que o ar acima do vale.

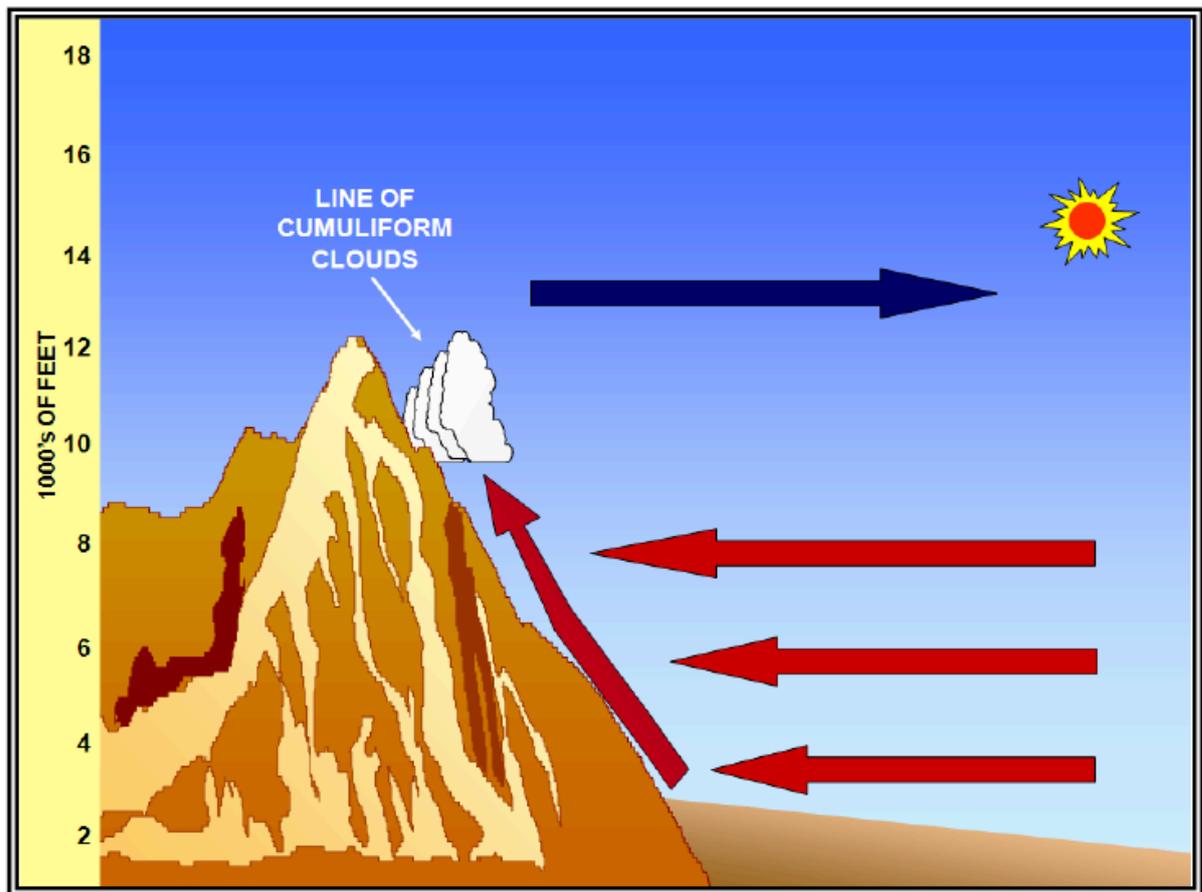
**Figura 9-8. Brisa do vale**



Gradientes de pressão se desenvolvem (ao longo de uma referência horizontal) com menor pressão sobre o terreno inclinado mais quente e maior pressão sobre os ventos mais frios que se desenvolvem na direção do PGF. Assim, o vento sopra do vale até as encostas das montanhas. O ar sobe sobre terrenos inclinados e afunda-se sobre o vale. Nuvens e precipitações podem se desenvolver nas encostas das montanhas.

**9.7 Sistema Eólico nas Planícies de Montanhas.** Um sistema de vento de planícies de montanha (veja a Figura 9-9) é o ciclo diurno de ventos locais entre uma montanha ou cordilheira e as planícies adjacentes. Durante o dia, este sistema de vento é o equivalente a metade da brisa do vale. O ar em contato com o terreno inclinado torna-se mais quente (menos denso) do que o ar acima das planícies. Isso ocorre porque o ar em contato com o terreno inclinado se aquece mais rápido que o ar acima das planícies.

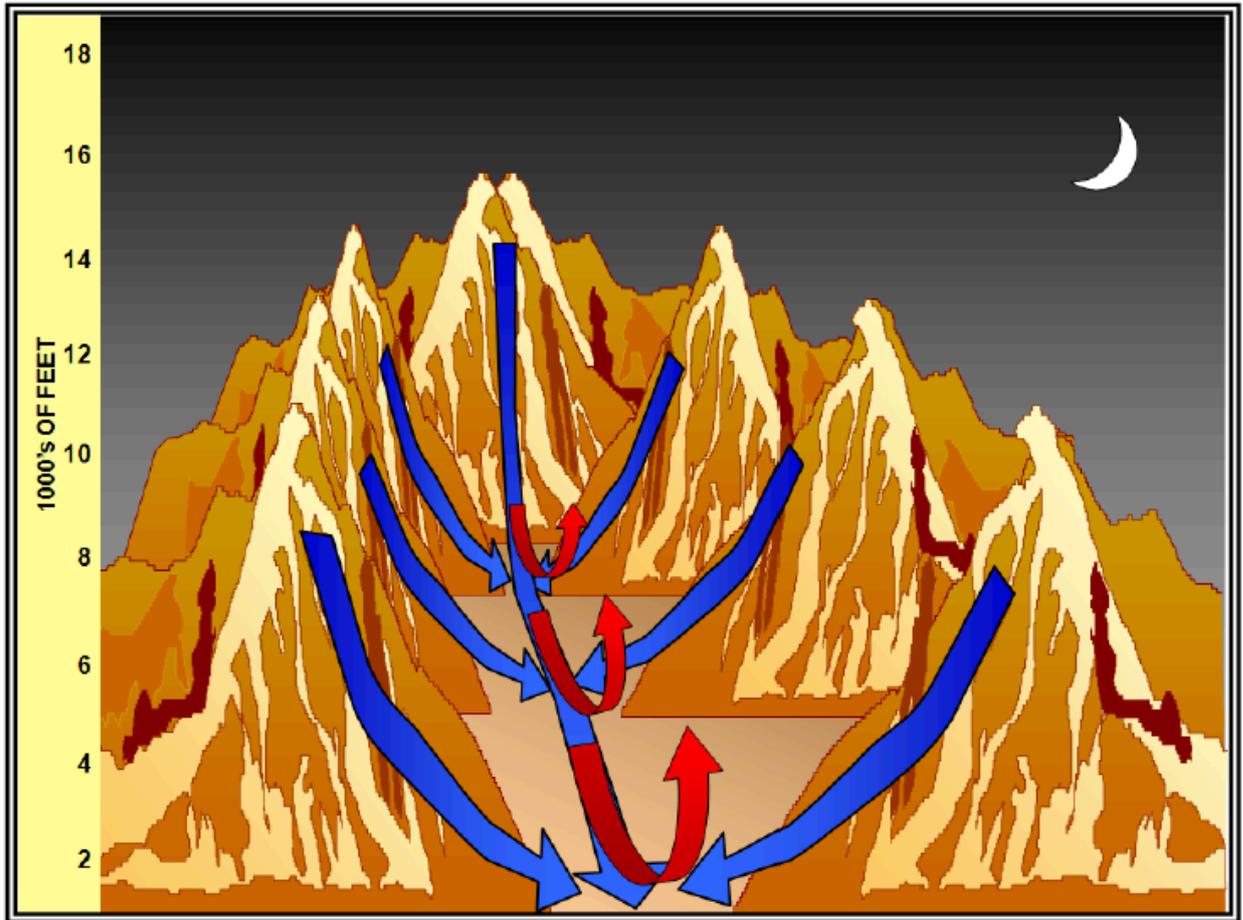
**Figura 9-9. Sistema Eólico nas Planícies de Montanhas**



Gradientes de pressão se desenvolvem (ao longo de uma referência horizontal) com menor pressão sobre o terreno inclinado mais quente e maior pressão sobre as planícies mais frias. Ventos se desenvolvem na direção da PGF. Assim, o vento sopra das planícies pelas encostas das montanhas. Há um fraco fluxo de retorno de ar. Nuvens e precipitação podem se desenvolver no ar ascendente sobre o montanha.

**9.8 Brisa da Montanha.** Uma brisa da montanha (veja a Figura 9-10) é a dos ventos descendentes noturnos comumente encontrados nos vales montanhosos. Ar em contato com o terreno inclinado esfria mais rápido que o ar acima do vale. A pressão sobre o terreno inclinado é maior do que sobre os vales (ao longo de uma referência horizontal). O ar mais frio no terreno inclinado é mais denso do que o ar mais quente do vale.

Figura 9-10. Brisa de montanha



O vento da superfície flui da montanha pelo terreno inclinado para o vale. O ar sobe sobre o vale e afunda no terreno inclinado.

## **CAPÍTULO 10. MASSAS DE AR, FRENTES E O MODELO DO CICLO DE ONDA**

**10.1 Massas de ar.** Uma massa de ar é uma grande massa de ar geralmente com temperatura e umidade uniforme. A área de origem de uma massa de ar é chamada de região fonte.

As regiões de origem da massa de ar variam de extensas áreas polares cobertas de neve a desertos e oceanos tropicais. Os Estados Unidos não são uma região de origem favorável por causa da passagem relativamente frequente de distúrbios climáticos que interrompem qualquer oportunidade de uma massa de ar estagnar e assumir as propriedades da região subjacente. Quanto mais tempo a massa de ar permanecer sobre sua região de origem, maior a probabilidade de adquirir as propriedades da superfície abaixo.

**10.1.1 Classificação da massa de ar.** As massas de ar são classificadas de acordo com a temperatura e propriedades de umidade das suas regiões de origem (ver Figura 10-1).

### **10.1.1.1 Propriedades da Temperatura:**

- **Ártico (A)** —Uma massa de ar extremamente fria que se desenvolve principalmente no inverno sobre superfícies árticas de gelo e neve.
- **Polar (P)** — Uma massa de ar relativamente fria que se desenvolve em altas latitudes.
- **Tropical (T)** —Uma massa de ar morna a quente que se desenvolve sobre baixas latitudes.

### **10.1.1.2 Propriedades de Umidade:**

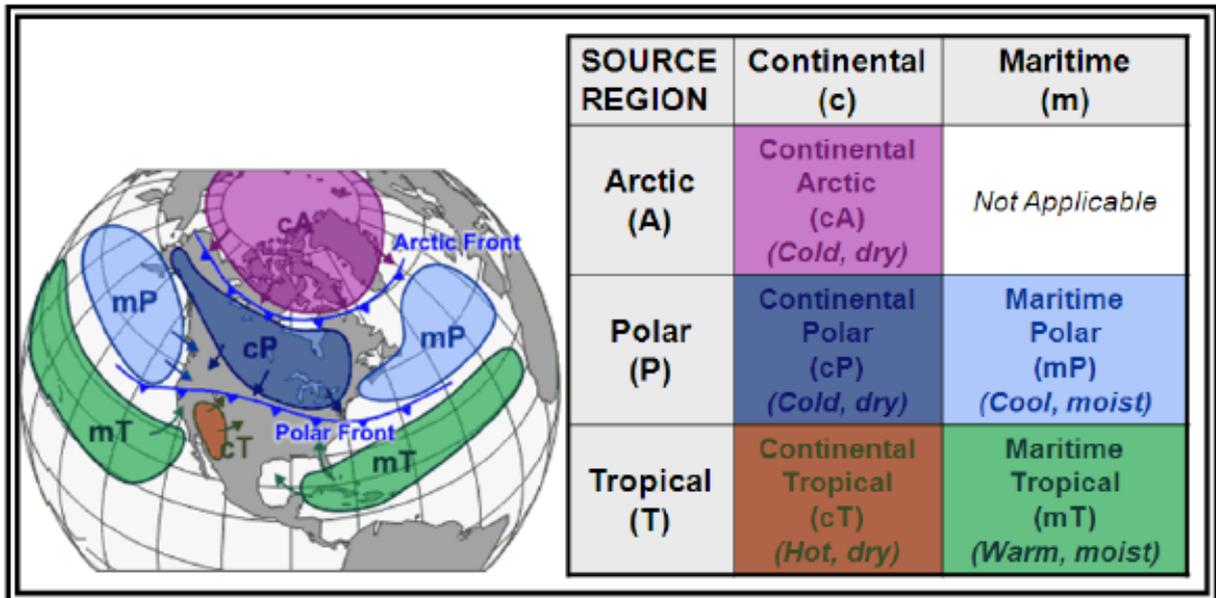
- **Continental (c)** - uma massa de ar seco que se desenvolve sobre a terra.
- **Marítimo (m)** - Uma massa de ar úmido que se desenvolve sobre a água.

**10.1.1.3 Cinco massas de ar.** Quando este esquema de classificação é aplicado, as seguintes cinco massas de ar podem ser identificadas:

- **Continental Ártico (cA)** - Frio, seco.
- **Continental Polar (cP)** - Frio, seco.
- **Continental Tropical (cT)** - quente, seco.
- **Marítimo Polar (mP)** - úmido.
- **Marítimo Tropical (mT)** —morno, úmido.

**Nota:** O Marítimo Ártico (mA) não está listado, uma vez que raramente, ou nunca, se forma.

Figura 10-1. Classificação da massa de ar

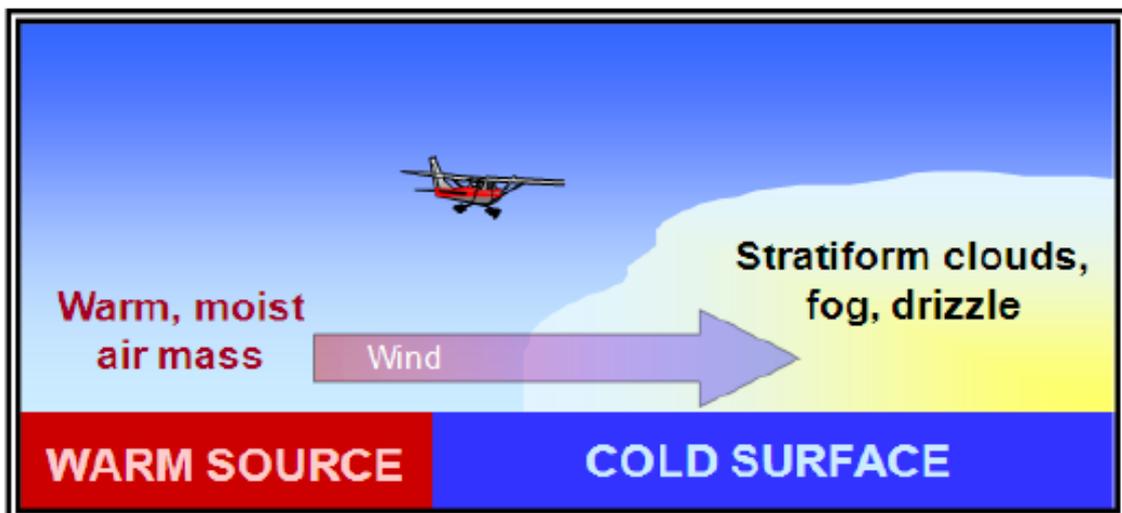


**10.1.2 Modificação da massa de ar.** Como essas massas de ar se movem ao redor da Terra, elas podem adquirir atributos diferentes. Por exemplo, no inverno, uma massa de ar ártico (ar muito frio e seco) pode se mover sobre o oceano, captando um pouco de calor e umidade do ar do oceano mais quente e tornando-se uma massa de ar polar marítima (mP) - que ainda é bastante fria, mas contém umidade. Se essa mesma massa de ar polar se deslocar do sul do Canadá para o sul dos Estados Unidos, ela vai captar um pouco do calor do solo, mas devido a falta de umidade permanece muito seca. Isso é chamado de massa de ar polar continental (cP).

Os estados na Costa do Golfo e o terço oriental do país comumente experimentam a massa de ar tropical no verão. O ar tropical continental (cT) é o ar seco bombeado para o norte, fora do planalto mexicano. Se ficar estagnado no meio-oeste, pode resultar em uma seca. O ar marítimo tropical (mT) é o ar dos trópicos que se deslocou para o norte sobre a água mais fria.

Uma massa de ar quente e úmida movendo-se sobre uma superfície fria (veja a Figura 10-2) produz ar estável associado a nuvens estratiformes, neblina e chuvisco.

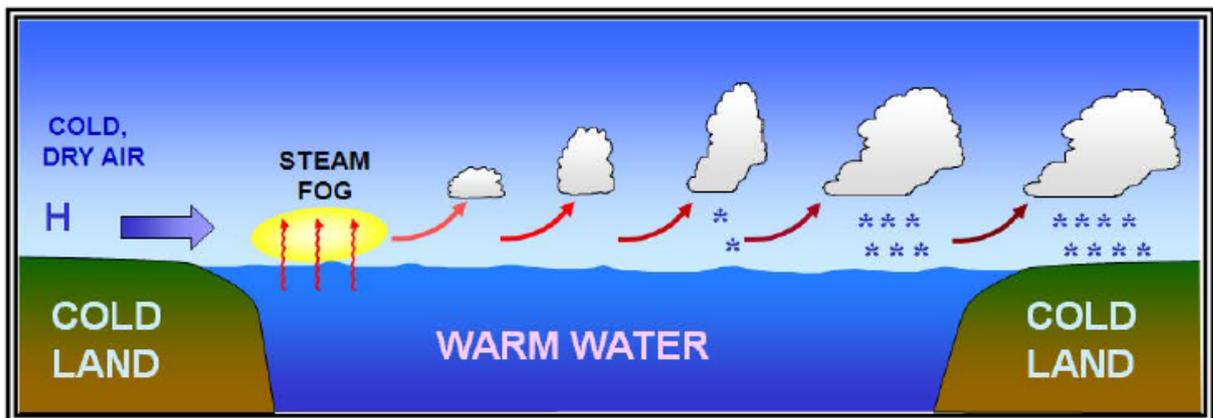
Figura 10-2. Modificação da massa de ar - massa de ar úmido e quente se movendo sobre uma superfície fria



**10.1.2.1 Efeito Lago.** Efeito lago é o efeito de qualquer lago na modificação do tempo perto de sua costa e por alguma distância a favor do vento. Nos Estados Unidos, o termo é aplicado especificamente à região em torno dos Grandes Lagos e, às vezes, ao Grande Lago Salgado, em Utah. O efeito de lago pode, às vezes, gerar queda espetacular de neve a sotavento dos Grandes Lagos. Este fenômeno é denominado neve do efeito lago.

No outono e no inverno, as nuvens cumuliformes e as chuvas geralmente se desenvolvem em faixas acima e a sotavento dos grandes lagos quando sem gelo (ver Figura 10-3). Como inicialmente o ar polar frio, seco e estável sobre a terra flui sobre a água relativamente quente, o ar é aquecido e umedecido, e a estabilidade diminui. Nuvens cumuliformes rasas se desenvolvem com topos baixos. A força da convecção aumenta com o aumento das diferenças de temperatura entre a água quente e o ar frio, aumentando a velocidade do vento e diminuindo a umidade relativa do ar dentro do ambiente frio e seco.

**Figura 10-3. Efeito Lago**



**10.2 Frentes** As massas de ar podem controlar o clima por um período de tempo relativamente longo de dias a meses. A maior parte do clima ocorre ao longo da periferia desses ares. Os limites destas massas são chamados de frentes. Uma frente é uma fronteira ou zona de transição entre duas massas de ar. As frentes são classificadas de acordo com o tipo de massa de ar (fria ou quente) que está substituindo a outra (consulte a Figura 10-4).

**Figura 10-4. Frentes**

FRONT	CHART SYMBOL	DEFINITION
Cold Front		A front that moves in such a way that colder air replaces warmer air.
Warm Front		A front that moves in such a way that warmer air replaces colder air.
Stationary Front		A front which is stationary or nearly so.
Occluded Front		A composite of two fronts as a cold front overtakes a warm front or stationary front.

*Note: Frontal symbols point in the direction of frontal movement.*

Frentes são geralmente detectáveis na superfície de várias maneiras: gradientes significativos de temperatura, ou diferenças, existentes ao longo das frentes (especialmente no lado do ar frio); os ventos geralmente convergem ou se juntam em frentes; e a pressão tipicamente diminui à medida que a frente se aproxima e aumenta depois de passar.

Frentes não existem apenas na superfície da Terra; eles têm uma estrutura vertical na qual a frente se inclina sobre a massa de ar mais fria (mais densa). As frentes frias têm uma inclinação acentuada e o ar quente é forçado para cima abruptamente (veja a Figura 10-5). Isso muitas vezes leva a uma estreita faixa de chuvas e tempestades ao longo, ou à frente, da frente, se o ar quente subindo é instável. Frentes quentes normalmente têm um declive suave, de modo que o ar quente que sobe ao longo da superfície frontal é gradual (veja a Figura 10-6). Isso favorece o desenvolvimento de nebulosidade estratiforme ou em camadas generalizadas e precipitação ao longo, e à frente, da frente, se o ar quente que se eleva é estável. O declive frontal estacionário pode variar, mas nuvens e precipitação ainda se formarão no ar quente ascendente ao longo da frente (veja a Figura 10-7).

**Figura 10-5. Frente fria**

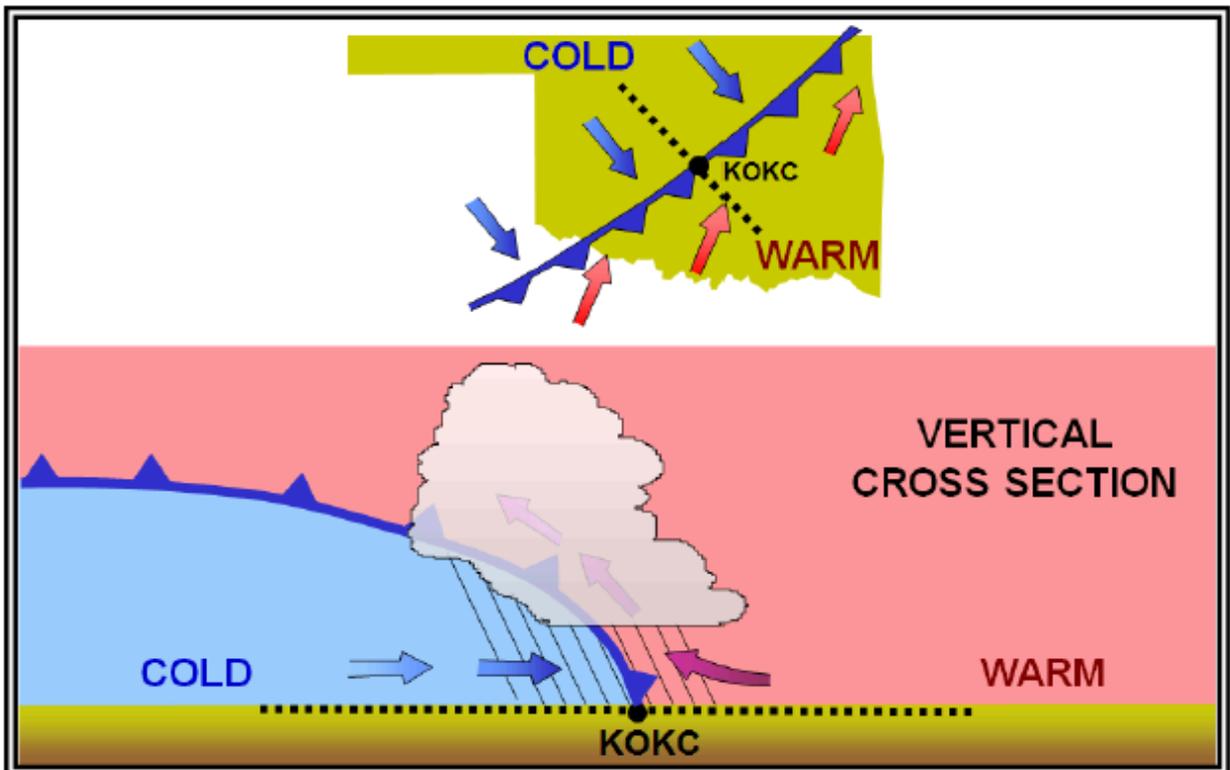


Figura 10-6. Frente quente

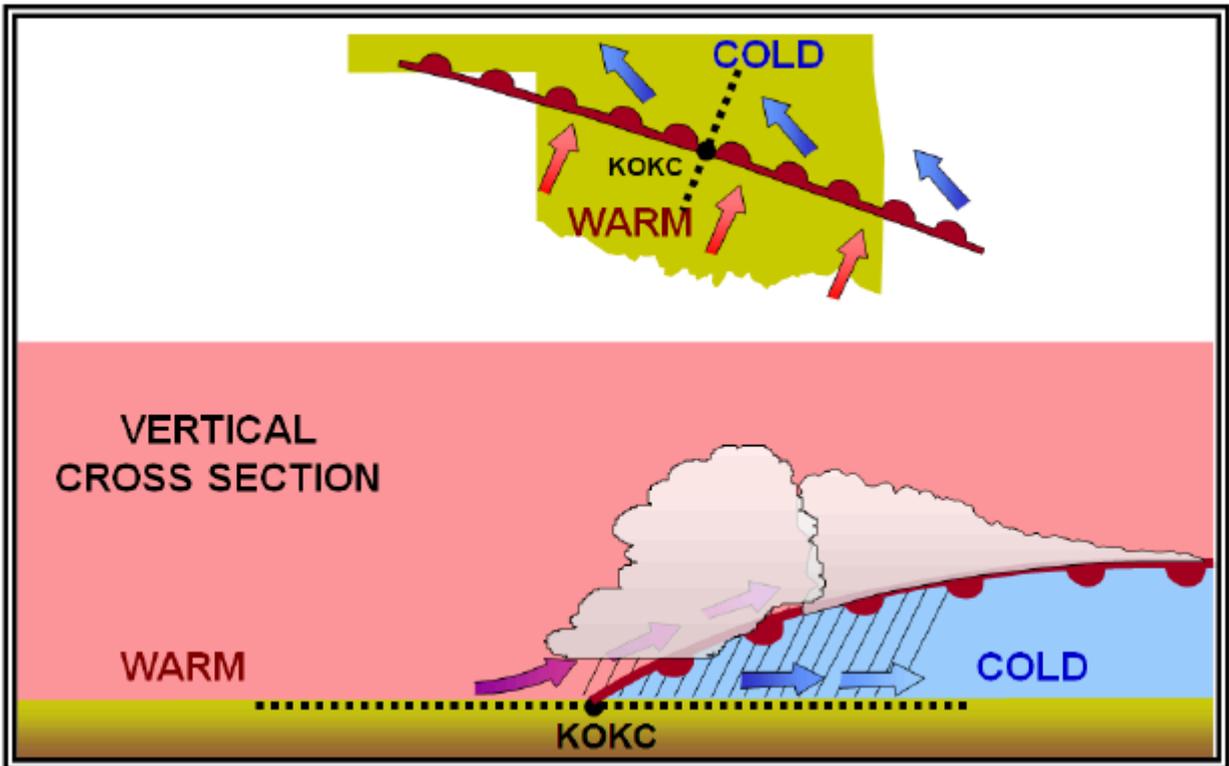
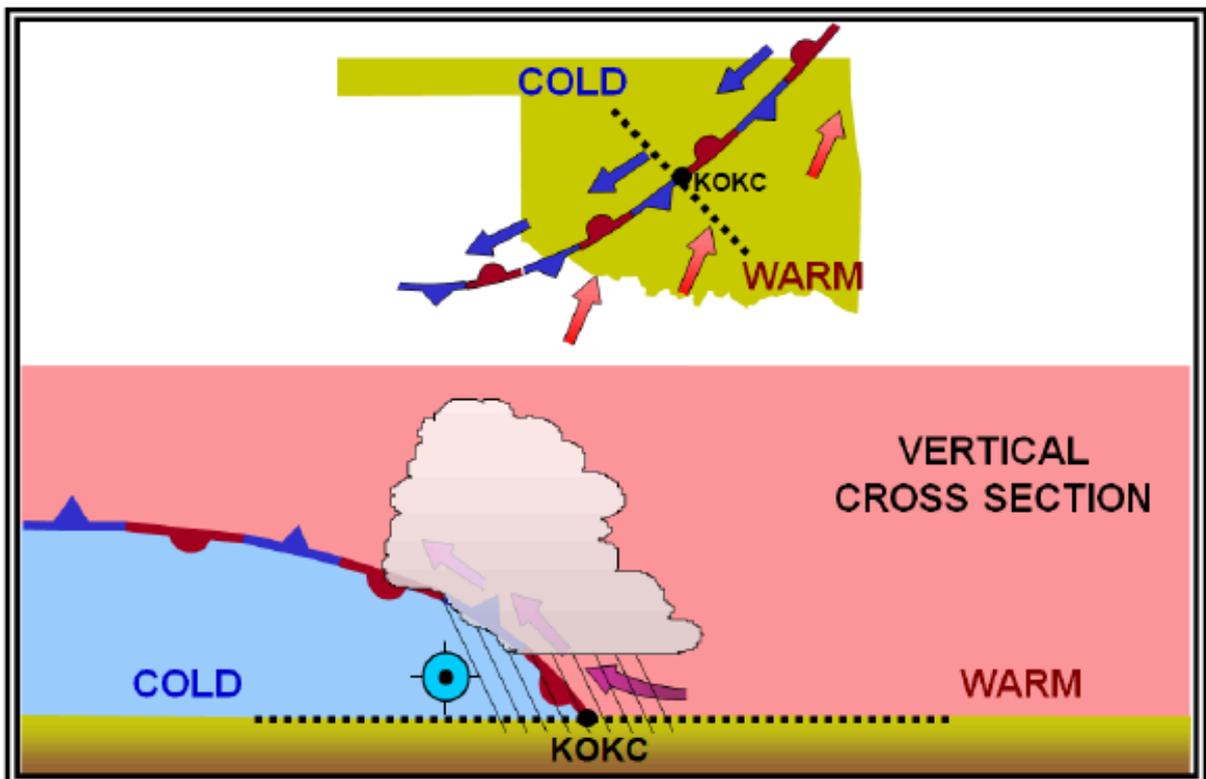


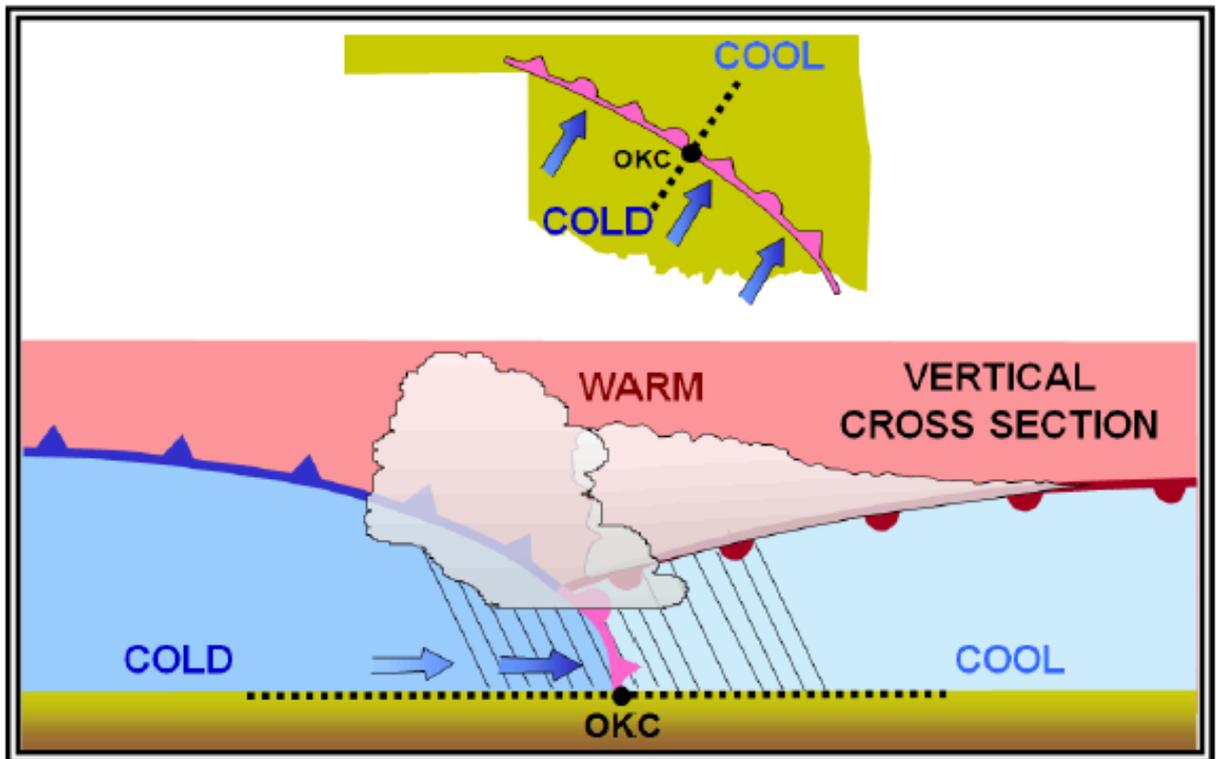
Figura 10-7. Frente Estacionária



Frentes frias normalmente se movem mais rápido do que as frentes quentes, então com o tempo elas alcançam as frentes quentes. À medida que as duas frentes se fundem, uma frente oclusa se forma (veja a Figura 10-8). Na frente oclusa, o ar frio reduz a massa de ar mais frio em recuo associado à frente quente, levantando ainda mais o ar quente já em elevação. Nuvens e

precipitação podem ocorrer nas áreas de elevação frontal ao longo, à frente e atrás da posição da superfície de uma frente oclusa.

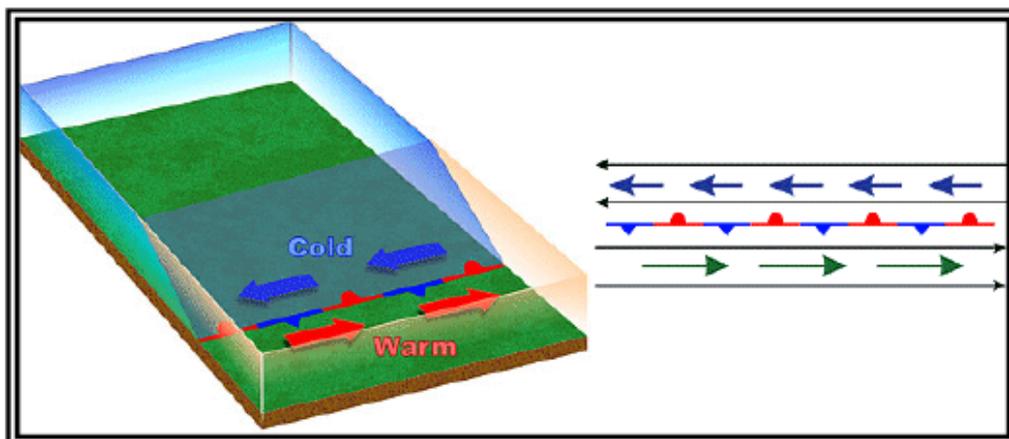
**Figura 10-8. Frente Oclusa**



**10.3 O modelo de ciclone de ondas.** Um ciclone de onda<sup>3</sup> é uma circulação de baixa pressão que se forma e se move ao longo de uma frente. A circulação em torno do centro do ciclone tende a produzir uma torção em forma de onda ao longo da frente. Os ciclones de ondas são os principais produtores de clima a latitudes médias. Eles são baixos e grandes que geralmente viajam de oeste a leste ao longo de uma frente. Eles duram de alguns dias a mais de uma semana.

Um ciclone de onda segue tipicamente uma evolução previsível. Inicialmente, há uma frente estacionária que separa o ar quente do ar frio (veja a Figura 10-9).

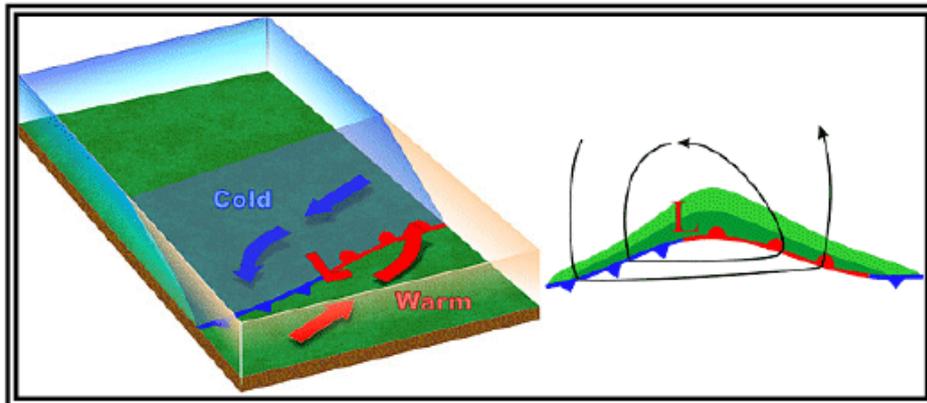
**Figura 10-9. Modelo de Ciclone de Onda - Estágio 1**



<sup>3</sup> Um ciclone de onda não deve ser confundido com o nome alternativo de um tornado. Eles são bem diferentes.

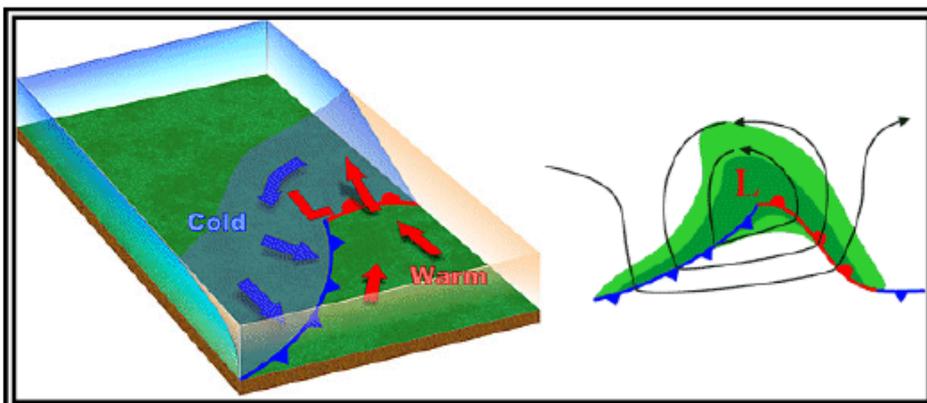
Uma onda de baixa pressão se forma na frente (veja a Figura 10-10). A frente desenvolve uma torção onde a onda se desenvolve. A precipitação se desenvolve com a intensidade mais pesada (verde escuro) localizada na zona de elevação ao longo da frente.

**Figura 10-10. Modelo de Ciclone de Onda - Estágio 2**



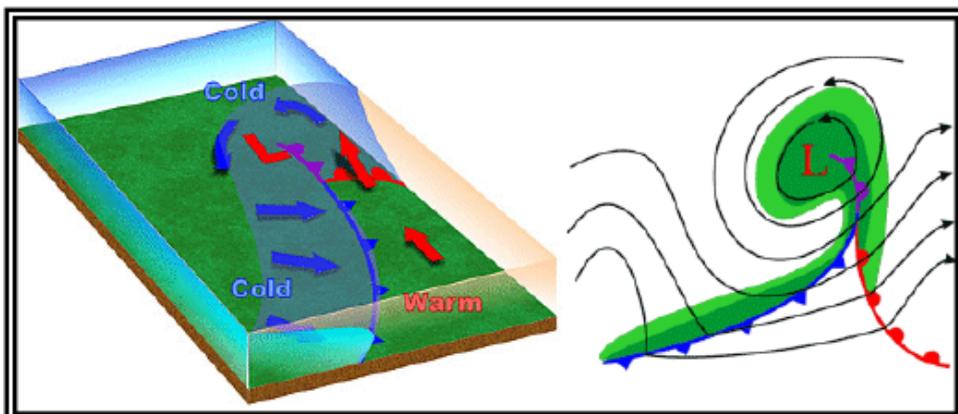
À medida que a onda se intensifica, as frentes frias e quentes ficam mais organizadas (veja a Figura 10-11).

**Figura 10-11. Modelo de Ciclone de Onda - Estágio 3**



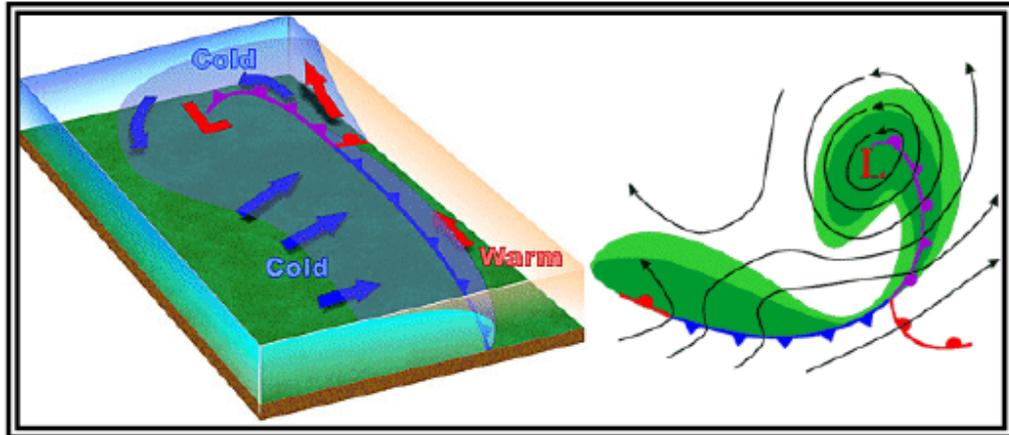
No quarto estágio, a onda se torna uma baixa madura (veja a Figura 10-12). A frente oclusa se forma quando a frente fria ultrapassa a frente quente.

**Figura 10-12. Modelo de Ciclone de Onda - Estágio 4**



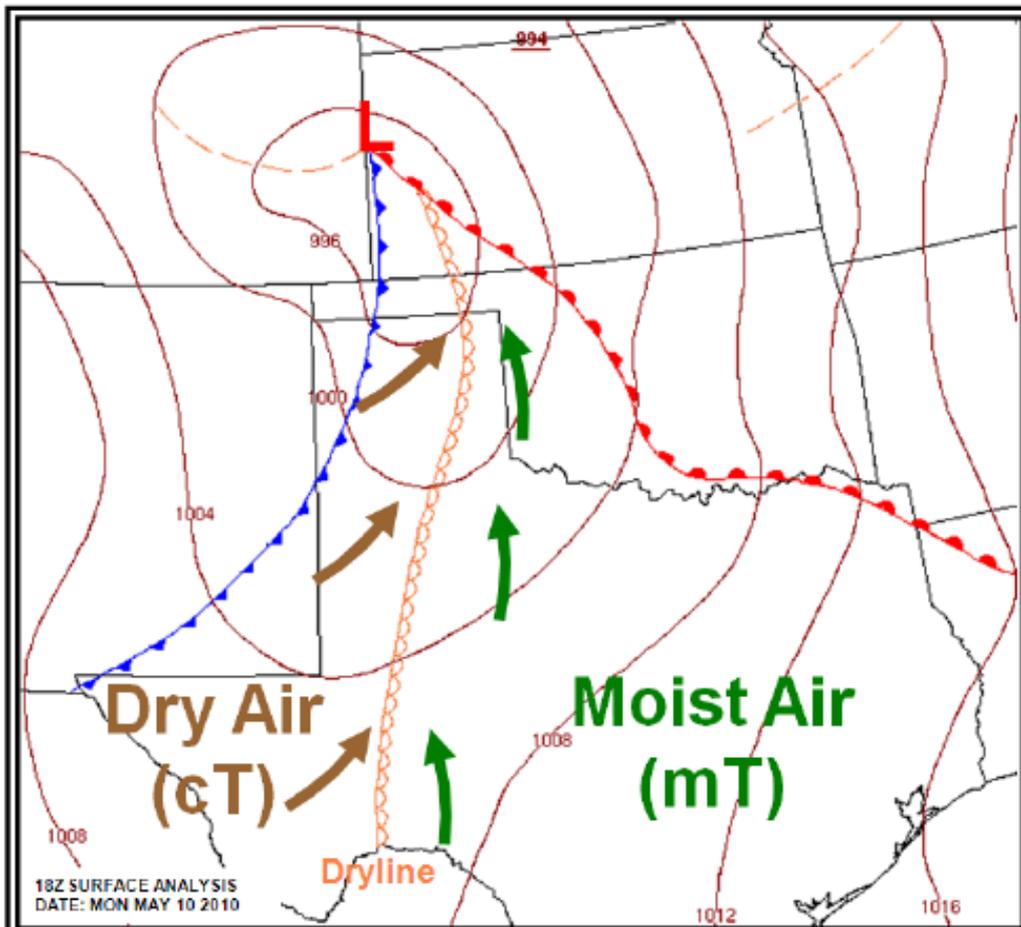
À medida que a frente fria continua avançando na frente quente, a oclusão aumenta e, eventualmente, corta o suprimento de ar quente e úmido (veja a Figura 10-13). Isso faz com que a baixa se dissipe gradualmente.

**Figura 10-13. Modelo de Ciclone de Ondas - Estágio 5**



**10.4 Linha Seca** Uma linha seca é um limite de baixo nível, com centenas de quilômetros de comprimento, separando massas de ar úmidas e secas. Nos Estados Unidos, ela normalmente fica no sentido norte-sul através das High Plains no sul e no centro durante a primavera e o início do verão, onde separa o ar úmido (mT) do Golfo do México para o leste e o ar seco do sudoeste para oeste (veja a figura 10-14).

**Figura 10-14. Exemplo de linha seca**



A linha seca normalmente avança para o leste durante a tarde e recua para o oeste à noite. No entanto, um ciclone de ondas fortes pode varrer a linha seca para o leste do Vale do Mississippi, ou ainda mais a leste, independentemente da hora do dia. Nuvens de baixo nível e neblina matinal prevalecem frequentemente no ar úmido, enquanto os céus geralmente limpos marcam o lado seco. Tempestades severas e às vezes atrofiadas frequentemente se desenvolvem ao longo de uma linha seca ou no ar úmido logo a leste, especialmente quando começa a se mover para o leste.

Uma passagem de linha seca típica resulta em uma queda acentuada na umidade (daí o nome), na limpeza do céu e na mudança do vento do sul ou do sudeste para oeste ou sudoeste. Sopro de poeira e temperaturas crescentes também podem ocorrer, especialmente se a linha seca passar durante o dia. Essas mudanças ocorrem na ordem inversa quando a linha seca retorna para o oeste.

## CAPÍTULO 11. MOVIMENTO VERTICAL E FORMAÇÃO DE NUVEM

**11.1 Introdução.** Uma nuvem é um agregado visível de minúsculas gotículas de água e / ou partículas de gelo na atmosfera acima da superfície da Terra. O nevoeiro difere da nuvem apenas porque a base da névoa está na superfície da Terra enquanto as nuvens estão acima da superfície.

Nuvens se formam na atmosfera como resultado da condensação do vapor de água nas correntes ascendentes de ar ou pela evaporação da camada mais baixa de névoa. Correntes ascendentes de ar são necessárias para a formação de nuvens verticais profundas capazes de produzir precipitação mais pesada que a intensidade leve.

**11.2 Efeitos do movimento vertical em um pacote de ar insaturado.** Quando uma bolha ou parcela de ar sobe, ela se move para uma área de menor pressão (a pressão diminui com a altura). Quando isso ocorre, a parcela se expande. Isso requer energia, ou trabalho, que retira o calor da parcela, de modo que o ar esfria à medida que sobe (veja a Figura 11-1). Isso é chamado de processo adiabático. O termo adiabático significa que não ocorre transferência de calor para dentro ou para fora da parcela. O ar tem baixa condutividade térmica (veja a Tabela 2-3), portanto a transferência de calor por condução é insignificante.

A taxa em que a parcela esfria quando sobe é chamada de taxa de lapso. A taxa de lapso de uma parcela insaturada ascendente (ar com umidade relativa inferior a 100%) é de aproximadamente  $3^{\circ}\text{C}$  por 1.000 pés ( $9,8^{\circ}\text{C}$  por quilômetro). Isso é chamado de taxa de lapso adiabático seco. Isso significa que para cada aumento de 1.000 pés na elevação, a temperatura da parcela diminui em  $3^{\circ}\text{C}$ . Concomitantemente, o ponto de orvalho diminui aproximadamente  $0,5^{\circ}\text{C}$  por 1.000 pés ( $1,8^{\circ}\text{C}$  por quilômetro). O espalhamento da temperatura e ponto de orvalho da parcela diminui, enquanto a umidade relativa aumenta.

Este processo é reversível se a parcela permanecer insaturada e, portanto, não perder vapor de água. Uma parcela de ar descendente comprime enquanto se move em uma área de maior pressão. A atmosfera que envolve a parcela trabalha na parcela e energia é adicionada à parcela comprimida, que se aquece. Assim, a temperatura de uma parcela de ar descendente aumenta aproximadamente  $3^{\circ}\text{C}$  por 1.000 pés ( $9,8^{\circ}\text{C}$  por quilômetro). Concomitantemente, o ponto de orvalho aumenta aproximadamente  $0,5^{\circ}\text{C}$  por 1.000 pés ( $1,8^{\circ}\text{C}$  por quilômetro). A propagação da temperatura e do ponto de orvalho da parcela aumenta, enquanto a sua umidade relativa diminui.

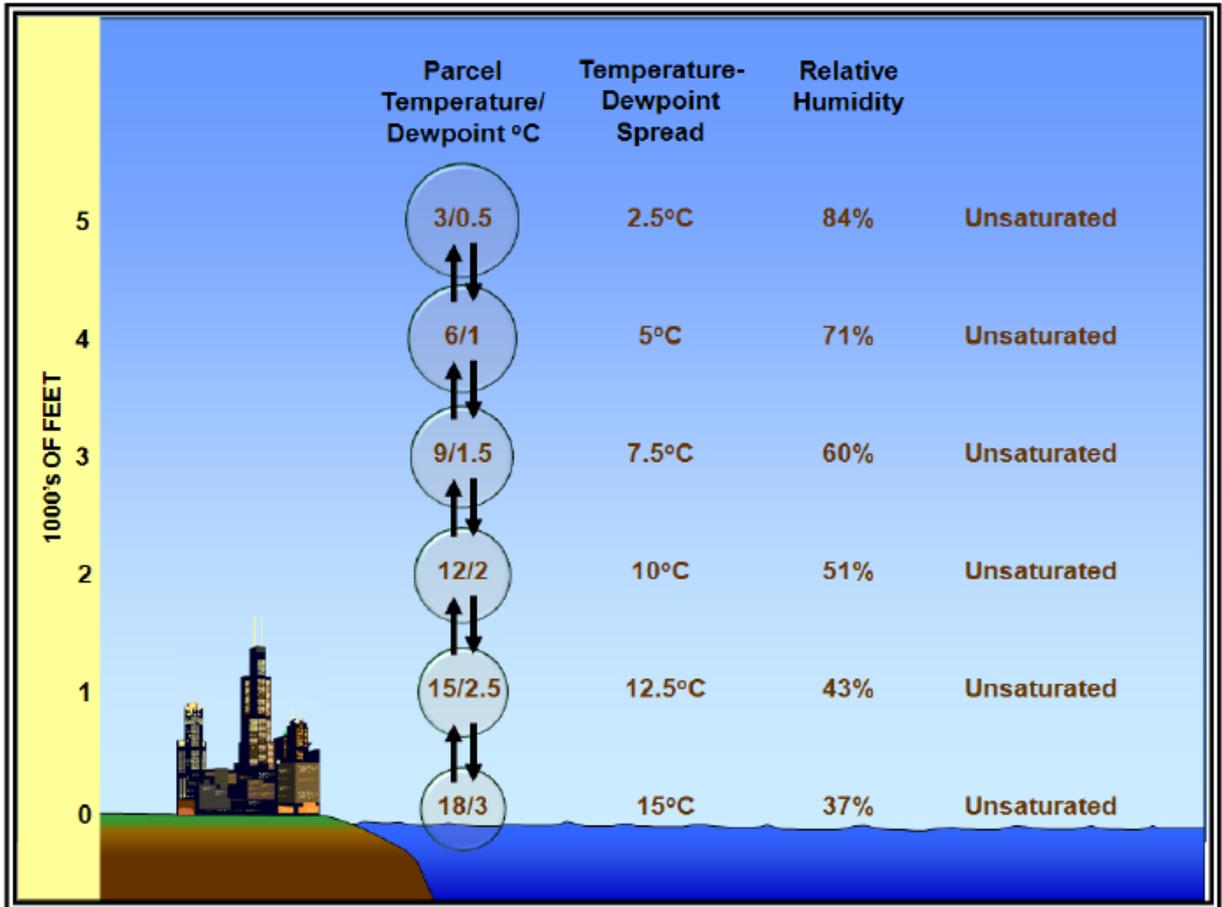
Na superfície, a parcela de ar tem uma temperatura de  $18^{\circ}\text{C}$  e um ponto de orvalho de  $3^{\circ}\text{C}$ , o que indica que é insaturada. À medida que a parcela sobe, sua temperatura diminui à taxa de lapso adiabático seco de  $3^{\circ}\text{C}$  por 1.000 pés, enquanto o ponto de orvalho diminui a  $0,5^{\circ}\text{C}$  por 1.000 pés. A propagação da temperatura e ponto de orvalho diminui enquanto a umidade relativa aumenta. O processo é reversível se a parcela permanecer insaturada.

**11.3 Efeitos do movimento vertical em uma parcela de ar saturado.** O Nível de Condensação de Elevação (LCL) é o nível no qual uma parcela de ar úmido levantada seca adiabaticamente e começa a ficar saturada. A essa altitude, a temperatura do ponto de orvalho é zero e a umidade relativa é de 100 %.

O levantamento adicional da parcela saturada resulta em condensação, formação de nuvens e liberação de calor latente. Como o calor adicionado durante a condensação compensa parte do resfriamento devido à expansão, a parcela agora esfria com a taxa de lapso adiabático úmido, que varia entre aproximadamente  $1,2^{\circ}\text{C}$  por 1.000 pés ( $4^{\circ}\text{C}$  por quilômetro) para parcelas muito quentes e saturadas a  $3^{\circ}\text{C}$  por 1.000 pés ( $9,8^{\circ}\text{C}$  por quilômetro) para parcelas saturadas muito frias. Paralelamente, o ponto de orvalho da parcela diminui a uma taxa idêntica. Para simplificar,

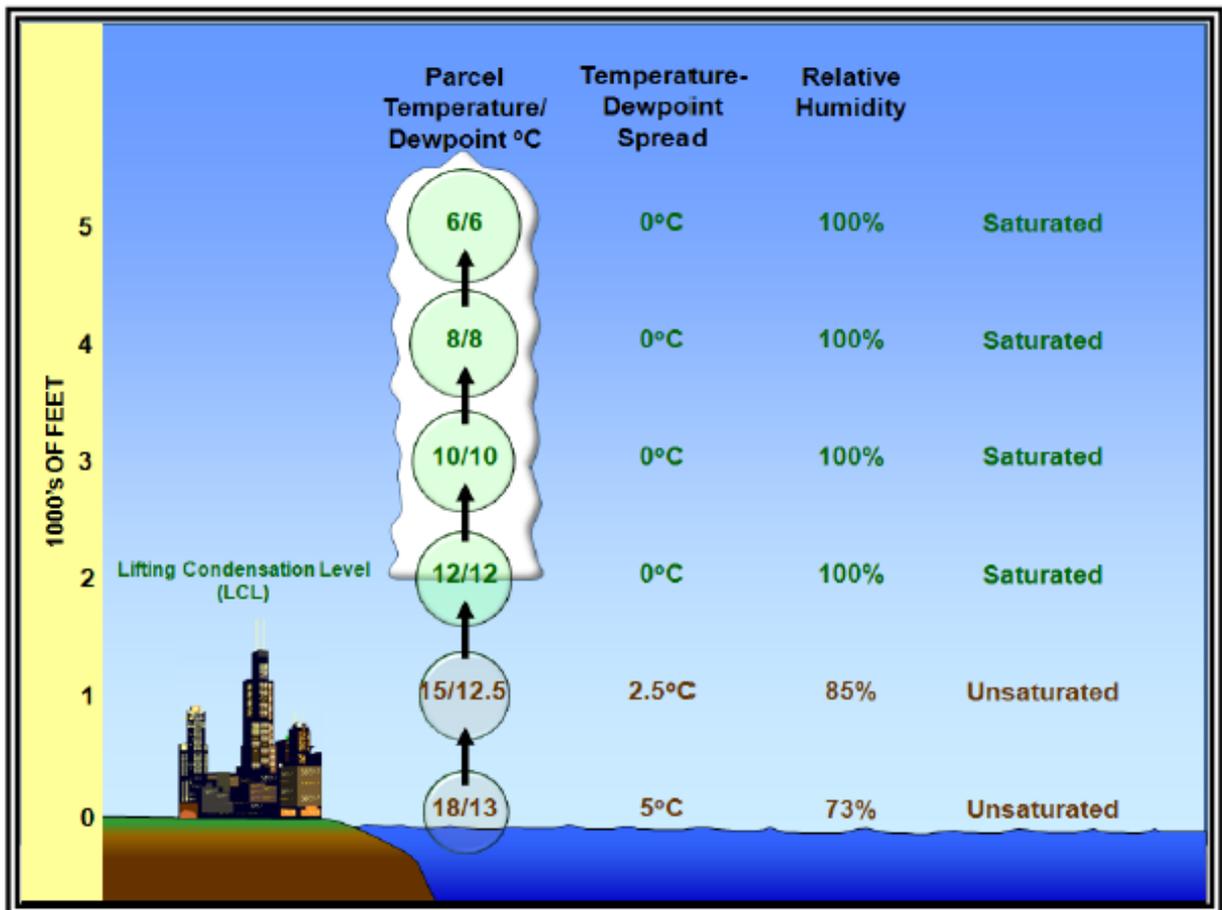
os exemplos mostrados usam uma taxa de lapso adiabático úmido de 2° C por 1.000 pés. Independentemente da temperatura, a umidade relativa permanece constante em cerca de 100%.

**Figura 11-1. Exemplo de parcela de ar ascendente / descendente não saturado**



À medida que a parcela de ar saturada (ver Figura 11-2) se expande e esfria, no entanto, seu conteúdo de vapor de água diminui. Isso ocorre porque parte do vapor d'água é condensado em gotículas de água ou depositado em cristais de gelo para formar uma nuvem. Este processo é desencadeado pela presença de núcleos microscópicos de condensação de nuvens (e gelo), tais como poeira, argila, fuligem, sulfato e partículas de sal marinho. A nuvem cresce verticalmente à medida que a parcela continua a subir.

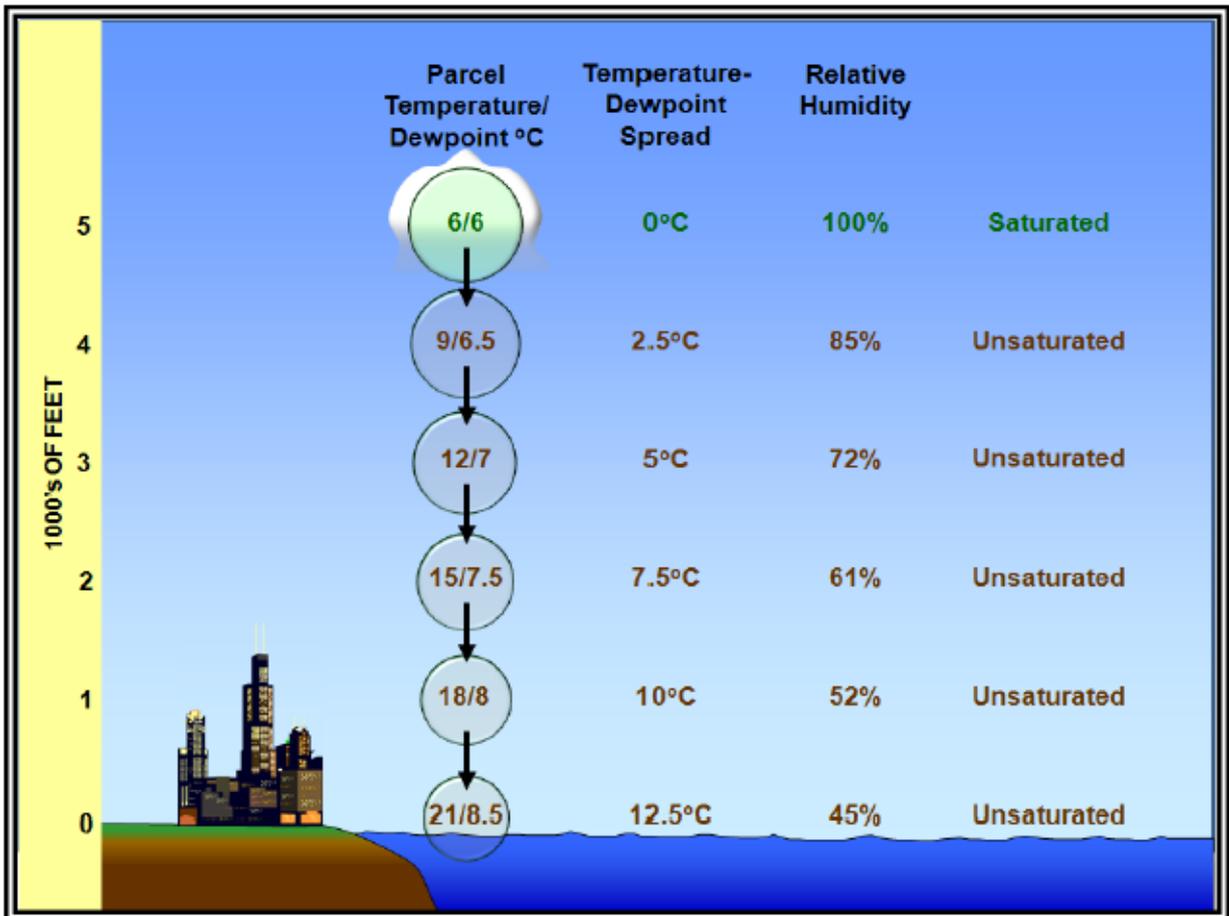
Figura 11-2. Parcela de Ar Ascendente que se Torna Saturado - Exemplo



Na superfície, a parcela de ar tem uma temperatura de 18° C e um ponto de orvalho de 13° C, o que indica que é insaturada. À medida que a parcela sobe, sua temperatura diminui à taxa do lapso adiabático seco de 3° C por 1.000 pés, enquanto o ponto de orvalho diminui a 0,5° C por 1.000 pés. A propagação da temperatura do ponto de orvalho diminui enquanto a umidade relativa aumenta até que a parcela alcance a saturação em seu LCL de 2.000 pés. À medida que a parcela continua a subir, a condensação produz a formação de nuvens. Como o calor adicionado durante a condensação compensa parte do resfriamento devido à expansão, a parcela agora esfria na taxa de lapso adiabático úmido de 2° C por 1.000 pés. O ponto de orvalho da parcela diminui a uma taxa idêntica à medida que o vapor de água perdido se condensa para formar a nuvem. A umidade relativa da parcela ascendente saturada permanece constante em cerca de 100%.

Uma parcela de ar saturada descendente (veja a Figura 11-3) rapidamente se torna insaturada. Sua temperatura aumenta 3° C por 1.000 pés, enquanto seu ponto de orvalho aumenta a 0,5° C por 1.000 pés (ver Tabela 11-1). A propagação da temperatura do ponto de orvalho aumenta enquanto a umidade relativa diminui.

Figura 11-3. Exemplo de parcela de ar decrescente



A 5.000 pés, a temperatura e o ponto de condensação da parcela de ar são de 6° C, o que indica que está saturada. À medida que a parcela desce, rapidamente se torna insaturada. Sua temperatura aumenta 3° C por 1.000 pés, enquanto seu ponto de orvalho aumenta a 0,5° C por 1.000 pés. A propagação da temperatura do ponto de orvalho aumenta enquanto a umidade relativa diminui até que a parcela atinja a superfície. Observe que a parcela agora está muito mais quente e seca na superfície do que quando começou o processo de movimento vertical Figura 11-2.

Tabela 11-1. Características de movimento vertical de parcela de ar

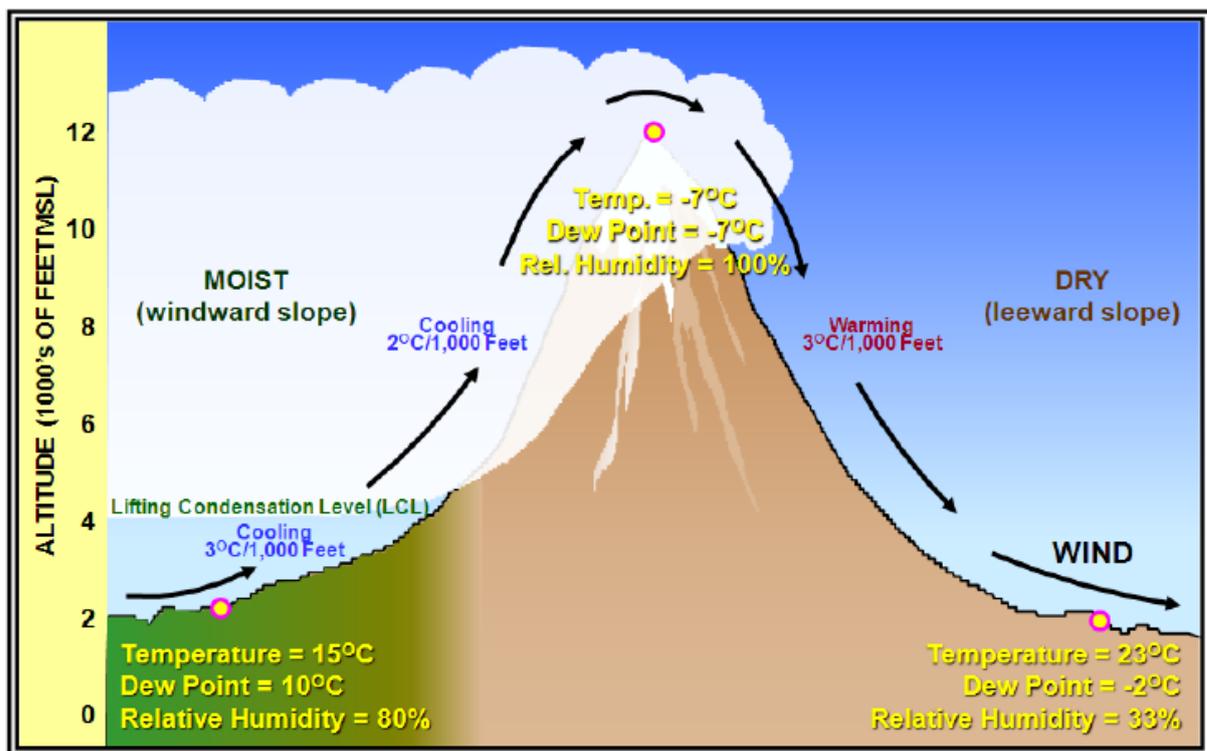
PARCELA	NÃO SATURADO			SATURADO		
	Mudança de temperatura	Mudança ponto de orvalho	Umidade Relativa	Mudança de temperatura	Mudança de ponto de orvalho	Umidade Relativa
Ascendente	-3° C / 1.000 pés	-0,5° C / 1.000 pés	Aumenta	-1,2° C a -3° C / 1.000 pés	Idêntico à mudança de temperatura	100%
Descendente	+3° C / 1.000 pés	+0,5° C / 1.000 pés	Diminui			

**11.4 Fontes comuns de movimento vertical.** Existem muitas fontes de movimento vertical na atmosfera. Quatro dos tipos mais comuns de movimento vertical são os efeitos orográficos, os efeitos de atrito, o levantamento frontal e a flutuabilidade.

**11.4.1 Efeitos Orográficos.** Ventos soprando através de montanhas e vales fazem com que o ar em movimento suba e desça alternadamente. Se o relevo for suficientemente grande, o resfriamento expansivo resultante e o aquecimento causado pela compressão do ar afetam o desenvolvimento e a dissipação de nuvens e precipitação.

Por exemplo, uma cordilheira que é orientada perpendicularmente ao fluxo predominante do vento forma uma barreira que resulta em um clima mais nublado e mais úmido em um lado do que no outro lado (consulte a Figura 11-4). Como o ar é forçado a subir ao longo do aclive do barlavento, ela se expande e esfria, o que aumenta sua umidade relativa. Com resfriamento suficiente, nuvens e precipitação se desenvolvem na LCL e acima dela. Por outro lado, na encosta de sotavento da montanha, o ar desce e aquece, o que reduz sua umidade relativa, e tende a dissipar nuvens e precipitação. Desta forma, cadeias montanhosas induzem duas zonas climáticas contrastantes: um clima úmido na vertente do barlavento e um clima seco na encosta a sotavento. As condições de seca muitas vezes se estendem por centenas de quilômetros até o sotavento de uma proeminente cordilheira em uma região conhecida como sombra da chuva.

**Figura 11-4. Exemplo de efeitos orográficos**



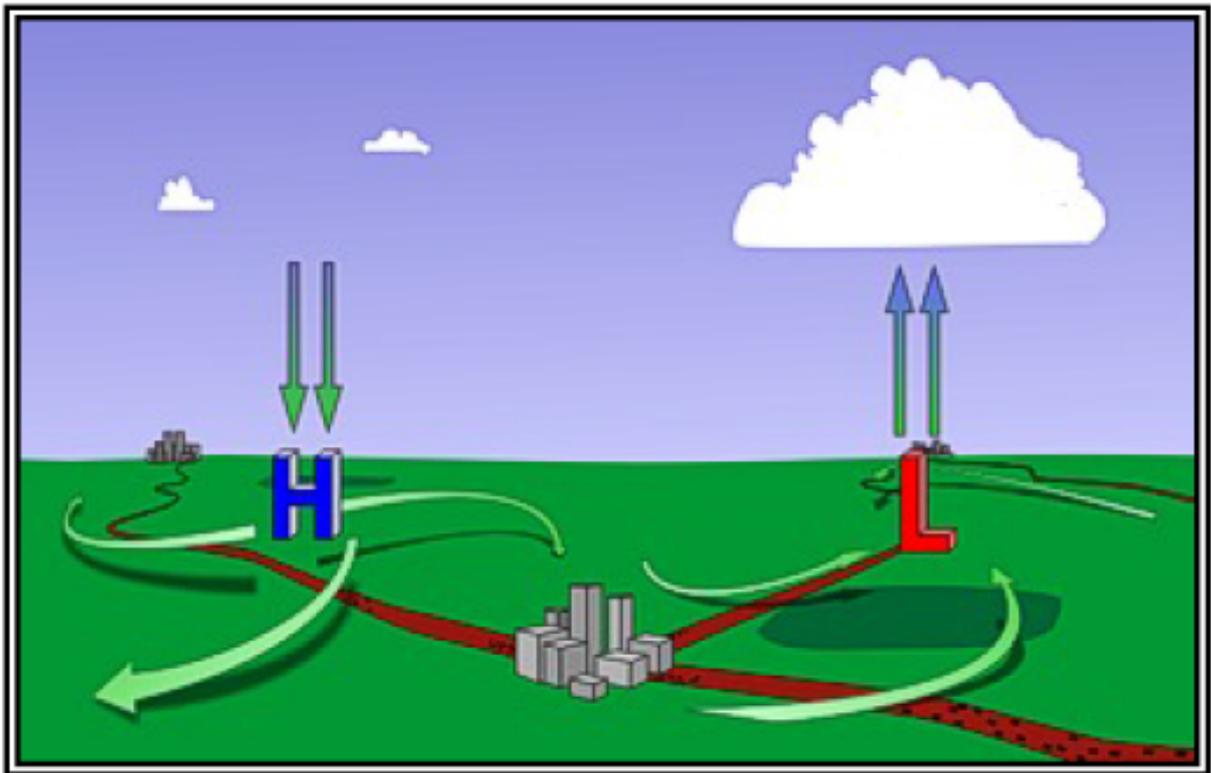
A parcela de ar começa com uma temperatura de 15° C, ponto de orvalho de 10° C e uma umidade relativa de 80% a 2.000 pés. À medida que a parcela é levantada no aclive de barlavento, a temperatura esfria à taxa de lapso adiabático seco de 3° C por 1.000 pés e o ponto de orvalho esfria a uma taxa de 0,5° C por 1.000 pés até se tornar saturado na LCL a 4.000 pés. Em seguida, a temperatura e o ponto de orvalho da parcela de ar resfriam à taxa de lapso adiabático úmido de 2° C por 1.000 pés até que a parcela alcance o cume a 12.000 pés. A essa altitude, a temperatura da parcela é de -7° C, o ponto de orvalho é de 7° C e a umidade relativa é de 100%. À medida que a parcela de ar desce a encosta de sotavento, a temperatura aumenta a uma taxa de 3° C por 1.000 pés, enquanto o ponto de orvalho aumenta 0,5° C por 1.000 pés. A parcela de ar termina

com uma temperatura de 23° C, ponto de orvalho de -2° C e uma umidade relativa de 33% a 2.000 pés, muito mais quente e seca do que no começo.

Os efeitos orográficos são especialmente evidentes de oeste para leste em todo o Noroeste do Pacífico, onde a Cordilheira Cascade norte-sul intercepta o fluxo predominante de ar úmido do Oceano Pacífico. Excepcionalmente nublado, o tempo chuvoso prevalece nas encostas ocidentais, enquanto o clima semiárido caracteriza as encostas orientais e as áreas mais a leste.

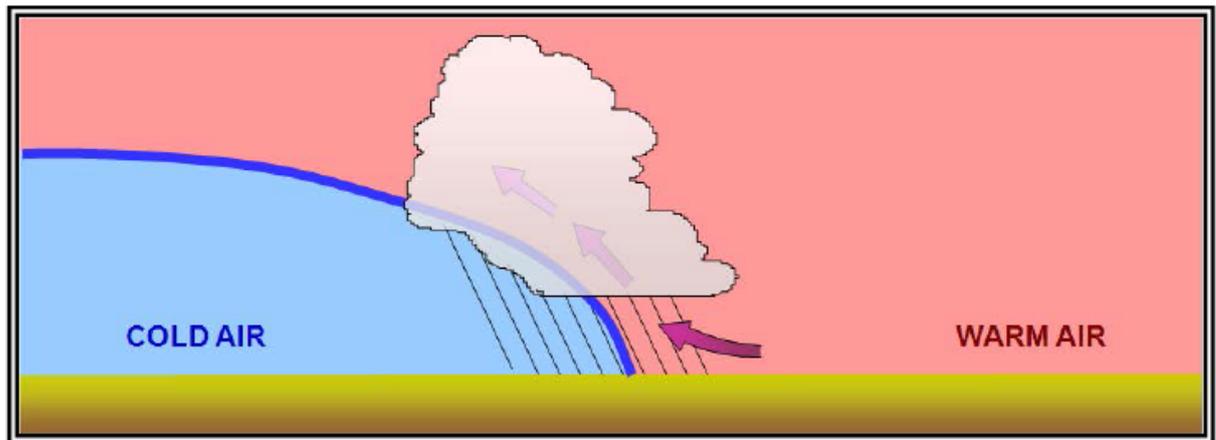
**11.4.2 Efeitos do atrito.** No Hemisfério Norte, o vento de superfície espirala no sentido horário e externo a partir da alta pressão, e no sentido anti-horário e interior na baixa pressão devido a força do atrito. O resultado final é que os ventos divergem da alta pressão da superfície, fazendo com que o ar afunde, comprima e aqueça, o que favorece a dissipação de nuvens e a precipitação. Por outro lado, os ventos convergem para baixa pressão na superfície, fazendo com que o ar suba, se expanda e esfrie, o que favorece a formação de nuvens e a precipitação, em virtude de suficiente umidade (veja a Figura 11-5).

**Figura 11-5. Efeitos de atrito**



**11.4.3 Elevação frontal.** A elevação frontal (veja a Figura 11-6) ocorre quando o ar frio e denso se prende sob o ar quente e menos denso, levando-o para cima, e / ou o ar mais quente sobe sobre o ar mais frio em um processo chamado de ultrapassagem. Nuvens e a precipitação se formarão, desde que haja elevação suficiente e umidade do ar quente.

**Figura 11-6. Elevador frontal**



**11.4.4 Flutuabilidade.** O ar próximo ao solo pode aquecer em taxas diferentes dependendo das propriedades insulares do solo com o qual está em contato. Um campo recém arado vai aquecer mais rápido que um lago adjacente. Essas diferenças de temperatura resultam em diferentes densidades, permitindo que o ar quente se torne flutuante. O ar frio mais denso tenderá a empurrar (isto é, elevar) o ar quente menos denso. Em grande escala, a tendência do ar é subir devido ao aquecimento, e quão alto ele irá subir, é referida como estabilidade e é abordada no Capítulo 12.

## CAPÍTULO 12. ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA

**12.1 Introdução.** Nuvens convectivas e precipitação representam um ambiente de voo distintamente diferente do que nuvens estratiformes e precipitação. Estas condições nitidamente contrastantes resultam da atmosfera, resistindo ou acelerando o movimento vertical das parcelas de ar. A estabilidade atmosférica é a propriedade do ar ambiente que aumenta ou suprime o movimento vertical das parcelas de ar e determina que tipo de nuvens e precipitação um piloto encontrará.

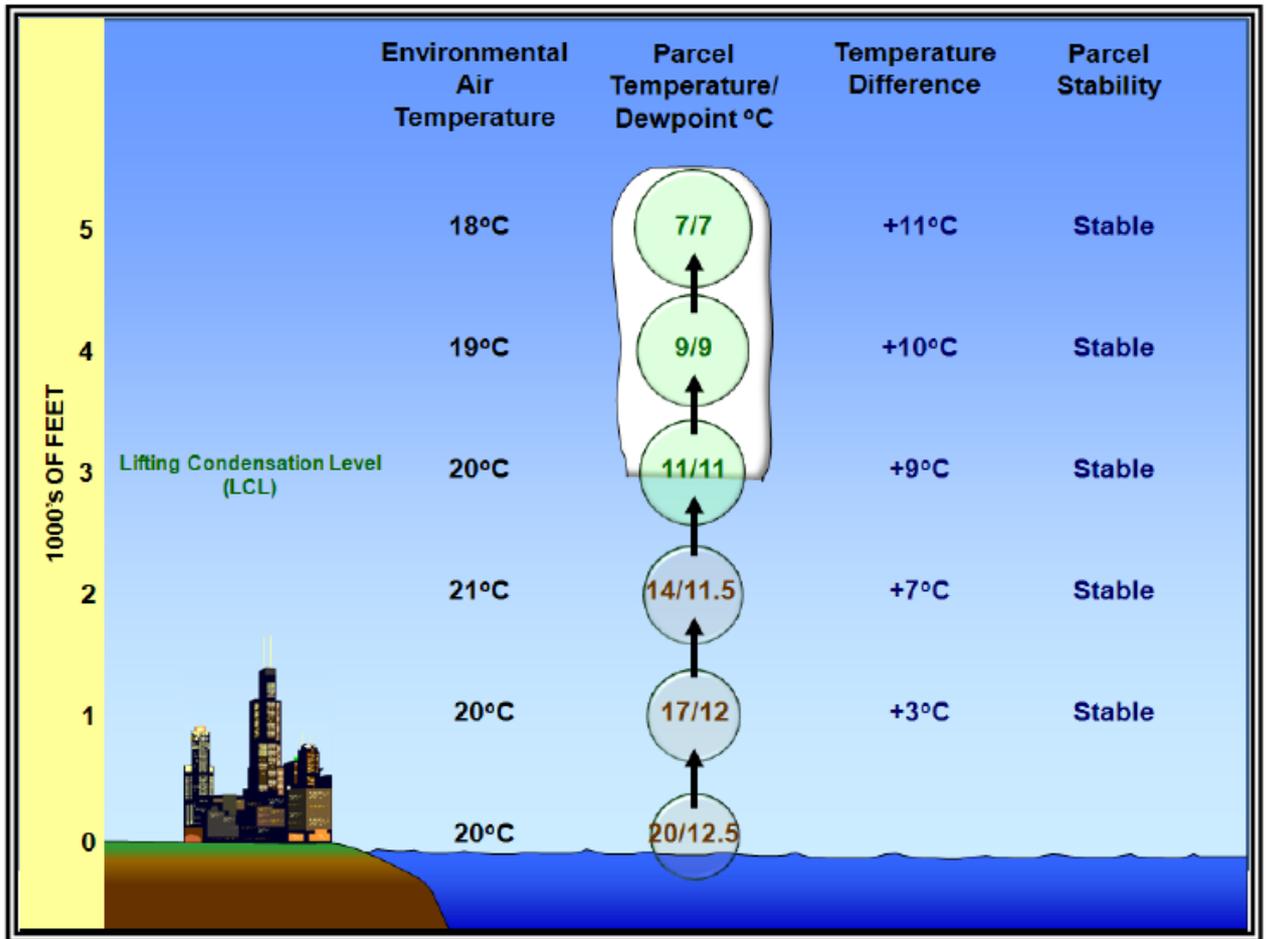
**12.2 Usando uma parcela como ferramenta para avaliar a estabilidade.** Uma parcela de ar pode ser usada como uma ferramenta para avaliar a estabilidade atmosférica dentro de uma coluna de ar vertical especificada na atmosfera. Uma parcela é selecionada a partir de uma altitude especificada (geralmente a superfície) e levantada hipoteticamente para cima até uma altitude de teste especificada. À medida que a parcela é levantada, sua temperatura diminui devido à expansão e aos efeitos do calor latente discutidos no Capítulo 11 .

A parcela e as temperaturas do ar ambiente são então comparadas. Se a parcela levantada é mais fria que o ar circundante, será mais denso (mais pesado) e afundará de volta ao seu nível original. Neste caso, a parcela é estável porque resiste ao deslocamento ascendente. Se a parcela levantada tem a mesma temperatura que o ar circundante, terá a mesma densidade e permanecerá no mesmo nível. Neste caso, a parcela é neutra e estável. Se a parcela levantada for mais quente e, portanto, menos densa (mais leve) que o ar circundante, ela continuará subindo sozinha até atingir a mesma temperatura do ambiente. Este último caso é um exemplo de uma parcela instável. Maiores diferenças de temperatura resultam em maiores taxas de movimento vertical .

**12.3 Tipos de estabilidade** A estabilidade de uma coluna de ar na atmosfera é classificada pela distribuição da estabilidade das parcelas dentro da coluna. A superfície da Terra é tipicamente selecionada como a base, enquanto o topo determina a profundidade da coluna. Cinco tipos únicos de estabilidade atmosférica podem ser identificados.

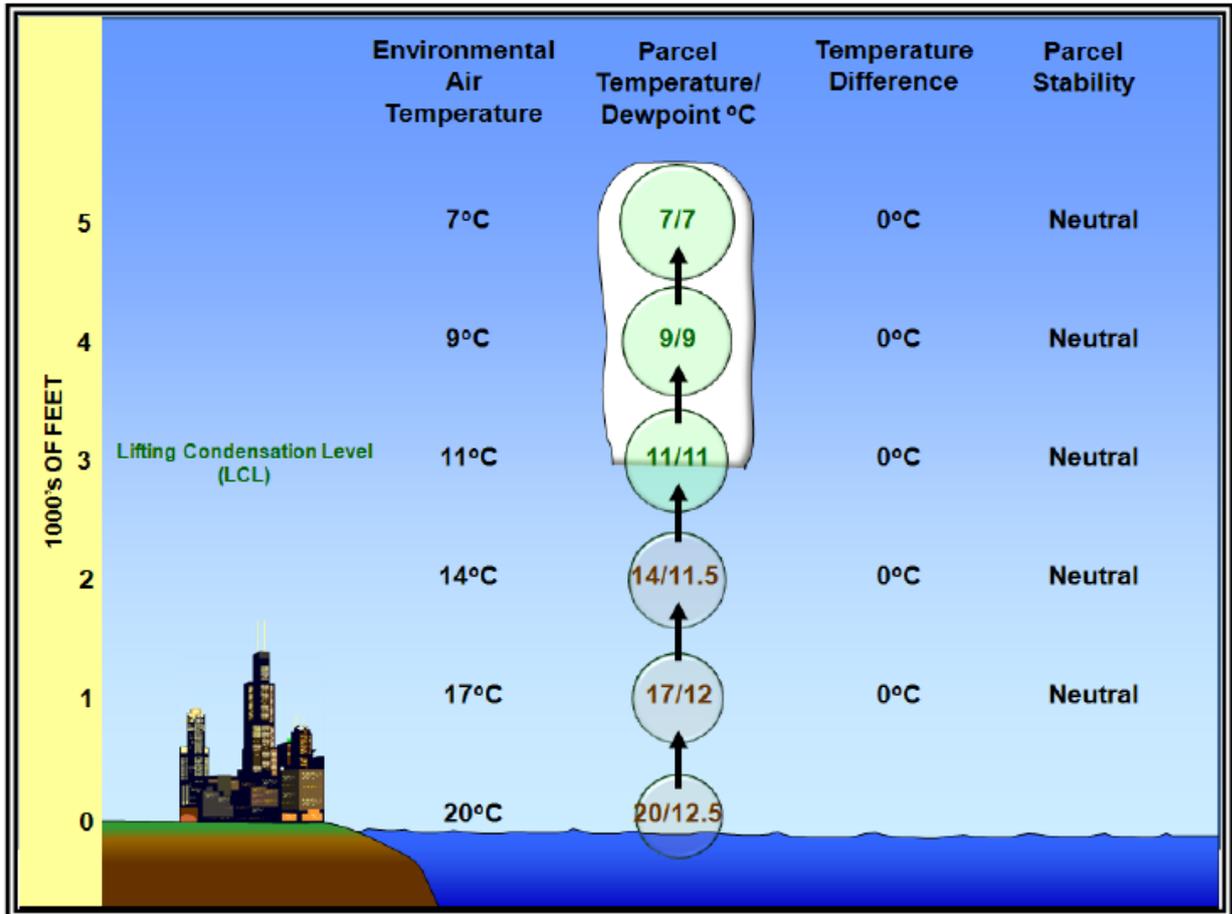
**12.3.1 Estabilidade absoluta.** A estabilidade absoluta (veja a Figura 12-1) é o estado de uma coluna de ar na atmosfera quando sua taxa de lapso de temperatura é menor que a taxa de lapso adiabático úmido. Isso inclui os perfis de temperatura isotérmica e de inversão. Uma parcela de ar levantada seria mais fria (mais densa) do que o ar ambiente circundante e tenderia a afundar de volta ao seu nível de origem.

**Figura 12-1. Exemplo de estabilidade absoluta**



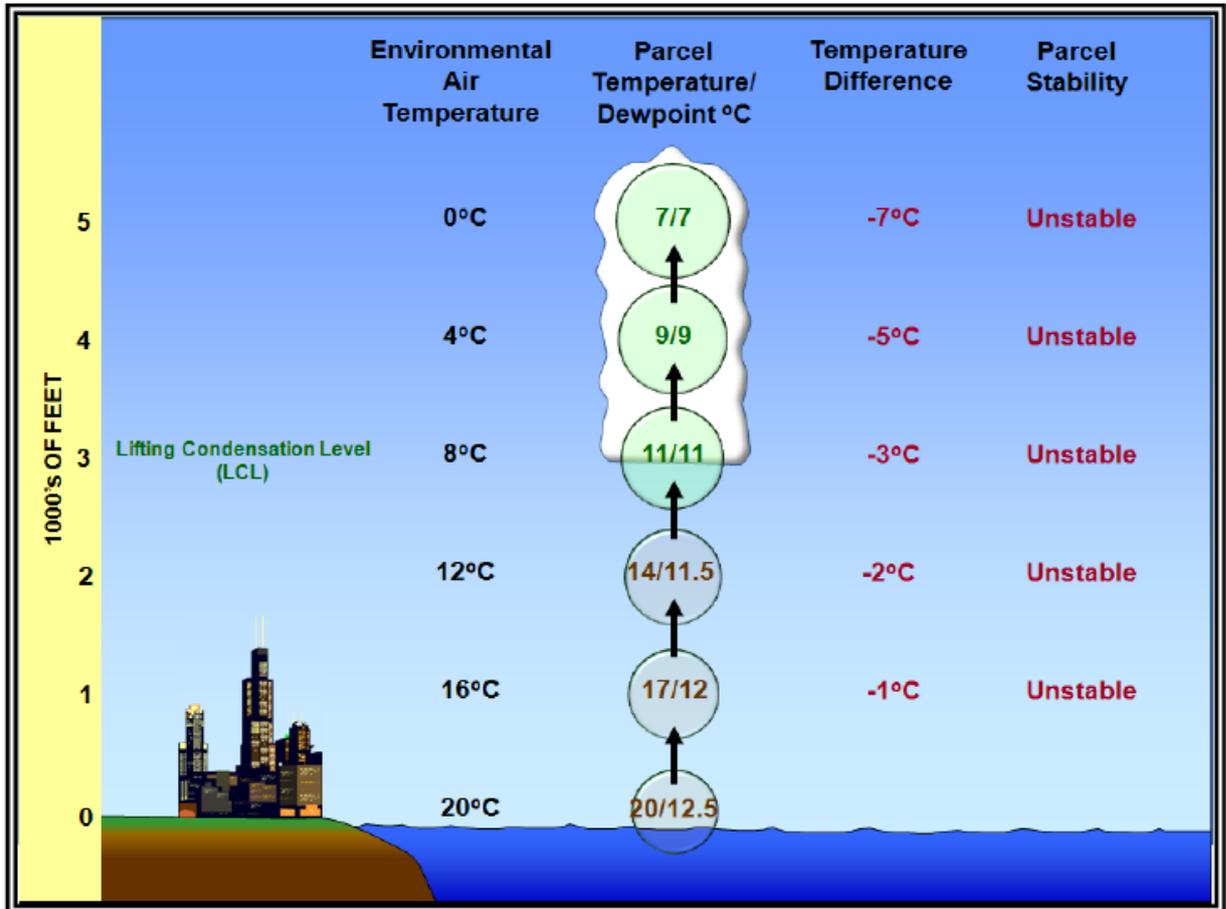
**12.3.2 Estabilidade Neutra.** A estabilidade neutra (veja a Figura 12-2) é o estado de uma coluna de ar na atmosfera na qual uma parcela de ar ascendente (ou descendente) sempre tem a mesma temperatura (densidade) que o ar ambiente circundante. Se a coluna de ar é insaturada, então existe estabilidade neutra quando sua taxa de lapso de temperatura é igual à taxa de lapso adiabático seco. Se a coluna de ar estiver saturada, então existe estabilidade neutra quando sua taxa de lapso de temperatura é igual à taxa de lapso adiabático úmido.

**Figura 12-2. Exemplo de estabilidade neutra**



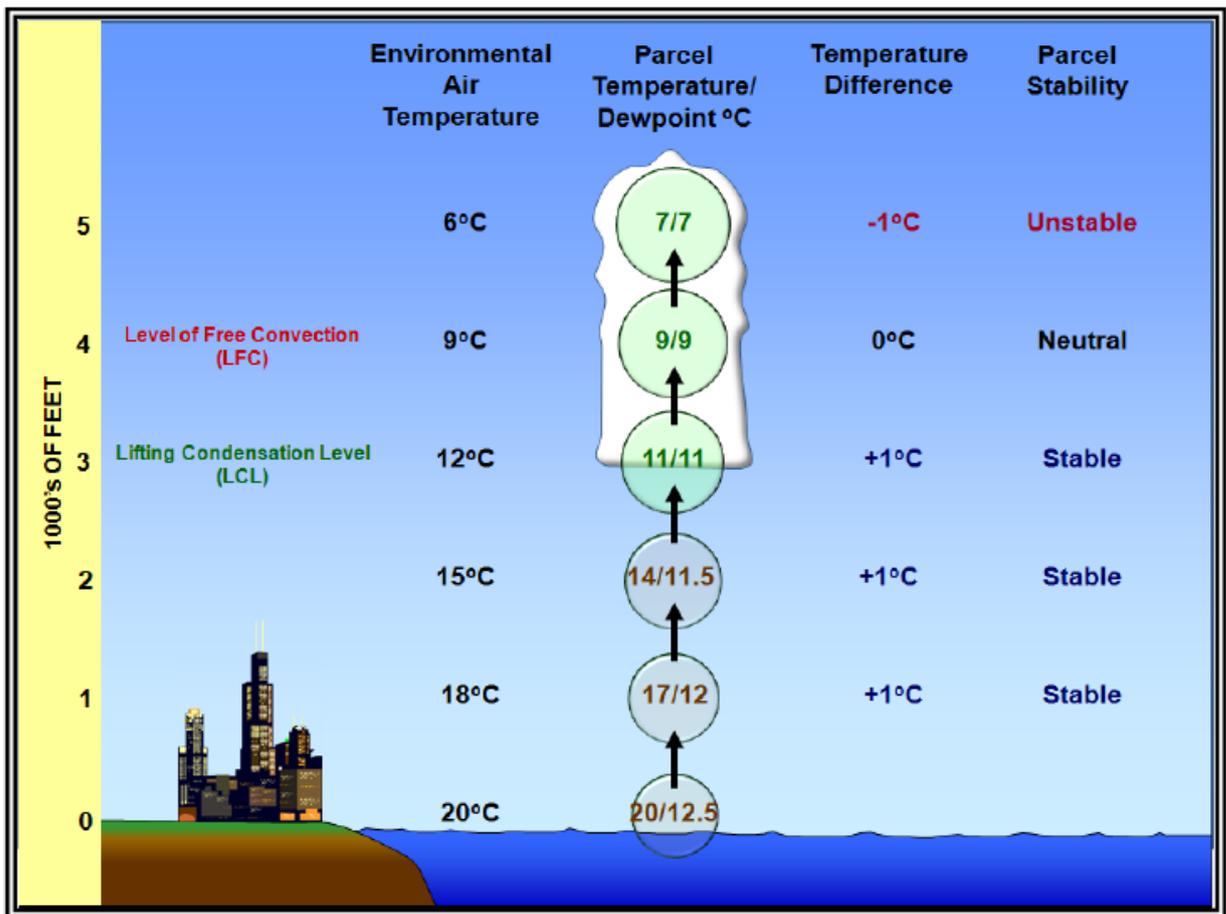
**12.3.3 Instabilidade Absoluta.** A instabilidade absoluta (veja a Figura 12-3) é o estado de uma coluna de ar na atmosfera quando ela tem uma taxa de cadência de temperatura superadiabática (isto é, maior que a taxa de lapso adiabático seco). Uma parcela de ar deslocada verticalmente seria acelerada na direção do deslocamento. A energia cinética da parcela consequentemente aumentaria com o aumento da distância do seu nível de origem.

**Figura 12-3. Exemplo de instabilidade absoluta**



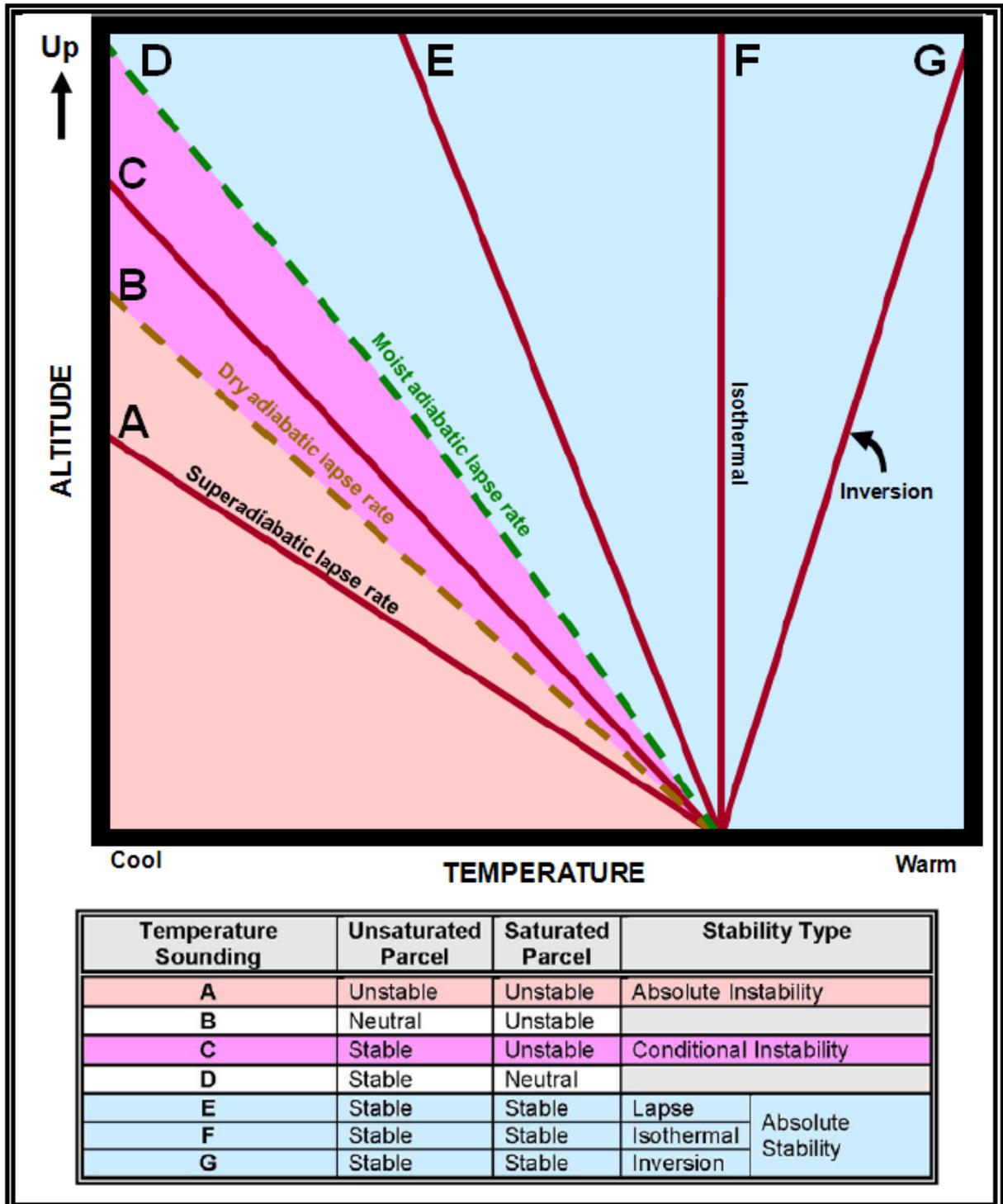
**12.3.4 Instabilidade Condicional.** A instabilidade condicional (ver Figura 12-4) é o estado de uma coluna de ar insaturado na atmosfera quando sua taxa de lapso de temperatura é menor que a taxa de lapso adiabático seco, mas maior que a taxa de lapso adiabático úmido. Uma parcela de ar levantada seria inicialmente estável, mas em algum ponto acima de seu Nível de Condensação Elevada (LCL) ela se tornaria instável. O termo condicional significa que a parcela deve ser levantada a um determinado nível (altitude) antes de se tornar instável e subir por causa de sua própria fluabilidade. O Nível de Convecção Livre (LFC) é o nível no qual uma parcela de ar é seca adiabaticamente até que saturada e úmida adiabaticamente se torne inicialmente mais quente que o ar ambiente circundante (instável) em uma coluna de ar condicionalmente instável na atmosfera. O LFC é uma característica definidora de uma coluna de ar condicionalmente instável.

**Figura 12-4. Exemplo de instabilidade condicional**



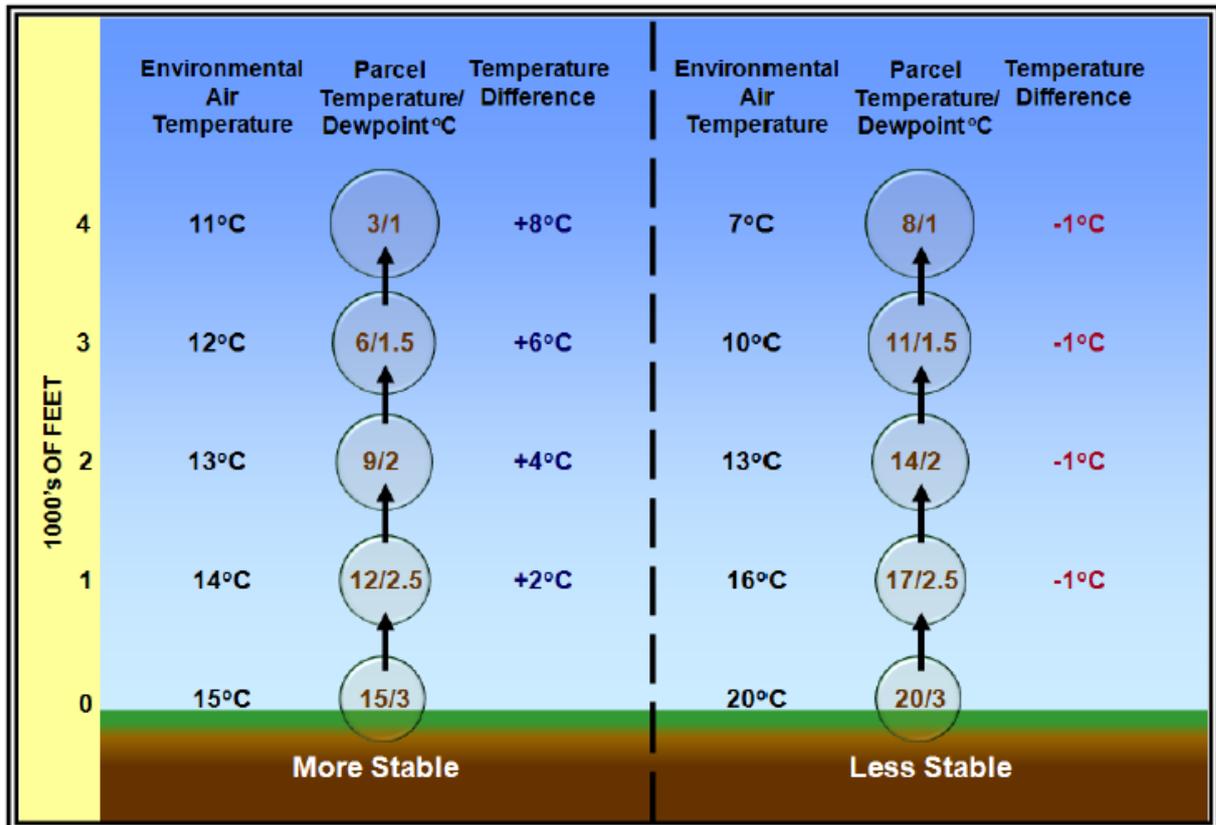
12.3.5 Resumo dos tipos de estabilidade. A Figura 12-5 abaixo resume os possíveis tipos de estabilidade atmosférica .

Figura 12-5. Tipos de estabilidade



**12.4 Processos que mudam a estabilidade atmosférica.** Mudanças na estabilidade atmosférica estão inversamente relacionadas às mudanças de temperatura (densidade) com a altura (veja a Figura 12-6). Se as taxas de lapso de temperatura aumentarem, a estabilidade diminuirá. Por outro lado, se as taxas de lapso de temperatura diminuem, a estabilidade aumentará. A maioria dessas mudanças ocorre como resultado do movimento do ar, mas as variações de temperatura diurnas (dia / noite) podem ter um papel significativo.

**Figura 12-6. Efeitos da taxa de lapso de temperatura na estabilidade**



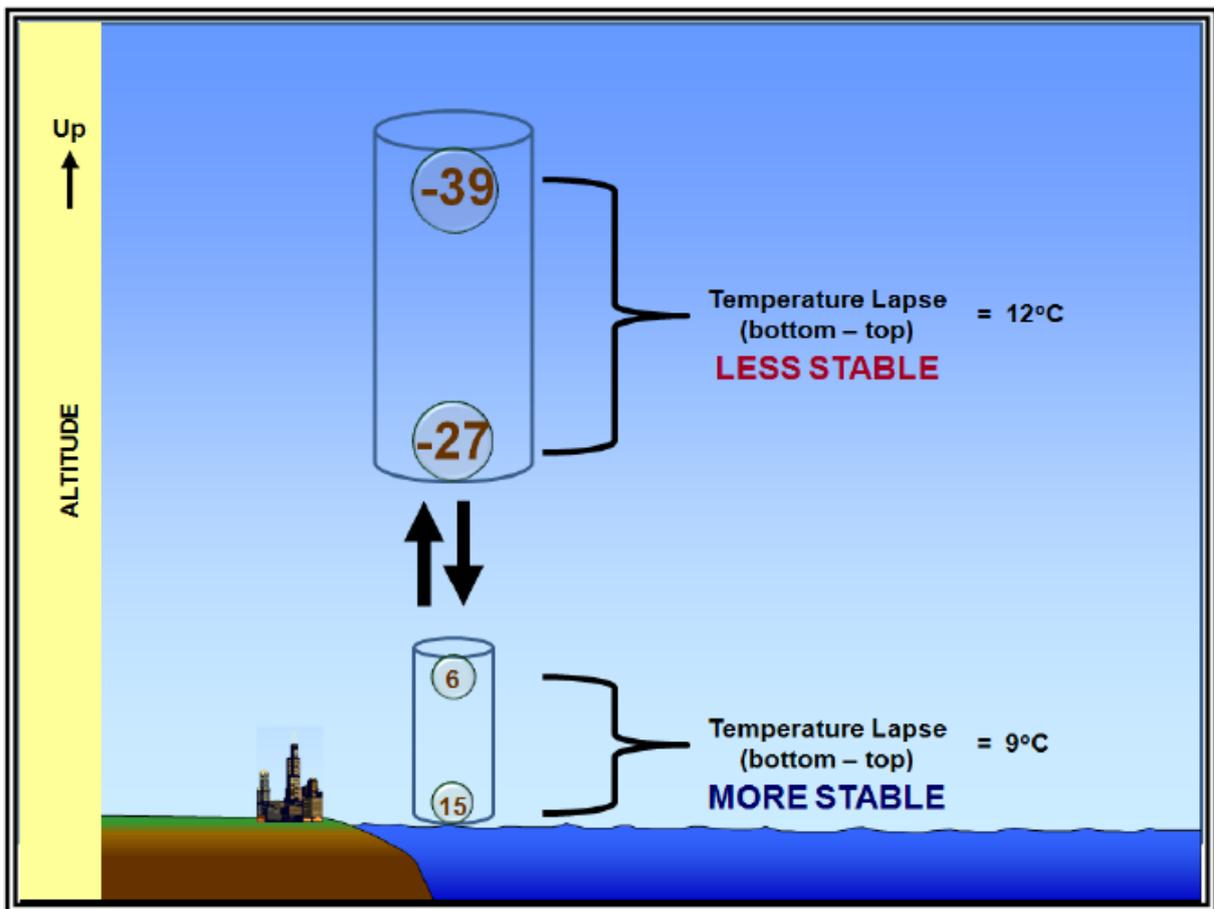
*A coluna de ar em a direita é menos estável porque sua taxa de temperatura de lapso é maior.*

**12.4.1 Efeitos do Vento na Estabilidade.** O vento pode agir para alterar a estabilidade de uma coluna de ar na atmosfera, alterando a taxa de variação da temperatura. A estabilidade aumenta quando o vento sopra ar mais frio na parte de baixo da coluna de ar (advecção de ar frio) e / ou ar mais quente no topo (advecção de ar quente). Por outro lado, a estabilidade diminui quando o vento sopra ar mais quente na parte de baixo da coluna de ar e / ou ar mais frio no topo.

**12.4.2 Efeitos do movimento vertical do ar na estabilidade.** Uma coluna de ar na atmosfera se tornará mais estável quando desce (diminui) (veja a Figura 12-7). À medida que diminui, torna-se comprimido pelo peso da atmosfera e encolhe verticalmente. Toda a camada se aquece devido à compressão adiabática. No entanto, a parte superior da coluna afunda mais e, assim, aquece mais do que a parte inferior. Este processo atua para diminuir a taxa de lapso de temperatura e aumentar a estabilidade.

Por outro lado, uma coluna de ar na atmosfera se tornará menos estável quando subir. À medida que sobe, a rápida diminuição da densidade do ar faz com que a coluna se estique verticalmente. Enquanto a camada permanecer insaturada, toda a camada esfria na taxa de lapso adiabático seco (ver Tabela 11-1). No entanto, devido ao efeito de alongamento, o ar no topo da coluna esfria mais do que o ar na parte inferior da coluna. Este processo atua para aumentar a taxa de lapso de temperatura e diminuir a estabilidade.

Figura 12-7. Efeitos do movimento vertical na estabilidade

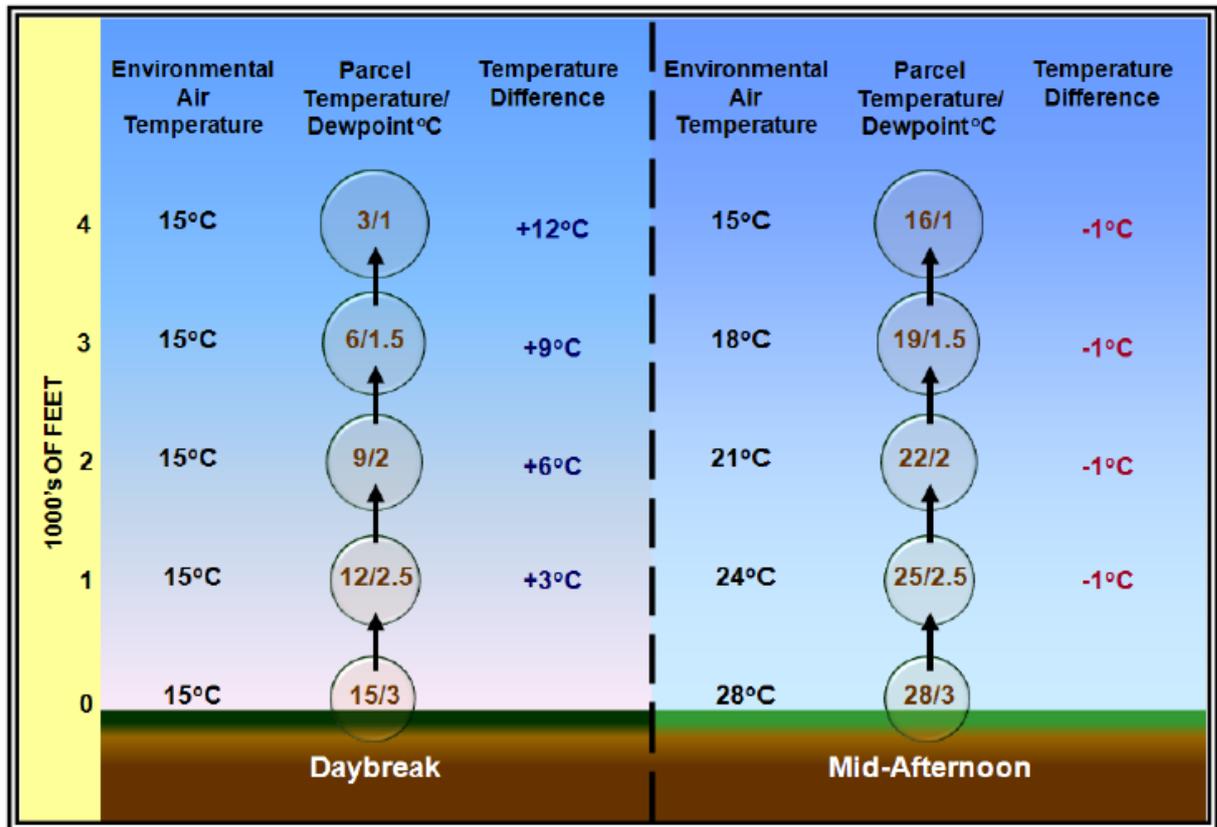


Uma coluna de ar ascendente se tornará menos estável quando o ar na parte de baixo tiver uma umidade relativa maior que o ar no topo. À medida que o ar se move para cima, a parte baixa fica saturada primeiro e esfria na taxa de lapso adiabático úmido menor (ver parágrafo 11.2). O efeito líquido é aumentar a taxa de lapso dentro da coluna e diminuir a estabilidade. Este processo é chamado de instabilidade convectiva e está associado ao desenvolvimento de tempestades.

**12.4.3 Efeitos da Variação da Temperatura Diurna na Estabilidade.** As variações de temperatura diurnas (dia / noite) (veja a Figura 12-8) podem ter um impacto significativo na estabilidade atmosférica. O aquecimento diurno da superfície aumenta as taxas de lapso de temperatura e diminui a estabilidade. Por outro lado, o resfriamento noturno da superfície diminui as taxas de lapso de temperatura e aumenta a estabilidade. As variações diurnas de temperatura são mais pronunciadas na baixa troposfera, porque o ar é um mal condutor de calor (ver Tabela 2-3).

A magnitude da variação diurna da temperatura (e estabilidade) é influenciada principalmente pelo tipo de superfície, latitude, cobertura do céu (por exemplo, nuvens e poluentes), teor de vapor de água no ar e velocidade do vento. A variação de temperatura é maximizada sobre a terra, em baixas latitudes, com céu limpo, ar seco e vento leve. Por outro lado, a variação de temperatura é minimizada em grandes massas de água, em altas latitudes, com céu nublado, ar úmido e vento forte .

Figura 12-8. Efeitos da variação da temperatura diurna na estabilidade

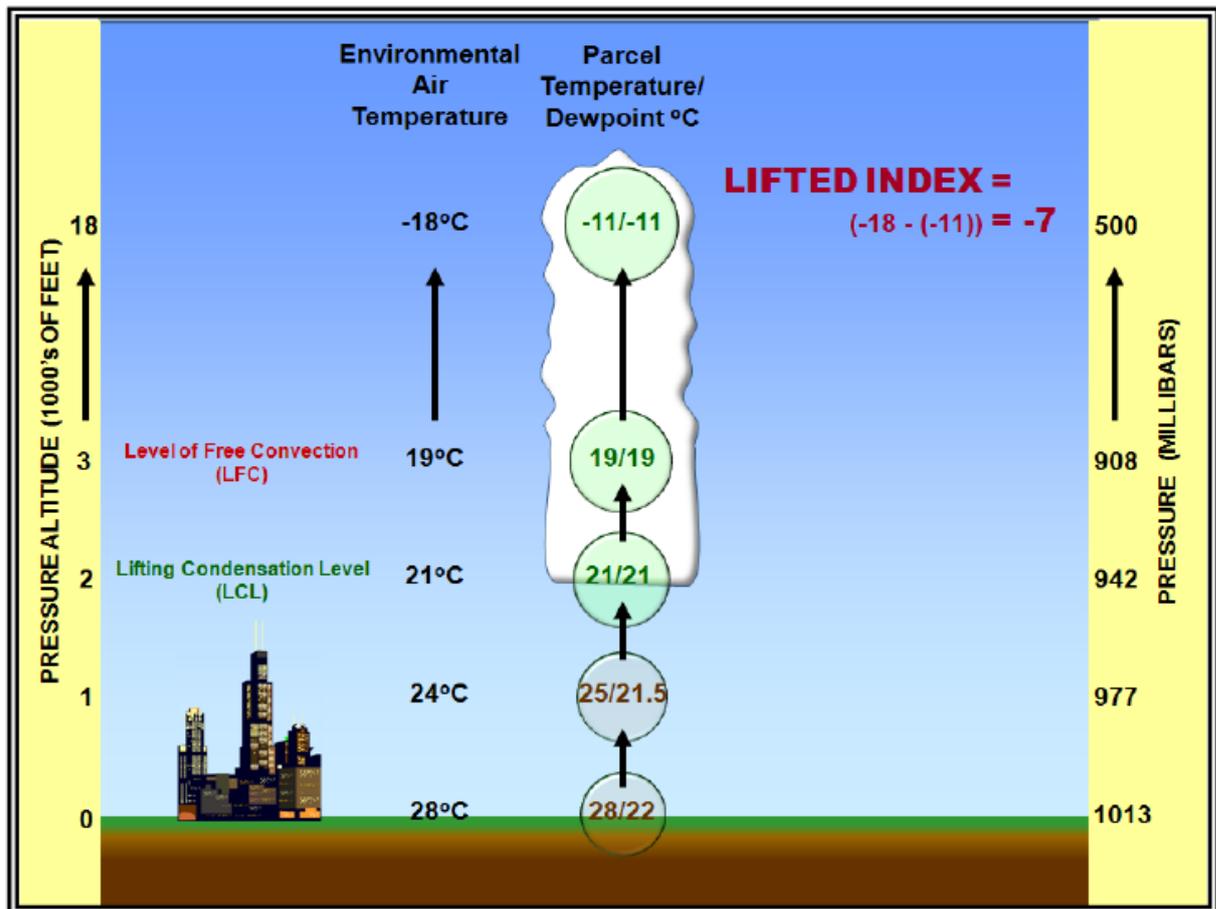


**12.5 Medidas de estabilidade.** Existem vários índices de estabilidade e outras quantidades que avaliam a estabilidade atmosférica e o potencial de tempestades convectivas. Os mais comuns são o Índice de Levantamento (LI) e a Energia Potencial Disponível para Convecção (CAPE).

**12.5.1 Índice de Levantamento.** O LI (veja a Figura 12-9) é a diferença de temperatura entre uma parcela de ar (geralmente na superfície) elevada adiabaticamente (ver Capítulo 11) e a temperatura do ambiente a uma determinada pressão (geralmente 500 milibares) na atmosfera. Um valor positivo indica uma coluna de ar estável (na respectiva pressão), um valor negativo indica uma coluna de ar instável e um valor zero indica uma coluna de ar neutra e estável. Quanto maior o valor de LI positivo (negativo), mais estável (instável) será a coluna de ar.

A LI é geralmente usada na previsão de tempestades; no entanto, o CAPE é geralmente considerado uma medida superior de instabilidade. No entanto, o LI é mais fácil de determinar sem usar um computador.

Figura 12-9. Exemplo de índice de levantamento



**12.5.2 Energia Potencial Disponível por Convecção.** CAPE é a quantidade máxima de energia disponível para uma parcela de ar ascendente por convecção. O CAPE é representado em uma sondagem pela área entre o perfil de temperatura ambiente e o caminho de uma parcela ascendente de ar sobre a camada dentro da qual esta última é mais quente que a anterior. Unidades são joules por quilograma de ar (J / kg). Qualquer valor maior que 0 joules por quilograma indica instabilidade e a possibilidade de tempestades.

O CAPE está diretamente relacionado à máxima velocidade vertical potencial dentro de uma corrente ascendente; assim, valores mais altos indicam o potencial para térmicas mais fortes. Valores observados em ambientes de tempestade, muitas vezes excedem 1.000 joules por quilograma e, em casos extremos, podem exceder 5.000 joules por quilograma.

**12.6 Resumo.** A estabilidade atmosférica influencia o clima, afetando o movimento vertical do ar. O ar estável suprime o movimento vertical enquanto o ar instável o realça. O Capítulo 13 discutirá como a estabilidade determina a nuvem e o tipo de precipitação.

## CAPÍTULO 13. NUVENS

**13.1 Introdução.** Uma nuvem é um agregado visível de minúsculas gotículas de água e / ou partículas de gelo na atmosfera acima da superfície da Terra. O nevoeiro difere da nuvem apenas porque a base do nevoeiro está na superfície da Terra enquanto as nuvens estão acima da superfície. As nuvens são como sinais no céu que fornecem informações sobre o movimento, a estabilidade e a umidade do ar. As nuvens ajudam os pilotos a visualizar as condições climáticas e os possíveis riscos climáticos .

Nuvens se formam na atmosfera como resultado da condensação do vapor de água nas correntes ascendentes de ar ou pela evaporação da camada mais baixa de névoa. Correntes ascendentes de ar são necessárias para a formação de nuvens verticais profundas capazes de produzir precipitação mais pesada do que a de intensidade leve, por isso vamos nos concentrar nesse processo neste capítulo.

**13.2 Formas de nuvens.** Existem quatro formas de nuvens básicas (aparências) observadas na atmosfera da Terra (ver Tabela 13-1).

**Tabela 13-1 Formas de nuvem**

 <p><b>Cirrusforme</b></p>	<p>Nuvens de alto nível que se formam acima de 20.000 pés (6.000 metros) e são geralmente compostas de cristais de gelo. Nuvens de alto nível são tipicamente finas e brancas na aparência, mas podem criar uma matriz de cores quando o sol está baixo no horizonte. Os cirrus geralmente ocorrem em climas amenos e apontam na direção do movimento do ar em sua elevação.</p>
 <p><b>Nimbus</b></p>	<p>Nimbus vem da palavra latina que significa “chuva”. Essas nuvens normalmente se formam entre 7.000 e 15.000 pés (2.100 a 4.600 metros) e trazem precipitação constante. À medida que as nuvens engrossam e a precipitação começa a cair, as bases das nuvens tendem a descer em direção ao solo.</p>
 <p><b>Cumuliforme</b></p>	<p>Nuvens que parecem bolas brancas fofas de algodão e mostram o movimento vertical ou a elevação térmica do ar que ocorre na atmosfera. O nível no qual a condensação e formação de nuvens começa é indicado por uma base de nuvem plana, e sua altura dependerá da umidade do ar ascendente. Quanto mais úmido o ar, menor a base da nuvem. Os topos dessas nuvens podem alcançar mais de 60.000 pés (18.000 metros).</p>
 <p><b>Estratiforme</b></p>	<p>Stratus em latim é “camada” ou “manta”. As nuvens consistem de uma camada baixa sem feições que podem cobrir todo o céu como um cobertor, trazendo, geralmente, um clima cinzento e sem graça. As bases das nuvens estão geralmente a apenas algumas centenas de metros acima do solo. Sobre colinas e montanhas, eles podem atingir o nível do solo quando eles podem ser chamados de nevoeiro. Além disso, como a</p>

neblina se desprende do solo devido ao aquecimento diurno, a neblina forma uma camada baixa de nuvens stratus.

*Do serviço nacional do tempo (NWS) Jetstream - escola de meteorologia on-line*

**13.3 Níveis das nuvens.** Por convenção, a parte da atmosfera em que as nuvens geralmente estão presentes foi dividida em três níveis: alto, médio e baixo (ver Tabela 13-2). Cada nível é definido pelo intervalo de alturas em que a nuvem de um determinado tipo ocorre com mais frequência. Os níveis se sobrepõem e seus limites variam com a latitude. As alturas aproximadas dos limites são as seguintes:

**Tabela 13-2. Altura Aproximada das Bases de Nuvens acima da Superfície**

NÍVEL	REGIÕES POLARES	REGIÕES TEMPERADAS	REGIÕES TROPICAIS
<b>Nuvens altas</b>	10.000-25.000 pés (3-8 km)	16.500-40.000 pés (5-13 km)	20.000 a 60.000 pés (6-18 km)
<b>Nuvens médias</b>	6.500 a 13.000 pés (2-4 km)	6.500-23.000 pés (2-7 km)	6.500-25.000 pés (2-8 km)
<b>Nuvens baixas</b>	Superfície-6.500 pés (0-2 km)	Superfície-6.500 pés (0-2 km)	Superfície-6.500 pés (0-2 km)

**13.4 Tipos de nuvem.** Em cada nível, as nuvens podem ser divididas por tipo (gêneros). As definições dos tipos de nuvens (dadas abaixo) não cobrem todos os aspectos possíveis, mas são limitadas a uma descrição dos principais tipos e das características essenciais necessárias para distinguir um determinado tipo de outro, tendo uma aparência um pouco semelhante.

As nuvens são identificadas com base no ponto de observação de uma determinada altitude. Do nível do mar, pode-se observar nuvens de stratus envolvendo o topo de uma montanha. No entanto, no topo da montanha, alguém observaria e reportaria a mesma nuvem como nevoeiro.

A exceção a isso é o cumulus ou nuvens cumulonimbus sobre uma montanha. Mesmo que essas nuvens de baixo nível tenham tipicamente bases abaixo dos 2.000 metros, se alguém as observar sobre o topo de uma montanha, sua base pode ser de 3.600 metros ou mais em relação a um local específico mais próximo do nível do mar. No entanto, devido à sua localização sobre a montanha, ainda se chama cumulus ou nuvens cumulonimbus, conforme apropriado.

**13.4.1 Nuvens altas.** Cirrus (Ci), Cirrocumulus (Cc) e Cirrostratus (Cs) são nuvens de alto nível. Elas são tipicamente finas e brancas na aparência, mas podem aparecer em uma magnífica variedade de cores quando o sol está baixo no horizonte. Elas são compostas quase inteiramente de cristais de gelo.

**13.4.1.1 Cirrus (Ci).** Cirrus (Ci) (veja Figura 13-1) é um tipo de nuvem composto de elementos cirrusforme destacados na forma de delicados filamentos brancos, manchas brancas (na maioria das vezes brancas) ou de bandas estreitas. Essas nuvens têm uma aparência fibrosa (semelhante a um fio de cabelo) e / ou um brilho sedoso. Muitas das partículas de cristais de gelo de cirrus são suficientemente grandes para adquirir uma velocidade apreciável de queda; portanto, os

elementos da nuvem geralmente se arrastam para baixo em feixes bem definidos, chamados caudas de éguas. Nuvens cirrus têm pouco efeito nas aeronaves e não contêm gelo ou turbulência significativa.

**Figura 13-1. Cirrus (Ci)**



**13.4.1.2 Cirrocumulus (Cc).** Cirrocumulus (Cc) é um tipo de nuvem cirrusforme que aparece como um fino retalho branco, folha ou camada de nuvem sem sombreamento e é composto de elementos muito pequenos na forma de grãos, ondulações, etc. Os elementos podem ser mesclados ou separados, e mais ou menos regularmente organizados; eles subtendem a um ângulo menor de  $1^\circ$  quando observados em um ângulo de mais de  $30^\circ$  acima do horizonte.

Cirrocumulus (ver Figura 13-2) pode ser composto de <sup>4</sup> gotas de água super resfriadas, bem como pequenos cristais de gelo, ou uma mistura de ambos; geralmente, as gotículas são rapidamente substituídas por cristais de gelo. Os pilotos podem esperar alguma turbulência e congelamento.

<sup>4</sup> Gotículas de água super resfriadas estão abaixo de zero. Mesmo que a temperatura esteja abaixo do ponto de congelamento, elas não se transformaram em gelo. Veja parágrafo 18.2 e parágrafo 18.3.2.1.

**Figura 13-2. Cirrocumulus (Cc)**



*Cirrocumulus não são muito comuns. São compostos de elementos muito pequenos, que nunca mostram sombreamento. A nuvem é frequentemente associada a cirrus ou cirrustratus.*

**13.4.1.3 Cirrustratus (Cs).** O Cirrustratus (Cs) (veja a Figura 13-3) é um tipo de nuvem que aparece como um véu esbranquiçado, geralmente fibroso (semelhante ao cabelo) mas às vezes liso, que pode cobrir totalmente o céu, e que frequentemente produz fenômenos de halo, parciais ou completos. Cirrustratus ocasionalmente pode ser tão fino e transparente a ponto de torná-lo quase indiscernível, especialmente através de neblina ou à noite.

Nesses momentos, a existência de um halo ao redor do sol ou da lua pode ser a única característica reveladora. O ângulo de incidência de iluminação em cima de uma camada de Cirrustratus é uma consideração importante na avaliação das características identificadoras. Quando o sol está alto (geralmente acima de 50° de elevação), o cirrustratus nunca impede o lançamento de sombras por objetos terrestres, e um halo pode ser completamente circular. Em ângulos progressivamente mais baixos do sol, halos tornam-se fragmentários, e a intensidade da luz diminui perceptivelmente. Quando perto do horizonte, o cirrustratus pode ser impossível de distinguir do cirrus.

Nuvens Cirrustratus são compostas principalmente de cristais de gelo e contêm pouca ou nenhuma turbulência.

**Figura 13-3. Cirrostratus (Cs)**



**13.4.2 Nuvens Médias.** Altocumulus (Ac), Altostratus (As) e Nimbostratus (Ns) são nuvens de nível médio. Elas são compostas principalmente de gotículas de água; no entanto, elas podem ser compostas de gotículas de água líquida super resfriada e / ou cristais de gelo quando as temperaturas estão abaixo de zero. Altostratus é geralmente encontrado no nível médio, mas geralmente se estende até mais alto. Nimbostratus é quase invariavelmente encontrado no nível médio, mas geralmente se estende para os outros níveis.

**13.4.2.1 Altocumulus (Ac).** O Altocumulus (Ac) (Figura 13-4) é um tipo de nuvem, de cor branca e / ou cinza, que ocorre como uma camada ou remendo com um aspecto ondulado, cujos elementos aparecem como lâminas, massas arredondadas, rolos, etc. Esses elementos geralmente são bem delineados, mas podem se tornar parcialmente fibrosos ou difusos; eles podem ou não ser fundidos.

Pequenas gotas de água líquida compõem invariavelmente a maior parte da composição do altocumulus. Isso resulta em um contorno nítido e pequena visibilidade interna. Em temperaturas muito baixas, entretanto, cristais de gelo podem se formar. Os pilotos que voam pelo altocumulus podem esperar alguma turbulência e pequenas quantidades de gelo.

**Figura 13-4. Altocumulus (Ac)**



*Este altocúmulo é de um único nível, a maior parte do qual é suficientemente transparente para revelar a posição do sol e da lua. As nuvens não invadem progressivamente o céu e os elementos individuais mudam muito pouco. Essas finas nuvens de altocumulus geralmente produzem um halo.*

**13.4.2.1.1 Altocumulus Lenticularis** . O Altocumulus Lenticularis, comumente conhecido como Lenticular em Pé de Altocumulus (ACSL) (veja a Figura 13-5), um tipo de nuvem orográfica. Eles frequentemente parecem estar se dissolvendo em alguns lugares e se formando em outros. Eles também muitas vezes se formam em manchas em forma de amêndoas ou nuvens de ondas. Essas formações são causadas por movimentos de ondas na atmosfera e são frequentemente vistas em áreas montanhosas. Elas podem ser disparadas por colinas com apenas algumas centenas de metros de altura e podem se estender a favor do vento por mais de 60 milhas (100 quilômetros). Os elementos da nuvem se formam na borda de barlavento da nuvem e são levados para a borda do vento, onde evaporam. A nuvem como um todo é geralmente estacionária ou em movimento lento. Essas nuvens geralmente têm contornos muito suaves e mostram sombreamento definido.

As nuvens do ACSL indicam a posição das cristas das ondas, mas não indicam necessariamente a intensidade da turbulência ou força de ascendentes e descendentes. Isso ocorre porque as nuvens dependem do levantamento e da umidade. Uma onda bem definida pode ser visível (isto é, nuvem ACSL) em correntes de ar fraco onde há um suprimento adequado de umidade, mas pode não ser visível quando o ambiente estiver muito seco, mesmo se a onda for intensa.

**Figura 13-5. Lenticular em Pé de Altocumulus (ACSL)**



**13.4.2.2 Altostratus (As).** Altostratus (As) (ver Figura 13-6) é um tipo de nuvem na forma de uma folha ou camada cinza ou azulada (nunca branca) de fibras estriadas, fibrosas, ou aparência uniforme. O altostratus muitas vezes cobre totalmente o céu e pode, de fato, cobrir uma área de vários milhares de quilômetros quadrados. A camada tem partes finas o bastante para revelar a posição do sol, e se aparecerem falhas e fendas, elas são irregulares e espaçadas.

Dentro da extensão vertical bastante grande do altostratus (de várias centenas a milhares de pés), pode existir uma composição particulada muito heterogênea. Neste caso mais completo, pode-se distinguir: 1) uma parte superior, principalmente ou inteiramente de cristais de gelo; 2) uma parte do meio, uma mistura de cristais de gelo e / ou flocos de neve e gotículas de água super resfriadas; e 3) uma parte inferior, principalmente ou inteiramente super resfriada ou gotículas de água comuns. Várias combinações parciais desses tipos de composição podem ocorrer, mas nunca uma nuvem inteira como 3) acima. As partículas são amplamente dispersas o suficiente para não obscurecer o sol, exceto por suas partes mais grossas, mas sim para impor um efeito de vidro fosco sobre a imagem do sol, e evitar que sombras bem delineadas sejam projetadas por objetos terrestres. Fenômenos de Halo não ocorrem. Os pilotos podem esperar pouca ou nenhuma turbulência, mas leve a moderada formação de gelo nas regiões de água super resfriada.

**Figura 13-6. Altostratus Fino (As)**



*O altostratus fino geralmente evolui do espessamento gradual de um véu de cirrostratus. Isso significa que, diferentemente da maioria das nuvens que aumentam de altura à medida que crescem, o altostratus (e o nimbostratus) crescem à medida que a base da nuvem diminui. Altostratus é de uma cor acinzentada ou azulada, nunca branca, e a maior parte é sempre translúcida o suficiente para revelar o sol (ou a lua) como através de um vidro fosco. Objetos no chão não formam sombras e os fenômenos do halo nunca são vistos.*

**13.4.2.3 Nimbostratus (Ns).** Nimbostratus (Ns) é uma camada de nuvem cinzenta, muitas vezes escura, difusa por chuva mais ou menos contínua, neve, pellets de gelo, etc., que na maioria dos casos atinge o solo. Não é acompanhado por raios, trovões ou granizo.

O Nimbostratus é composto de gotículas de água suspensas, algumas vezes super resfriadas, e de pingos de chuva e / ou cristais de neve ou flocos de neve caindo. Ocupa uma camada de grande extensão horizontal e vertical. A grande densidade e espessura (geralmente muitos milhares de pés) dessa nuvem impedem a observação do sol. Isso, além da ausência de pequenas gotículas em sua porção mais baixa, dá ao nimbostratus a aparência de iluminação fraca e uniforme. Segue-se também que o nimbostratus não tem uma base bem definida, mas sim uma zona profunda de atenuação de visibilidade. Frequentemente, uma base falsa pode aparecer no nível em que a neve derrete na chuva. É classificado oficialmente como uma nuvem intermediária, embora possa se fundir em stratus ou strato-cúmulos muito baixos. Outros sistemas de classificação de nuvens

podem identificá-lo como uma nuvem de baixo nível. Nimbostratus produz muito pouca turbulência, mas pode representar um sério problema de congelamento se as temperaturas estiverem próximas ou abaixo de zero.

**Figura 13-7. Altostratus Grosso (As) ou Nimbostratus (Ns)**



*O altostratus grosso é mais denso e de um cinza escuro ou azulado mais escuro que o altostratus fino, com a maior parte suficientemente densa para mascarar completamente o sol ou a lua. Com mais espessamento do altostratus e uma diminuição de sua base, a nuvem pode começar a produzir precipitação, ponto em que é chamado nimbostratus. Alguns gráficos de nuvens descreverão o nimbostratus como uma nuvem de baixo nível. Isso ocorre porque muitas vezes, durante a contínua queda da precipitação, a base das nuvens de nimbostratus diminui para o nível baixo. Mas oficialmente e historicamente, o nimbostratus é classificado como uma nuvem de nível médio.*

**13.4.3 Nuvens Baixas** . Cumulus (Cu), cumulus elevado (TCu), Stratocumulus (Sc), Stratus (St), e Cumulonimbus (Cb) são nuvens baixas compostas de gotículas de água. No entanto, elas também podem ser compostas de gotículas de água líquida super resfriada e / ou cristais de gelo quando as temperaturas estão abaixo de zero. O cúmulo e o cumulonimbus geralmente têm bases no nível baixo, mas sua extensão vertical costuma ser tão grande que seus topos podem atingir os níveis médio e alto .

**13.4.3.1 Cúmulos (Cu) e Cumulus elevados (TCu).** O Cumulus é um tipo de nuvem na forma de elementos individuais e destacados que geralmente são densos e possuem contornos nítidos e não fibrosos. Esses elementos se desenvolvem verticalmente, aparecendo como montes, cúpulas ou torres em ascensão, cujas partes superiores muitas vezes se assemelham a uma couve-flor. As partes iluminadas pelo sol dessas nuvens são em sua maioria brancas e brilhantes; suas bases são relativamente escuras e quase horizontais. Perto do horizonte, o desenvolvimento vertical do cumulus faz com que as nuvens individuais pareçam um mesclado. Se a precipitação ocorre, é geralmente de uma natureza chuvosa. Vários efeitos de vento, iluminação, etc., podem modificar muitas das características acima.

O cúmulus é composto por uma grande densidade de pequenas gotículas de água, frequentemente super-resfriadas. Dentro da nuvem, formam-se gotas de água maiores que podem, à medida que a nuvem se desenvolve, cair da base como chuva ou virga.<sup>5</sup> A formação de cristais de gelo ocorrerá dentro da nuvem a temperaturas suficientemente baixas, particularmente nas porções superiores, à medida que a nuvem cresce verticalmente.

Para o cumulus com pouco desenvolvimento vertical, os pilotos podem esperar alguma turbulência e nenhuma cobertura significativa. No entanto, para o cumulus imponente (isto é, cumulus de desenvolvimento moderado / forte) os pilotos podem esperar turbulência muito forte e alguma cobertura clara acima do nível de congelamento (onde as temperaturas são negativas). Cúmulus elevado também é referido como o primeiro estágio de uma tempestade.

**Figura 13-8. Cúmulus (Cu) com pouco desenvolvimento vertical**



<sup>5</sup> Virga são partículas de água ou partículas de gelo caindo de uma nuvem, mas vaporizando antes de atingir a superfície da Terra como precipitação.

*A formação de cúmulos é frequentemente precedida por manchas nebulosas das quais as nuvens evoluem. Quando completamente formadas, as nuvens têm bases horizontais bem definidas e topos achatados ou ligeiramente arredondados. Nesta fase de desenvolvimento, eles são conhecidos como cumulus de bom tempo. Em terra, nas manhãs claras, o cumulus pode se formar quando o sol aquece rapidamente o solo. Perto das costas, o cúmulo pode se formar sobre a terra durante o dia em uma brisa do mar e sobre o mar durante a noite em uma brisa terrestre.*

**Figura 13-9. Cumulus elevado (TCu)**



**13.4.3.2 Stratocumulus (Sc).** Stratocumulus (Sc) (veja Figura 13-10) é um tipo de nuvem, predominantemente estratiforme, na forma de uma camada ou mancha cinza e / ou esbranquiçada, que quase sempre tem partes escuras e é não fibrosa (exceto virga).

Seus elementos são mosaicados, arredondados, em forma de rolo, etc.; eles podem ou não ser fundidos, e geralmente são organizados em grupos, linhas ou ondulações organizadas, dando a aparência de um sistema de ondas simples (ou ocasionalmente um padrão cruzado). Esses elementos geralmente são planos, lisos e grandes; observado em um ângulo de mais de 30° acima do horizonte, o elemento stratocumulus individual subtende a um ângulo maior do que 5°. Quando uma camada é contínua, a estrutura elementar é revelada em verdadeiro relevo na sua superfície inferior.

Stratocumulus é composto de pequenas gotículas de água, às vezes acompanhadas por gotículas maiores, granizo macio e (raramente) por flocos de neve. Em condições normais, os cristais de

gelo são escassos demais para dar à nuvem um aspecto fibroso; no entanto, em clima extremamente frio, os cristais de gelo podem ser numerosos o suficiente para produzir abundante virga, e às vezes até mesmo fenômenos de halo. Os maiores teores de água líquida estão no topo dessas nuvens, onde a ameaça da cobertura é o maior, se suficientemente frio. A virga pode se formar sob a nuvem, especialmente em temperaturas muito baixas. Precipitação raramente ocorre com stratocumulus.

Os pilotos podem esperar alguma turbulência e possível congelamento em temperaturas subcongelantes. O teto e a visibilidade geralmente são melhores do que com stratus baixos.

**Figura 13-10. Stratocumulus (Sc)**



*Este stratocumulus ocorre em manchas ou camadas, compostas de massas arredondadas ou rolos, em um ou mais níveis. As nuvens são cinzas ou esbranquiçadas e sempre têm partes escuras. Às vezes os elementos estão em bandas paralelas. Devido à perspectiva, estes podem parecer convergir para o horizonte. Pode também ocorrer sob a forma de lentes ou amêndoas, embora isto seja bastante raro.*

**13.4.3.3 Stratus (St).** Stratus (St) (veja Figura 13-11 e Figura 13-12) é um tipo de nuvem na forma de uma camada cinza com uma base razoavelmente uniforme. O Stratus geralmente não produz precipitação, mas quando ocorre, é na forma de partículas minúsculas, como chuviscos, cristais de gelo ou grãos de neve. Stratus ocorre frequentemente na forma de manchas irregulares ou fragmentos de nuvens, em cujo caso a transformação rápida é uma característica comum. Quando o sol é visto através da nuvem, seu contorno é claramente discernível. Na área imediata do disco solar, o estrato pode parecer muito branco. Longe do sol e, às vezes, quando a nuvem é suficientemente espessa para obscurecê-lo, o stratus emite uma luminância fraca e uniforme.

A composição particulada do estrato é bastante uniforme, geralmente de gotículas de água bastante dispersas e, a temperaturas mais baixas, de cristais de gelo (embora isso seja muito menos comum). Fenômenos de Halo podem ocorrer com esta última composição.

O Stratus produz pouca ou nenhuma turbulência, mas as temperaturas próximas ou abaixo do ponto de congelamento podem criar condições perigosas de formação de gelo. Quando o stratus está associado a neblina ou precipitação, a combinação pode se tornar problemática para o voo visual.

**Figura 13-11. Stratus (St)**



*O Stratus ocorre mais comumente como uma camada cinza única, uniforme e sem feições de nuvem baixa. Ocasionalmente pode ser escuro ou ameaçador, embora no máximo possa produzir apenas precipitação fraca. Esse recurso é muito fácil de distingui-lo do nimbostratus (Ns), que quase sempre produz chuva, neve ou pellets de gelo. A neblina frequentemente se eleva em uma camada de estratos por um aumento no vento ou um aumento na temperatura. Stratus às vezes é relativamente fino, e o disco do sol ou da lua pode ser visto com um contorno claro.*

**Figura 13-12. Stratus Fractus (StFra) e / ou Cumulus Fractus (CuFra) de mal tempo**



*Esses fragmentos irregulares de nuvens baixas sempre aparecem em associação com outras nuvens por um curto período de tempo antes, durante e pouco tempo após a precipitação. Eles frequentemente se formam sob um altostratus (As) ou nimbostratus (Ns). Eles também ocorrem abaixo do cumulonimbus (Cb) e precipitando o cumulus (Cu) e são coletivamente conhecidos como scud clouds.*

**13.4.3.4 Cúmulonimbus (Cb).** Um cumulonimbus (Cb) (ver Figura 13-13 e a Figura 13-14) é um tipo de nuvem, excepcionalmente densa e verticalmente desenvolvida, que ocorre como nuvens isoladas ou como uma linha ou parede de nuvens com partes superiores separadas. Estas nuvens aparecem como montanhas ou enormes torres, pelo menos uma parte dos segmentos superiores geralmente são lisas, fibrosas ou estriadas e quase achatadas quando se aproximam da tropopausa. Esta parte geralmente se espalha na forma de uma bigorna ou uma grande pluma. Sob a base do cúmulonimbus, que geralmente é muito escuro, frequentemente existem virga, precipitação e nuvens baixas e irregulares, ou fundidas ou não. Sua precipitação é frequentemente pesada e sempre de natureza chuvosa. A ocorrência normal de relâmpagos e trovões dentro ou fora dessa nuvem leva a suas denominações populares: nuvem de trovoadas, nuvem de tempestade (esta última geralmente se refere apenas à parte superior da nuvem) e trovoadas.

O cumulonimbus é composto de gotículas de água e cristais de gelo, este último quase inteiramente nas suas porções superiores. Ele também contém grandes gotas de água, flocos de neve, flocos de gelo e, às vezes, granizo. As formas de água líquida podem ser substancialmente

super resfriadas. O cumulonimbus contém quase todo o espectro de riscos de voo, incluindo extrema turbulência.

**Figura 13-13. Cúmulonimbus (Cb) Sem bigorna**



*Nenhuma parte do topo da nuvem adquiriu uma aparência fibrosa ou qualquer desenvolvimento de bigorna. As protuberâncias tendem a formar uma massa esbranquiçada sem estriações. Chuvas ou tempestades podem ocorrer. A presença de raio / trovão diferenciam entre esta nuvem e o cumulus imponente. Cúmulos, stratocumulus ou stratus também podem estar presentes.*

**Figura 13-14. Cumulonimbus (Cb) com bigorna**



*A forma característica dessas nuvens só pode ser vista como um todo quando vista à distância. Os topos destas nuvens maciças mostram uma estrutura fibrosa ou estriada que frequentemente se assemelha a uma bigorna, pluma ou enorme massa de cabelo. Eles ocorrem como nuvem isolada ou uma parede extensa e rajadas, granizo e / ou trovão frequentemente as acompanha. Debaxo da base, que é frequentemente muito escura, o stratus fractus frequentemente se forma e, em tempestades, estes podem estar a apenas algumas centenas de metros acima da superfície da Terra, e eles podem se fundir para formar uma camada contínua. Mammatus podem se formar, especialmente na parte de baixo da bigorna saliente, e pode parecer particularmente proeminente quando o sol está baixo no horizonte. Toda uma variedade de outras nuvens, como o cirrus denso, altocumulus, altostratus, stratocumulus, cumulus e stratus também podem estar presentes.*

## CAPÍTULO 14. PRECIPITAÇÃO

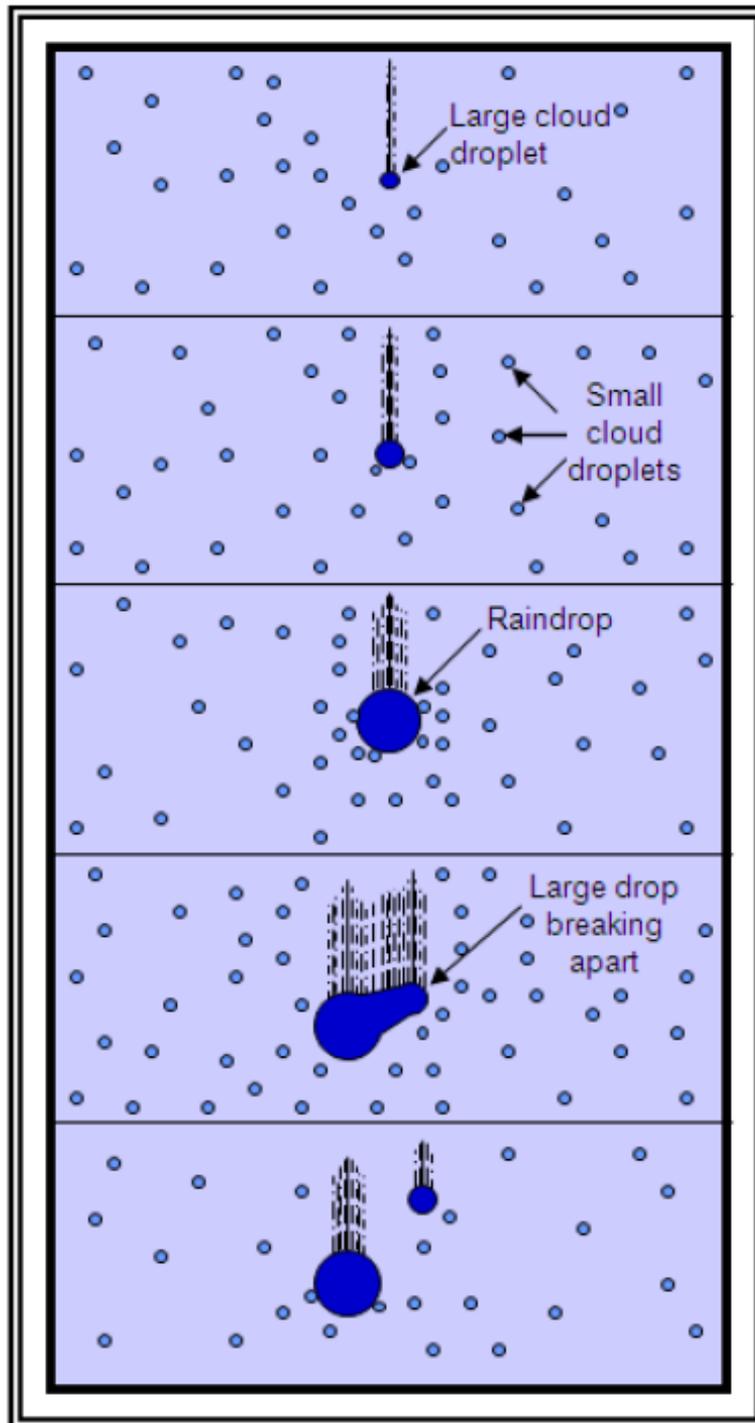
**14.1 Introdução.** Precipitação é qualquer uma das formas de partículas de água, líquidas ou sólidas, que caem da atmosfera e atingem o solo. Os tipos de precipitação são: chuvisco, chuva, neve, grãos de neve, cristais de gelo, pellets de gelo, granizo e granizo pequeno e / ou pellets de neve .

**14.2 Ingredientes Necessários para Formação.** A formação de precipitação requer três ingredientes: vapor de água, elevação suficiente para condensar o vapor de água em nuvens e um processo de crescimento que permita que as gotículas de nuvem cresçam e fiquem grandes e pesadas o suficiente para cair como precipitação. Precipitação significativa geralmente requer que as nuvens tenham pelo menos 4.000 pés de espessura. Quanto mais pesada a precipitação, mais densas serão as nuvens. Ao chegar ou partir de um aeroporto com precipitação leve ou de intensidade maior, espera-se que as nuvens tenham mais de 4.000 pés de espessura.

**14.3 Processo de Crescimento.** Todas as nuvens contêm água, mas apenas algumas produzem precipitação. Isso porque gotículas de nuvens e / ou cristais de gelo são muito pequenos e leves para cair no chão como precipitação. Por causa de seu tamanho microscópico, a taxa na qual as gotas de nuvens caem é incrivelmente lenta. Uma gota média de nuvem que cai de uma base de nuvens a 1.000 metros exige cerca de 48 horas para chegar ao solo. Ele nunca completaria essa jornada porque evaporaria em poucos minutos depois de cair abaixo da base da nuvem. Existem dois processos de crescimento que permitem gotas de nuvens (ou cristais de gelo) crescer o suficiente para atingir o solo como precipitação antes de evaporar (ou sublimar). O processo é chamado de colisão-coalescência ou processo de chuva quente (veja a Figura 14-1). Nesse processo, ocorrem colisões entre gotículas de nuvens de tamanhos variados e diferentes velocidades de queda, coladas ou coalescidas para formar gotas maiores. Finalmente, as gotas se tornam grandes demais para ficarem suspensas no ar e caem no chão como chuva.

Acredita-se que este seja o principal processo de crescimento em massas de ar quentes e tropicais, onde o nível de congelamento é muito alto.

Figura 14-1. O processo de colisão-coalescência ou chuva quente



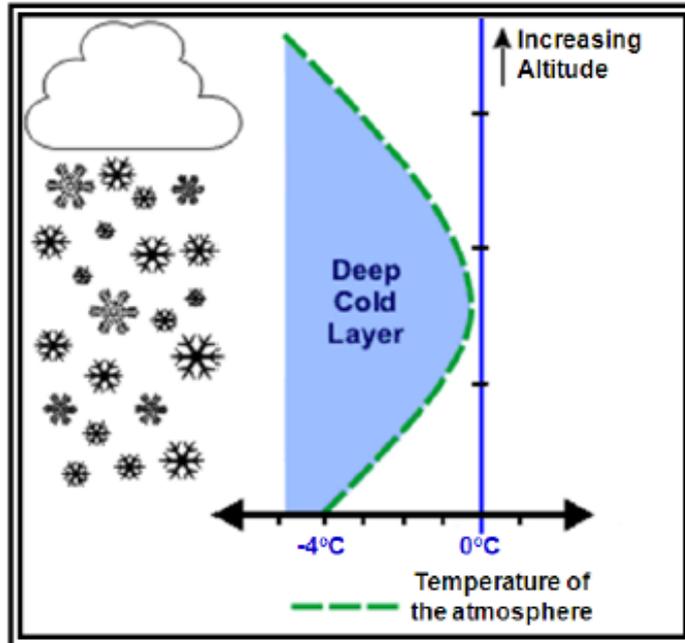
*A maioria das gotículas de nuvens são muito pequenas e leves para cair no chão como precipitação. No entanto, as gotas de nuvens maiores caem mais rapidamente e são capazes de varrer as menores em seu caminho e crescer.*

O outro processo é o processo de cristais de gelo. Isso ocorre em nuvens mais frias quando os cristais de gelo e as gotas de água estão presentes. Nesta situação, é mais fácil depositar vapor de água diretamente nos cristais de gelo, de forma que os cristais de gelo cresçam às custas das gotas de água. Os cristais eventualmente ficam pesados o suficiente para cair. Se estiver frio perto da

superfície, pode nevar; caso contrário, os flocos de neve podem derreter e virar chuva. Pensa-se ser este o principal processo de crescimento em latitudes médias e altas.

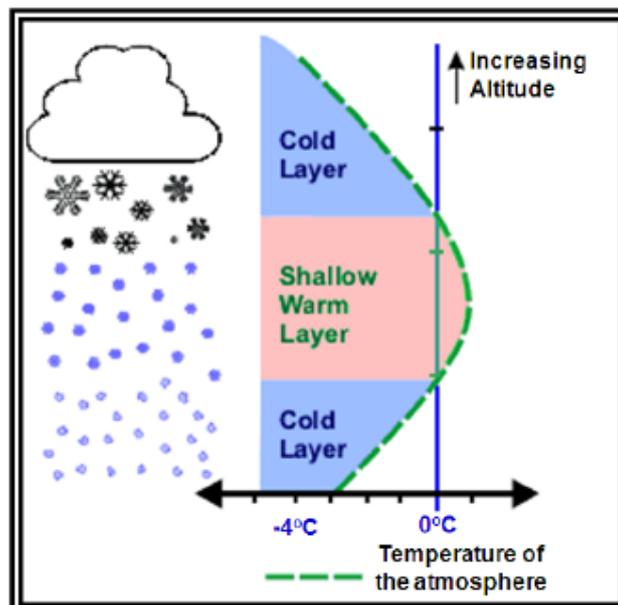
**1.4 Tipos de Precipitação.** A distribuição vertical da temperatura frequentemente determinará o tipo de precipitação que ocorre na superfície. A neve ocorre quando a temperatura permanece abaixo do ponto de congelamento em toda a profundidade da atmosfera (veja a Figura 14-2).

**Figura 14-2. Ambiente da temperatura da neve**



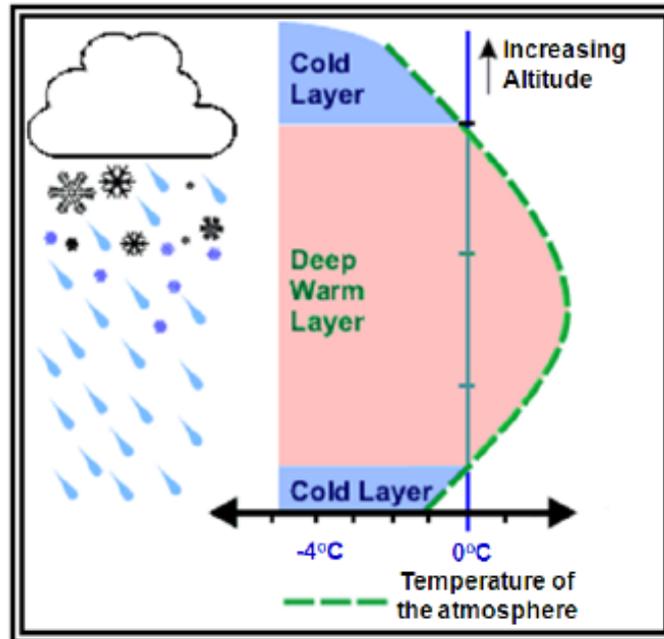
Pellets de gelo (granizo) ocorrem quando há uma camada superficial de ar acima das temperaturas de congelamento e com uma camada de ar profunda abaixo do congelamento com base na superfície. Quando a neve cai na camada quente e rasa, os flocos de neve derretem parcialmente. À medida que a precipitação atinge o ar que está abaixo do ponto de congelamento, ela se transforma em pellets de gelo (veja a Figura 14-3).

**Figura 14-3. Ambiente da temperatura das pelotas de gelo**



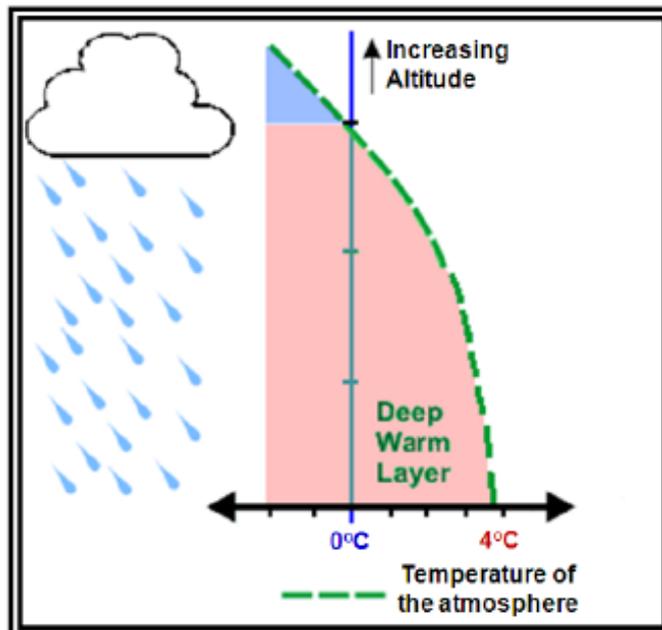
A chuva congelada ocorre quando há uma camada profunda no alto com temperaturas acima de zero e com uma camada superficial do ar congelante abaixo na superfície. Pode começar como chuva e / ou neve, mas torna-se chuva na camada quente. A chuva que cai volta a passar por ar abaixo de zero, mas como a profundidade é pequena, e a chuva não tem tempo para congelar em pellets de gelo (veja a Figura 14-4). As gotas congelam em contato com o solo ou objetos expostos.

**Figura 14-4. Ambiente de temperatura de chuva congelada**



A chuva ocorre quando há uma camada de ar profunda acima do congelamento com base na superfície (consulte a Figura 14-5).

**Figura 14-5. Ambiente da temperatura da chuva**



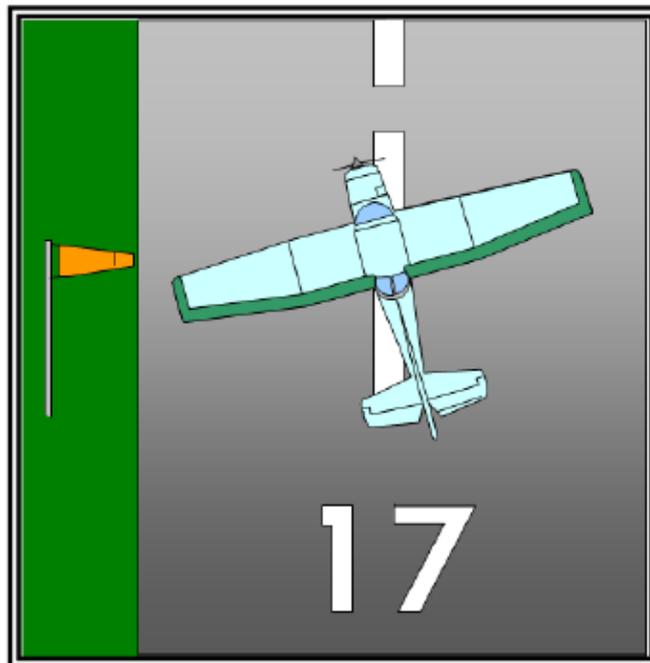


## CAPÍTULO 15. VENTO ADVERSO

**15.1 Introdução.** O vento adverso é uma categoria de clima perigoso que é responsável por muitos acidentes relacionados a meteorologia. Os ventos adversos incluem: ventos laterais, rajadas, vento de cauda, vento variável e mudança súbita de vento. Decolagem e pouso são os períodos mais críticos de qualquer voo e são mais suscetíveis aos efeitos do vento adverso. O grupo com maior risco é dos pilotos da Aviação Geral (GA) que voam em aeronaves que possuem limites quanto a vento cruzado e de cauda.

**15.2 Vento cruzado.** Um vento cruzado é um vento que tem um componente direcionado perpendicularmente ao rumo de uma aeronave. O potencial de deriva produzido pelo vento cruzado é crítico para a navegação aérea e pode ter seu maior impacto durante a decolagem e o pouso. Os aviões decolam e pousam mais eficientemente quando orientados para o vento. A velocidade no solo da aeronave é minimizado, uma pista mais curta é necessária para alcançar a sustentação, e o piloto tem mais tempo para fazer os ajustes necessários para um pouso suave. Quando o vento se torna mais perpendicular à pista para se tornar um vento cruzado, o controle direcional do avião é afetado. Se um piloto não compensar corretamente o vento cruzado, a aeronave poderá se desviar para o lado da pista. Em casos extremos, o trem de pouso pode colapsar (veja a Figura 15-1abaixo).

**Figura 15-1. Vento cruzado**



**15.3 Rajada.** Uma rajada é uma flutuação da velocidade do vento com variações de 10 nós ou mais entre os picos e as calmarias.

Mesmo que o avião esteja orientado para o vento, as rajadas durante a decolagem e o pouso causam flutuações na velocidade do ar que podem causar problemas aos pilotos. Uma rajada aumenta a velocidade no ar, o que aumenta a sustentação, e pode fazer com que uma aeronave suba rapidamente. Quando a rajada termina, ocorre uma queda súbita da velocidade do ar, o que diminui a sustentação e faz com que a aeronave afunde. Os ventos fortes no ponto de pouso fornecem desafios significativos para um pouso seguro.

**15.4 Vento de cauda.** Um vento de cauda é um vento com um componente de movimento por trás da aeronave.

Um vento de cauda pode ser perigoso durante a decolagem e o pouso. Uma corrida de decolagem mais longa é necessária porque é preciso uma maior velocidade no solo para gerar sustentação suficiente, e a aeronave pode correr para fora do final da pista antes de deixar o solo. Além disso, um menor gradiente de subida inicial ocorre durante a decolagem, o que pode ser insuficiente para eliminar obstáculos no final da pista. Durante um pouso, é necessário uma corrida de pouso mais longa, porque a aeronave pousará a uma velocidade mais alta. O vento sempre deve ser considerado no planejamento de desempenho de decolagem e pouso.

**15.5 Vento Variável / Mudança Súbita do Vento.** Um vento variável é um vento que muda frequentemente de direção, enquanto uma mudança súbita de vento é uma linha ou zona estreita ao longo da qual uma mudança abrupta da direção do vento ocorre. Ambos, mesmo em baixas velocidades de vento, podem dificultar as decolagens e pousos. Um vento de proa pode rapidamente se tornar um vento cruzado ou de cauda.

**15.6 Cisalhamento do Vento** Cisalhamento do vento é a mudança na velocidade do vento e / ou direção, geralmente na vertical. As características do perfil de cisalhamento do vento são de importância crítica na determinação do impacto para uma aeronave na decolagem ou pouso.

## CAPÍTULO 16. CLIMA, OBSTRUÇÕES À VISIBILIDADE, TETO BAIXO E OBSCURAÇÃO DE MONTANHA

**16.1 Clima e Obstruções à Visibilidade.** O clima e as obstruções à visibilidade incluem: nevoeiro, neblina, névoa, fumaça, precipitação, neve soprada, tempestade de poeira, tempestade de areia e cinzas vulcânicas.

**16.1.1 Nevoeiro.** O nevoeiro é um agregado visível de minúsculas gotículas de água que se baseiam na superfície da Terra e reduzem a visibilidade horizontal para menos de 5/8 milhas-padrão (1 quilômetro); Ao contrário da garoa, ela não cai no chão. Nevoeiro difere de uma nuvem apenas porque sua base deve estar na superfície da Terra, enquanto as nuvens estão acima da superfície.

As gotículas de nuvem podem permanecer líquidas mesmo quando a temperatura do ar estiver abaixo de zero. O nevoeiro é composto de gotículas de água e ocorrendo com temperaturas iguais ou inferiores a zero é denominado nevoeiro congelante. Quando o nevoeiro é composto de cristais de gelo, é denominado nevoeiro de gelo. E se o nevoeiro é tão superficial que não é uma obstrução para a visão a uma altura de 6 pés (2 metros) acima da superfície, é chamado simplesmente de nevoeiro superficial .

O nevoeiro se forma quando a temperatura e o ponto de orvalho do ar se tornam idênticos (ou quase). Isso pode ocorrer através do resfriamento do ar até um pouco além do seu ponto de condensação (produzindo nevoeiro de radiação, nevoeiro de advecção ou nevoeiro ascendente), ou adicionando umidade e elevando o ponto de condensação (produzindo nevoeiro frontal ou nevoeiro de vapor). Nevoeiro raramente se forma quando a propagação da temperatura / ponto de orvalho é maior do que 2° C (4° F).

**16.1.1.1 Tipos de Nevoeiro.** Os tipos de neblina são nomeados de acordo com seu mecanismo de formação.

**16.1.1.1.1 Nevoeiro de Radiação.** O nevoeiro de radiação (veja a Figura 16-1) é um tipo comum de nevoeiro, produzido sobre uma área de terra quando o resfriamento por radiação reduz a temperatura do ar para ou abaixo de seu ponto de orvalho. Assim, o nevoeiro de radiação é geralmente uma ocorrência noturna e muitas vezes não se dissipa até depois do nascer do sol.

**Figura 16-1. Nevoeiro de Radiação**



O nevoeiro de radiação é um nevoeiro relativamente pouco profundo. Pode ser denso o suficiente para esconder o céu inteiro ou ocultar apenas parte do céu. Nevoeiro do solo é uma forma de nevoeiro de radiação que se limita ao nível do solo.

Fatores que favorecem a formação de nevoeiro de radiação são: 1) uma camada superficial de ar relativamente úmido sob uma camada seca, 2) céu limpo e 3) ventos superficiais leves. Radiação terrestre esfria o solo; por sua vez, o solo esfria o ar em contato com ele. Quando o ar é resfriado até seu ponto de orvalho, o nevoeiro se forma. Quando a chuva encharca o solo, seguida pelo céu limpo, a neblina de radiação não é incomum na manhã seguinte.

O nevoeiro de radiação é restrito a terra porque a superfície da água esfria pouco em razão da radiação noturna. É superficial quando o vento está calmo. Ventos até cerca de 5 nós misturam o ar ligeiramente e tendem a aprofundar o nevoeiro espalhando o resfriamento através de uma camada mais profunda. Ventos mais fortes dispersam o nevoeiro ou misturam o ar através de uma camada ainda mais profunda com nuvens stratus formando-se no topo da camada da mistura.

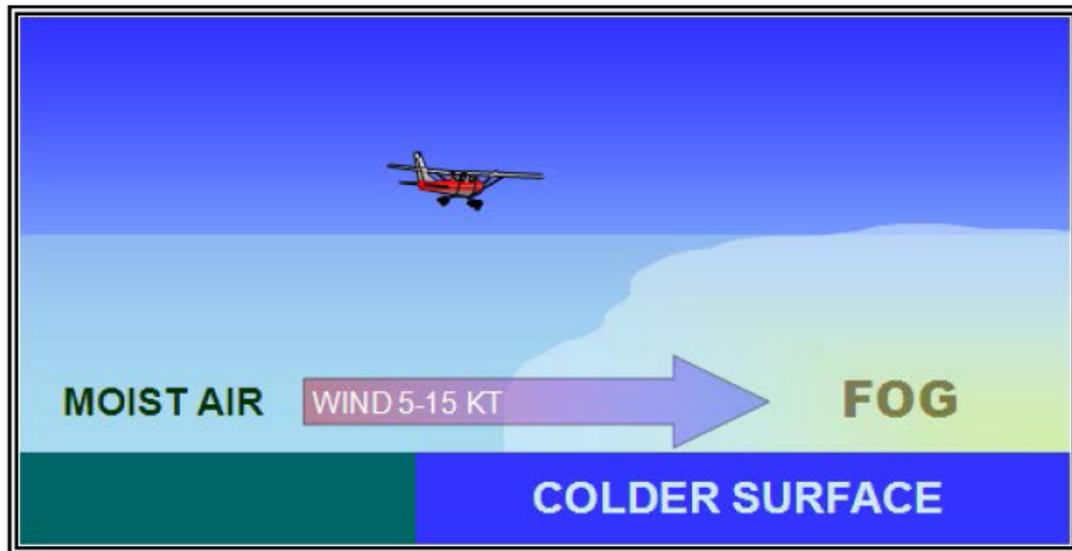
O nevoeiro de superfície geralmente se desfaz rapidamente após o nascer do sol. Outros nevoeiros de radiação geralmente desaparecem antes do meio-dia, a menos que as nuvens se movam sobre o nevoeiro. Às vezes pode ser difícil diferenciar este e outros tipos de nevoeiro, especialmente porque o resfriamento noturno intensifica todos os nevoeiros.

**16.1.1.1.2 Nevoeiro de Advecção.** O nevoeiro de advecção (ver Figura 16-2) forma-se quando o ar se move ao longo de uma superfície úmida mais fria (ver Figura 16-3), e o subsequente arrefecimento do ar abaixo do seu ponto de orvalho. É mais comum ao longo das áreas costeiras, mas muitas vezes se move em profundidade nas áreas continentais. No mar, é chamado nevoeiro marítimo. O nevoeiro de advecção se aprofunda à medida que a velocidade do vento aumenta até cerca de 15 nós. Vento muito mais forte do que 15 nós levanta o nevoeiro em uma camada de nuvens baixas ou stratocumulus.

**Figura 16-2. Nevoeiro de Advecção**



**Figura 16-3. Formação de nevoeiro de advecção**



A costa oeste dos Estados Unidos é bastante vulnerável ao nevoeiro de advecção. Este nevoeiro se forma frequentemente fora da costa como resultado da água fria e depois é transportado para o interior pelo vento. Ele pode permanecer sobre a água por semanas, avançando sobre a terra durante a noite e recuando sobre a água na manhã seguinte.

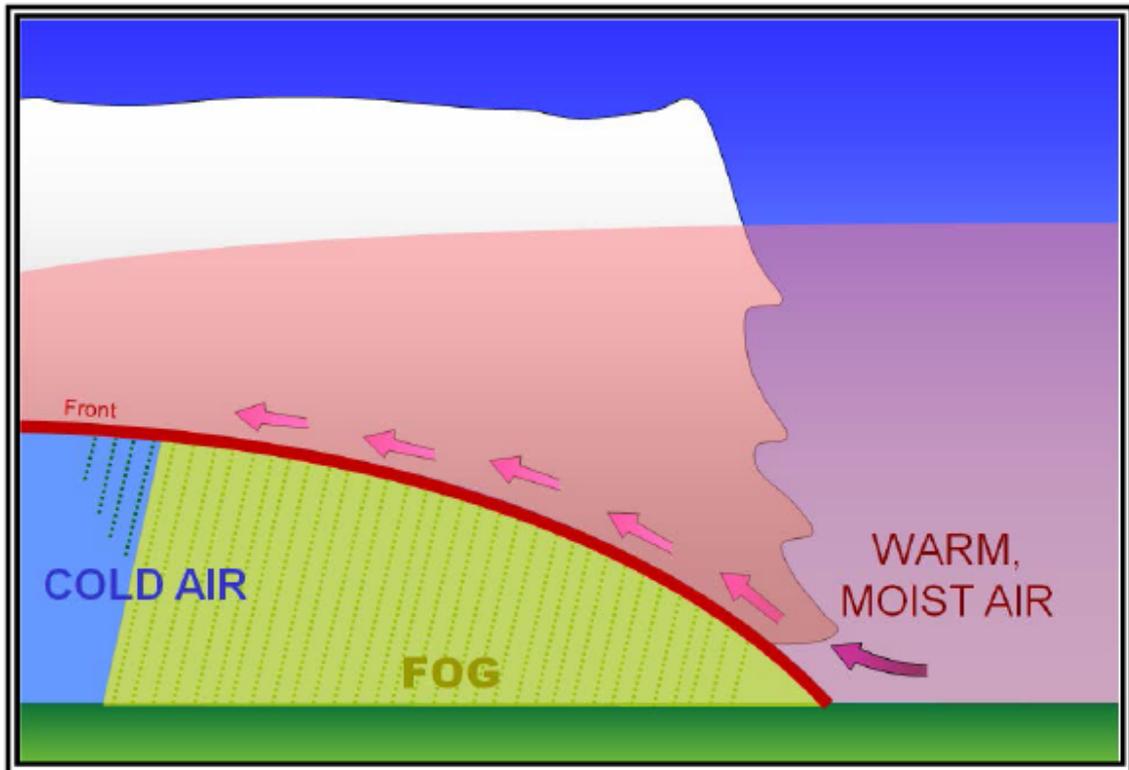
Durante o inverno, o nevoeiro de advecção nos Estados Unidos central e oriental resulta quando o ar úmido do Golfo do México se espalha para o norte sobre o solo frio. A neblina pode se estender até o norte dos Grandes Lagos. Áreas de água nas latitudes do norte têm frequente um nevoeiro mais denso no verão como resultado do ar quente, úmido e tropical fluindo para o norte em águas mais frias do Ártico.

Um piloto notará pouca diferença entre voar sobre nevoeiro de advecção e sobre nevoeiro de radiação. Além disso, o nevoeiro de advecção é geralmente mais extenso e muito mais persistente do que o nevoeiro de radiação. Nevoeiro de advecção pode se mover rapidamente independentemente da hora do dia ou da noite.

**16.1.1.1.3 Nevoeiro de rampa.** O nevoeiro de rampa forma-se como resultado do ar úmido e estável ser resfriado adiabaticamente para ou abaixo do seu ponto de orvalho à medida que ele sobe em um terreno inclinado. Velocidades de ventos de 5 a 15 nós são mais favoráveis, pois ventos mais fortes tendem a elevar o nevoeiro em uma camada de nuvens baixas de stratus. Ao contrário da radiação, ela pode se formar sob um céu nublado. O nevoeiro de rampa é comum ao longo das encostas orientais das Montanhas Rochosas, e um pouco menos frequente a leste dos Apalaches. O nevoeiro de rampa é muitas vezes bastante denso e se estende a grandes altitudes.

**16.1.1.1.4 Nevoeiro frontal.** Quando o ar quente e úmido é levantado sobre a frente, nuvens e precipitação podem se formar. Se o ar frio abaixo estiver perto de seu ponto de orvalho, a evaporação (ou sublimação) da precipitação pode saturar o ar frio e formar névoa (veja a Figura 16-4). Um nevoeiro formado desta maneira é chamado frontal (ou induzido por precipitação). O resultado é uma zona mais ou menos contínua de gotículas de água condensada que vai do solo até as nuvens. O nevoeiro frontal pode tornar-se bastante denso e continuar por um longo período de tempo. Esta névoa pode se estender por grandes áreas, suspendendo completamente as operações. É mais comumente associado a frentes quentes, mas também pode ocorrer com outras frentes.

**Figura 16-4. Formação de Nevoeiro Frontal**



**16.1.1.1.5 Nevoeiro de vapor.** Quando o ar muito frio se move através de água relativamente quente, e com umidade suficiente pode evaporar da superfície da água para produzir saturação. À medida que o vapor de água ascendente encontra o ar frio, ele imediatamente recondensa e sobe com o ar que está sendo aquecido por baixo. Como o ar é desestabilizado, o nevoeiro aparece como filamentos ascendentes ou serpentinas que se assemelham ao vapor. Este fenômeno é chamado nevoeiro de vapor. É comumente observado sobre lagos e riachos nas manhãs frias de outono, e sobre o oceano durante o inverno, quando as massas de ar frio saem dos continentes e das plataformas de gelo. O nevoeiro de vapor é geralmente muito superficial, pois, à medida que o vapor sobe, ele reevapora no ar insaturado acima. No entanto, pode ser denso e se estender por grandes áreas.

O nevoeiro de vapor está associado a uma camada superficial de ar instável. Assim, os pilotos podem esperar que uma turbulência convectiva passe através dele. Na ocasião, colunas de vapor condensado sobem da camada de névoa, formando redemoinhos de vapor, que parecem semelhantes aos redemoinhos de poeira em terra.

**16.1.2 Névoa.** A névoa é um agregado visível de minúsculas gotículas de água ou cristais de gelo suspensos na atmosfera que reduzem a visibilidade a menos de 7 milhas terrestres (11 quilômetros), mas maior ou igual a 5/8 milhas-padrão (1 km). A névoa forma um fino véu acinzentado que cobre a paisagem. É semelhante ao nevoeiro, mas não obstrui a visibilidade na mesma medida.

A névoa pode ser considerada um intermediário entre o nevoeiro e a névoa. Tem umidade relativa mais baixa (95 a 99%) do que o nevoeiro e não obstrui a visibilidade na mesma medida. No entanto, não há uma linha distinta entre qualquer uma dessas categorias.

**16.1.3 Neblina.** Neblina é uma suspensão no ar de partículas extremamente pequenas, invisíveis a olho nu e suficientemente numerosas para dar ao ar uma aparência opalescente. Reduz a visibilidade dispersando os comprimentos de onda mais curtos da luz. Neblina produz uma cor

azulada quando visto contra um fundo escuro e um véu amarelado quando visto contra um fundo claro. Neblina pode ser distinguida por esse mesmo efeito de névoa, que produz apenas um obscurecimento cinza. Certas partículas de neblina aumentam de tamanho com o aumento da umidade relativa, diminuindo drasticamente a visibilidade. Enquanto a visibilidade é uma medida de quão longe se pode ver, incluindo a capacidade de ver as texturas e cores, a névoa é a incapacidade para ver uma cena semelhante com igual clareza.

A neblina ocorre em ar estável e geralmente tem apenas alguns milhares de pés de espessura, mas pode se estender até 15.000 pés (4.600 metros). Uma camada de neblina tem um teto definido acima do qual a visibilidade em voo (ar-ar) é irrestrita. Neste nível, ou abaixo dele, o alcance da visão (ar-solo) é pequena. A visibilidade em neblina varia muito, dependendo de o piloto estar de frente ou não para o sol.

**16.1.4 Fumaça.** A fumaça é uma suspensão no ar de pequenas partículas produzidas pela combustão devido a incêndios, queima industrial ou outras fontes. Pode fazer a transição para a neblina quando as partículas viajam 25-100 milhas (40-160 quilômetros) ou mais, e as partículas maiores se instalaram e outras se espalharam na atmosfera.

A fumaça não só pode reduzir a visibilidade a zero, como muitos de seus compostos são altamente tóxicos e / ou irritantes. O mais perigoso é o monóxido de carbono, que pode levar ao envenenamento, às vezes com efeitos de suporte de cianeto de hidrogênio e foscênio.

Quando os céus estão claros acima de uma camada de neblina ou fumaça baseada na superfície, a visibilidade geralmente melhora durante o dia. O aquecimento durante o dia pode causar mistura convectiva, espalhar a fumaça ou neblina a uma altitude maior e diminuir a concentração perto da superfície. No entanto, a melhora é mais lenta que a limpeza de um nevoeiro. O nevoeiro evapora, mas a neblina e a fumaça devem ser dispersadas pelo movimento do ar. Uma espessa camada de nuvens acima da neblina ou da fumaça pode bloquear a luz solar, impedindo a dissipação. A visibilidade melhorará pouco, se houver, durante o dia.

**16.1.5 Precipitação.** Precipitação é qualquer uma das formas de partículas de água, líquidas ou sólidas, que caem da atmosfera e atingem o solo. Neve, chuva e chuvisco são tipos de precipitação. A neve pesada pode reduzir a visibilidade a zero. A chuva raramente reduz a visibilidade da superfície abaixo de uma milha, exceto em breves chuvas pesadas.

O chuvisco geralmente restringe a visibilidade a um grau maior que a chuva. Forma-se em ar estável, cai de nuvens estratiformes e é tipicamente acompanhada de nevoeiro. Quando o chuvisco muda para chuva leve, a visibilidade geralmente melhora porque o tamanho da gota aumenta, o que significa que há menos gotas por unidade de área.

**16.1.6 Sopro de Neve.** A neve soprada é neve levantada da superfície da Terra pelo vento até uma altura de 6 pés (2 metros) ou mais acima do solo e soprada em quantidades tais que a visibilidade horizontal reportada é reduzida para menos de 7 milhas (11 quilômetros). A neve leve e seca é mais propensa a ser soprada pelo vento.

Ventos fortes mantêm a neve suspensa até 15 metros, obscurecendo o céu e reduzindo a visibilidade da superfície para perto de zero (chamado whiteout). A visibilidade melhora rapidamente quando o vento diminui.

**16.1.7 Tempestade de Poeira.** Uma tempestade de poeira é uma condição climática severa caracterizada por ventos fortes e ar cheio de poeira em uma área extensa. Tempestades de poeira se originam em regiões quando solos de grão fino, ricos em argila e lodo, são expostos a ventos fortes e são suspensos no ar. Solos de grão fino são comumente encontrados em leitos de lagos secos (chamados de playas), planícies aluviais de rios, sedimentos oceânicos e depósitos glaciais.

A maior parte da poeira se origina de várias fontes pontuais discretas. Tempestades de poeira intensas reduzem a visibilidade para perto de zero e perto das regiões de origem, com a visibilidade melhorando longe da fonte.

Uma tempestade de poeira é favorecida com o aquecimento excessivo do solo estéril durante o dia e uma massa de ar turbulenta e instável que permite que a poeira seja elevada. Ventos de superfície precisam ter 15 nós ou mais para mobilizar a poeira. Uma velocidade de 35 nós pode ser necessária sobre uma superfície do deserto que é coberta por fragmentos rochosos compactos, chamados de pavimento desértico. A altura média de uma tempestade de poeira é de 3.000 a 6.000 pés (~ 1 km). No entanto, eles podem frequentemente se estender até 15.000 pés (4.600 metros).

Resfriamento forte após o pôr do sol estabiliza rapidamente a atmosfera mais baixa, formando uma inversão de temperatura e assenta a poeira. Sem turbulência, a poeira geralmente se estabiliza a uma velocidade de 300 metros por hora. Pode levar muitas horas (ou dias) para a poeira assentar. No entanto, a precipitação remove muito eficazmente a poeira da atmosfera.

A operação de aeronaves em uma tempestade de poeira pode ser muito perigosa. A visibilidade pode cair para zero em questão de segundos. A poeira também pode entupir a entrada de ar dos motores, danificar sistemas eletro-ópticos, e causar problemas com a saúde humana.

Do ponto de vista do piloto, é importante reconhecer que o alcance da visibilidade (ar-solo) na poeira é geralmente reduzida em comparação com a visibilidade da superfície relatada (horizontal). Portanto, pode não ser possível avistar um aeródromo de cima, mesmo quando a visibilidade da superfície for de três milhas ou mais.

**16.1.8 Tempestade de areia.** Uma tempestade de areia são partículas de areia levadas pelo vento forte. As partículas de areia estão confinadas na maior parte dos 10 pés (3,5 metros) mais baixos e raramente se elevam a mais de 15 metros acima do solo. Tempestades de areia são semelhantes às tempestades de poeira, mas ocorrem em escala localizada. Isso ocorre porque as partículas de areia são maiores e mais pesadas que as partículas de poeira. As tempestades de areia são melhor desenvolvidas em regiões desérticas, onde há areia solta, muitas vezes em dunas, sem muita mistura de poeira.

**16.1.8.1 Haboob.** Um haboob (veja a Figura 16-5) é uma tempestade de poeira ou tempestade de areia que se forma quando descendentes frias de uma tempestade elevam de forma turbulenta poeira e areia no ar. Enquanto haboobs são frequentemente de curta duração, eles podem ser bastante intensos. A parede de poeira pode se estender horizontalmente por mais de 60 milhas (100 quilômetros) e subir verticalmente até a base da tempestade. Turbilhões de poeira girando frequentemente se formam ao longo do fluxo de ar frio e turbulento, gerando enormes redemoinhos de poeira e areia.

**Figura 16-5. Haboob**



**16.1.9 Cinza Vulcânica.** As cinzas vulcânicas são constituídas por finas partículas de rocha em pó que se originam de um vulcão e que podem permanecer suspensas na atmosfera por longos períodos. Erupções vulcânicas severas que enviam cinzas para a atmosfera superior ocorrem em alguns lugares do mundo várias vezes por ano. A pluma de cinzas pode não ser visível, especialmente à noite ou em condições de voo por instrumento (IMC). Mesmo visível, é difícil distinguir visualmente entre uma nuvem de cinzas e uma nuvem comum. As cinzas não podem ser detectadas pelo radar de controle de tráfego aéreo (ATC). No entanto, ela pode ser detectada por radar meteorológico, particularmente durante os estágios iniciais de uma erupção vulcânica, quando as cinzas estão mais concentradas.

Voar em uma nuvem de cinzas vulcânicas pode ser extremamente perigoso. Cinza vulcânica é composta de sílica (vidro). Quando a cinza é ingerida em um motor a jato, ela derrete para produzir um produto fundido pegajoso macio que adere às paletas da turbina do compressor e aos injetores / ignitores de combustível.

Sem ar entrando no motor, o combustível não pode ignitar, o motor fica girando em molinete, e ocorre uma falha. À medida que a aeronave sai da nuvem de cinzas e atinge temperaturas mais frias, as sílicas resfriadas e endurecidas nas paletas da turbina são deslocadas, permitindo que as paletas do compressor comecem a girar permitindo um reacendimento do motor quando o ar começa a se mover pelo motor novamente. Aeronaves movidas a pistão são menos propensas a perder potência, mas é quase certo que ocorrerão sérios danos após o encontro com uma nuvem de cinzas vulcânicas de apenas algumas horas de vida.

As cinzas vulcânicas também causam danos abrasivos nas aeronaves que voam a centenas de quilômetros por hora. Partículas que impactam o para-brisa podem jatear a superfície produzindo um acabamento fosco que obscurece a visão do piloto. O jateamento de areia também pode

remover tintas e fazer buracos no nariz e nos bordos das asas e danificar equipamentos de navegação.

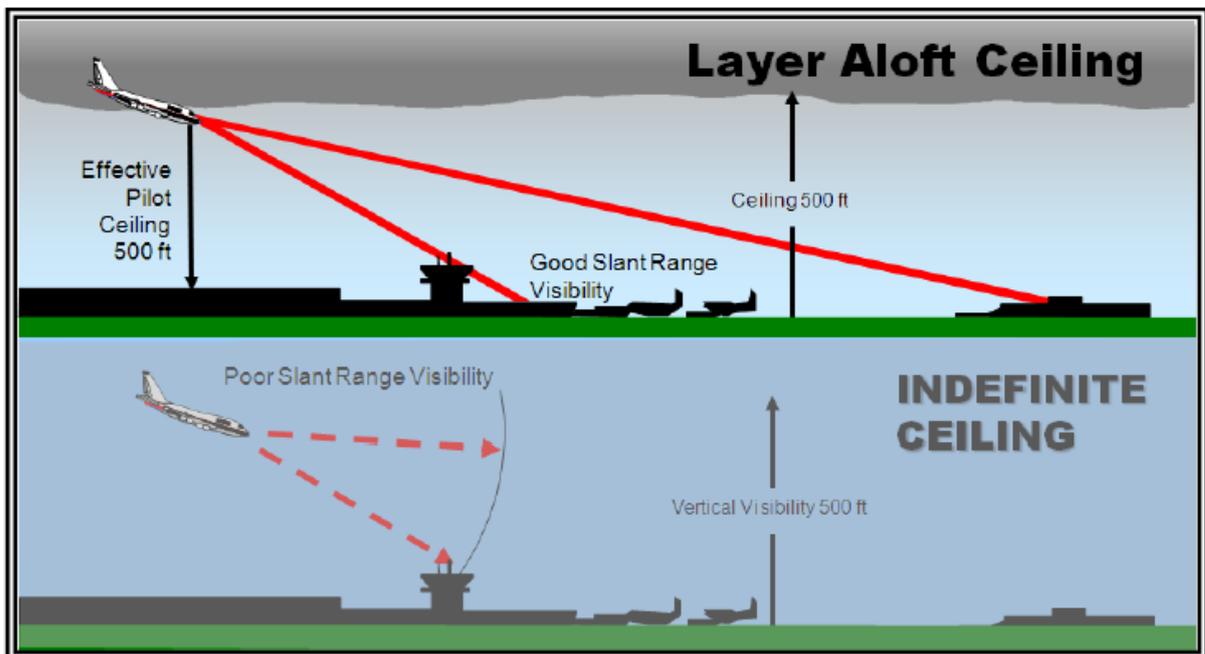
As cinzas contaminam os sistemas de ventilação, hidráulicos, instrumentos, eletrônicos e de dados da aeronave. As cinzas cobrindo uma pista podem esconder suas marcas e fazer com que a aeronave perca tração durante decolagens e pousos.

## 16.2 Teto Baixo e Obscurecimento da Montanha.

**16.2.1 Teto baixo.** O stratus é a nuvem mais frequente associada a tetos baixos. Nuvens stratus, como o nevoeiro, são compostas de gotículas de água extremamente pequenas ou cristais de gelo suspensos no ar. Um observador em uma montanha em uma camada de stratus chamaria de névoa. Stratus e neblina frequentemente existem juntos. Em muitos casos, não há uma linha real de distinção entre o nevoeiro e o stratus; em vez disso, um gradualmente se funde no outro. A visibilidade do voo pode se aproximar de zero em nuvens stratus. Stratus sobre a terra tende a ser menor durante a noite e de manhã cedo, levantando ou dissipando devido ao aquecimento solar no final da manhã ou no início da tarde. Nuvens stratus baixas ocorrem frequentemente quando o ar úmido se mistura com uma massa de ar mais fria, ou em qualquer situação em que a propagação da temperatura e do ponto de orvalho seja pequena.

Nem todos os tetos são igualmente perigosos para um piloto. Um teto indefinido é mais perigoso do que um teto igual causado por uma camada no alto. Uma vez que um piloto desce abaixo do teto causado por uma camada no ar, o piloto pode ver tanto o solo abaixo quanto a pista à frente. No entanto, um teto indefinido restringe a visibilidade do piloto (ar-solo). Assim, o piloto pode não ver a pista à frente depois que ele desce abaixo do limite (veja a Figura 16-6).

**Figura 16-6. Teto Alto Versus Teto Indefinido**



**16.2.2 Obscurecimento de montanha.** Um obscurecimento de montanha é uma condição na qual montanhas ou cadeias montanhosas são obscurecidas devido a nuvens, precipitação, fumaça ou outros obscurecimentos.

O voo pode ser especialmente perigoso em rotas quando as montanhas estão obscurecidas. As grandes variações de elevação em torno das montanhas podem causar observações meteorológicas enganosas. Por exemplo, uma estação meteorológica localizada em um vale pode

relatar um teto de nuvens de regras de voo visual (VFR), enquanto um andarilho nas montanhas vê neblina.

## CAPÍTULO 17. TURBULÊNCIA

**17.1 Introdução.** A turbulência na aeronave é o movimento irregular de uma aeronave em voo, especialmente quando caracterizada por movimentos rápidos de subida e descida causados por uma variação rápida das velocidades do vento atmosférico. A turbulência varia de um incômodo irritante a solavancos severos que causam danos estruturais nas aeronaves e / ou ferimentos em seus passageiros. As intensidades de turbulência e suas reações associadas a aeronaves são descritas no Manual de Informações Aeronáuticas (AIM).

**17.2 Causas da turbulência.** A turbulência é causada por correntes convectivas (chamadas de turbulência convectiva), obstruções no fluxo do vento (chamadas de turbulência mecânica), e cisalhamento do vento.

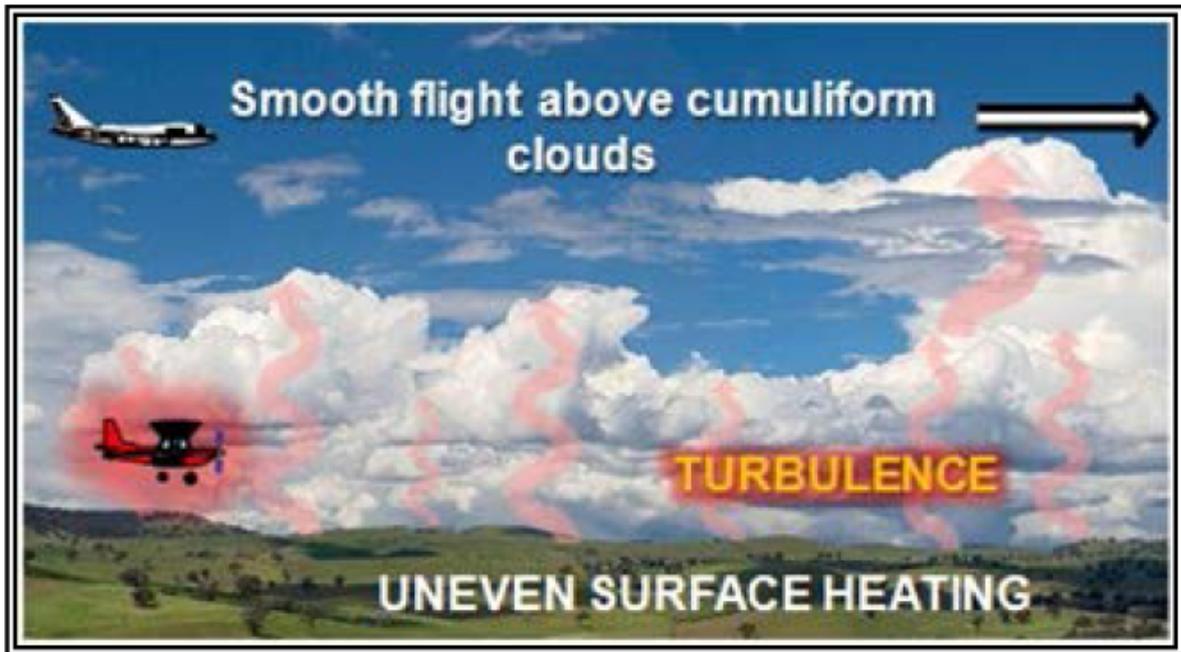
**17.2.1 Turbulência Convectiva.** Turbulência convectiva são movimentos verticais turbulentos que resultam de correntes convectivas e subsequente subida e afundamento de ar. Para cada corrente ascendente, existe uma corrente descendente compensadora. As correntes descendentes frequentemente ocorrem em áreas mais amplas do que as correntes ascendentes; portanto, elas têm uma velocidade vertical mais lenta do que as correntes de subida.

As correntes de convecção são mais ativas nas tardes quentes de verão, quando os ventos são leves. O ar aquecido na superfície cria uma camada superficial, absolutamente instável, dentro da qual bolhas de ar quente sobem. A convecção aumenta em força e em maiores alturas à medida que o aquecimento da superfície aumenta. Superfícies estéreis, como terrenos arenosos ou rochosos e campos arados, tornam-se mais quentes do que lagos ou represas ou o solo coberto por vegetação. Assim, o ar na superfície e perto dela se aquece de forma desigual. Por causa do aquecimento desigual, a força de correntes convectivas podem variar consideravelmente dentro de distâncias curtas.

Quando o ar se move para cima, ele esfria por expansão. Uma corrente convectiva continua subindo até atingir um nível em que sua temperatura esfria e fica igual à do ar circundante. Se esfriar até a saturação, uma nuvem cumuliforme se forma.

Nuvens cumuliformes ondulantes, geralmente vistas sobre a terra durante as tardes ensolaradas, são sinais no céu indicando turbulência convectiva. O topo da nuvem geralmente marca o limite superior aproximado da corrente convectiva. Um piloto pode esperar encontrar turbulência abaixo ou nas nuvens, enquanto acima das nuvens, o ar geralmente é calmo (veja a Figura 17-1). Quando a convecção se estende a grandes alturas, desenvolve nuvens cumulus e cumulonimbus maiores com topos semelhantes a uma bigorna. O cumulonimbus dá aviso visual de violenta turbulência convectiva.

**Figura 17-1. Turbulência Convectiva**



Quando o ar está muito seco para a formação de nuvens cumuliformes, as correntes convectivas ainda podem ser ativas. Isso é chamado de convecção seca ou térmicas (veja a Figura 17-2). Um piloto tem pouca ou nenhuma indicação de sua presença até encontrar a turbulência.

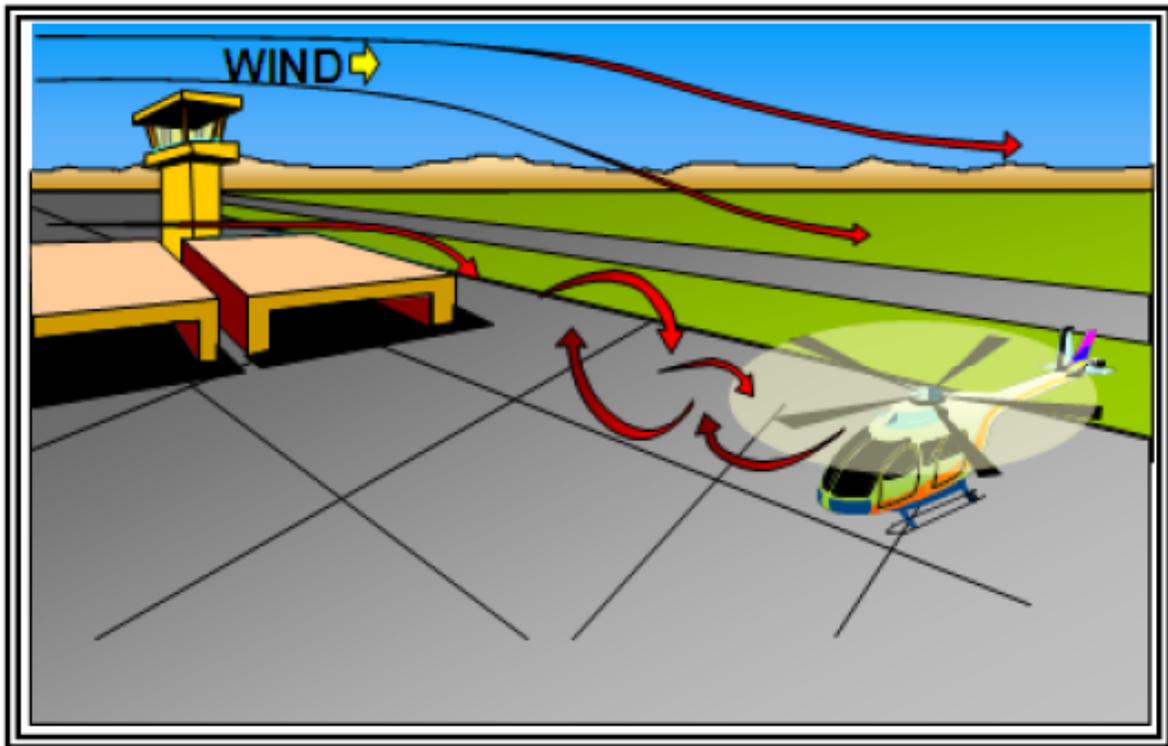
**Figura 17-2. Térmicas**



**17.2.2 Turbulência Mecânica.** Turbulência mecânica é turbulência causada por obstruções ao fluxo do vento, como árvores, edifícios, montanhas e assim por diante. Obstruções ao fluxo do vento interrompem o fluxo suave do vento em um emaranhado de vórtices (veja a Figura 17-3).

Uma aeronave voando por esses turbilhões experimenta turbulência mecânica.

**Figura 17-3. Turbulência Mecânica**

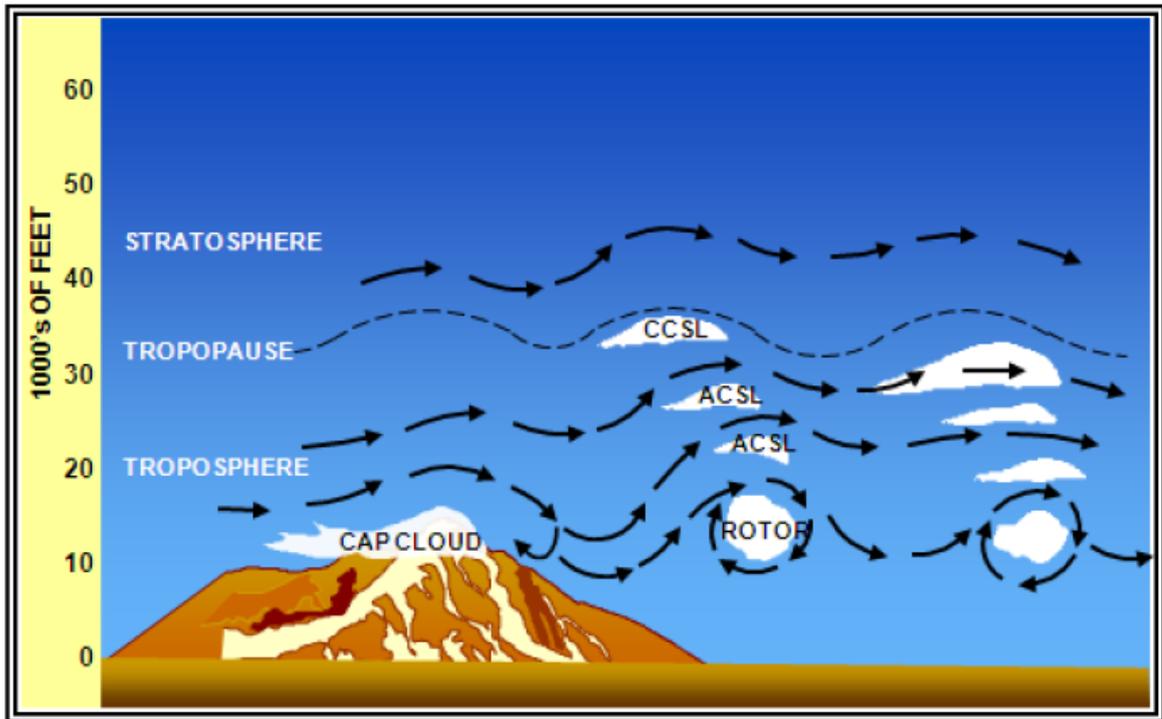


A intensidade da turbulência mecânica depende da velocidade do vento e da rugosidade das obstruções. Quanto maior a velocidade e / ou quanto mais áspera a superfície, maior a turbulência.

O vento carrega os redemoinhos turbulentos na sua esteira. Até que ponto depende da velocidade do vento e da estabilidade do ar. O ar instável permite que redemoinhos maiores se formem do que aqueles que se formam no ar estável; mas a instabilidade quebra os redemoinhos rapidamente, enquanto no ar estável eles se dissipam lentamente.

**17.2.2.1 Ondas de Montanha.** Uma onda de montanha (veja a Figura 17-4) é uma perturbação de onda atmosférica formada quando o fluxo de ar estável passa sobre uma montanha ou cume da montanha. As ondas das montanhas são uma forma de turbulência mecânica que se desenvolve acima e a sotavento das montanhas. As ondas permanecem quase estacionárias enquanto o vento sopra rapidamente através delas. As ondas podem se estender a 600 milhas (1.000 quilômetros) ou mais a favor do vento da cordilheira. Ondas de montanha frequentemente produzem severa a extrema turbulência. Localização e intensidade variam com as características da onda. Incrivelmente, ondas de montanha de propagação vertical foram documentadas até 200.000 pés (60.000 metros) e superiores.

Figura 17-4. Ondas de montanha



Ondas de montanha muitas vezes produzem correntes violentas no lado imediato a sotavento da barreira montanhosa. Às vezes, a velocidade descendente excede a razão máxima de subida de uma aeronave e pode conduzir a aeronave a colidir na encosta da montanha.

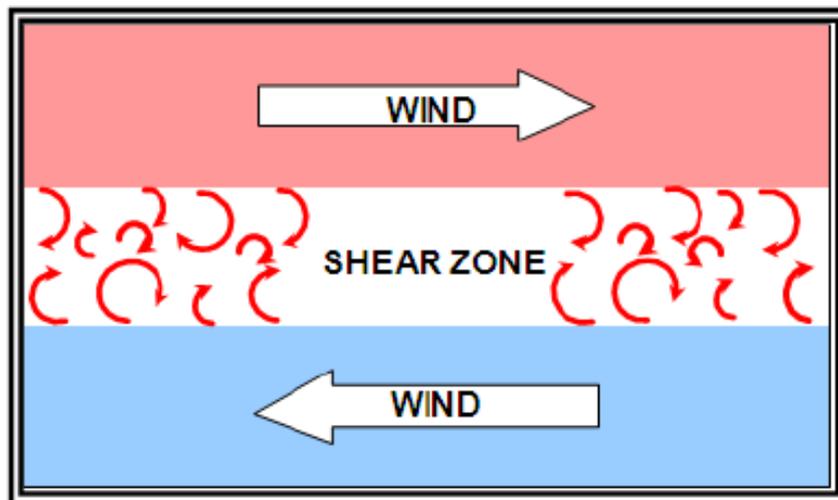
Uma nuvem de ondas de montanha é uma nuvem que se forma nos ramos ascendentes das ondas de montanha e ocupa as cristas das ondas. As mais distintivas são as nuvens lenticulares de ponta afiada, em forma de lente ou amêndoa. Quando há umidade suficiente no fluxo a montante, as ondas de montanha produzem interessantes formações de nuvens (veja a Figura 17-5), incluindo: nuvens de capuz, cirro-cumulus lenticular (CCSL), alto-cumulus de pé lenticular (ACSL) e nuvens de rotor. Essas nuvens fornecem provas visuais de que existem ondas de montanha. No entanto, estas nuvens podem estar ausentes se o ar estiver muito seco.

**Figura 17-5. Nuvens de onda de montanha**



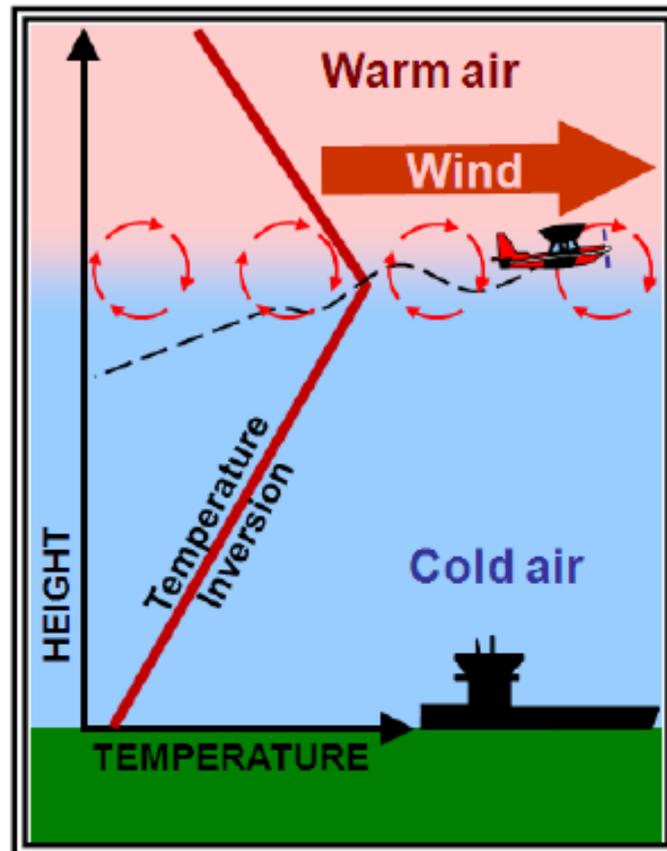
**17.2.3 Turbulência por cisalhamento de vento.** O cisalhamento do vento é a razão de mudança na direção do vento e / ou velocidade por unidade de distância. O cisalhamento do vento gera turbulência entre duas correntes de vento de diferentes direções e / ou velocidades (ver Figura 17-6). O cisalhamento do vento pode estar associado a um deslocamento de vento ou a um gradiente de velocidade do vento em qualquer nível na atmosfera.

**Figura 17-6. Turbulência por cisalhamento de vento**



**17.2.3.1 Inversão de temperatura.** Uma inversão de temperatura é uma camada da atmosfera na qual a temperatura aumenta com a altitude. Inversões ocorrem geralmente dentro dos poucos milhares de pés acima do solo devido ao resfriamento radiativo noturno, ao longo de zonas frontais e quando o ar frio é preso em um vale. Os fortes cisalhamento de vento ocorrem frequentemente em camadas de inversão de temperatura, o que pode gerar turbulência (consulte a Figura 17-7).

**Figura 17-7.** Turbulência por cisalhamento de vento associada a uma inversão de temperatura



**17.2.3.2 Turbulência de ar claro (CAT).** Clear Air Turbulence (CAT) é um fenômeno de turbulência de altitudes mais elevadas (~ 20.000 a 50.000 pés) que ocorre em regiões livres de nuvens associadas ao cisalhamento do vento, particularmente entre o núcleo de uma corrente de jato e do ar circundante. Muitas vezes pode afetar uma aeronave sem aviso prévio. A frequência e a intensidade do CAT são maximizadas durante o inverno, quando as correntes de jato são mais fortes.

**17.3 Fatores de Turbulência.** A forma como uma aeronave responderá à turbulência varia com: intensidade da turbulência, tamanho da aeronave, carga da asa, velocidade e altitude da aeronave. Quando uma aeronave viaja rapidamente de uma corrente para outra, sofre mudanças abruptas na aceleração.

## CAPÍTULO 18. CONGELAMENTO

**18.1 Introdução.** Em geral, a formação de gelo é qualquer depósito de formação de gelo em um objeto. É um dos principais riscos climáticos para a aviação. Congelamento é um risco cumulativo. Quanto mais tempo uma aeronave coleta o gelo, pior fica o perigo.

**18.2 Água Super Resfriada.** O congelamento é um processo complexo. A água pura suspensa no ar não congela até atingir uma temperatura de  $-40^{\circ}\text{C}$ . Isso ocorre porque a tensão superficial das gotas inibe o congelamento. Quanto menor e mais pura a gotícula de água, maior a probabilidade de super resfriamento. Além disso, a água super resfriada pode existir como gotas grandes conhecidas como Super Large Drops (SLD). SLDs são comuns na chuva gelada e situações de garoa congelada (ver parágrafo 18.3.2.1).

O teor de água super resfriada das nuvens varia com a temperatura. Entre  $0$  e  $-10^{\circ}\text{C}$ , as nuvens consistem principalmente de gotículas de água super resfriadas. Entre  $-10$  e  $-20^{\circ}\text{C}$ , as gotículas de líquido coexistem com cristais de gelo. Abaixo de  $-20^{\circ}\text{C}$ , as nuvens são geralmente compostas inteiramente de cristais de gelo. No entanto, fortes correntes verticais (por exemplo, cumulonimbus) podem levar água super resfriada a grandes altitudes, onde as temperaturas são tão baixas quanto  $-40^{\circ}\text{C}$ .

A água super resfriada congelará prontamente se suficientemente agitada. Isso explica por que os aviões coletam gelo quando passam por uma nuvem líquida ou precipitação composta de gotas super resfriadas.

**18.3 Congelamento Estrutural.** Congelamento estrutural é o material que adere ao exterior do avião. Ocorre quando gotículas de água super resfriadas atingem a estrutura e congelam. O gelo estrutural pode ser categorizado em três tipos: escarcha, transparente (ou esmalte) e misto. Intensidades de gelo são descritas no Manual de Informação Aeronáutica (AIM).

**18.3.1 Cobertura de Escarcha.** Escarcha é um gelo áspero, leitoso e opaco formado pelo congelamento instantâneo de gotículas de água pequenas e super resfriadas depois que elas atingem a aeronave. É o tipo de cobertura mais frequentemente reportado. O gelo escarcha pode representar um perigo porque sua textura irregular pode atrapalhar a integridade aerodinâmica de uma aeronave.

A formação de escarcha favorece temperaturas mais baixas, menor teor de água líquida e pequenas gotículas. Ela cresce quando gotículas congelam rapidamente ao atingir uma aeronave. O congelamento rápido prende o ar e forma um gelo poroso, quebradiço, opaco e de cor leitosa. A escarcha cresce no fluxo de ar a partir das bordas das asas e de outras partes expostas da fuselagem.

**18.3.2 Gelo Claro.** O gelo claro é um gelo brilhante, transparente ou translúcido formado pelo congelamento relativamente lento de gotas de água grandes e super resfriadas. Condições de gelo claro existem com mais frequência em um ambiente com temperaturas mais altas, maior teor de água líquida e gotas maiores.

O gelo claro se forma quando apenas uma pequena porção da gota congela imediatamente, enquanto a porção descongelada restante flui ou se espalha pela superfície da aeronave e gradualmente congela. Poucas bolhas de ar ficam presas durante este processo gradual. Assim, o gelo claro é menos opaco e mais denso que gelo de geadas. Pode aparecer como uma superfície fina e lisa, ou como riachos, estrias ou saliências na aeronave.

Gelo claro é um tipo de gelo mais perigoso por vários motivos. Ele tende a formar chifres perto da parte superior e inferior do bordo dianteiro do aerofólio, o que afeta muito o fluxo de ar. Isso

resulta em uma área de fluxo de ar interrompido e turbulento que é consideravelmente maior do que a causada pelo gelo escarcha. Como é claro e difícil de ver, o piloto pode não ser capaz de reconhecer rapidamente que está ocorrendo. Pode ser difícil de remover, pois pode se espalhar para além do equipamento de degelo ou anti-gelo, embora na maioria dos casos seja removido quase completamente por dispositivos de degelo.

**18.3.2.1 Gotas Grandes Super Resfriadas (SLD).** Um tipo de cobertura transparente que é especialmente perigosa para operações de voo é o gelo formado por SLDs. Estas são gotículas de água em um ambiente de sub congelamento com diâmetros maiores que 40 microns, tais como garoa gelada (40 a 200 microns) e chuva congelante (> 200 microns).

Essas gotículas maiores podem fluir ao longo do aerofólio por alguma distância antes congelar. SLDs tendem a formar um gelo muito irregular e texturizado semelhante ao vidro em uma janela de banheiro.

O gelo SLD tende a se formar mais atrás, além do alcance do equipamento de degelo. Assim, o gelo que permanece no aerofólio continua a interromper o fluxo de ar e a reduzir a integridade aerodinâmica da aeronave. Mesmo uma pequena quantidade de gelo nas superfícies inferior e superior do aerofólio pode romper seriamente suas propriedades aerodinâmicas. O gelo residual gera turbulência ao longo de uma porção significativa do aerofólio. Esse gelo residual pode atuar como um freio aerodinâmico, um dispositivo realmente usado para desacelerar uma aeronave em voo. Em casos extremos, as bolhas de turbulência e separação de fluxo podem viajar ao longo do aerofólio e inadvertidamente ativar os ailerons, criando condições de voo perigosamente instáveis.

**18.3.3 Gelo misto.** Gelo misto é uma mistura de gelo claro e gelo de geada. Ela se forma quando um avião coleta a neve e o gelo claro devido a variações de pequena escala (dezenas de quilômetros ou menos) no conteúdo de água líquida, temperatura e tamanhos de gotas. Gelo misto aparece como camadas de gelo relativamente claro e opaco quando examinado a partir da sua lateral.

Gelo misto representa um perigo semelhante para uma aeronave como gelo claro. Pode formar chifres ou outras formas que interrompem o fluxo de ar e causam problemas de controle e desempenho. Ele pode se espalhar pela superfície da fuselagem e é mais difícil de remover do que o gelo de geada. Ele também pode se espalhar por uma parte do aerofólio não protegido por equipamentos anti-gelo ou degelo .

O gelo que se forma mais atrás provoca a separação do fluxo e causa a turbulência em uma grande área do aerofólio, o que diminui a capacidade do aerofólio de manter a aeronave em voo.

**18.3.4 Fatores de Congelamento.** O congelamento estrutural é determinado por muitos fatores. As grandezas meteorológicas mais intimamente relacionadas ao tipo e severidade da cobertura são, por ordem de importância: Conteúdo Líquido de Água Super Refrigerada (SLWC), temperatura (altitude) e tamanho das gotículas. Entretanto, o tipo / projeto e a velocidade da aeronave também são fatores importantes .

O SLWC é importante para determinar a quantidade de água disponível para o gelo. As maiores quantidades podem ser encontradas em nuvens cumuliformes e com as menores quantidades em nuvens estratiformes. No entanto, na maioria dos casos de congelamento, o SLWC é baixo.

O potencial de gelo é muito dependente da temperatura. Para que a formação de gelo ocorra, a temperatura do ar externo deve estar abaixo de 0° C. Conforme as nuvens ficam mais frias, o SLWC diminui até que apenas os cristais de gelo permaneçam. Assim, quase toda a cobertura tende a ocorrer no intervalo de temperatura entre 0° C e -20° C, com cerca de metade de todos os relatórios ocorrendo entre -8° C e -12° C. Em termos de altitude, o pico de ocorrência é de

aproximadamente 10.000 pés, com aproximadamente metade dos incidentes ocorrendo entre 5.000 pés e 13.000 pés. O único limite de frio físico para a formação de gelo é a  $-40^{\circ}\text{C}$ , porque as gotículas líquidas congelam sem os núcleos presentes.

Em geral, a geada tende a ocorrer em temperaturas mais baixas que  $-15^{\circ}\text{C}$ , gelo claro quando a temperatura é superior a  $-10^{\circ}\text{C}$ , e gelo misto a temperaturas intermediárias. Esta é apenas uma orientação geral. O tipo de cobertura varia de acordo com o conteúdo de água líquida, o tamanho da gota e as variáveis específicas da aeronave.

Uma célula pode permanecer fria (temperatura abaixo de  $0^{\circ}\text{C}$ ) em uma temperatura morna (acima de  $0^{\circ}\text{C}$ ) da atmosfera se estiver um frio profundo. Por exemplo, se uma aeronave estiver voando em um ambiente frio, mas depois desce para temperaturas mais quentes, a célula não aquece imediatamente à temperatura do ar. Para algumas aeronaves, a célula pode permanecer mais fria que  $0^{\circ}\text{C}$  por algum tempo, mesmo após o pouso. Aeronaves com tanques de combustível embutidos na estrutura da aeronave são particularmente suscetíveis à formação de gelo, mesmo em um ambiente onde a temperatura do ar é ligeiramente acima de  $0^{\circ}\text{C}$ . Como essas características variam de fuselagem para fuselagem, é importante que os pilotos estejam cientes das limitações de suas aeronaves.

O tamanho das gotículas pode influenciar a formação de gelo, mas não é tão importante quanto o SLWC e a temperatura, a menos que as gotículas sejam maiores do que o tamanho das gotículas das nuvens (por exemplo, chuviscos congelantes e chuva congelante). O tamanho da gota afeta a coleta de gotas pela célula. Gotículas pequenas tendem a impactar o aerofólio perto da borda de ataque do avião. Gotas maiores, incluindo chuva congelante e chuvisco congelante, podem cruzar as linhas de fluxo e o impacto será mais para trás.

A velocidade da aeronave é um importante fator não-meteorológico que determina o tipo e a severidade do gelo. A taxa de impacto de gotas de água super resfriadas aumenta com a velocidade do ar, o que age para aumentar o acúmulo de gelo, mas isso é neutralizado pelo aumento do aquecimento da superfície da estrutura devido ao atrito. Normalmente, a cobertura da estrutura é desprezível em velocidades acima de 575 nós.

O tipo e o design da aeronave também são fatores importantes. Como essas características variam, é importante que os pilotos estejam cientes das limitações de suas aeronaves.

Aeronaves comerciais a jato são geralmente menos vulneráveis à formação de gelo estrutural do que as aeronaves turboélice leve. Isso se deve à sua alta velocidade, poderoso equipamento de degelo e tendência a cruzar em altitudes mais altas, onde as temperaturas geralmente são muito baixas para o congelamento. Por outro lado, aeronaves turboélice leve são mais suscetíveis à formação de gelo porque normalmente voam em altitudes mais baixas, onde a formação de gelo é mais comum e em velocidades mais lentas.

**18.3.5 Congelamento em Nuvens Estratiformes.** Congelamento em nuvens estratiformes de médio e baixo nível é confinado, em média, a uma camada entre 3.000 e 4.000 pés de espessura. Assim, uma mudança na altitude de apenas alguns milhares de pés pode tirar a aeronave das condições de gelo, até se permanecer nas nuvens. A intensidade da cobertura geralmente varia de um traço leve, com os valores máximos ocorrendo nas partes superiores da nuvem. Tanto o tempo quanto a mistura são encontrados em nuvens estratiformes. O principal perigo está na grande extensão horizontal das camadas de nuvens estratiformes. Nuvens estratiformes de alto nível (isto é, em temperaturas mais baixas que  $-20^{\circ}\text{C}$ ) são compostas principalmente de cristais de gelo e produzem pouca formação de gelo.

**18.3.6 Congelamento em Nuvens Cumuliformes.** A camada de gelo nas nuvens cumuliformes é menor na horizontal, mas maior na vertical do que nas nuvens estratiformes. O gelo é mais variável nas nuvens cumuliformes, porque muitos dos fatores que levam à formação de gelo

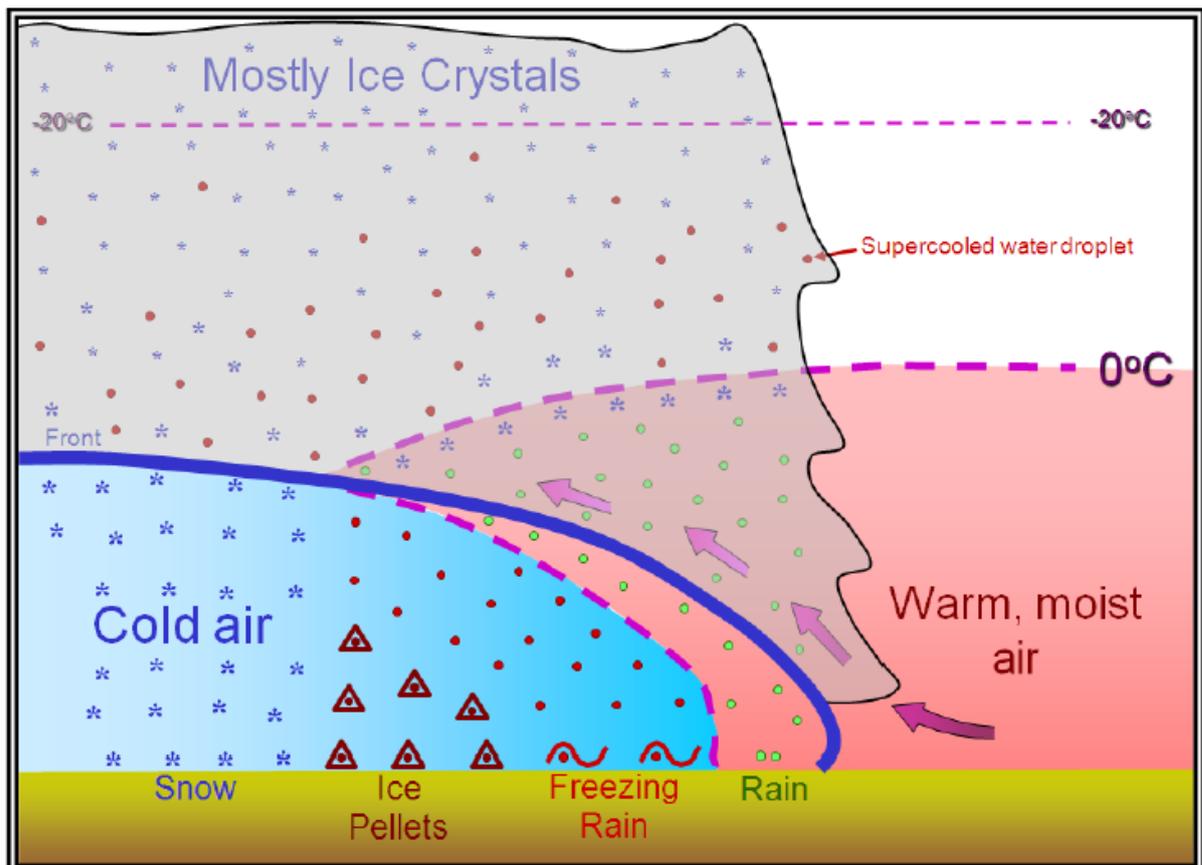
dependem do estágio de desenvolvimento da nuvem em particular. Intensidades de gelo podem variar de um traço no pequeno cumulus até severo em um grande cumulus ou cumulonimbus. Embora a formação de gelo ocorra em todos os níveis acima do nível de congelamento em uma nuvem cumuliforme, ela é mais intensa na parte superior da nuvem, onde a corrente ascendente está concentrada e os SLDs são abundantes. O congelamento pode se estender a grandes alturas em cumulonimbus, onde fortes correntes ascendentes permitem que SLDs existam em temperaturas tão baixas quanto  $-40^{\circ}\text{C}$ . Congelamento em uma nuvem cumuliforme é geralmente clara ou mista com o congelamento nos níveis superiores.

**18.3.7 Congelamento em Frentes.** A maioria dos relatórios de congelamento ocorre nas proximidades das frentes. Esse congelamento pode ocorrer tanto acima quanto abaixo da frente (veja a Figura 18-1).

Para um gelo significativo ocorrer acima da frente, o ar quente deve ser elevado e resfriado até a saturação com a temperatura abaixo de zero, fazendo com que ele contenha gotículas de água super resfriadas .

As gotas de água super resfriadas congelam no impacto com uma aeronave. Se o ar quente é instável, a cobertura pode ser esporádica; se for estável, a cobertura poderá ser contínua numa área estendida. Uma linha de chuvas ou trovoadas ao longo de uma frente fria pode produzir formação de gelo, mas apenas em uma faixa comparativamente estreita ao longo da frente.

**Figura 18-1. Congelamento em Frentes**

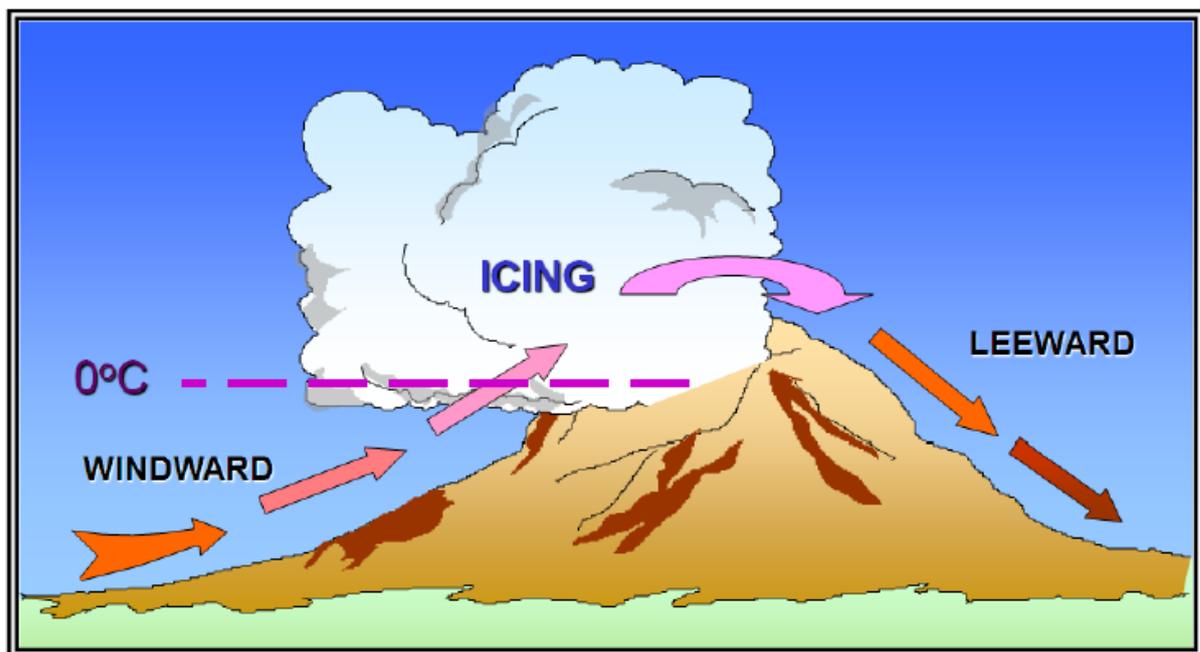


Um local privilegiado para a formação de gelo claro e severo é a chuva congelada e / ou a chuva congelante abaixo de uma frente. A chuva forma-se acima da superfície frontal a temperaturas mais altas que o congelamento.

Subsequentemente, cai através do ar em temperaturas abaixo de zero e torna-se super resfriado. Os SLDs congelam no impacto com uma aeronave. Se a camada abaixo do congelamento é rasa, uma chuva congelada ocorrerá na superfície. Se a camada de congelamento abaixo for profunda, as gotas super resfriadas podem congelar em formato de bolas de gelo. Bolas de gelo indicam congelamento acima. O congelamento pode ser severo devido à grande quantidade de água super resfriada. O congelamento de uma chuva congelada, a precipitação é especialmente perigosa, pois geralmente se estende horizontalmente sobre uma área ampla e um piloto pode ser incapaz de escapar, descendo para uma altitude mais baixa.

**18.3.8 Congelamento em montanhas.** O congelamento é mais provável e mais severo em regiões montanhosas. Cordilheiras causam movimentos de ar ascendentes no lado de barlavento. Essas correntes verticais suportam grandes gotas de água super resfriada acima do nível de congelamento. O movimento de uma frente através de uma cadeia de montanhas combina elevação frontal com o efeito de fluxo ascendente da montanha para criar zonas de congelamento extremamente perigosas (veja a Figura 18-2).

**Figura 18-2. Congelamento com Montanhas**



A cobertura mais severa ocorre acima dos cumes e no lado de barlavento das cordilheiras. Esta zona geralmente se estende a cerca de 5.000 pés acima do topo das montanhas, mas pode se estender muito mais alto se nuvens cumuliformes se desenvolverem.

Congelamento de montanhas pode ser especialmente perigoso porque um piloto pode ser incapaz de descer até temperaturas acima de zero devido à elevação do terreno. Se um piloto se aproxima de um cume da montanha do lado de barlavento, sua aeronave pode ser incapaz de subir acima das montanhas, ou mesmo manter a altitude devido ao acúmulo de gelo severo. O resultado final pode ser um acidente.

**18.3.9 Perigos do gelo.** O gelo na estrutura degrada o desempenho de uma aeronave e destrói o fluxo de ar, aumentando a resistência ao diminuir a capacidade do aerofólio para criar sustentação. O peso real do gelo em um avião é insignificante quando comparado à interrupção do fluxo de ar que ele causa. À medida que potência é adicionada para compensar o arrasto adicional e o nariz é levantado para manter a altitude, o ângulo de ataque é aumentado. Isso permite que a parte de baixo das asas e da fuselagem acumule gelo adicional.

Testes em túnel de vento e voo mostraram que as acumulações de gelo, neve e gelo (na borda ou lado superior da asa) não são mais grossas ou ásperas do que uma lixa grossa que pode reduzir a sustentação em 30% e aumentar o arrasto em até 40% . Acréscimos maiores podem reduzir ainda mais a sustentação e aumentar o arrasto em 80% ou mais.

O gelo se acumula em todas as superfícies frontais expostas do avião: asas, hélice, para-brisa, antenas, respiros, entradas e capotas. Pode ocorrer em voo onde nenhum calor ou sistema anti gelo podem alcançá-lo. Pode fazer com que as antenas vibrem tão severamente que elas se quebrem.

Em coberturas moderadas a severas, uma aeronave leve pode estar sujeita a acumulação de gelo suficiente onde a continuação do voo é impossível. O avião pode estolar em velocidades muito mais altas e em ângulos de ataque menores que o normal. Pode rolar ou cabrar incontrolavelmente, e a recuperação pode ser impossível.

Independentemente da proteção anti-gelo oferecida pela aeronave, o primeiro curso de ação de um piloto deve ser deixar a área de umidade visível. Isso pode significar descer a uma altitude abaixo da base das nuvens, subindo a uma altitude acima das nuvens ou mudando para um curso diferente. Se isso não for possível, o piloto deve se mover para uma altitude em que a temperatura esteja acima de zero.

## **18.4 Gelo no Motor .**

**18.4.1 Congelamento do Carburador.** Em um motor aspirado, o processo de carburação pode reduzir a temperatura do ar de entrada em até 33° C. Se o teor de umidade for alto o suficiente, formar-se-á gelo na placa do acelerador e no venturi, obstruindo gradualmente o suprimento de ar para o motor. Mesmo uma pequena quantidade de gelo no carburador irá resultar em perda de potência e pode fazer o motor falhar. É possível que o gelo do carburador se forme mesmo quando os céus estão claros e a temperatura externa é tão alta quanto 33° C (90° F) se a umidade relativa for de 50% ou mais.

**18.4.2 Alto teor de água gelada (HIWC).** Alto teor de água gelada (HIWC) é um risco de gelo relativamente novo, pelo menos do ponto de vista da pesquisa e compreensão. HIWC refere-se a cristais de gelo de alta altitude, que podem existir nos topos e bigornas de nuvens cumulonimbus e trovoadas. Sob certas condições de HIWC, o desempenho de um motor a jato pode ser afetado, incluindo provocar chamas. A pesquisa sobre as condições de HIWC continua a partir da redação desta seção.

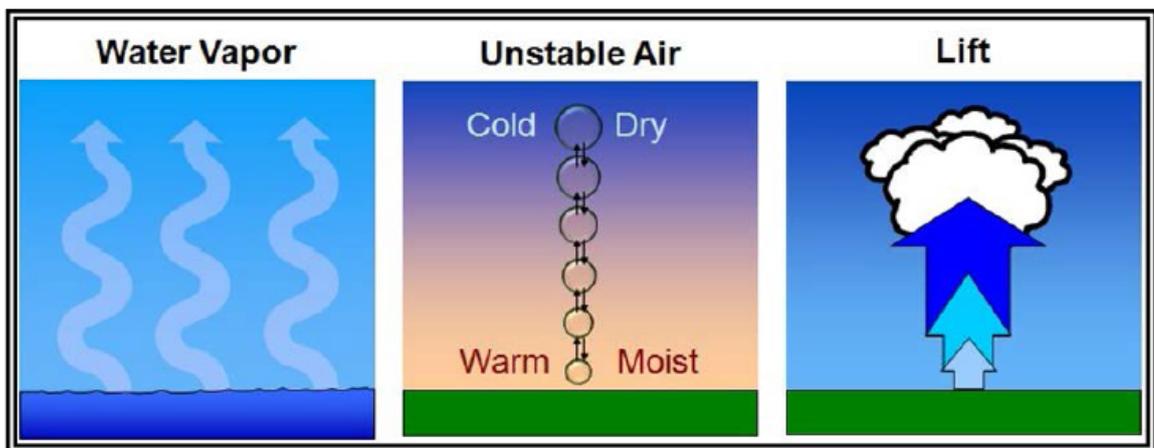
## CAPÍTULO 19. TEMPESTADES

**19.1 Introdução.** Uma tempestade é uma tormenta local, invariavelmente produzida por uma nuvem cumulonimbus e sempre acompanhada por raios e trovões, geralmente com rajadas fortes de vento, chuva forte e às vezes com granizo. Existem cerca de 40.000 ocorrências de trovoadas a cada dia em todo o mundo, e os Estados Unidos certamente experimentam sua parcela. As tempestades são barreiras ao tráfego aéreo porque geralmente são altas demais para sobrevoar, perigosas demais para voar por baixo ou através, e podem ser difíceis de contornar.

**19.2 Ingredientes Necessários para Formação de Células Tempestuosas.** A formação de células com trovoadas requer três ingredientes: vapor de água suficiente, ar instável e um mecanismo de elevação (consulte a Figura 19-1). Vapor de água suficiente (geralmente medido usando o ponto de orvalho) deve estar presente para produzir ar instável. Praticamente todas as chuvas e tempestades se formam em uma massa de ar classificada como condicionalmente instável.

Uma massa de ar condicionalmente instável requer um mecanismo de elevação suficientemente forte para liberar a instabilidade. Mecanismos de levantamento incluem: ventos convergentes próximos da superfície, em vales, frentes, fluxo de subida, linhas de seca, limites de fluxo gerados por tempestades anteriores e ventos locais, como a brisa do mar, a brisa do lago, a brisa do solo e as brisas do vale.

**Figura 19-1. Ingredientes Necessários para Formação Celular Trovoada**

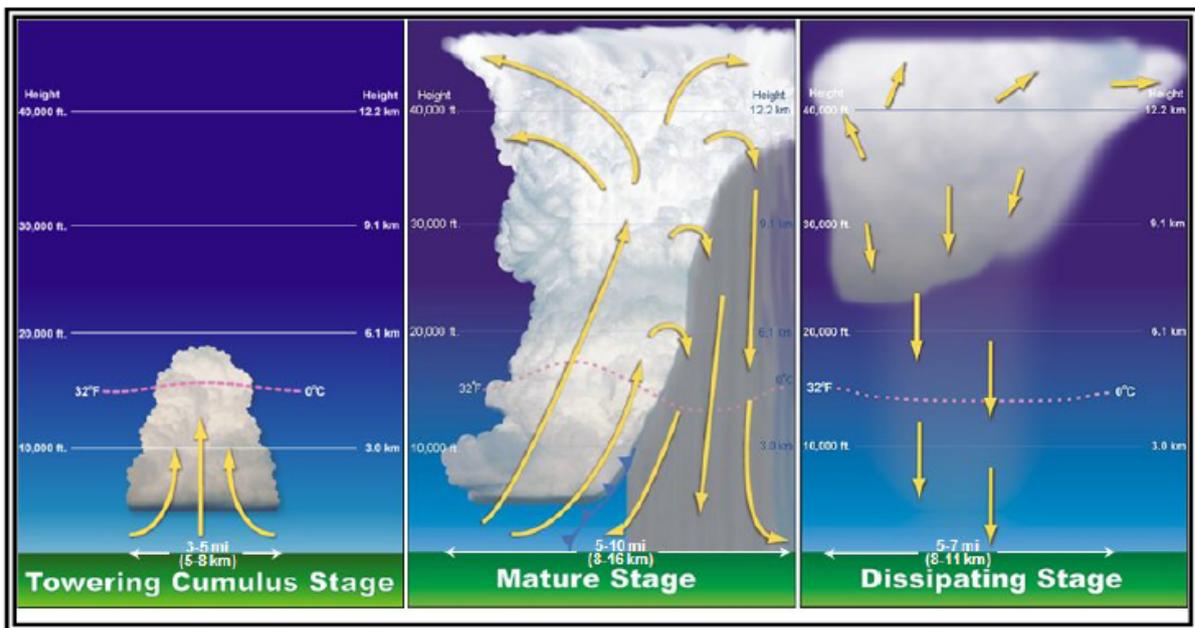


**19.3 Ciclo de Vida das Células Tempestuosas.** Uma célula de trovoadas é a célula convectiva de uma nuvem cumulonimbus tendo raios e trovões. Ela passa por três estágios distintos durante seu ciclo de vida (veja a Figura 19-2): cumulus imponente, maduro e dissipador.

O ciclo de vida total é tipicamente de 30 minutos.

A característica distintiva do imponente estágio cumulus é uma forte ascensão convectiva. A corrente ascendente é uma bolha de ar quente e ascendente concentrada perto do topo da nuvem que deixa uma trilha nebulosa em sua esteira. As ascendentes podem exceder os 3.000 pés por minuto.

**Figura 19-2. Ciclo de Vida das Células Tempestuosas**



A célula transita para o estágio maduro quando a precipitação atinge a superfície. A precipitação desce pela nuvem e arrasta o ar adjacente para baixo, criando um forte fluxo descendente ao longo da corrente ascendente. A corrente descendente se espalha ao longo da superfície, bem antes da célula-mãe, como uma massa de ar frio e tempestuoso.

A aresta principal em arco do ar descendente se assemelha a uma frente fria em miniatura e é chamado de frente de rajada. A elevação ao longo da frente da rajada pode desencadear a formação de novas células, às vezes bem à frente da célula-mãe. Os topos dos cumulonimbus frequentemente penetram na estratosfera inferior como um topo de ultrapassagem, onde fortes ventos no alto distorcem o topo da nuvem em forma de bigorna. Os riscos climáticos atingem a intensidade máxima no final do estágio maduro.

O estágio de dissipação é marcado por uma forte descendente embutida na área de precipitação. O ar que substitui a corrente ascendente por toda a nuvem, corta completamente o suprimento de umidade fornecido pela corrente ascendente. A precipitação afunila e termina. A compressão aquece o ar que está baixando e a umidade relativa diminui.

A nuvem convectiva evapora gradualmente a partir de baixo, deixando apenas uma nuvem de bigorna remanescente.

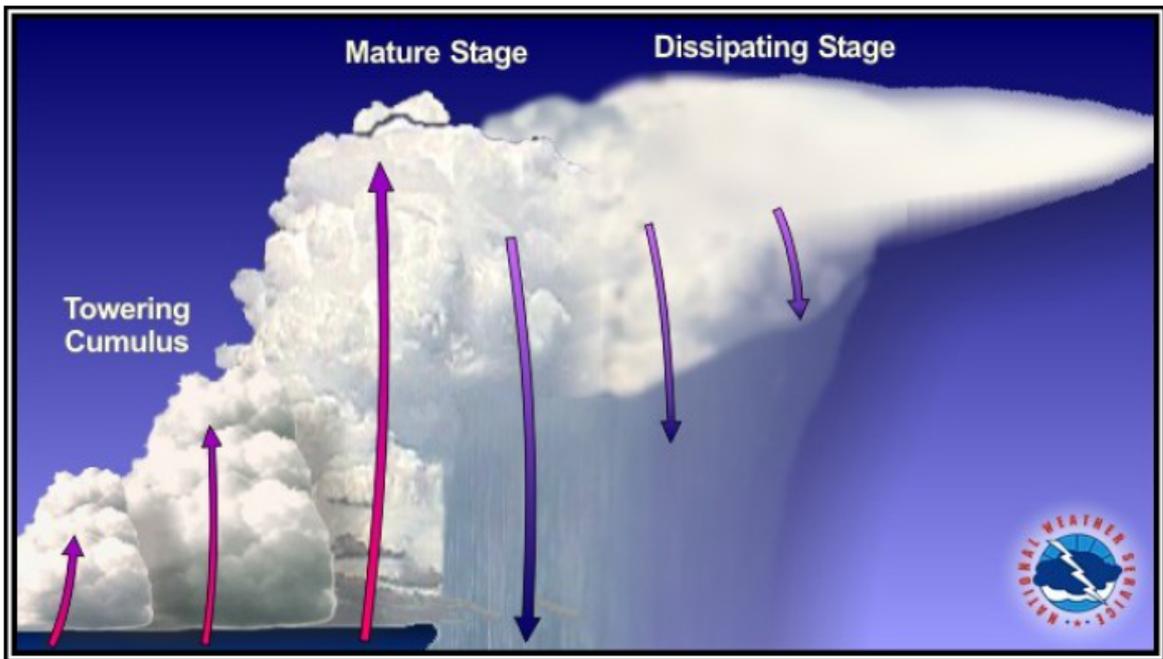
**19.4 Tipos de tempestades.** Existem três tipos principais de tempestade: célula única, multicélula (cluster e linha) e super célula. Todas as tempestades são perigosas para as aeronaves.

Uma tempestade de uma única célula (também chamada de célula comum) consiste em apenas uma célula. Seu ciclo de vida foi coberto na seção anterior. É facilmente contornada pelos pilotos, exceto à noite ou quando incorporada em outras nuvens. Tempestades de célula única são raras; quase todas as tempestades são multicelulares.

Uma tempestade de cluster multicelular (veja a Figura 19-3 e a Figura 19-4) consiste em um cluster de células em vários estágios de seu ciclo de vida. Com um cluster multicelular organizado, à medida que a primeira célula amadurece, ela é levada a favor do vento, e uma nova célula se forma contra o vento para ocupar seu lugar. Um cluster multicelular pode ter uma vida útil de várias horas (ou mais). Novas células continuarão a se formar enquanto os três ingredientes necessários existirem (ver parágrafo 19.2). Seu tamanho e persistência tornam um pouco mais

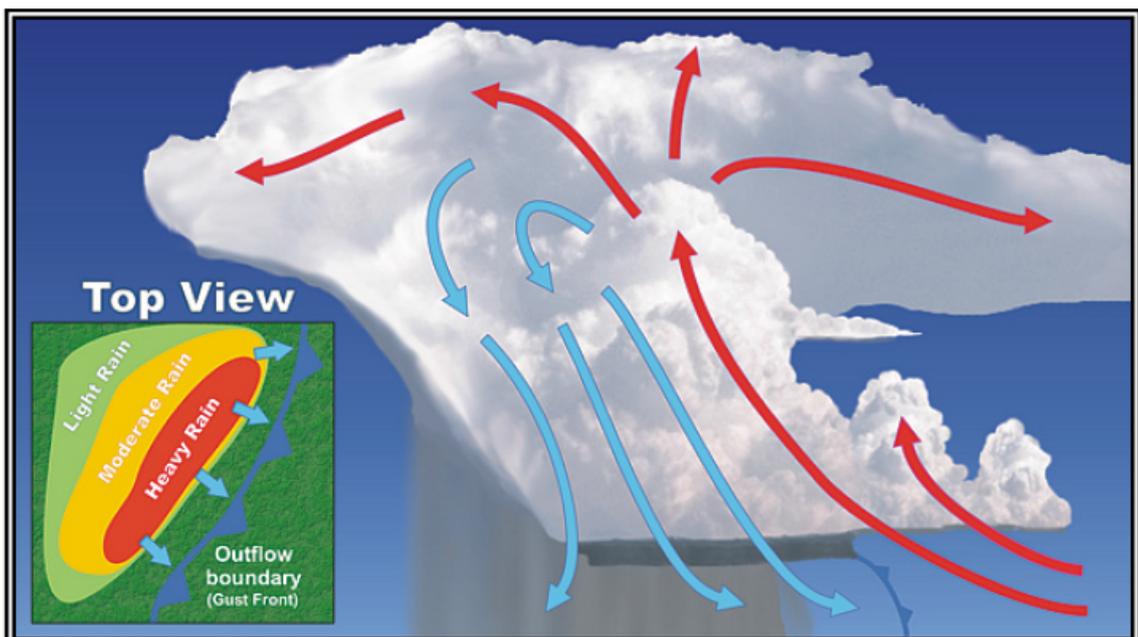
difícil contornar do que uma tempestade de uma única célula. Uma área com várias tempestades multicelulares pode ser como um campo minado para o tráfego aéreo.

**Figura 19-3. Tempestade de Cluster Multicelular**



Às vezes, as tempestades se formam em uma linha que pode se estender lateralmente por centenas de milhas. Novas células continuamente se formam na borda principal do sistema com chuva e, às vezes, granizo na sequência. Às vezes as tempestades que compõem a linha podem ser supercélulas. A linha pode persistir por muitas horas (ou mais), desde que os três ingredientes necessários continuem a existir. Estas linhas de instabilidade são o tipo de tempestade que apresenta a barreira mais eficaz para o tráfego aéreo, porque a linha é geralmente muito alta para sobrevoar, muito perigoso para voar através ou abaixo, e difícil de contornar. Cerca de 25% de todos os tornados nos EUA são gerados por linhas de instabilidade.

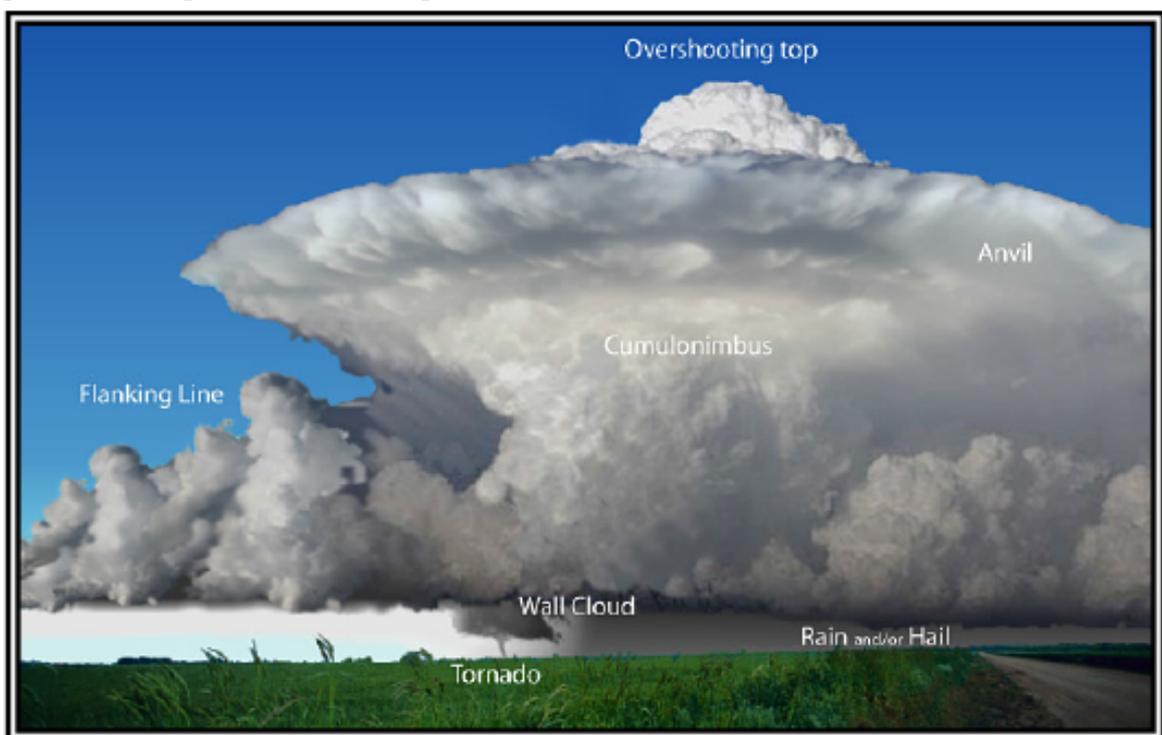
**Figura 19-4. Linha de Trovoada Multicélula**



Uma tempestade de supercélulas (veja a Figura 19-5) é uma tempestade convectiva, muitas vezes perigosa, que consiste basicamente de uma corrente ascendente única, quase constante, que persiste por um longo período de tempo. Tem uma estrutura interna muito organizada que lhe permite produzir clima especialmente perigoso para os pilotos que as encontram. As velocidades da ascendente podem chegar a 9.000 pés por minuto (100 nós). Isso permite que os perigos sejam ampliados em um grau ainda maior. Quase todas as supercélulas produzem tempo severo (por exemplo, granizo grande ou vento perigoso) e cerca de 25% produzem um tornado. Uma supercélula pode persistir por muitas horas (ou mais). Novas células continuarão a se formar enquanto os três ingredientes necessários existirem (ver parágrafo 19.2).

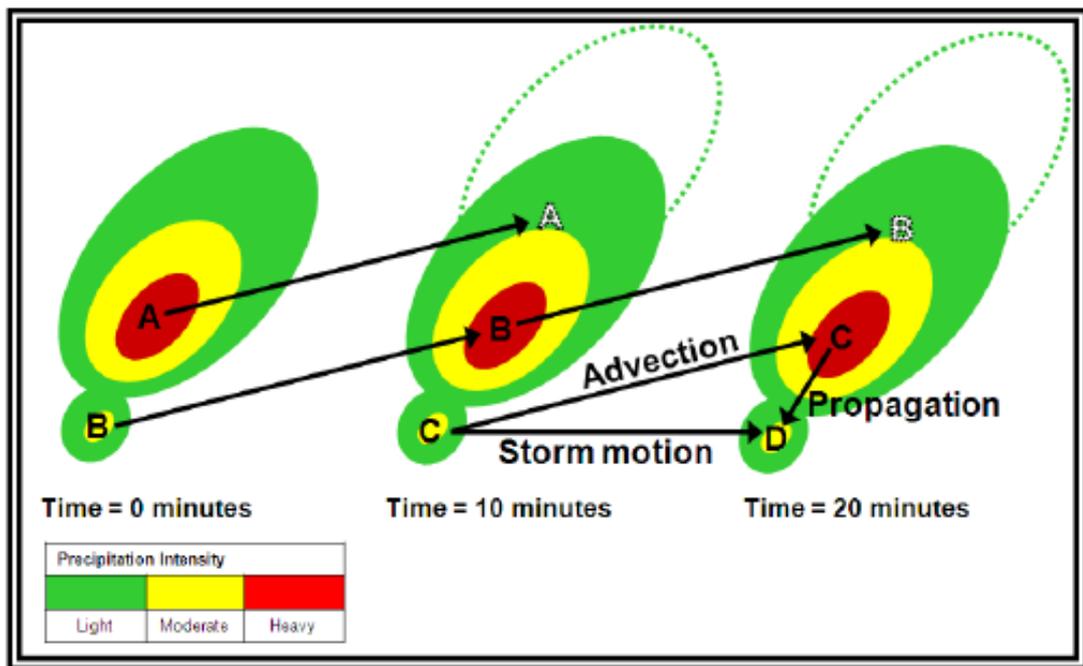
O tamanho e a persistência de uma supercélula dificultam contorná-la mais que uma tempestade de uma única célula. Além disso, clusters e linhas multicelulares podem ter supercélulas incorporadas como parte do sistema também.

**Figura 19-5. Supercélula de Tempestade**



**19.5 Fatores que influenciam o movimento de tempestades.** Uma tempestade é um processo, não um objeto sólido ou bloco de madeira. O movimento da tempestade é igual aos efeitos combinados de advecção e propagação (veja a Figura 19-6). A advecção é o componente do movimento individual da tempestade para células individuais movendo-se com o vento médio ao longo da profundidade vertical da nuvem cumulonimbus. O vento no FL180 (500 milibares) geralmente fornece uma boa aproximação. Propagação é o componente do movimento da tempestade devido à dissipação de células antigas e ao desenvolvimento de novas células. O movimento da tempestade pode desviar-se substancialmente do movimento das células individuais que compõem a tempestade.

Figura 19-6. Fatores que influenciam o movimento das tempestades



*Células individuais que compõem a tempestade se movem para o nordeste (advecção), mas se dissipam e são substituídas por novas células (propagação). O movimento da tempestade é igual aos efeitos combinados de advecção e propagação.*

**19.6 Perigos** Uma tempestade pode embalar quase todos os perigos climáticos da aviação em um pacote vicioso. Esses riscos incluem: raios, ventos adversos, explosões, turbulência, congelamento, granizo, mudanças rápidas no altímetro, eletricidade estática e tornados.

**19.6.1 Relâmpago.** Toda tempestade produz raios e trovões por definição. Relâmpago é uma descarga elétrica visível produzida por uma tempestade. A descarga pode ocorrer dentro ou entre as nuvens, entre a nuvem e o ar, entre uma nuvem e o solo, ou entre o solo e uma nuvem.

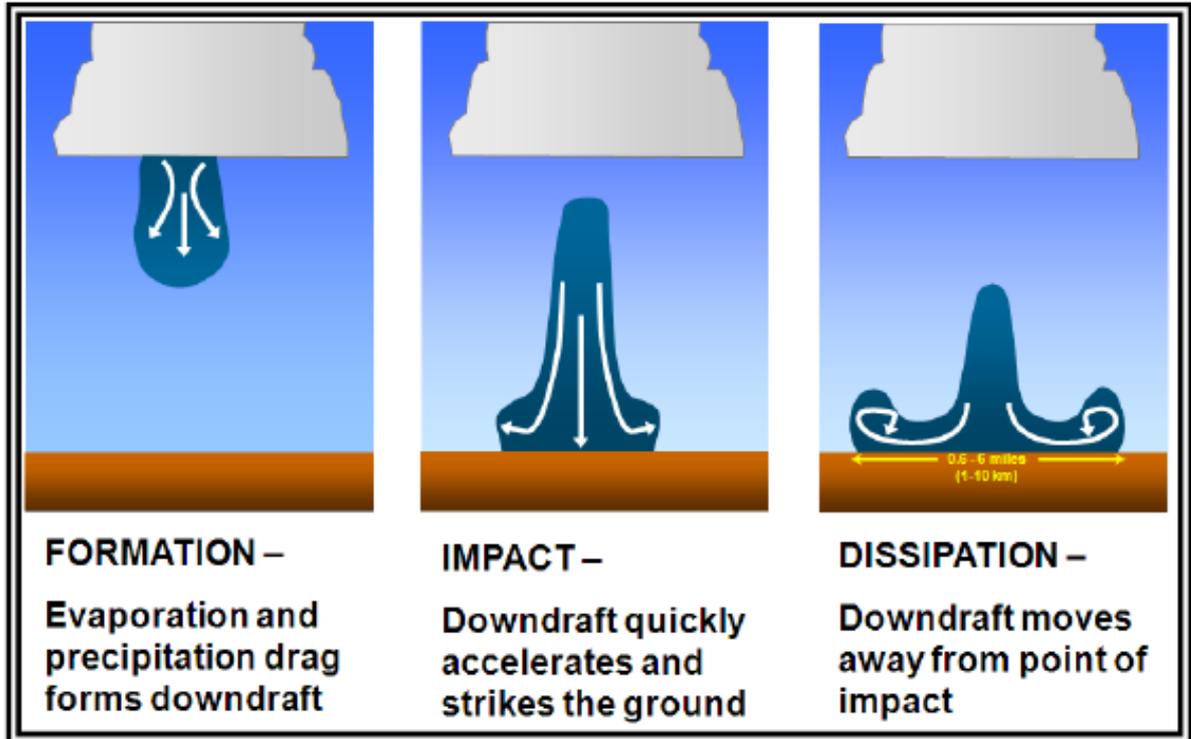
Um raio pode danificar uma aeronave. Pode perfurar a estrutura de uma aeronave. Pode danificar equipamentos de comunicação e de navegação eletrônica. Raios próximos podem cegar o piloto, tornando-o momentaneamente incapaz de navegar por instrumento ou por referência visual. Raios próximos também podem induzir a erros permanentes na bússola magnética. Descargas de raio, mesmo as mais distantes, podem interromper as comunicações de rádio em frequências baixas e médias. Relâmpago é suspeito de acender vapores de combustível, causando explosão; no entanto, acidentes graves devido a raios são extremamente raros.

**19.6.2 Vento adverso.** Ventos adversos são sempre encontrados em tempestades e muitas vezes a quilômetros de distância da área de precipitação. Ventos cruzados, rajadas de vento e ventos variáveis / mudanças bruscas de vento podem levar a um acidente durante decolagens, aproximações e pousos. A área ao longo e imediatamente atrás da frente de rajada é particularmente perigosa porque é aqui que ocorrem mudanças rápidas e às vezes drásticas nos ventos da superfície .

**19.6.3 Rajada (explosão) descendente.** Células de chuvas e tempestades às vezes produzem correntes descendentes intensas, chamadas de rajadas descendentes que criam ventos fortes e muitas vezes prejudiciais. As rajadas descendentes (veja a Figura 19-7) podem criar condições perigosas para os pilotos e têm sido responsáveis por muitos acidentes causados por cisalhamento de vento de baixo nível. As menores e de vida mais curta são chamadas de micro rajadas.

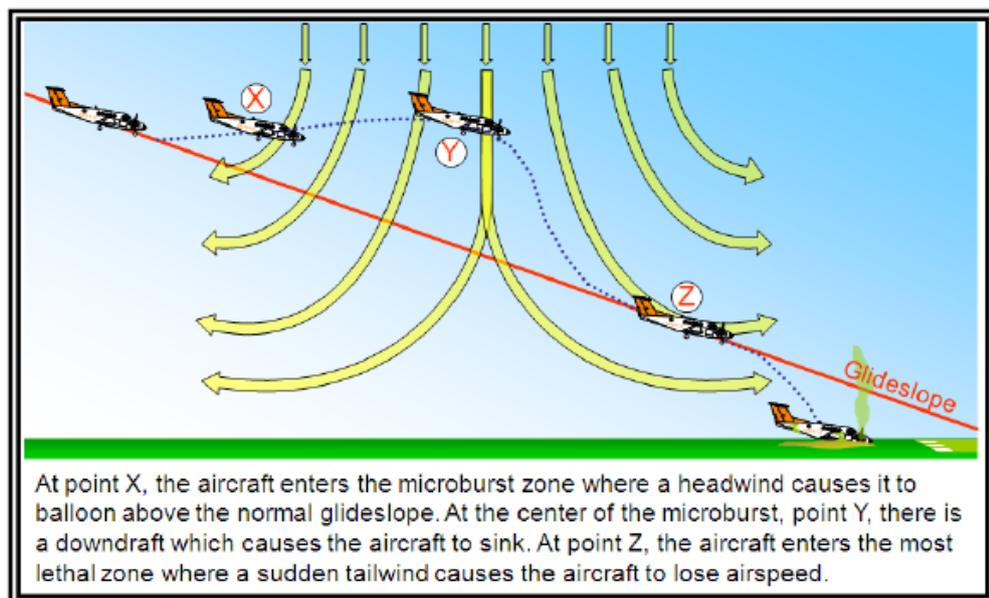
Uma rajada descendente é especialmente perigosa para os aviões quando é encontrada ao decolar ou se aproximar para pouso. Durante esta fase, a aeronave está operando em velocidades relativamente baixas. Uma grande mudança na velocidade do vento pode levar à perda de sustentação e a um acidente.

**Figura 19-7. Ciclo de Vida de uma Rajada Descendente**



Uma micro rajada é particularmente perigosa durante o pouso se o piloto tiver reduzido a potência e tiver abaixado o nariz em resposta à distorção do vento (veja a Figura 19-8). Isso deixa a aeronave em uma configuração com baixa potência e nariz baixo quando ocorre a rajada do vento de cauda, o que dificulta a recuperação. Isso pode fazer com que o avião estole ou pouse antes da pista.

**Figura 19-8. Pouso com uma Micro Rajada**



Os pilotos devem estar atentos às indicações de uma micro rajada no início da fase de aproximação, e prontos para iniciar uma aproximação perdida na primeira indicação. No entanto, pode ser impossível recuperar de um encontro de uma micro rajada em baixa altitude.

**19.6.4 Turbulência.** A turbulência está presente em todas as tempestades. Turbulência severa ou extrema é comum. As cargas da rajada podem ser suficientemente severas para estolar uma aeronave a uma velocidade de manobra ou causar danos estruturais na velocidade de cruzeiro. A turbulência mais forte ocorre com o cisalhamento entre ascendentes e descendentes. Fora da nuvem cumulonimbus, a turbulência foi encontrada a vários milhares de pés acima, e a 20 milhas lateralmente de uma tempestade severa.

A zona de cisalhamento entre a frente de rajada e o ar circundante é um espaço aéreo muito turbulento. Muitas vezes, a posição da frente de rajada na superfície é denotada por uma linha de poeira ou detritos ao longo do solo, ou por uma linha de pulverização ao longo de corpos de água. Às vezes a zona de rajada é denotada por uma nuvem semelhante a uma prateleira (ver Figura 19-9), a qual é formada com o ar quente e úmido que é levantado pela frente de rajada. Nuvens de prateleira são mais comuns com tempestades de linhas multicelulares.

**Figura 19-9. Tempestade com nuvem prateleira**



**19.6.5 Crosta de gelo.** Tempestades produzem abundante água líquida super resfriada acima do nível de congelamento. Quando a temperatura na corrente ascendente arrefece para cerca de  $-15^{\circ}\text{C}$ , muito do vapor de água remanescente é sublimado como cristais de gelo; e acima deste nível, o montante de água super resfriada diminui. No entanto, a água super resfriada pode existir em temperaturas tão baixas quanto  $-40^{\circ}\text{C}$  na presença de vigoroso movimento vertical para cima, como em uma corrente de trovoadas.

Água super resfriada congela no impacto com uma aeronave. Uma cobertura clara pode ocorrer em qualquer altitude acima do nível de congelamento, mas em níveis altos, a cobertura pode ser geada ou geada clara. A abundância de água super resfriada torna a formação do gelo muito rápido entre 0° C e -15° C, e os encontros podem ser frequentes em um aglomerado de células. O congelamento da tempestade pode ser extremamente perigoso.

**19.6.6 Granizo.** Granizo é a precipitação sob a forma de bolas ou outros pedaços irregulares de gelo produzidos por tempestades. Tempestades que são caracterizadas por fortes correntes ascendentes, grande conteúdo de água líquida super resfriada, grandes tamanhos de gota de nuvem e grande altura vertical são favoráveis à formação de granizo .

Uma unidade individual de granizo é chamada de pedra de gelo. Granizo pode variar em tamanho de uma ervilha (0,25 polegadas de diâmetro) para maior do que uma bola de softball (4,5 polegadas de diâmetro). Pedras de granizo com 3/4 de polegada de diâmetro e maiores podem causar danos significativos às aeronaves e de difícil de controle. Um granizo foi coletado em Vivian, Dakota do Sul, em 23 de Julho de 2010, que media 8 polegadas de diâmetro, 18,62 polegadas de circunferência, e pesava 1,93 libras (ver Figura 19- 10).

**Figura 19-10. Recorde de Pedra de Gelo em Vivian, South Dakota**



O granizo é mais frequentemente encontrado no interior dos continentes dentro das latitudes médias e geralmente confinada a elevações mais altas dentro dos trópicos. Nos Estados Unidos, granizo é mais comum em toda a região das Grandes Planícies a leste das Montanhas Rochosas. O granizo é mais comum em altitudes mais elevadas, porque as pedras começam a derreter quando caem abaixo do nível de congelamento, e as pedras menores podem derreter em gotas de chuva antes de atingirem a superfície.

Quando visto do ar, é evidente que o granizo cai em caminhos conhecidos como faixas de granizo. Eles podem variar em tamanho de alguns hectares para uma área de 10 milhas de largura e 100 milhas de extensão.

**19.6.7 Mudanças rápidas no altímetro.** A pressão geralmente cai rapidamente com a aproximação de uma tempestade, em seguida, sobe acentuadamente com passagem da rajada frontal e chegada de fortes pancadas de chuva na descendente fria, voltando ao normal à medida que a tempestade se afasta. Este ciclo de mudança de pressão pode ocorrer em apenas 15 minutos.

**19.6.8 Eletricidade Estática.** Eletricidade estática causa um nível estável e alto de ruído nos receptores de rádio, é causada por descargas intensas da corona pelos pontos metálicos e bordas das aeronaves. Encontra-se frequentemente na proximidade de tempestades. Quando uma aeronave voa através de nuvens, precipitação ou uma concentração de partículas sólidas (por exemplo, gelo, areia ou poeira), acumula uma carga de eletricidade estática. A eletricidade descarrega em uma superfície próxima ou no ar, causando uma perturbação ruidosa em frequências mais baixas.

A descarga corona é fracamente luminosa e pode ser vista à noite. Embora tenha uma aparência estranha, é inofensiva. Foi dado o nome de "O fogo de St. Elmo" pelos marinheiros do Mediterrâneo, que viram a descarga sair no topo dos mastros dos navios.

**19.6.9 Tornado.** Um tornado é uma coluna de ar que gira violentamente em contato com o solo, seja pendente a uma nuvem cumuliforme ou sob uma nuvem cumuliforme, e frequentemente (mas nem sempre) visível como uma nuvem em formato de funil. Quando os tornados ocorrem sem qualquer nuvem de funil visível, os detritos na superfície são geralmente a indicação da existência de uma circulação intensa em contato com o solo. Uma tromba d'água é um tornado que ocorre sobre uma massa de água.

Os tornados podem ocorrer em praticamente qualquer lugar do mundo, mas são mais comuns no centro e no leste dos Estados Unidos durante as tardes e noites de primavera. Eles normalmente duram apenas alguns minutos e viajam algumas milhas, mas podem persistir por mais de 90 minutos e rastrear mais de 100 milhas em casos extremos.

Em escala local, o tornado é a mais intensa de todas as circulações atmosféricas. Seu vórtice tem tipicamente algumas centenas de metros de diâmetro, mas pode variar em largura a menos de 10 jardas para mais de 2 milhas. As velocidades do vento são tipicamente estimadas com base no dano causado pelo vento usando a Escala Fujita Aprimorada (Enhanced F Scale) (consulte a Tabela 19-1).

**Tabela 19-1. Escala Fujita Aprimorada (Escala F Melhorada) para Dano de Tornado**

Classificação EF	Classe	3 Segundos de rajada de vento		Descrição	Frequência relativa
		mph	km / h		
EF-0	Fraco	65-85	105-137	Vendaval	53,5%
EF-1	Fraco	86-110	138-177	Fraco	31,6%
EF-2	Forte	111-135	178-217	Forte	10,7%
EF-3	Forte	136-165	218-266	Grave	3,4%
EF-4	Violento	166-200	267-322	Devastador	0,7%
EF-5	Violento	> 200	> 322	Incrível	<0,1%

**Nota:** A Escala F aprimorada é um conjunto de estimativas de vento (não medidas) com base em danos. A rajada de 3 segundos não é o mesmo vento que nas observações de superfície METAR / SPECI.

**Nota:** Os tornados confirmados sem dano reportado (ou seja, aqueles que permanecem em campos abertos) são sempre classificados como EF-0.

Mais de 80% de todos os tornados nos EUA são produzidos por tempestades de supercélulas. Múltiplas ocorrências de tornado associadas a um sistema meteorológico particular de grande escala são denominadas de surto de tornado. Em raras ocasiões, uma super célula pode produzir múltiplos tornados ao longo de muitas horas.

É quase certo que uma aeronave que entra em um tornado sofra danos estruturais. O vórtice do tornado foi documentado para se estender ao topo da nuvem em tornados violentos.

## CAPÍTULO 20. RADAR METEOROLÓGICO

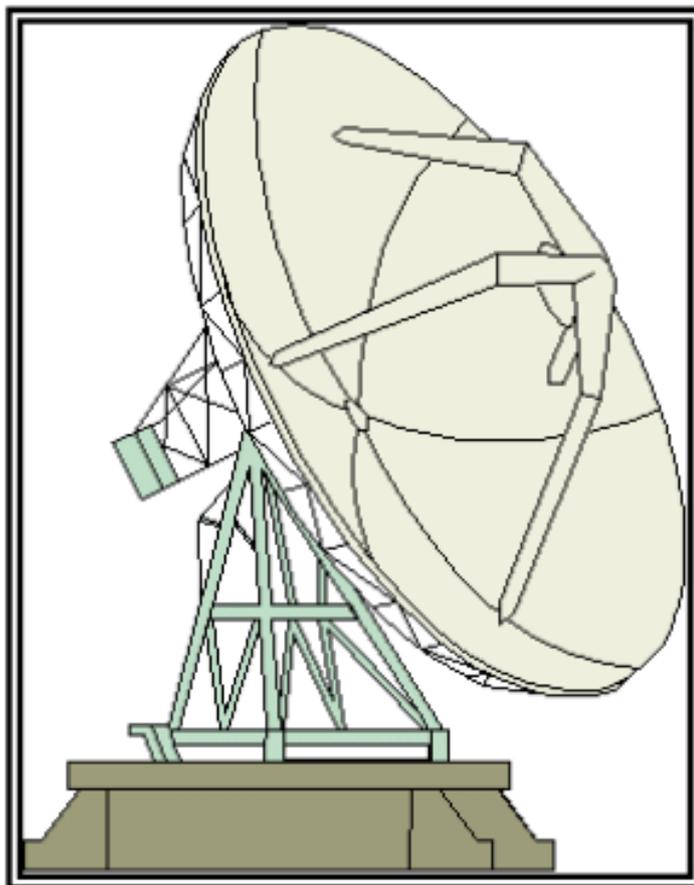
**20.1 Princípios do Radar Meteorológico.** A ferramenta mais eficaz para detectar precipitação é o radar. Radar, que significa Radio Detection and Ranging, tem sido utilizado para detectar a precipitação desde a década de 1940. Aprimoramentos de radar ativaram mais precisão na detecção e exibição de precipitação.

O radar usado pelo Serviço Meteorológico Nacional (NWS) é chamado de Doppler de Vigilância Meteorológica-1988 (WSR-88D). O protótipo do radar foi construído em 1988.

É essencial entender alguns princípios do radar meteorológico. Isso permitirá que você interprete corretamente as imagens do WSR-88D. Esta seção também incluirá uma comparação entre alguns princípios do WSR-88D e princípios de radar de aeronaves. Essas comparações ajudarão a explicar os pontos fortes e as limitações do radar WSR-88D e das aeronaves.

**20.1.1 Antena.** A antena (veja a Figura 20-1) emite alternadamente e recebe ondas de rádio na atmosfera. Pulsos de energia das ondas de rádio podem atingir um alvo. Se isso acontecer, parte dessa energia retornará para antena.

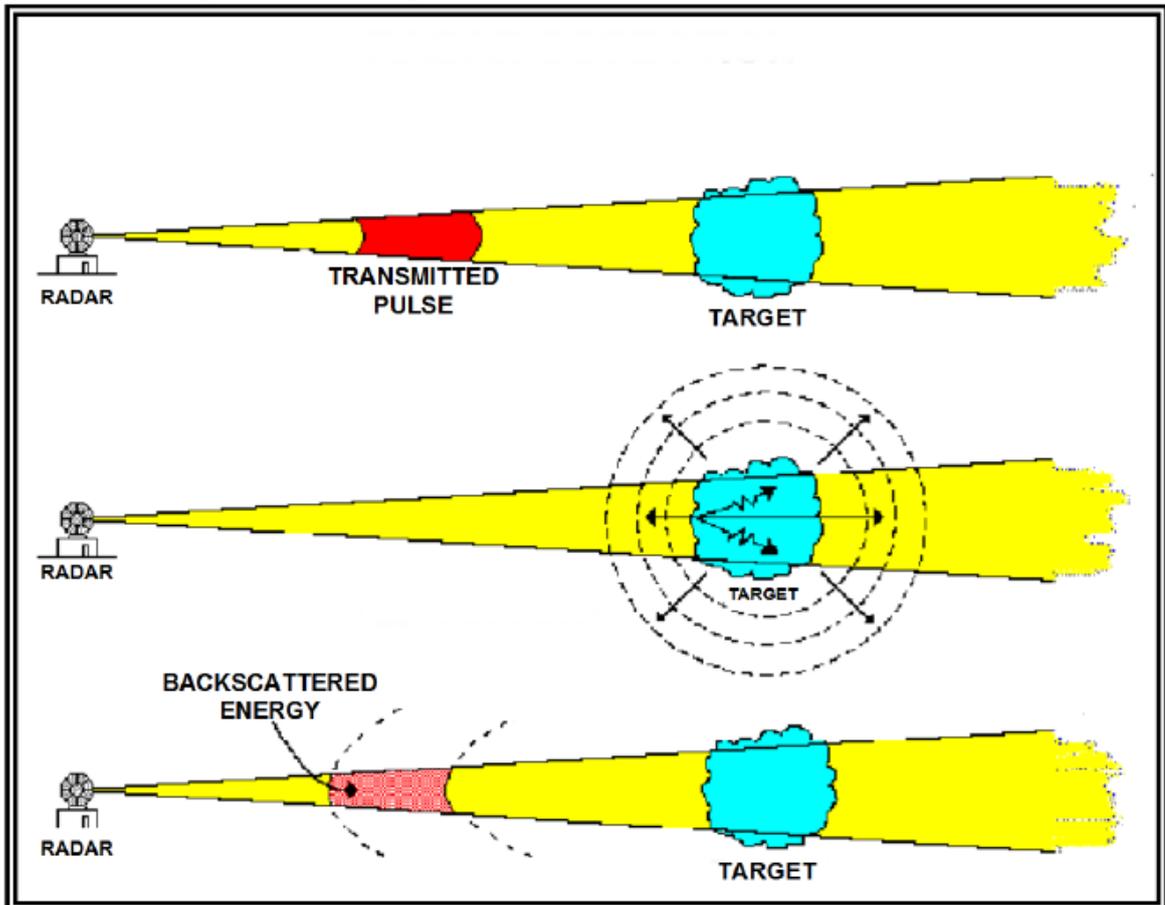
**Figura 20-1. Antena de Radar**



A forma de uma antena determina a forma de um feixe. O WSR-88D possui uma antena de formato parabolóide. Isso concentra as ondas de rádio em um feixe estreito e em forma de cone. A antena pode ser inclinada para escanear muitas altitudes da atmosfera.

**20.1.2 Energia retro espalhada.** A quantidade de energia retornada diretamente ao radar após atingir um alvo é chamada de energia de retro espalhamento (veja a Figura 20-2).

**Figura 20-2. Energia de Retro Espalhamento**



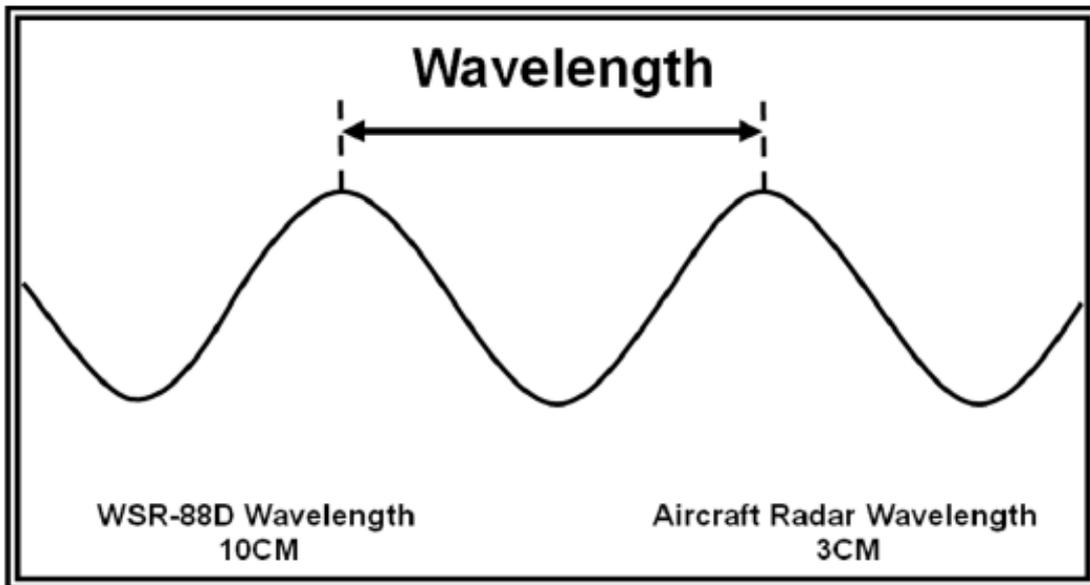
Os alvos podem incluir precipitação, nuvens, poeira, pássaros, insetos, construções, limites de massa de ar, características do terreno, etc. A refletividade é uma medida da quantidade de energia retro difundida. Um eco é a aparência, em uma exibição de radar, da energia de retro espalhamento (isto é, refletividade).

**20.1.3 Potência de Saída.** O WSR-88D tem uma potência de pico de 750 kilowatts. Isso permite uma melhor detecção de alvos de baixa refletividade (pequenos) na atmosfera, como nuvens, poeira, insetos, etc.

A maioria dos radares de aeronaves tem uma potência de pico de menos de 50 quilowatts. Portanto, alvos menores são difíceis de detectar com o radar da aeronave.

**20.1.4 Comprimentos de onda.** O comprimento de onda é a distância entre duas cristas ou dois vales dentro da onda de rádio emitida pelo radar (veja a Figura 20-3). O WSR-88D tem um comprimento de onda de 10 centímetros. A maioria dos radares de aeronaves tem um comprimento de onda de 3 centímetros. Embora os comprimentos de onda mais curtos sejam melhores na detecção de alvos menores, eles são significativamente mais atenuados do que comprimentos de onda maiores.

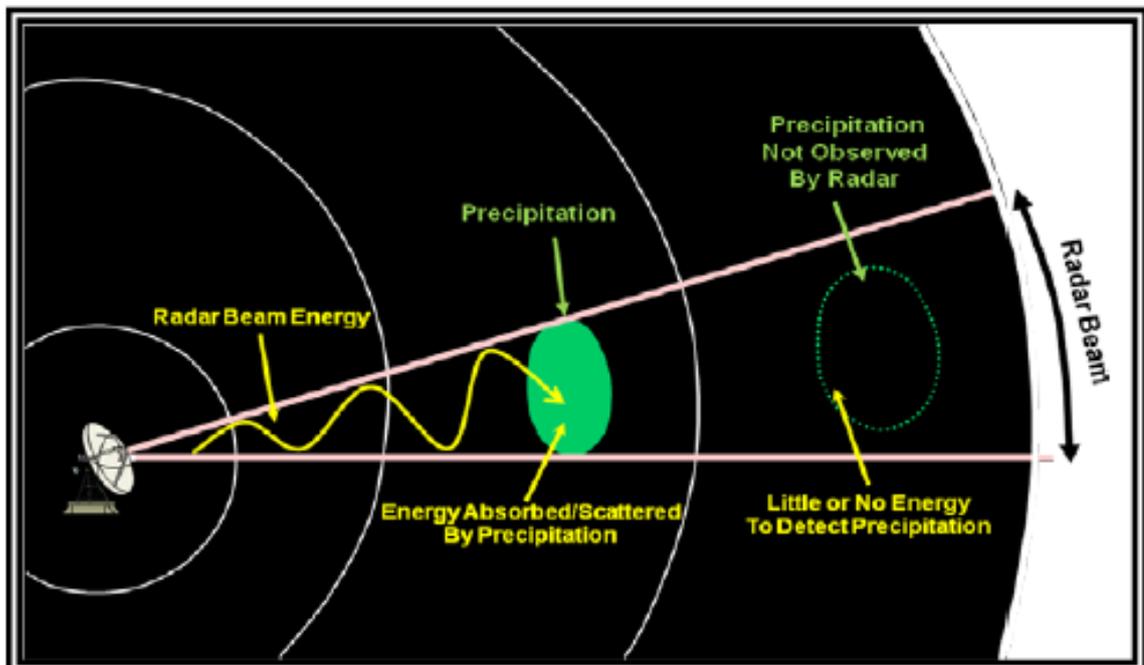
**Figura 20-3. Comprimentos de onda**



**20.1.5 Atenuação.** Atenuação é qualquer processo que reduz a energia dentro do feixe do radar . Isso reduz a quantidade de energia retro difundida.

**20.1.5.1 Atenuação de Precipitação.** A atenuação da precipitação (ver Figura 20-4) é a diminuição da intensidade de energia dentro do feixe do radar devido à absorção ou dispersão da energia nas partículas da precipitação.

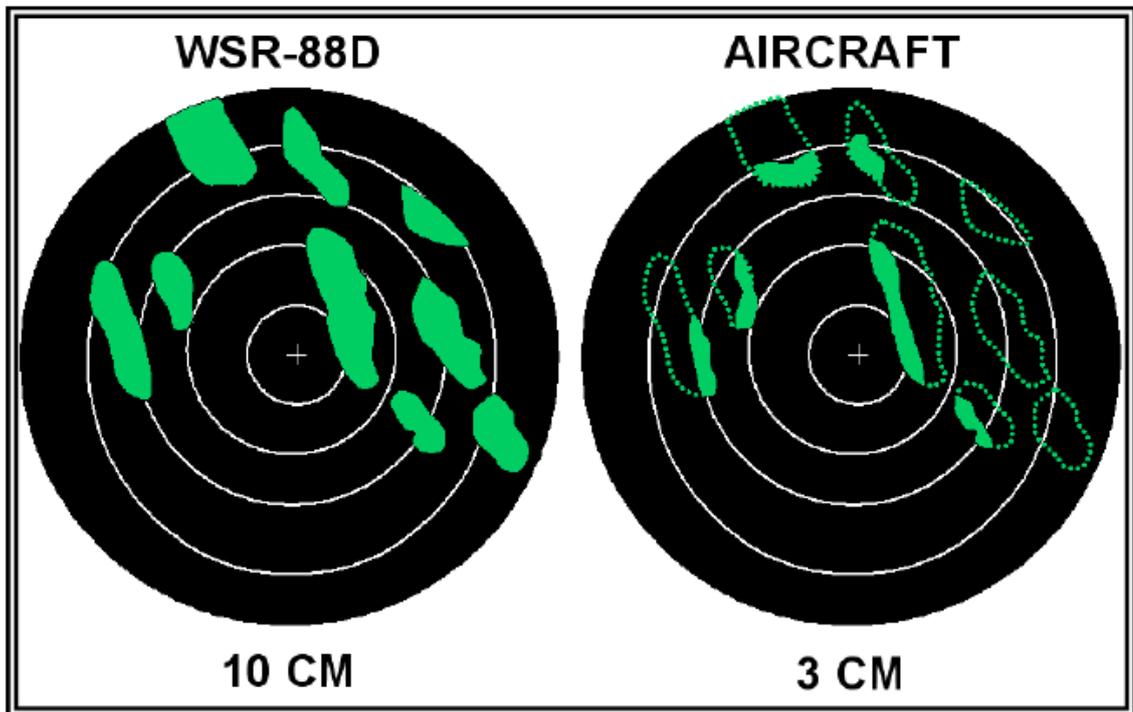
**Figura 20-4. Atenuação de Precipitação**



Precipitação perto do radar absorve e dispersa energia dentro do feixe do radar. Portanto, muito pouca ou nenhuma energia atingirá alvos além da área inicial da precipitação. Por causa da atenuação da precipitação, alvos distantes (ou seja, precipitação) pode não ser exibido em uma imagem de radar.

A quantidade de atenuação de precipitação está relacionada ao comprimento de onda do radar (veja a Figura 20-5).

**Figura 20-5. Atenuação de Precipitação versus Comprimento de Onda**



À medida que o comprimento de onda do radar diminui, a quantidade de atenuação de precipitação aumenta.

O comprimento de onda de 10 centímetros do WSR-88D não é significativamente atenuado pela precipitação. No entanto, os radares de aeronaves, que normalmente têm 3 centímetros de comprimento de onda, tem um problema significativo de atenuação de precipitação. Como resultado, o radar meteorológico de aeronaves geralmente mostra apenas a ponta dos ecos de intensidade extrema.

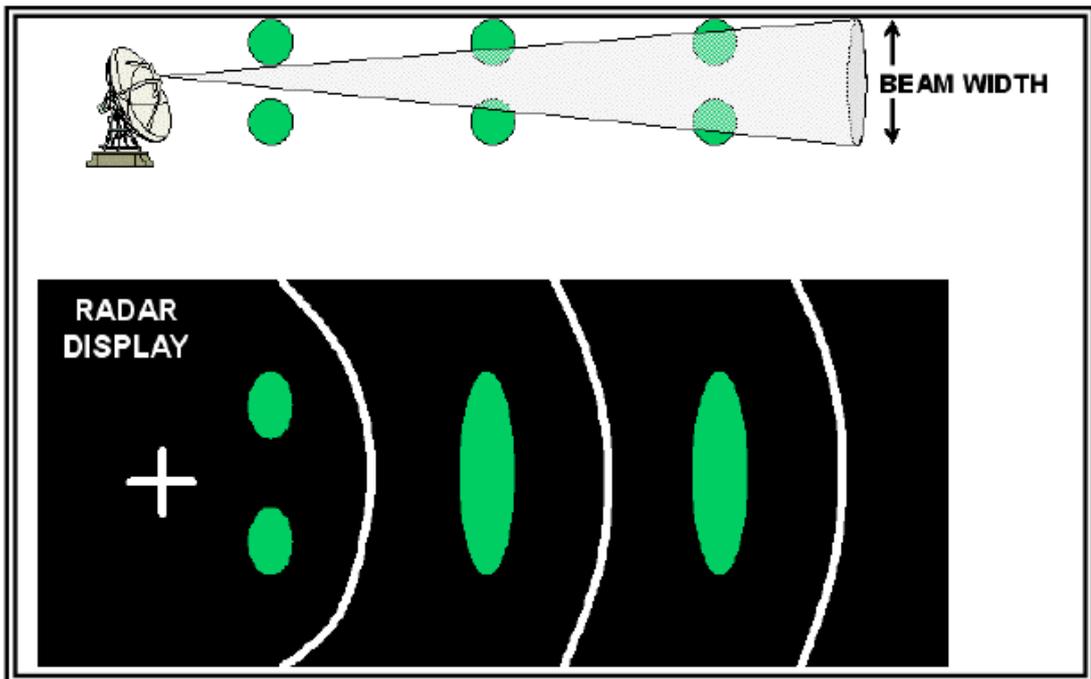
**20.1.5.2 Atenuação da Faixa.** A atenuação da faixa é a diminuição da intensidade de energia dentro do feixe do radar à medida que o feixe se afasta da antena. Se não for compensado, um alvo mais distante do radar parecerá menos intenso do que um alvo idêntico, mais próximo do radar.

A atenuação da faixa é automaticamente compensada pelo WSR-88D. No entanto, a maioria dos radares aerotransportados compensa apenas a atenuação de alcance a uma distância de 50 a 75 milhas náuticas (NM). Alvos além desses intervalos aparecerão menos intensos do que realmente são.

**20.1.6 Resolução.** Resolução é a capacidade do radar de mostrar os alvos separadamente.

**20.1.6.1 Resolução do Feixe.** A resolução do feixe é a capacidade do radar de identificar alvos separadamente no mesmo intervalo, mas diferentes azimutes (consulte a Figura 20-6).

Figura 20-6. Resolução de feixe



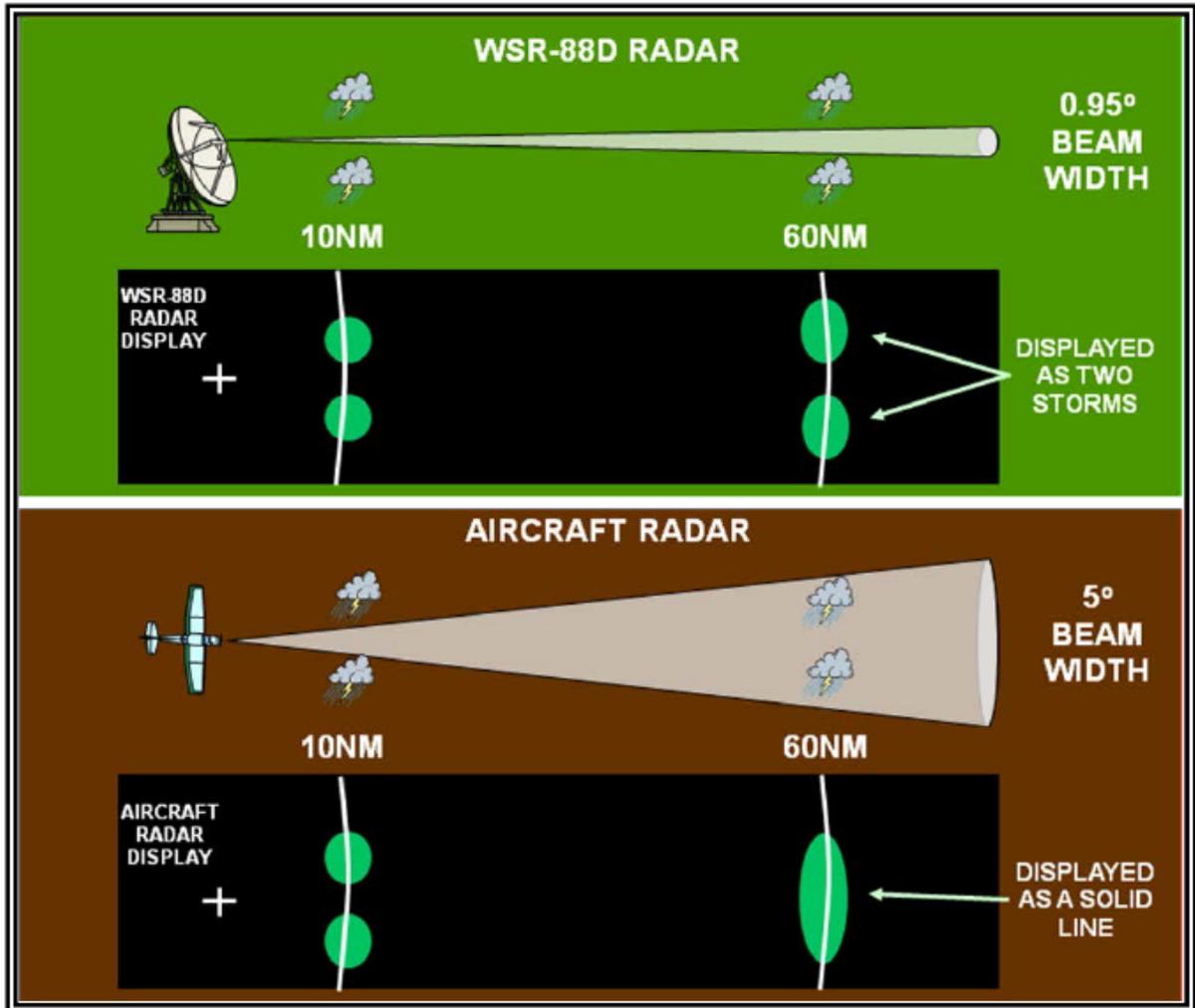
Dois alvos devem ser separados por pelo menos uma largura de feixe (diâmetro) para serem exibidos como dois ecos separados em uma imagem de radar.

O WSR-88D tem uma largura de feixe de  $0,95^\circ$ . Portanto, em um intervalo de 60 NM, os alvos separados por pelo menos 1 NM serão exibidos separadamente. Em um intervalo de 120 NM, os alvos separados por pelo menos 2 NM serão exibidos separadamente.

O radar da aeronave tem larguras de feixe que variam entre  $3$  e  $10^\circ$ . Assumindo uma largura de feixe média de  $5^\circ$  na faixa de 60 NM, alvos separados por 5,5 NM será exibido separadamente. Em um intervalo de 120 NM, os alvos separados por pelo menos 10 NM serão exibidos separadamente.

A resolução do feixe é melhor para o WSR-88D do que o radar da aeronave (veja a Figura 20-7).

**Figura 20-7. Comparação de Resolução do Feixe entre o WSR-88D e o Radar Meteorológico de Aeronave**



No exemplo acima, os alvos (tempestades) estão na mesma faixa em azimutes tanto para a aeronave quanto para o radar WSR-88D. A 10 NM, a largura do feixe é pequena o suficiente para que o WSR-88D e o radar da aeronave exibam as trovoadas separadamente. A 60 NM, a largura do feixe do WSR-88D ainda é pequena o suficiente para exibir as duas trovoadas separadamente. No entanto, a largura do feixe do radar da aeronave é maior, o que faz com que as duas tempestades sejam exibidas como um único eco.

Note que o feixe se torna mais amplo a distâncias maiores do radar. Portanto, a resolução do feixe diminui com o aumento do alcance do radar. Como resultado, as linhas de precipitação podem parecer se romper à medida que se aproximam do radar. Na realidade, as rupturas na precipitação estavam provavelmente sempre presentes.

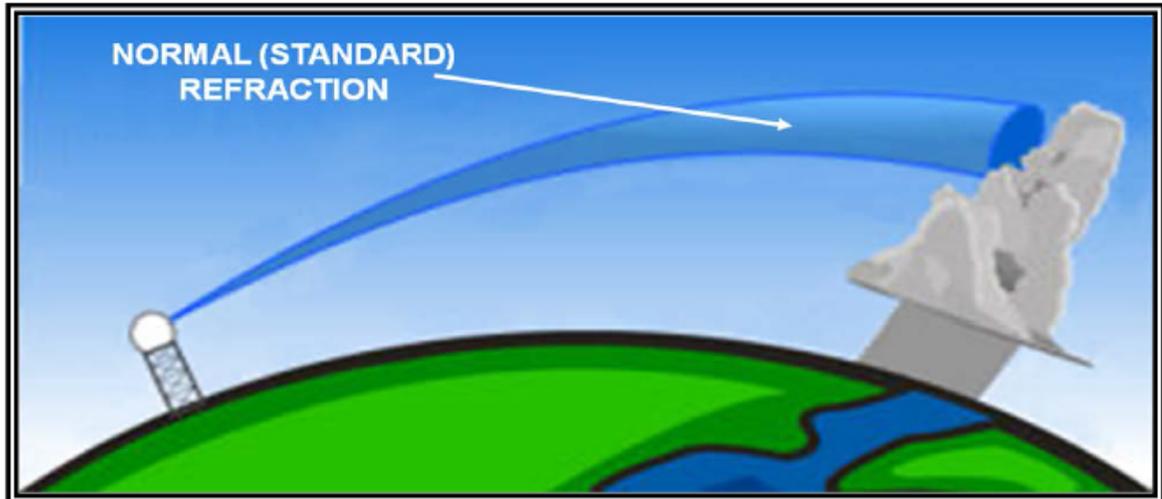
**20.1.7 Propagação de ondas.** Feixes de radar não viajam em linha reta. O feixe é dobrado devido a diferenças na densidade atmosférica. Essas diferenças de densidade, causadas por variações de temperatura, umidade e pressão, ocorrem nas direções vertical e horizontal e afetam a velocidade e a direção do feixe do radar .

Em uma atmosfera mais densa, o feixe viaja mais devagar. Por outro lado, na atmosfera menos densa, o feixe viaja mais rápido. Mudanças na densidade podem ocorrer em distâncias muito

pequenas, portanto, é comum que o feixe esteja em áreas de diferentes densidades ao mesmo tempo que se torna maior. O feixe vai dobrar na direção da parte mais lenta da onda.

**20.1.7.1 Refração normal (padrão).** Em condições normais (isto é, padrão), a densidade da atmosfera diminui gradualmente com o aumento da altura. Como resultado, a parte superior de um feixe de radar viaja mais rápido que a parte inferior do feixe. Isso faz com que o feixe se curve para baixo (veja a Figura 20-8).

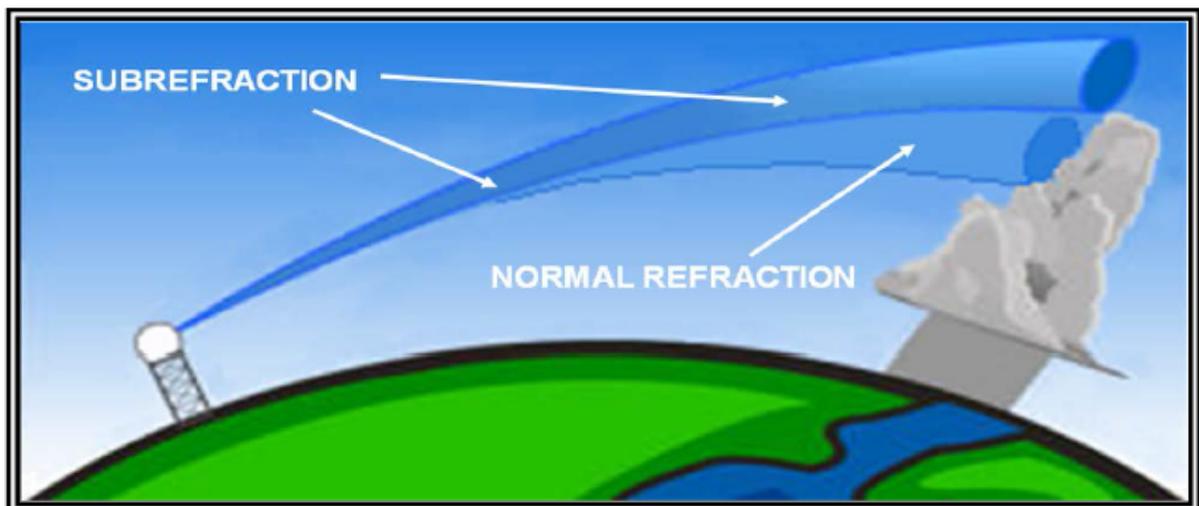
**Figura 20-8. Refração Normal**



A curvatura do feixe do radar é menor que a curvatura da Terra. Portanto, a altura do feixe de radar acima da superfície da Terra aumenta com um intervalo crescente.

**20.1.7.2 Sub Refração.** As condições atmosféricas nunca são normais ou padrão. Às vezes, a densidade da atmosfera diminui com a altura a uma taxa mais do que normal. Quando isso ocorre, o feixe de radar se curva menos que o normal. Esse fenômeno é conhecido como sub refração (consulte a Figura 20-9).

**Figura 20-9. Sub Refração**

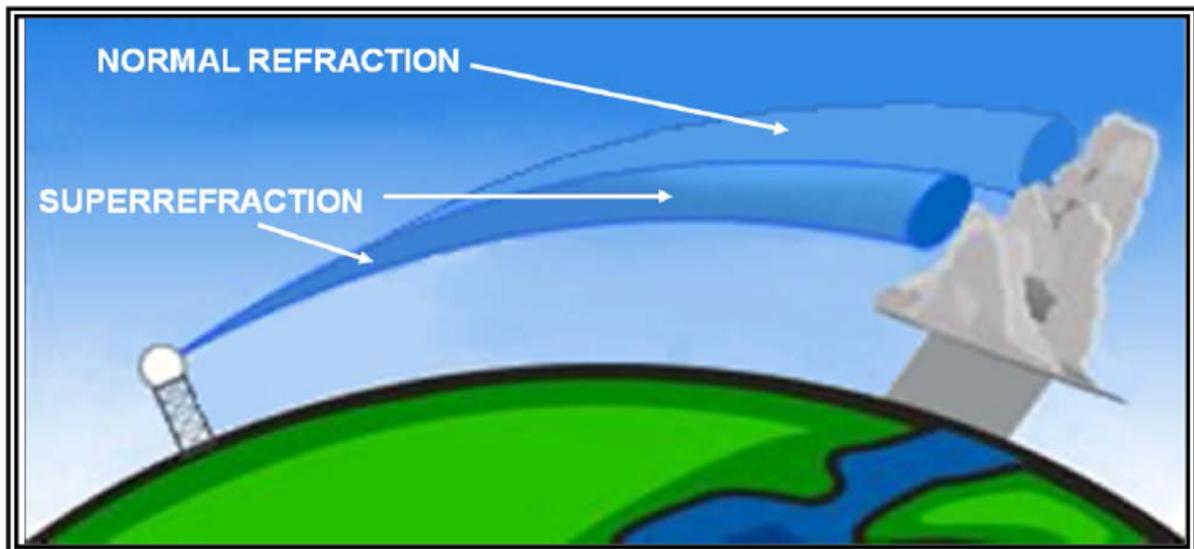


A sub refração pode fazer com que o feixe do radar ultrapasse objetos que normalmente seriam detectados. Por exemplo, tempestades distantes podem não ser detectadas com sub refração. Sub refração também pode causar que o radar subestime a verdadeira força de uma tempestade. As tempestades podem parecer mais fracas no radar porque a sub refração faz com que o feixe do

radar atinja a tempestade perto do topo da nuvem cumulonimbus, onde as partículas de precipitação tendem ser menores.

**20.1.7.3 Super refração.** Por outro lado, às vezes a densidade da atmosfera diminui com a altura a uma taxa inferior à normal, ou até aumenta com a altura. Quando isso ocorre, o feixe do radar se curva mais que o normal. Esse fenômeno é chamado de super refração (veja a Figura 20-10).

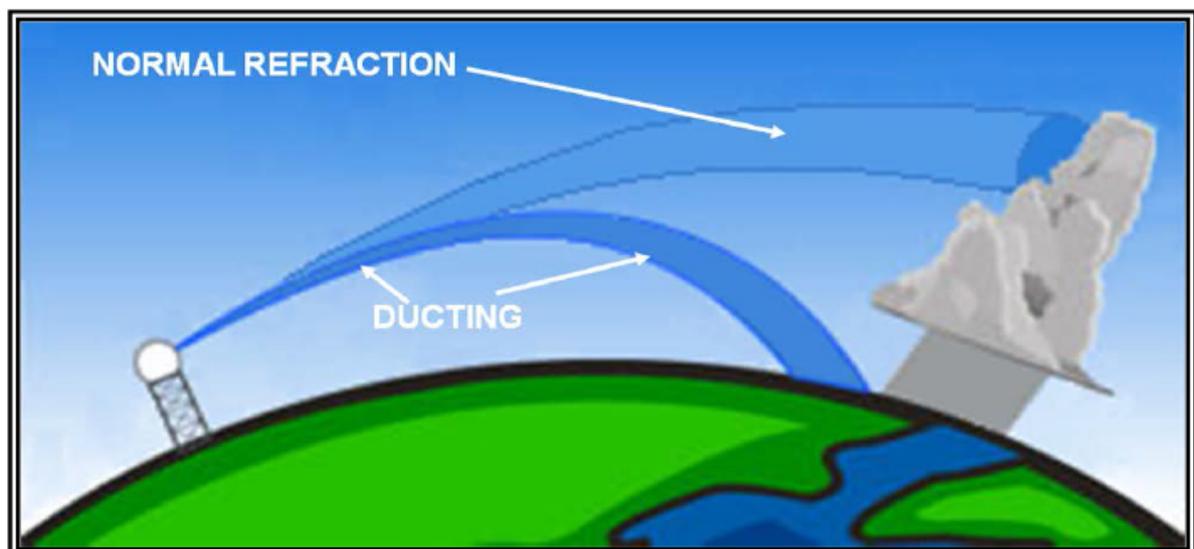
**Figura 20-10. Super Refração**



A super refração faz com que o feixe do radar se desloque para mais perto da superfície da Terra do que ocorreria em uma atmosfera normal. Isso pode levar a superestimar a força de uma tempestade, como o feixe detectaria o núcleo mais forte da tempestade, onde as partículas do tamanho de precipitação são maiores.

Se a condição atmosférica que causa a super refração curva o feixe igual ou maior que a curvatura da Terra, então uma condição chamada duto, ou captura, ocorre (veja a Figura 20-11).

**Figura 20-11. Duto de Condutividade**



Quando ocorre o duto, o feixe do radar atinge a superfície da Terra, fazendo com que parte da energia do feixe sofra uma retro difusão. Isso geralmente leva a falsos ecos, também conhecidos como propagação anômala (AP), que aparece no visor do radar.

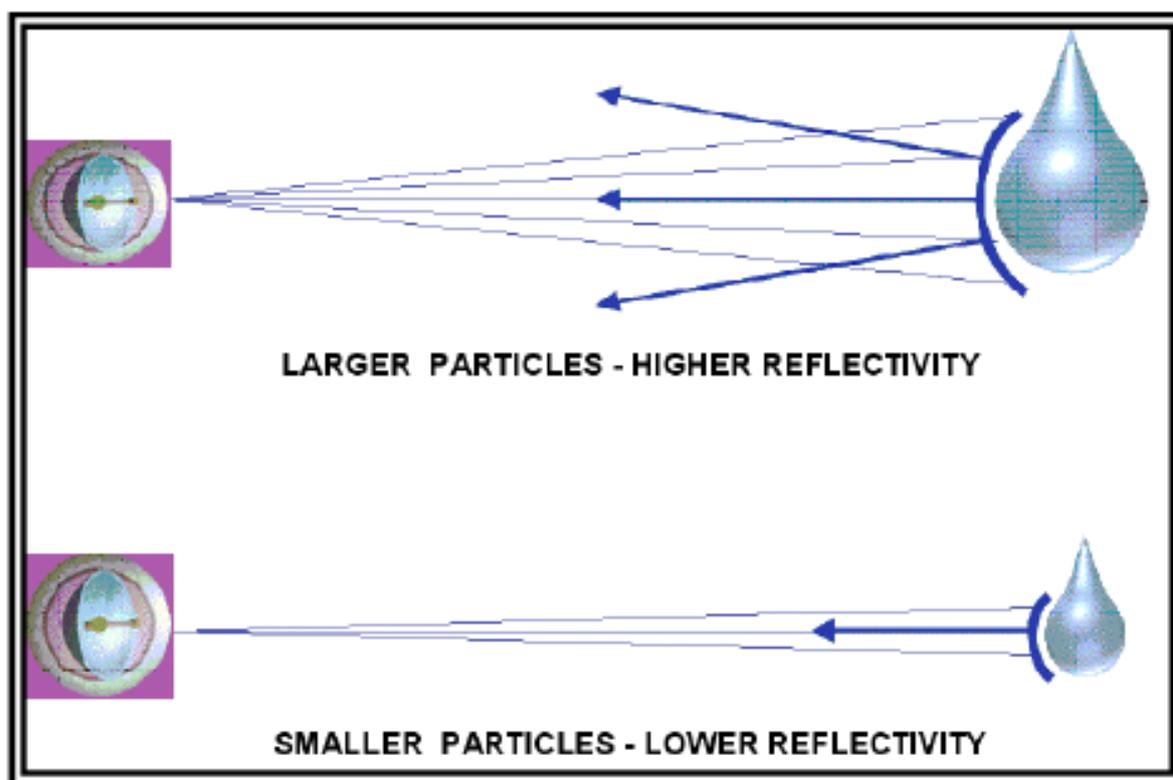
**20.1.8 Intensidade de Precipitação.** A intensidade da precipitação é determinada a partir da quantidade de energia retro difundida pela precipitação, também conhecida como refletividade.

Refletividade é determinado por:

- O tamanho das partículas de precipitação ;
- O estado de precipitação (líquido ou sólido);
- A concentração de precipitação (partículas por volume); e
- A forma da precipitação.

**20.1.8.1 Intensidade de Precipitação Líquida.** O fator mais significativo na determinação da refletividade de partículas líquidas é o tamanho da partícula de precipitação (veja a Figura 20-12).

**Figura 20-12. Refletividade associada a alvos líquidos**



Partículas maiores têm maior refletividade do que partículas menores. Por exemplo, uma partícula com um diâmetro de 1/4 de polegada reflete a mesma quantidade de energia que 64 partículas que possuem um diâmetro de 1/8 de polegada.

Imagens de radar / escalas de intensidade estão associadas a refletividades medidas em decibéis de Z (dBZ). Os valores de dBZ aumentam com base na força do sinal de retorno de alvos na atmosfera.

Tipicamente, as refletividades da partícula com tamanho de precipitação líquida estão associadas a valores que são 15 dBZ ou maiores. Valores menores que 15 dBZ são tipicamente associados a partículas do tamanho de nuvens líquidas. No entanto, esses valores mais baixos também podem estar associados a poeira, pólen, insetos ou outras pequenas partículas na atmosfera.

**20.1.8.2 Intensidade da Neve.** Uma imagem de radar não pode ser usada com segurança para determinar a intensidade da queda de neve. No entanto, em geral, as taxas de queda de neve geralmente aumentam com o aumento da refletividade.

**20.1.8.3 Banda Brilhante.** Banda brilhante é uma característica distinta observada pelo radar que denota o nível de congelamento (fusão). O termo origina-se de uma faixa de refletividade aprimorada que pode resultar quando uma antena de radar verifica a precipitação. O nível de congelamento em uma nuvem contém partículas de gelo que são revestidas com água líquida. Essas partículas refletem significativamente mais energia (aparecendo para o radar como grandes gotas de chuva) do que as partes da nuvem acima e abaixo da camada de congelamento.

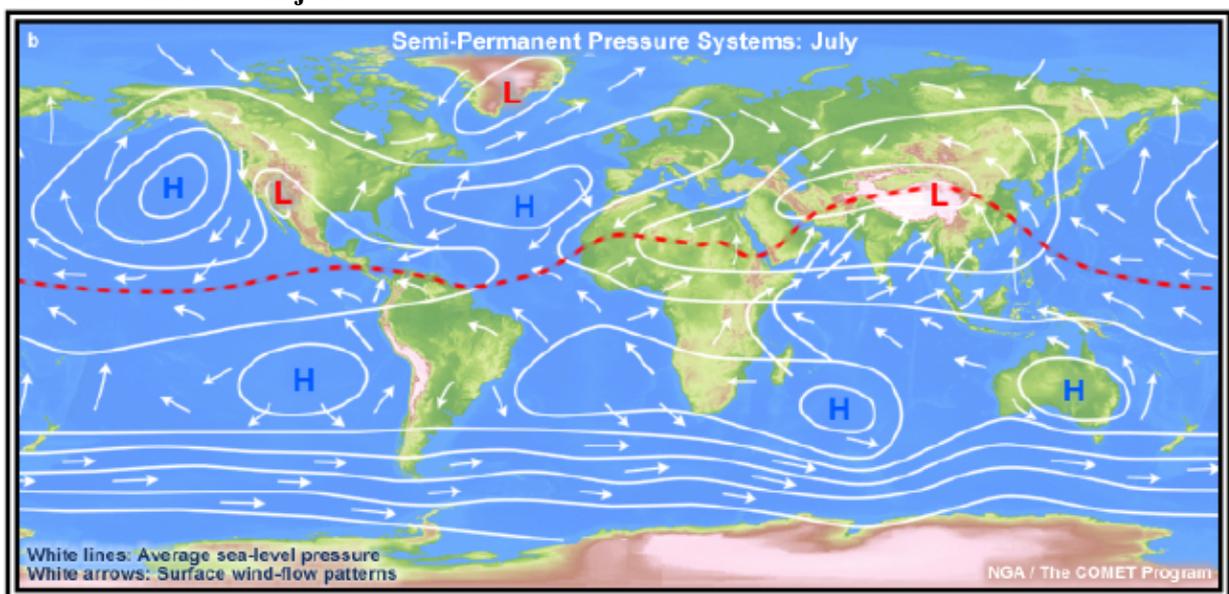
## CAPÍTULO 21 - CLIMA TROPICAL

**21.1 Circulação.** Tecnicamente, os trópicos situam-se entre as latitudes de  $23\frac{1}{2}^{\circ}$  N e  $23\frac{1}{2}^{\circ}$  S. No entanto, as condições atmosféricas típicas desta região, por vezes, estendem-se até  $45^{\circ}$  em relação ao Equador. Pode-se pensar nos trópicos como uniformemente chuvosos, quentes e úmidos. Os fatos são, no entanto, que os trópicos contêm as regiões mais úmidas e secas do mundo. Este capítulo descreve a circulação básica sobre os Trópicos, influências do terreno que determinam regiões áridas e úmidas e sistemas transitórios que invadem ou perturbam a circulação tropical básica .

O Capítulo 4 afirmou que o vento soprando das faixas subtropicais de alta pressão em direção ao Equador forma os ventos alísios nordeste e sudeste dos dois hemisférios. Estes ventos alísios convergem nas proximidades do Equador, onde o ar sobe. Esta zona de convergência é a Zona de Convergência Intertropical (ITCZ). Em algumas áreas do mundo, as diferenças sazonais de temperatura entre as áreas terrestres e aquáticas geram padrões de circulação bastante amplos que dominam a circulação do vento; estas áreas são regiões de monção. O clima tropical discutido aqui inclui as faixas subtropicais de alta pressão, os faixas de ventos alísios, o ITCZ e as regiões de monções.

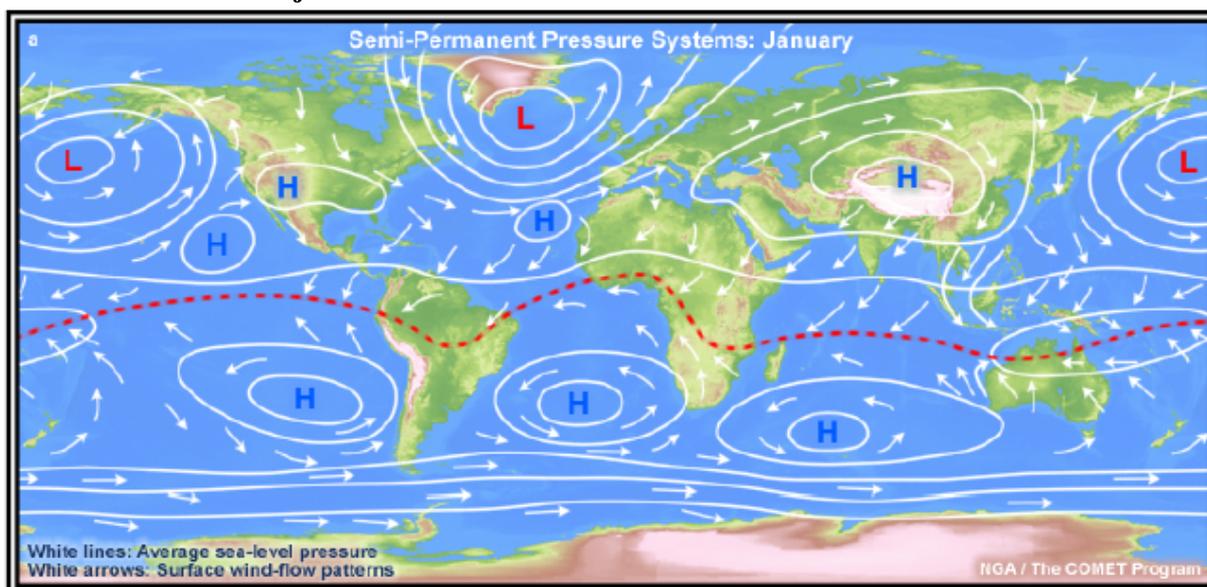
**21.1.1 Faixas Subtropicais de Alta Pressão.** Se a superfície sob as faixas subtropicais de alta pressão fosse toda de água e de temperatura uniforme, as faixas de alta pressão seriam continuamente altas ao redor do globo. As faixas seriam áreas de ar descendente e seria caracterizado por fortes inversões de temperatura e muito pouca precipitação. Contudo, as superfícies terrestres nas latitudes das faixas de alta pressão são geralmente mais quentes ao longo do ano do que as superfícies de água. Assim, as faixas de alta pressão são quebradas em áreas semipermanentes de alta pressão sobre oceanos com vales acima dos continentes, como mostrado na Figura 21-1 e Figura 21-2. As altas subtropicais mudam para o sul durante o inverno no hemisfério norte e para o norte durante o verão. O deslocamento sazonal, a altura e a força da inversão e as características do terreno determinam o clima nas faixas subtropicais de alta pressão.

**Figura 21-1. Distribuição mundial média da pressão na superfície e ventos predominantes em todo o mundo em julho**



*Durante o período de calor no Hemisfério Norte, as áreas de terra quente tendem a ter baixa pressão, e as áreas oceânicas frias tendem a ter alta pressão. Durante o frio no hemisfério sul, o padrão é invertido: as áreas de terra fria tendem a ter alta pressão e as superfícies de água têm baixa pressão. No entanto, a relação não é tão evidente no Hemisfério Sul por causa de quantidades relativamente pequenas de terra. As faixas de alta pressão subtropicais são claramente evidentes a cerca de 30° de latitude em ambos os hemisférios. A linha tracejada vermelha mostra a ITCZ.*

**Figura 21-2. Distribuição mundial média da pressão de superfície e ventos predominantes em todo o mundo em janeiro**



*Nesta estação, o padrão da Figura 21-1 é invertida. Durante o frio no hemisfério, as áreas continentais frias são predominantemente áreas de alta pressão, enquanto os oceanos quentes tendem a ser áreas de baixa pressão. Durante o calor no Hemisfério Sul, áreas de terra tendem para ter baixa pressão, e oceanos ter alta pressão. As faixas subtropicais de alta pressão são evidentes em ambos os hemisférios. Observe que as faixas de pressão deslocam-se para o sul em janeiro e para o norte em Julho com a mudança na zona de máximo aquecimento. A linha tracejada vermelha mostra a ITCZ.*

**21.1.1.1 Clima Continental.** Ao longo das costas ocidentais dos continentes sob uma alta subtropical, o ar é estável. A inversão é mais forte e mais baixa, onde o lado leste da área de alta pressão subtropical se sobrepõe ao lado oeste de um continente. A umidade fica presa sob a inversão; nevoeiro e baixos stratus ocorrem com frequência. No entanto, a precipitação é rara desde que a camada úmida é superficial e o ar é estável. Áreas densamente povoadas também adicionam contaminantes ao ar que, quando presos sob a inversão, aumentam o problema de visibilidade.

O extremo sudoeste dos Estados Unidos, por exemplo, é dominado no verão por uma alta subtropical. Estamos todos familiarizados com o clima de verão semi-árido do sul da Califórnia. A precipitação é pouco frequente, mas a neblina é comum ao longo da costa.

No inverno, as faixas subtropicais de alta pressão mudam para o sul. Considere o sul da Califórnia como um exemplo. No inverno, a área sofre influência da circulação em latitudes médias, o que aumenta a frequência de chuvas. Além disso, um surto ocasional de ar polar no inverno traz céus limpos com excelente visibilidade.

A situação na costa continental oriental é exatamente o oposto. A inversão é mais fraca e mais alta, onde o lado oeste da área de alta pressão subtropical se sobrepõe à costa leste de um continente. A convecção pode penetrar na inversão, e chuvas e tempestades frequentemente se desenvolvem. A precipitação geralmente é suficiente para suportar uma vegetação considerável. Por exemplo, nos Estados Unidos, as áreas costeiras do Atlântico, na mesma latitude do sul da Califórnia, estão longe de ser áridas no verão.

O teto baixo e o nevoeiro geralmente impedem o pouso em um destino na costa oeste, mas uma alternativa adequada geralmente está disponível algumas milhas para o interior. A seleção de uma alternativa pode ser mais crítica para um destino na costa leste, devido à instabilidade generalizada e aos riscos associados.

**21.1.1.2 Tempo sobre mar aberto.** Sob uma alta subtropical sobre o mar aberto, a nebulosidade é escassa. As poucas nuvens que se desenvolvem têm topos de 3.000 a 6.000 pés, dependendo da altura da inversão. O teto e a visibilidade são geralmente suficientes para o voo sob regras de voo visual (VFR).

**21.1.1.3 Clima de Ilha.** Uma ilha sob uma alta subtropical recebe muito pouca chuva devido à persistente inversão de temperatura. O aquecimento da superfície em algumas ilhas maiores causa chuvas convectivas leves. Os topos das nuvens são apenas ligeiramente superiores aos do mar aberto. As temperaturas são amenas, apresentando pequenas mudanças sazonais e diurnas. Um bom exemplo é o clima ameno e agradável das Bermudas.

**21.1.2 Faixas de Ventos Alísios.** A Figura 21-1 e a Figura 21-2 mostram os ventos predominantes nos Trópicos em julho e janeiro. Observe que os ventos alísios que sopram das altas subtropicais sobre as áreas oceânicas são predominantemente de nordeste no hemisfério norte e de sudeste no hemisfério sul. A inversão das altas subtropicais é levada para os ventos alísios e é conhecida como a inversão dos ventos alísios. Como em uma alta subtropical, a inversão é mais forte onde as trocas se afastam da costa oeste de um continente e são mais fracas onde sopram sobre uma costa continental oriental. As variações diárias dessas direções predominantes são pequenas, exceto durante tempestades tropicais. Como resultado, o tempo em qualquer local específico em um cinturão de troca de vento varia pouco de dia para dia.

**21.1.2.1 Clima sobre mar aberto.** No cinturão de troca de ventos, os céus em mar aberto são cobertos, em média, cerca da metade por nuvens. Os topos variam de 3.000 a 8.000 pés, dependendo da altura da inversão. Chuvas, embora mais comuns do que sob uma alta subtropical, ainda são leves, com pouca quantidade. O clima para se voar geralmente é muito bom.

**21.1.2.2 Clima Continental.** Onde os ventos alísios sopram ao longo das costas ocidentais dos continentes, os céus geralmente são claros e a área é bastante árida. A península de Baja, na Baixa Califórnia, é um exemplo bem conhecido. Onde os ventos alísios sopram na terra a leste dos continentes, a chuva é geralmente abundante em aguaceiros e tempestades ocasionais. A costa leste do México é um bom exemplo. A precipitação pode ser levada a uma distância considerável para o interior, onde os ventos não são bloqueados por uma barreira montanhosa. As áreas do interior bloqueadas por uma barreira montanhosa são desertos; exemplos incluem o deserto do Saara e as regiões áridas do sudoeste dos Estados Unidos. Correntes convectivas à tarde são comuns em regiões áridas devido ao forte aquecimento da superfície. Cúmulos e nuvens cumulonimbus podem se desenvolver, mas as bases das nuvens são altas e é raro chover por causa do baixo teor de umidade.

O clima para voo ao longo das costas e montanhas orientais está sujeito aos riscos habituais de chuva e trovoadas. Voar sobre regiões áridas é bom a maior parte do tempo, mas pode ser turbulento nas correntes convectivas da tarde; esteja especialmente ciente dos redemoinhos de poeira. Soprando areia ou poeira, por vezes, restringe a visibilidade.

**21.1.2.3 Clima de Ilha.** As ilhas montanhosas têm um efeito climático mais dramático com os ventos alísios. Como os ventos alísios são consistentes e sopram aproximadamente da mesma direção, eles sempre atacam o mesmo lado da ilha; esse lado é o lado de barlavento. O lado oposto é o lado de sotavento. Ventos que sopram do lado de barlavento produzem chuvas copiosas e frequentes, embora os topos de nuvens raramente excedam 10.000 pés. Trovoadas são raras. Ventos descendentes nas encostas a sotavento secam o ar deixando um céu relativamente claro e muito menos chuva. Muitas ilhas no cinturão de troca de ventos têm vegetação exuberante e até florestas tropicais no lado de barlavento, enquanto o sotavento é semiárido. Por exemplo, a ilha de Oahu, no Havaí, tem cerca de 24 milhas de largura na direção dos ventos alísios. Média anual de precipitação de cerca de 60 polegadas na costa de barlavento para 200 polegadas no topo das montanhas, diminuindo para 10 polegadas na costa a sotavento.

O maior risco de voo próximo a estas ilhas é o topo das montanhas. O teto e a visibilidade ocasionalmente restringem o voo VFR no lado de barlavento devido a chuvas. O clima para regras de voo por instrumentos (IFR) é praticamente inexistente em encostas a sotavento .

Ilhas sem montanhas têm pouco efeito sobre nebulosidade e chuva. O aquecimento de superfície de tarde aumenta a nebulosidade convectiva ligeiramente, mas a atividade de chuva é leve. No entanto, qualquer ilha no cinturão subtropical de alta pressão ou no cinturão de troca de ventos melhora o desenvolvimento do cúmulo, embora os topos não atinjam grandes alturas. Portanto, um topo de um cumulus mais alto que a média dos topos do cumulus circundante geralmente marca a localização aproximada de uma ilha. Se for necessário que um piloto faça uma amerissagem no oceano, ele deve procurar seguir em direção a um cúmulo alto. Provavelmente marca uma superfície terrestre, aumentando as chances de sobrevivência.

**21.1.3 A Zona de Convergência Intertropical (ITCZ).** Ventos convergentes na ITCZ forçam o ar para cima. A ITCZ aparece como uma faixa de nuvens composta de chuvas, com trovoadas ocasionais, que circundam o globo próximo ao Equador. A faixa sólida de nuvens pode se estender por muitas centenas de quilômetros e às vezes é dividida em segmentos de linha menores. Existe devido à convergência dos ventos alísios. No hemisfério norte, os ventos alísios se movem na direção sudoeste, enquanto no hemisfério sul eles se movem para o noroeste. A tendência para tempestades convectivas nos trópicos é ser baixa em sua duração, geralmente em pequena escala, mas podem produzir chuvas intensas.

Estima-se que 40% de todas as taxas de precipitação tropical excedam 1 polegada por hora. Maior precipitação ocorre geralmente durante o meio dia. No equador, isso ocorre duas vezes por ano em março e setembro e, conseqüentemente, há duas estações úmidas e duas secas.

A Figura 21-1 e a Figura 21-2 mostram a ITCZ e sua mudança sazonal. A ITCZ é bem marcada sobre os oceanos tropicais, mas é fraca e mal definida em grandes áreas continentais.

A convecção na ITCZ transporta grandes quantidades de umidade a grandes alturas. Chuvas e tempestades são frequentes na ITCZ, e topos de 40.000 pés ou mais são comuns, conforme mostrado na Figura 21-1. A precipitação é copiosa. Uma vez que a convecção domina a ITCZ, há pouca diferença no clima sobre as ilhas e no mar aberto sob a ITCZ.

Voar através da ITCZ geralmente não apresenta grandes problemas se alguém segue a prática usual de evitar nuvens cumulonimbus e quaisquer tempestades.

Como a ITCZ está mal definida em relação aos continentes, não tentaremos descrever o clima continental da ITCZ como tal. O clima continental varia de florestas áridas a florestas tropicais e está mais relacionado com a monção do que com a ITCZ.

**21.1.4 Monção.** Como mostrado na Figura 21-1 e na Figura 21-2, na grande massa de terra da Ásia, a alta pressão subtropical se rompe completamente. A Ásia é coberta por uma intensa alta

durante o inverno e uma baixa bem desenvolvida durante o verão. O mesmo ocorre sobre a Austrália e África Central, embora as estações sejam invertidas no Hemisfério Sul.

As altas e frias pressões no inverno fazem com que o vento sopra do interior profundo para o exterior e para o mar. No verão, a direção do vento inverte e o ar quente e úmido é levado para o interior da área de baixa pressão. Este deslocamento de vento sazonal em grande escala é a monção. A monção mais notável é a do sul e sudeste da Ásia.

**21.1.4.1 Verão ou Clima Úmido de Monção.** Durante o verão, a baixa sobre a Ásia central atrai o ar marítimo quente, úmido e instável do sudoeste do continente. O forte aquecimento da superfície, juntamente com a subida do ar que flui pelo terreno mais alto, produz uma grande nebulosidade, chuva abundante e numerosas tempestades. Chuvas em algumas estações na Índia excedem 400 polegadas por ano, com maiores quantidades entre junho e outubro.

A monção é tão pronunciada que influencia a circulação em muitas milhas sobre o oceano. Observe na Figura 21-1 que no verão, os ventos predominantes do Equador para a costa do sul da Ásia são em direção ao sul e sudoeste; sem a influência das monções, estas áreas seriam dominadas por trocas de nordeste. As ilhas dentro da influência da monção recebem chuvas frequentes.

**21.1.4.2 Clima de Monção de Inverno.** Observe na Figura 21-2 como o fluxo invernal se inverteu do mostrado na Figura 21-1. O ar seco e frio do alto planalto no interior aquece adiabaticamente conforme flui pelas encostas do sul das montanhas do Himalaia. Praticamente não chove no interior das monções secas de inverno. À medida que o ar seco se desloca para o mar sobre a água mais quente, ele rapidamente absorve mais umidade, torna-se mais quente em níveis baixos e, portanto, instável. A chuva é frequente em ilhas fora da costa e mesmo ao longo de áreas costeiras após o ar ter tido uma trajetória significativa sobre a água.

As ilhas Filipinas estão em uma área de interesse especial. Durante o verão, eles estão definitivamente no fluxo de monção do sul e estão sujeitas a chuvas abundantes. No inverno, o vento sobre as Filipinas é de nordeste - na zona de transição entre as trocas do nordeste e o fluxo das monções. É meteorologia acadêmica chamarmos o fenômeno de ventos alísios ou monções; em ambos os casos, eles produzem chuvas abundantes. As Filipinas têm um clima tropical úmido durante todo o ano.

**21.1.4.3 Outras áreas de monções.** A Austrália em julho (inverno no Hemisfério Sul) é uma área de alta pressão com ventos predominantemente oceânicos, como mostrado na Figura 21-1. A maior parte do continente está seca durante o inverno. Em Janeiro, os ventos estão em terra na baixa pressão continental, como mostrado na Figura 21-2. No entanto, a maior parte da Austrália é cercada por montanhas, e as regiões costeiras estão úmidas, onde os ventos terrestres colidem com as encostas das montanhas. O interior é árido onde os ventos descendentes são aquecidos e secos.

A África Central é conhecida por seu clima úmido e selvas. Observe na Figura 21-1 e na Figura 21-2 que o vento predominante está em terra a maior parte do ano nessas regiões. Algumas regiões são úmidas o ano todo; outras têm o deslocamento sazonal de monções e têm uma estação chuvosa de verão e uma estação seca de inverno. O clima na África é tão variado que apenas um estudo detalhado por área pode explicar o clima típico de cada área.

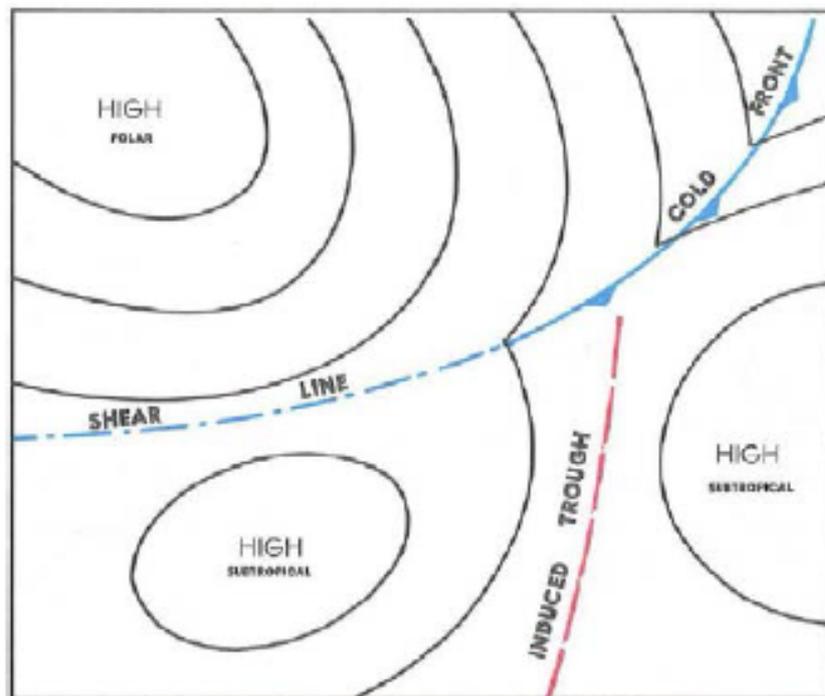
No vale do Amazonas, na América do Sul, durante o inverno no hemisfério sul (julho), os alísios do sudeste, como mostrado na Figura 21-1, penetram fundo no vale, trazendo chuvas abundantes que contribuem para o clima da selva. Em janeiro, a ITCZ se move para o sul do vale, como mostra a Figura 21-2. As trocas do nordeste são apanhados na monção, atravessam o Equador e também penetram no vale do Amazonas. As selvas da Amazônia resultam em grande parte dos ventos de monção.

**21.1.4.4 Condições de Voo em Monções.** Durante as monções de inverno, a excelente condição de voo prevalece sobre as regiões interiores secas. Sobre a água, os pilotos devem percorrer as chuvas e as tempestades. Na monção de verão, o voo VFR sobre a terra é frequentemente restringido por tetos baixos e chuva forte. O voo IFR deve lidar com os perigos das tempestades. O nível de congelamento nos trópicos é bastante alto (14.000 pés ou mais), portanto, a cobertura é restrita a níveis altos.

**21.2 Sistemas Transitórios.** Circulações predominantes não são a única consideração na análise do tempo. Tão importante quanto isso são os produtores de clima tropical em migração - a linha de cisalhamento, o Tropical Upper Tropospheric Trough (TUTT), ondas tropicais, áreas convergentes de ventos alísios do nordeste e do sudeste ao longo da ITCZ e ciclones tropicais.

**21.2.1 Remanescentes de Frentes Polares e Linhas de Corte.** Remanescentes de uma frente polar podem se tornar linhas de convecção e ocasionalmente gerar um ciclone tropical. No momento em que uma massa de ar frio originada em altas latitudes atinge os trópicos, a temperatura e a umidade são praticamente as mesmas em ambos os lados da frente. Uma linha de corte, ou deslocamento de vento, isso é tudo que permanece (veja a Figura 21-3). Estas influenciam principalmente as tempestades no Oceano Atlântico, no Golfo do México ou no Mar do Caribe, no início ou no final da temporada de furacões.

**Figura 21-3. Uma linha de cisalhamento e uma calha induzida causada por uma alta polar empurrando para os subtropicais**

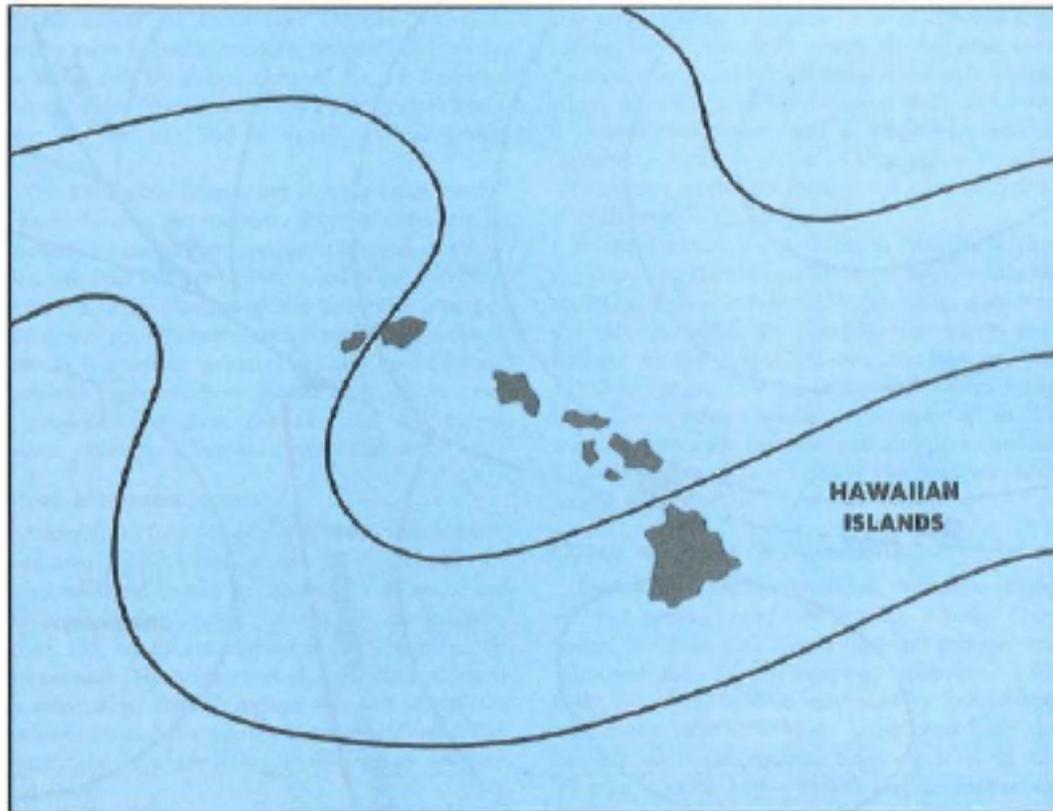


Uma linha de cisalhamento, também mostrada na Figura 21-3, resulta quando uma alta semipermanente se divide em duas células, induzindo uma depressão. Essas linhas de cisalhamento são zonas de convergência criando movimento ascendente forçado. Conseqüentemente, ocorre uma tempestade considerável e a chuva ocorre ao longo de uma linha de corte.

**21.2.2 Calha Troposférica Tropical Superior (TUTT).** Calhas acima da superfície, geralmente a 10.000 pés ou mais, percorre os trópicos, especialmente ao longo das franjas dos polos. Estes são conhecidos como TUTTs. A Figura 21-4 mostra esse vale. À medida que a TUTT se move para o sudeste ou para o leste, ela espalha uma nebulosidade média e alta em áreas extensas a leste da

linha da calha. Ocasionalmente, um vale bem desenvolvido se estenderá até os trópicos e forma baixas próximas da extremidade equatorial do vale. A baixa então pode separar-se da depressão e mover-se para oeste, produzindo uma grande quantidade de nebulosidade e precipitação. Se isto ocorre na vizinhança de uma corrente de jato subtropical forte, desenvolvem-se frequentemente cirrus extensos e por vezes densos e alguma turbulência de céu claro.

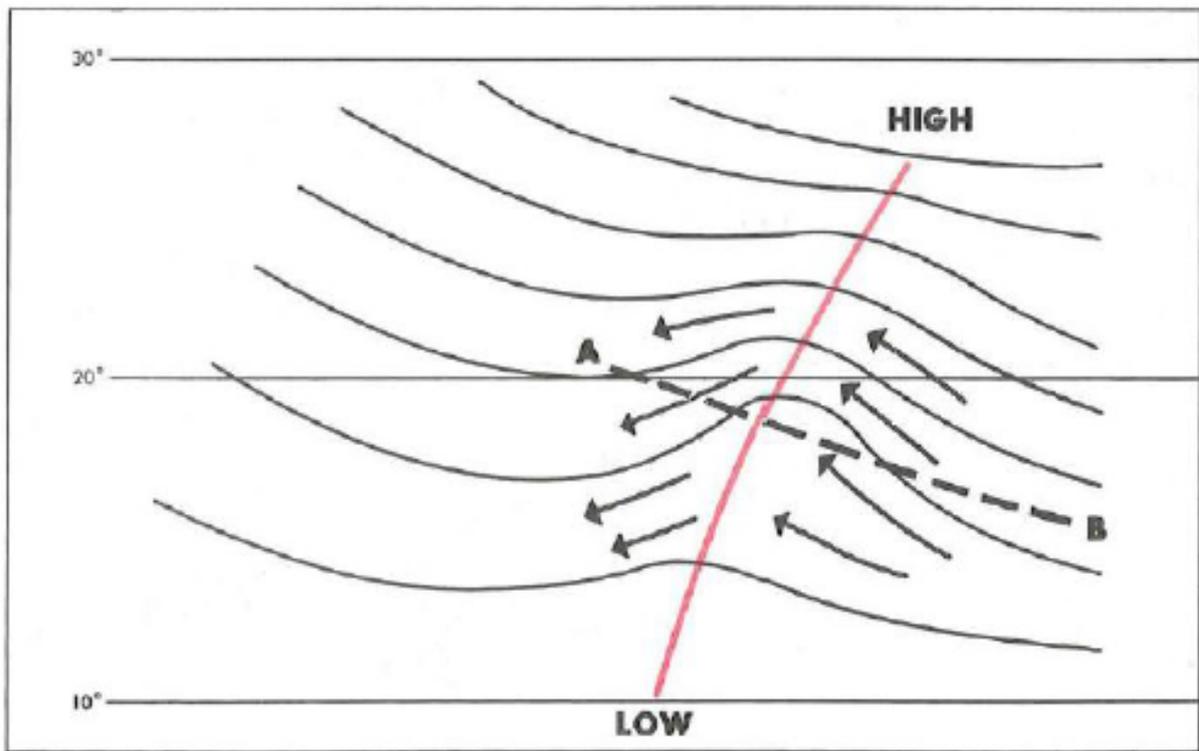
**Figura 21-4. Uma TUTT se move para o leste através das ilhas havaianas. Nebulosidade extensa se desenvolve a leste da calha**



TUTTs e baixas produzem grandes quantidades de chuva nos Trópicos, especialmente em áreas terrestres onde as montanhas e o aquecimento da superfície elevam o ar à saturação. Os sistemas de baixa pressão no ar contribuem significativamente para as mais de 300 polegadas anuais de chuvas sobre os terrenos mais altos de Maui e da grande ilha do Havaí. Outras áreas montanhosas dos trópicos também estão entre os locais mais úmidos da Terra.

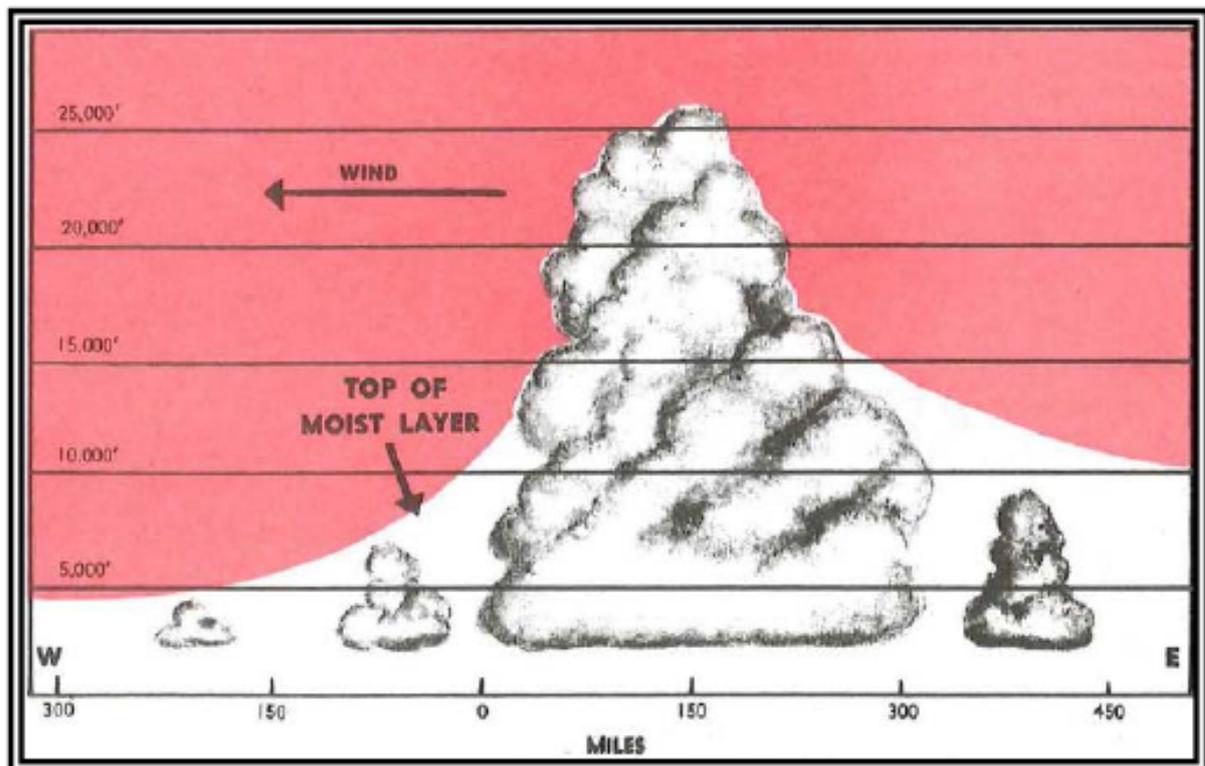
**21.2.3 Onda Tropical.** Ondas tropicais (também chamadas de ondas do leste) são perturbações climáticas tropicais comuns, normalmente ocorrendo no cinturão dos ventos alísios. No Hemisfério Norte, eles geralmente se desenvolvem no perímetro sudeste dos sistemas subtropicais de alta pressão. Eles viajam de leste a oeste ao redor das franjas do sul dessas altas na predominante circulação leste dos trópicos. Ventos superficiais antes de uma onda estão um pouco mais ao norte do que a direção usual dos ventos alísios. Como mostrado na Figura 21-5, quando a onda se aproxima, a pressão cai; à medida que passa, o vento de superfície se desloca para o leste-sudeste ou sudeste. A onda típica é precedida por um clima muito bom, mas seguido por uma extensa nebulosidade (veja a Figura 21-6), e muitas vezes pela chuva e trovoadas. A atividade do clima é aproximadamente em uma linha norte-sul.

Figura 21-5. Uma onda de leste do hemisfério norte progredindo de A – B



*Note que os ventos geralmente mudam do nordeste para o sudeste. A onda se move em direção ao oeste e é frequentemente precedida por bom tempo e seguida por extensa nebulosidade e precipitação.*

Figura 21-6. Seção transversal vertical ao longo da linha A – B na Figura 21-5



As ondas tropicais ocorrem em todas as estações, mas são mais frequentes e mais fortes durante o verão e início do outono. Ondas do Pacífico frequentemente afetam o Haváí; Ondas do Atlântico ocasionalmente se movem para o Golfo do México, atingindo a costa dos EUA.

**21.2.4 Linha de distúrbios da África Ocidental (WADL).** Ocasionalmente, uma linha de convecção semelhante a uma linha de instabilidade se desloca para o oeste, partindo do continente em latitudes tropicais, para os ventos alísios oceânicos. No Atlântico Norte, isto é conhecido como a Linha de Distúrbios da África Ocidental (WADL). Uma WADL pode se mover mais rápido que as ondas do leste a 20-40 mph. Algumas WADLs acabam se transformando em tempestades tropicais ou furacões.

**21.2.5 Ciclones Tropicais.** O ciclone tropical é um termo geral para qualquer baixa que se origine nos oceanos tropicais. Os ciclones tropicais são classificados de acordo com a sua intensidade com base na velocidade média do vento de 10 minutos. Rajadas de vento nestas tempestades podem ser 50% maior que a velocidade média do vento em 10 minutos. Sobre os oceanos do Atlântico Norte e do nordeste do Pacífico, as classificações de ciclones tropicais são:

- 1 Depressão tropical - ventos sustentados até 34 nós (64 quilômetros por hora).
- 2 Tempestade Tropical - ventos sustentados de 35 a 64 nós (65 a 119 quilômetros por hora).
- 3 Furacão - ventos sustentados de pelo menos 65 nós (120 quilômetros por hora), ou mais.

Em outras regiões do mundo, termos diferentes são usados para ciclones tropicais que atendem à força de furacões, como o tufão no noroeste do Pacífico, ciclones tropicais no sudoeste do Pacífico e sudeste do Oceano Índico (por exemplo, perto da Austrália), tempestade ciclônica no norte do Oceano Índico, e apenas ciclone tropical no sudoeste do Oceano Índico. O termo super tufão é usado se os ventos máximos sustentados forem pelo menos 130 nós (241 quilômetros por hora).

**21.2.5.1 Desenvolvimento.** Os pré-requisitos para o desenvolvimento de ciclones tropicais são a melhor temperatura da superfície do mar sob convergência de baixo nível e cisalhamento ciclônico do vento. Áreas de reprodução favorecidas são: linhas de cisalhamento, TUTTs, ondas tropicais e linhas de convecção em baixas latitudes que se deslocam do continente para o oceano tropical (por exemplo, WADL).

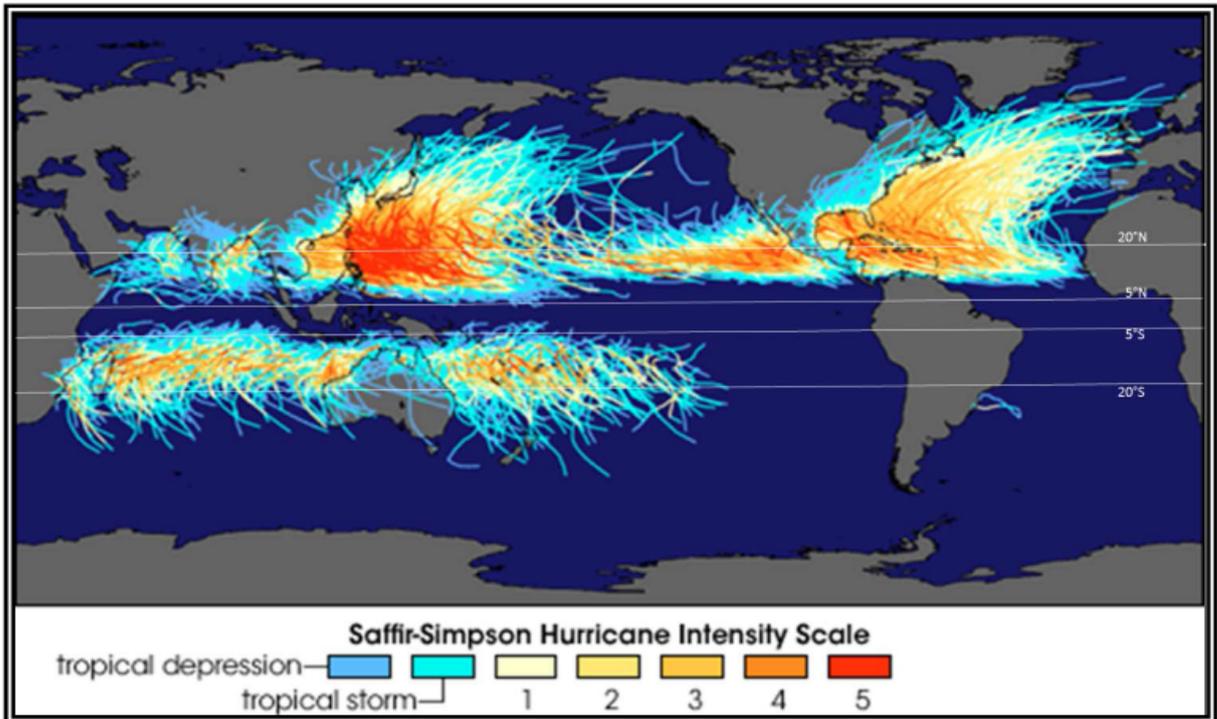
A convergência de baixo nível associada a esses sistemas por si só não apoiará o desenvolvimento de um ciclone tropical. O sistema também deve ter vazão horizontal (divergência) em altos níveis troposféricos. Essa combinação cria uma chaminé, na qual o ar é forçado para cima, causando nuvens e precipitação. A condensação libera grandes quantidades de calor latente, o que eleva a temperatura do sistema e acelera o movimento para cima.

O aumento da temperatura reduz a pressão superficial, o que aumenta a convergência de baixo nível. Isso atrai mais ar carregado de umidade para o sistema. Quando esses eventos de reação em cadeia continuam, um enorme vórtice é gerado, o que pode culminar em ventos com força de furacão.

A Figura 21-7 mostra regiões do mundo onde os ciclones tropicais frequentemente se desenvolvem. Observe que eles geralmente se originam entre as latitudes 5° e 20°.

Os ciclones tropicais são improváveis dentro de 5° do Equador, porque a força de Coriolis é tão pequena perto do Equador que não vai girar o suficiente para que eles fluam em torno de uma área de baixa pressão. Os ventos fluem diretamente para uma baixa equatorial e rapidamente preenchê-la.

**Figura 21-7.** As trajetórias de quase 150 anos de ciclones tropicais e sua trama de força em todo o mundo



*O mapa é baseado em todas as trajetórias de tempestade disponíveis no National Hurricane Center (NHC) e no Joint Typhoon Warning Center (JTWC) até setembro de 2006. O acúmulo de trajetórias revela vários detalhes da climatologia dos furacões, como onde as tempestades mais severas se formam e os padrões atmosféricos de grande escala que influenciam a trajetória dos furacões (da National Aeronautics and Space Administration). (NASA). Nota: Veja a Tabela 21-1 para a força do vento associada a cada escala na Escala Saffir-Simpson).*

**21.2.5.2 Movimento.** Os ciclones tropicais no Hemisfério Norte geralmente se movem em uma direção entre o oeste e o noroeste, enquanto em baixas latitudes. Como estes as tempestades se movem em direção às latitudes médias, elas estão sob a influência dos ventos ocidentais predominantes. Neste momento as tempestades estão sob a influência de dois sistemas de vento: os ventos alísios em níveis baixos e os ventos de oeste predominantes em altitude. Assim, uma tempestade pode se mover de forma muito irregular, e pode até mesmo reverter o curso ou o círculo. Finalmente, os ventos prevalecentes de oeste ganham controle, e a tempestade recurva para o norte, depois para o nordeste, e finalmente para o leste-nordeste. A esta altura, a tempestade está bem em latitudes médias.

**21.2.5.3 Decaimento.** À medida que a tempestade se curva em direção ao norte ou ao leste (hemisfério norte), geralmente começa a perder suas características tropicais e adquire características de baixas em latitudes médias. O ar mais frio que entra na tempestade a enfraquece gradualmente. Se a tempestade segue ao longo de um litoral ou sobre o mar aberto, recua lentamente, levando sua fúria para áreas distantes dos Trópicos. No entanto, se a tempestade se move bem no interior, ele perde sua fonte de umidade e enfraquece e com o aumento da fricção da superfície, geralmente depois de deixar um rastro de destruição e inundação.

Quando uma tempestade assume características de latitude média, é dito ser extratropical, significando “fora dos Trópicos”. Os ciclones tropicais produzem condições climáticas que diferem um pouco daquelas produzidas por seus primos de latitude mais alta e convidam a nossa investigação.

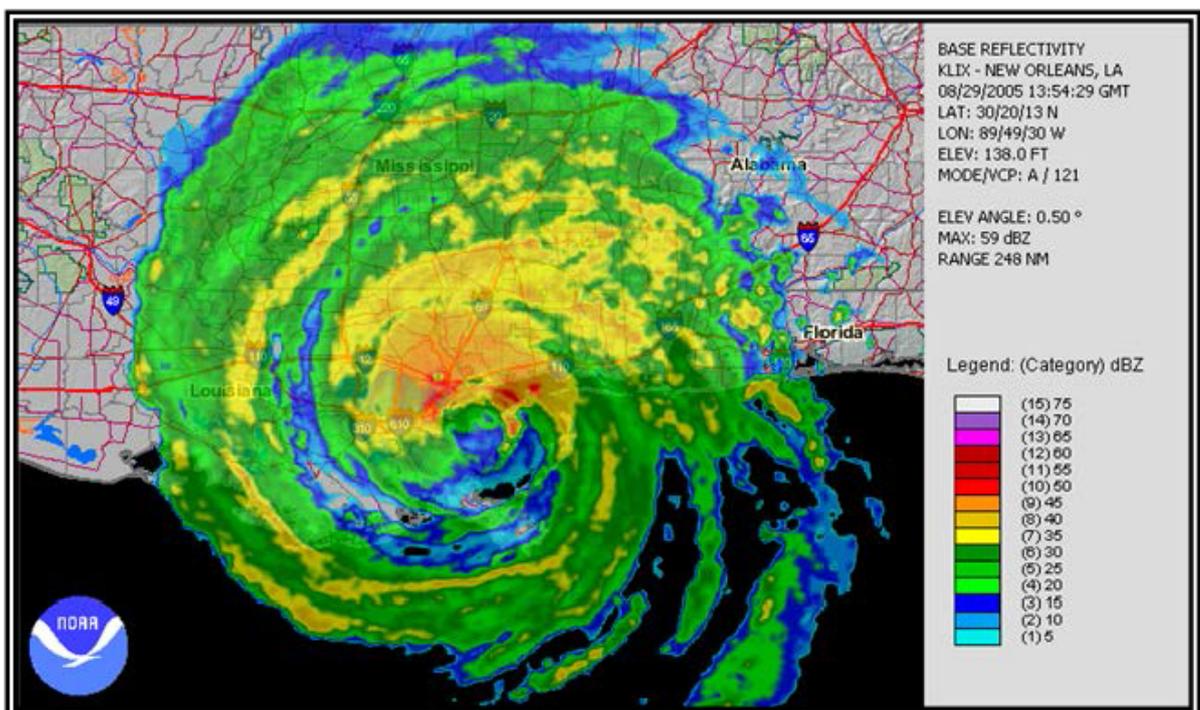
**21.2.5.4 Clima em uma depressão tropical.** Enquanto em seu estágio inicial de desenvolvimento, o ciclone é caracterizado por uma área circular de nuvens esparsas a nubladas em várias camadas. Embutidas nestas nuvens estão numerosas chuvas e tempestades. Chuva e tempestade varia de dispersa a quase sólida. O diâmetro do padrão de nuvens varia de menos de 100 milhas em sistemas pequenos para bem mais de 200 milhas em grandes sistemas.

**21.2.5.5 Clima em tempestades tropicais e furacões.** À medida que aumenta o fluxo ciclônico, as tempestades e a chuva se formam em linhas esparsas ou sólidas, paralelamente ao fluxo do vento que está espiralando no centro da tempestade. Estas linhas são as faixas de chuva em espiral frequentemente vistas no radar. Essas faixas de chuva mudam continuamente conforme elas giram em torno da tempestade. A chuva nestas faixas é muito pesada, reduzindo o teto e a visibilidade para perto de zero. Os ventos geralmente são muito fortes e tempestuosos e, conseqüentemente, geram uma turbulência violenta. Entre as faixas de chuva, os tetos e as visibilidades são um pouco melhores, e a turbulência geralmente é menos intensa.

A maioria dos ciclones tropicais que formam olhos o fazem dentro de 48 horas após o ciclone atingir a força da tempestade tropical. Nos olhos, os céus estão livres de nebulosidade turbulenta e o vento é relativamente leve. O diâmetro médio do olho é entre 15 e 20 milhas, mas às vezes é tão pequeno quanto 7 milhas e raramente é mais de 30 milhas de diâmetro. Cercando o olho há uma parede de nuvens que pode se estender acima de 50.000 pés. Esta parede de nuvens contém chuva de inundação e os ventos mais fortes da tempestade. Velocidades máximas de vento de 175 nós foram registradas em algumas tempestades. Veja a Figura 21-8 e a Figura 21-9 abaixo, que contém um monitor de radar e uma fotografia de satélite de um furacão maduro, respectivamente. Observe as faixas de chuva em espiral e o olho circular. Observe a semelhança entre essas duas figuras.

A Tabela 21-1 identifica a velocidade do vento e os danos característicos em uma casa para cada nível na Escala de Vento de Furacão Saffir-Simpson.

**Figura 21-8. Imagem de radar do furacão Katrina observado em Nova Orleans, Louisiana, em 29 de agosto de 2005**



**Figura 21-9. Furacão Andrew observado por satélite em 1992**



**Tabela 21-1. Velocidade do Vento e Danos Característicos da Escala de Vento de Furacão Saffir-Simpson**

Escala de vento furacão Saffir-Simpson	Velocidade do vento	Dano de casa característico
5	<p><math>\geq 157</math> mph</p> <p><math>\geq 137</math> nós</p> <p><math>\geq 252</math> km / h</p>	<p>A destruição quase completa de todas as residências móveis ocorrerá, independentemente da idade ou da construção. Uma alta porcentagem de casas com estruturas será destruída, com total falha do teto e colapso da parede.</p> <p>Danos extensivos às coberturas do telhado, janelas e portas ocorrerão. Grandes quantidades de detritos transportados pelo vento serão lançadas no ar.</p> <p>Dano causado por detritos transportados pelo vento ocorrerá em quase todas as janelas desprotegidas e em muitas janelas protegidas.</p>

4	<b>130-156 mph</b> <b>113-136 nós</b> <b>209-251 km/ h</b>	<p>Quase todas as casas móveis antigas (pré-1994) serão destruídas. Uma alta porcentagem de novas casas móveis também será destruída. Casas com estrutura mal construída podem ter o colapso total de todas as paredes, bem como a perda da estrutura do telhado. Casas bem construídas também podem sofrer danos severos com a perda da maior parte da estrutura do telhado e / ou algumas paredes externas. Danos extensivos a coberturas de telhado, janelas e portas ocorrerão. Grandes quantidades de detritos transportados pelo vento serão lançadas no ar. Danos causados por detritos pelo vento quebrarão a maioria das janelas desprotegidas e penetrarão em algumas janelas protegidas.</p>
3	<b>111-129 mph</b> <b>96-112 nós</b> <b>178-208 km/ h</b>	<p>Quase todas as casas móveis antigas (pré-1994) serão destruídas. A maioria das novas casas móveis suportará danos severos com potencial de falha total do telhado e colapso das paredes. Casas de estrutura mal construídas podem ser destruídas pela remoção do telhado e das paredes externas. Janelas desprotegidas serão quebradas por detritos voando.</p> <p>Residências de estrutura bem construídas podem sofrer grandes danos envolvendo a remoção do revestimento do telhado e as extremidades do frontão.</p>
2	<b>96-110 mph</b> <b>83-95 nós</b> <b>154-177 km/ h</b>	<p>As casas móveis mais antigas (principalmente as construções anteriores a 1994) têm uma chance muito alta de serem destruídas, e os destroços voadores gerados podem destruir casas móveis próximas. As novas casas móveis também podem ser destruídas. As casas de estrutura mal construídas têm uma grande chance de remover suas estruturas de telhado, especialmente se não estiverem devidamente ancoradas. Janelas desprotegidas terão alta probabilidade de serem quebradas por detritos voadores. Casas com estrutura bem construída poderiam sustentar grandes danos nos telhados e no tapume. A falha de alumínio, blindado, caixas de piscina será comum.</p>
1	<b>74-95 mph</b> <b>64-82 nós</b> <b>119-153 km/ h</b>	<p>As casas móveis mais antigas (principalmente as construções anteriores a 1994) poderiam ser destruídas, especialmente se não estiverem devidamente ancoradas, pois tendem a se deslocar ou sair de suas fundações. As novas casas móveis ancoradas de maneira adequada podem sofrer danos que envolvem a remoção de coberturas de telhas ou coberturas metálicas e a perda de revestimentos de vinil, bem como danos a abrigos de automóveis, solários ou varandas. Algumas casas com estrutura mal construída podem sofrer grandes danos, envolvendo a perda da cobertura do telhado e danos às</p>

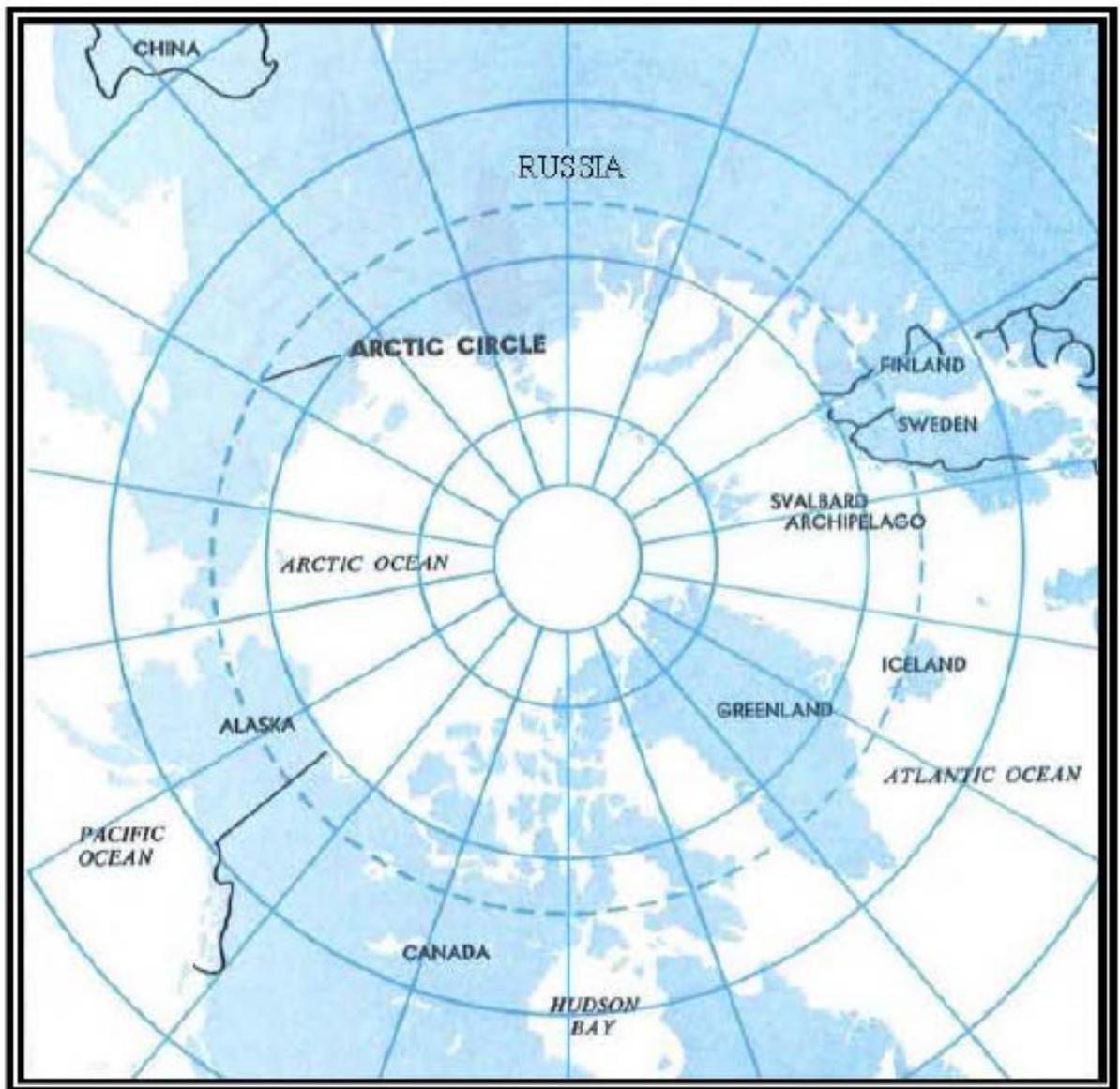
		<p>extremidades da empena, bem como a remoção de coberturas de varanda e toldos. Janelas desprotegidas podem quebrar se atingidas por detritos voadores. As chaminés de alvenaria podem ser derrubadas.</p> <p>Casas de armação bem construídas poderiam ter danos a telhas do telhado, revestimento de vinil, painéis de sofito e calhas. A falha de alumínio, blindado, cercos da piscina pode ocorrer.</p>
--	--	---

## CAPÍTULO 22 - CLIMA ÁRTICO

**22.1 Introdução.** Estritamente falando, o Ártico é a região mostrada abaixo na Figura 22-1, que se encontra dentro do Círculo Ártico (latitude  $66,5^{\circ}$  N). No entanto, é vagamente definida como as regiões do norte, em geral. Este capítulo inclui o clima do Alasca, embora grande parte do Alasca esteja ao sul do Círculo Polar Ártico.

Como introdução ao clima do Ártico, este capítulo examina o clima, as massas de ar e as frentes do Ártico, apresenta algumas peculiaridades climáticas do Ártico e discute os perigos do clima no Ártico.

**Figura 22-1. O Círculo Polar Ártico**



**22.2 Clima, massas de ar e frentes.** Há vários fatores que influenciam o clima do Ártico. O clima de qualquer região, especialmente no Ártico, é em grande parte determinado pela quantidade de energia recebida do sol; no entanto, características locais da área, como montanhas e cobertura de gelo, também influenciam o clima.

**22.2.1 Longos dias e noites.** Uma mudança sazonal profunda na duração do dia e da noite ocorre no Ártico por causa da inclinação da Terra e sua revolução em torno do sol. Qualquer ponto ao

norte do Círculo Ártico tem dias de outono e inverno, quando o sol fica abaixo do horizonte o dia inteiro e tem dias de primavera e verão com 24 horas de sol, quando o sol permanece acima do horizonte. O número desses dias aumenta em direção ao Polo Norte; lá o sol fica abaixo do horizonte por 6 meses e brilha continuamente durante os outros 6 meses.

O crepúsculo no Ártico é prolongado por causa do baixo ângulo do sol abaixo do horizonte. Em latitudes mais setentrionais, persiste durante dias quando o sol permanece logo abaixo do horizonte. Esta abundância de crepúsculo muitas vezes torna possível a referência visual à noite.

**22.2.2 Terra e Água.** A Figura 22-1 mostra a distribuição da água e da terra no Ártico. Cordilheiras do Ártico são barreiras efetivas para o movimento aéreo. Grandes massas de ar estagnam nas áreas continentais; Assim, as áreas continentais do Ártico são regiões de fontes de massa de ar .

Uma grande parte do Oceano Ártico é coberta ao longo do ano por uma camada profunda de gelo, conhecida como gelo permanente. Este bloco de gelo passa por um ciclo sazonal, onde o gelo derrete na primavera e no verão e aumenta no outono e inverno. Apesar de grande parte do Oceano Ártico estar coberta de gelo durante a maior parte do ano, o gelo e a água contêm mais calor do que a terra fria circundante, moderando o clima.

As áreas oceânicas e costeiras têm um clima mais ameno durante o inverno e um clima frio no verão. Ao contrário de grandes massas de água, grandes áreas de terra mostram uma variação de temperatura sazonal mais significativa.

**22.2.3 Temperatura.** Como seria de se esperar, o Ártico é muito frio no inverno, mas devido ao terreno local e ao movimento dos sistemas de pressão, ocasionalmente algumas áreas são surpreendentemente quentes. Durante o inverno, as áreas costeiras são mais quentes que o interior. Durante o verão, as áreas interiores são agradavelmente quentes devido a muitas horas de sol, enquanto as áreas costeiras têm verões relativamente curtos e frescos devido à proximidade da água.

**22.2.4 Nuvens e Precipitação.** A nebulosidade sobre o Ártico é mínima durante o inverno, devido ao gelo ser mais difundido. A primavera traz muitos dias nublados, com a nebulosidade chegando ao máximo no verão e no outono, quando uma parte do gelo marinho derrete e expõe mais água no Oceano Ártico .

Durante as tardes de verão, nuvens cumulus espalhadas pelo interior ocasionalmente se transformam em trovoadas. Essas trovoadas geralmente se movem do nordeste para o sudoeste nos ventos polares, o que é oposto ao movimento geral nas latitudes médias.

Durante o inverno, as baixas polares podem se formar sobre o oceano aberto. Baixas polares são sistemas pequenos e intensos de baixa pressão que podem se desenvolver rapidamente quando o ar frio flui sobre a água morna.

Eles produzem tempo severo, fortes ventos na superfície e fortes precipitações. As baixas polares dissipam-se rapidamente quando se movem sobre a terra.

Precipitação no Ártico pode variar drasticamente por região, mas geralmente é leve. Algumas áreas são conhecidas como desertos polares. No inverno, a única precipitação recebida no Ártico é a neve, enquanto no verão a precipitação cai principalmente na forma de neve sobre as calotas de gelo e áreas oceânicas e chove sobre as áreas interiores. Quantidades anuais de precipitação ao longo do bloco de gelo e ao longo das áreas costeiras tendem a ser menores do que nas áreas interiores.

**22.2.5 Vento.** Normalmente, os ventos do Ártico são leves. Ventos fortes ocorrem mais frequentemente ao longo das áreas costeiras no outono e inverno. As velocidades do vento são

geralmente leves no interior continental durante todo o ano, mas são normalmente mais fortes durante o verão e o outono.

**22.2.6 Massas de Ar - Inverno.** No inverno, massas de ar se formam sobre o bloco de gelo expandido e áreas de terra cobertas de neve adjacentes. Essas massas de ar são caracterizadas por ar muito frio na superfície, umidade muito baixa e fortes inversões de baixa temperatura. Ocasionalmente, o ar de áreas oceânicas não congeladas flui para o norte sobre o Ártico. Essas intrusões de ar úmido e frio são responsáveis pela maior parte das nebulosidades e precipitações do inverno no Ártico.

**22.2.7 Massas de Ar - Verão.** Durante o verão, a camada superior da camada de gelo permanente do Ártico derrete, deixando um solo muito úmido, e as áreas de águas abertas da Bacia Polar aumentam acentuadamente. Assim, toda a área se torna mais úmida, relativamente suave e de caráter semi marítima. As maiores quantidades de nebulosidade e precipitação ocorrem no interior durante os meses de verão .

**22.2.8 Frentes.** Frentes oclusas são a regra. As condições meteorológicas com frentes oclusas são praticamente as mesmas no Ártico, como em outros lugares: nuvens baixas, precipitação, pouca visibilidade e formação súbita de neblina. As frentes são muito mais frequentes nas áreas costeiras do que no interior.

**22.3 Peculiaridades do Ártico.** Vários fenômenos do Ártico são peculiares a região.

**22.3.1 Efeitos da Inversão de Temperatura.** O Ártico experimenta frequentes inversões de temperatura de baixo nível, que ocorrem quando a temperatura aumenta com a altura (ou seja, o ar frio é assentado perto do solo com ar quente diretamente acima). As inversões podem reduzir a velocidade dos ventos superficiais e interceptar poluentes, criando condições nebulosas que persistem até que a inversão termine. Além disso, os raios de luz são curvados à medida que passam em ângulos baixos através da inversão, criando um efeito conhecido como iminente, que é uma forma de miragem que faz com que objetos além do horizonte apareçam acima do horizonte. Essas miragens de inversão de baixo nível distorcem a forma do sol, da lua e de outros objetos.

**22.3.2 Reflexão da luz por superfícies cobertas de neve.** Muito mais luz é refletida por superfícies cobertas de neve do que por superfícies mais escuras. A neve geralmente reflete a luz solar do Ártico suficientemente para apagar as sombras, diminuindo assim o contraste entre os objetos. Montanhas escuras e distantes podem ser facilmente reconhecidas, mas uma fenda normalmente à vista pode não ser detectada devido à falta de contrastes.

**22.3.3 Luz de corpos celestes.** A iluminação da lua e das estrelas é muito mais intensa no Ártico do que nas latitudes mais baixas. Até mesmo a iluminação das estrelas cria visibilidade muito além da encontrada em outros lugares. Apenas sob céu nublado e pesado faz a escuridão da noite no Ártico começa a se aproximar do grau de escuridão em latitudes mais baixas.

**22.4 Perigos do tempo.** Os riscos climáticos incluem fenômenos de restrição de visibilidade, neve soprada, congelamento, geada e falta de contraste (whiteout).

**22.4.1 Névoa e névoa de gelo.** A neblina ocorre quando gotículas de água ou partículas de gelo são suspensas no ar na superfície da Terra. Névoa de gotículas de água ocorre em áreas costeiras durante o verão.

Névoa de gelo (também chamada névoa de gelo de gelo, névoa congelada, névoa de geada, flocos de geada, névoa de ar, névoa de geada e pogonip) é um tipo de névoa formada pelo congelamento direto de gotículas de água super resfriadas.

A névoa de gelo é composta de partículas suspensas de gelo, em parte cristais de gelo de 20-100 microns de diâmetro, mas principalmente (especialmente quando densas) partículas de gelo de cerca de 12-20 microns em diâmetro. Ocorre a temperaturas muito baixas e geralmente em clima limpo e calmo em altas latitudes. O sol pode causar o aparecimento de um halo. A visibilidade efetiva é consideravelmente reduzida quando se olha para o sol. A névoa de gelo é rara em temperaturas superiores a  $-30^{\circ}\text{C}$  e aumenta em frequência com a diminuição da temperatura até que esteja quase sempre presente a temperaturas do ar de  $-45^{\circ}\text{C}$  nas proximidades de uma fonte de vapor de água.

Tais fontes de vapor de água são as águas abertas de correntes de fluxo rápido ou do mar, manadas de animais, vulcões e especialmente produtos de combustão para aquecimento, automóveis e aviões. Em temperaturas acima de  $-30^{\circ}\text{C}$ , essas fontes podem causar névoa de vapor de gotículas de água líquida, que podem se transformar em névoa de gelo quando resfriadas.

**22.4.2 Sopro e neve à deriva.** Sobre o Oceano Ártico congelado e ao longo das áreas costeiras, neve soprada, neve à deriva e ventos fortes são riscos comuns durante o outono e o inverno. A neve soprada é uma neve caindo ou acumulada pelo vento que reduz a visibilidade da superfície. A neve à deriva é uma distribuição desigual de queda de neve ou profundidade de neve causado por fortes ventos de superfície, que podem ocorrer durante ou após uma queda da neve. Neve à deriva é geralmente associado a neve soprada. No Ártico, porque a neve é seca e fina, ela pode ser facilmente captada por ventos leves que levantam a neve a vários metros do chão, obliterando objetos. Um aumento repentino no vento de superfície pode causar uma visibilidade ilimitada cair para perto de zero em poucos minutos. Essa perda súbita de visibilidade ocorre com frequência sem aviso no Ártico.

**22.4.3 Geadas.** Geadas é a formação de cristais finos de gelo no solo ou outras superfícies em objetos sólidos abaixo do ponto de congelamento da água. Ela se desenvolve nas áreas costeiras do Ártico durante a primavera, outono e inverno.

**22.4.4 Whiteout.** Whiteout é um fenômeno de restrição de visibilidade que ocorre com mais frequência na primavera e no outono no Ártico quando o sol está próximo do horizonte. Ele ocorre quando uma camada nuvens encobertas cobrem uma superfície coberta de neve ou gelo. Raios paralelos do sol são quebrados e difundidos quando passam através da camada de nuvens, de modo que atingem a superfície da neve de muitos ângulos. A luz difusa então reflete para frente e para trás inúmeras vezes entre a neve e a nuvem, eliminando todas as sombras. O resultado é uma perda de percepção de profundidade. Edifícios, pessoas e objetos de cores escuras parecem flutuar no ar e o horizonte desaparece.

## CAPÍTULO 23 - CLIMA ESPACIAL

**23.1 O Sol - Fonte Principal do Clima Espacial.** O sol é a fonte dominante das condições comumente descritas como clima espacial. O termo clima espacial é usado para designar processos que ocorrem no sol e na magnetosfera, ionosfera e termosfera da Terra, que têm o potencial de afetar o ambiente próximo da Terra.

As emissões do sol são contínuas (por exemplo, luminescência solar e vento solar) e eruptivas (por exemplo, ejeções de massa coronal (CME) e erupções). Estas erupções solares podem causar blecautes de rádio, tempestades magnéticas, tempestades ionosféricas e tempestades de radiação na Terra.

Similar às partículas carregadas que vêm do sol, os Raios Cósmitas Galácticos (GCR) são partículas carregadas que se originam em supernovas mais distantes e contribuem para as condições meteorológicas do espaço perto da Terra. Essencialmente, estas partículas carregadas compreendem um chuvisco constante de radiação na Terra.

A soma dos componentes solar e não-solar é igual à extensão total da dose de radiação potencial recebida. O tamanho do fluxo GCR varia inversamente com o ciclo das manchas solares (as manchas solares são descritas em parágrafos posteriores); isto é, durante os mínimos de manchas solares quando o ambiente interplanetário próximo à Terra é laminar e estável, o componente GCR é grande devido a seu acesso mais fácil ao ambiente próximo da Terra. Na mancha solar máxima, a turbulência e a energia associada às erupções solares reduzem o acesso da GCR à vizinhança da Terra.

**23.2 Saída de Energia e Variabilidade do Sol.** O sol é uma estrela variável. Isso significa que o equilíbrio entre as emissões contínuas e as emissões eruptivas muda com o tempo. Uma métrica comumente usada para rastrear essa variabilidade é a ocorrência de manchas solares. Os astrônomos fizeram observações de manchas solares continuamente por centenas, talvez milhares de anos. Embora a física subjacente ainda não seja bem compreendida, em média, as manchas solares vêm e vão em um período de 11 anos. A magnitude e a duração dos ciclos individuais variam, mas tipicamente ocorrem mais eventos eruptivos perto do máximo solar, enquanto poucos são observados perto do mínimo solar. Todas as emissões eletromagnéticas solares, do rádio aos raios x, também são mais fortes durante o máximo solar e menos intenso perto do mínimo solar.

**23.3 Manchas solares e o ciclo solar.** Como a atividade do tempo espacial varia de acordo com a atividade das manchas solares, elas costumam ser usadas como um índice de confiabilidade para alterar as condições meteorológicas do espaço. Isto porque as manchas solares, pela sua própria natureza, existem devido a fortes campos magnéticos locais. Quando esses campos entram em erupção, pode ocorrer um clima espacial severo. Embora as manchas solares sejam facilmente vistas, outros eventos como GCR, CMEs e aumento do vento solar são mais difíceis de observar do solo e podem não estar relacionados a longos registros históricos de manchas solares.

**23.4 Vento solar.** O vento solar é o fluxo contínuo de partículas longe do sol carregadas e do campo magnético, chamado plasma. O vento solar é uma consequência da temperatura muito alta da coroa solar e da resultante expansão do plasma no espaço.

O vento solar transporta a energia da maioria das erupções solares que afetam o ambiente próximo da Terra. A única exceção, os fótons de luz solar consistindo de luz e raios X, carregam a energia liberada em erupções solares. Mesmo na ausência de uma erupção, o fluxo constante de plasma alimenta o campo geomagnético da Terra. O vento solar pode ser rápido e energético

se ocorre uma erupção, ou pode aumentar gradualmente devido a uma estrutura de buraco coronal que permite que o vento solar de alta velocidade livre escape da coroa. Como visto da Terra, o sol gira em aproximadamente um período de 27 dias, estruturas de furos coronais tão bem estabelecidas que persistem por vários meses irão passar pela Terra dentro do cronograma, aproximadamente a cada 27 dias.

**23.5 Atividade Eruptiva Solar.** A maioria das erupções solares tem origem em áreas que possuem campos magnéticos fortes. Geralmente marcados com manchas solares, essas áreas são comumente chamadas de regiões ativas. As regiões ativas são numerosas e comuns durante o máximo solar e escassas durante o mínimo solar .

Flares e CMEs são os dois principais tipos de erupções solares. Eles podem ocorrer de forma independente ou ao mesmo tempo. As explosões solares são reconhecidas há mais de 100 anos, visto que elas podem ser vistas do solo. Nos últimos 50 anos, os telescópios terrestres equipados com filtro Hydrogen-Alpha (656,3 nanômetros de comprimento de onda) foram usados para observar as chamas.

Flares são caracterizados por uma fase de flash muito brilhante que pode durar alguns minutos a algumas horas durante os maiores flares. Flares podem emitir em todas as frequências através do espectro de emissão eletromagnética, de raios gama ao rádio.

CMEs, em contraste com erupções solares, são difíceis de detectar, não particularmente brilhantes, e podem levar horas para entrar em erupção no sol. CMEs literalmente são uma erupção de um grande volume da atmosfera externa solar, a coroa. Antes da era do satélite, eram muito difíceis de observar. A energia liberada em uma grande labareda solar está ligada com aquela liberada em um CME, contudo CMEs são muito mais eficazes em perturbar o campo magnético da Terra e são conhecidos por causar as mais fortes tempestades magnéticas. Um tempo de viagem típico para um EMC do Sol para a Terra pode variar de menos de 1 dia a mais de 4 dias. O tempo de viagem das emissões eletromagnéticas produzidas durante as explosões, em comparação, está na velocidade da luz. Eles instantaneamente afetam o lado da Terra ao serem observadas.

A frequência de erupções solares e CMEs acompanha o ciclo solar. Tantas como 25 erupções solares podem ocorrer por dia durante a fase máxima do ciclo solar. No mínimo solar, pode levar 6 meses ou mais para 25 flares ocorrerem. A frequência de EMC varia de cerca de 5 por dia, próximo do máximo solar, a um por semana ou mais em um mínimo solar.

Muitos CMEs observados que levantam do sol não são observados a partir da Terra.

**23.6 Geoespaço.** Geoespaço é o volume do espaço que envolve a Terra, influenciado pelo campo magnético da Terra no vento solar. Se a Terra não tivesse um campo magnético, o vento solar passaria desimpedido, afetado apenas pela massa da Terra e seus atmosfera. O campo magnético da Terra se estende para fora em todas as direções. Isso forma um casulo para o planeta, protegendo-o do fluxo do vento solar. O casulo é chamado a magnetosfera. A magnetosfera normalmente se estende em direção ao sol em cerca de 10 raios da Terra no lado diurno e se estende para longe do sol muitas vezes mais no lado da noite. A forma é semelhante a uma cauda de cometa, sendo estendida durante fortes condições de vento solar e menos durante períodos mais calmos. Nos seus flancos, a magnetosfera se estende para fora aproximadamente 20 raios da Terra nos setores do amanhecer e do anoitecer.

A magnetosfera desvia a maior parte da energia transportada pelo vento solar, enquanto faz com que uma fração dela seja absorvida pelo sistema próximo à Terra. Quando o sol está ativo e os CMEs interagem com a Terra, a energia adicional interrompe a magnetosfera, resultando em uma tempestade magnética. Então, com o tempo, a magnetosfera se ajusta através de vários processos e mais uma vez retorna ao normal.

A manifestação mais visível da energia sendo absorvida do vento solar para a magnetosfera é a aurora, tanto nos hemisférios norte e sul. A aurora ocorre quando os elétrons acelerados do sol seguem o campo magnético da Terra até as regiões polares, onde colidem com átomos e moléculas de oxigênio e nitrogênio na atmosfera superior da Terra. Nessas colisões, os elétrons transferem sua energia para a atmosfera, excitando assim os átomos e moléculas para estados de energia mais elevados. Quando eles relaxam para baixar os estados de energia, eles liberam sua energia na forma de luz. Simplificando, quanto mais energia no vento solar, mais brilhante e difundido o brilho da aurora se torna.

Mais perto da Terra é outra região chamada ionosfera. É uma concha de plasma fraco, onde elétrons e íons existem embutidos na atmosfera neutra. A ionosfera começa a cerca de 80 quilômetros de altitude e se estende por muitos raios da Terra no topo.

As emissões solares ultravioleta extremas (EUV) criam a ionosfera ionizando a atmosfera neutra. Os elétrons e íons criados por esse processo envolvem-se em reações químicas que progridem mais rapidamente na ionosfera inferior. A ionosfera muda significativamente do dia para a noite. Quando o sol se põe, processos químicos, juntamente com outros processos dinâmicos, permitem que parte da ionização permaneça até o novo dia trazer o EUV solar novamente. Um ponto importante é que a energia que vem do sol no vento solar segue para a ionosfera, onde altera as condições ambientais durante as tempestades do espaço.

**23.7 Radiação Cósmica Galáctica.** A Radiação Cósmica Galáctica, mais comumente conhecida como Raios Cósmicos Galácticos (GCR), é uma consequência de supernovas distantes que chovem partículas carregadas, íons pesados, prótons e elétrons na heliosfera interna .

A abundância de GCR é inversamente classificada para o ciclo solar. No máximo solar, quando o fluxo do vento solar é turbulento e forte, o fluxo de GCR é inibido e, portanto, baixo.

No mínimo solar, o fluxo de GCR aumenta em cerca de 30% no ambiente próximo à Terra. Quando GCR de alta energia entra na atmosfera da Terra, cria uma cascata de interações que resultam em uma variedade de partículas secundárias, incluindo nêutrons que chegam à superfície da Terra.

**23.8 Tempestades Geomagnéticas.** As tempestades geomagnéticas são fortes perturbações no campo magnético da Terra no vento solar. Essas tempestades representam problemas para muitas atividades, sistemas tecnológicos e infraestrutura crítica. A topologia do campo magnético da Terra muda no curso de uma tempestade, enquanto o sistema próximo da Terra tenta se ajustar ao choque de energia do sol. CMEs e os choques que eles dirigem são frequentemente o agente causador, e podem enviar o campo geomagnético para um ambiente perturbado.

O mais óbvio, e provavelmente o único atributo agradável de um campo geomagnético energizado são as auroras. As tempestades geomagnéticas tendem a iluminar as auroras e permitir que elas se movam em direção ao equador.

A duração das tempestades geomagnéticas é geralmente da ordem de dias. As tempestades mais fortes podem persistir por quase 1 semana. Uma sequência de CMEs pode causar períodos perturbados prolongados relacionados à energia adicional que está sendo bombeada em direção à Terra.

Embora a frequência de tempestades geomagnéticas reflita o ciclo solar, uma análise mais detalhada mostra uma distribuição bimodal. Um grande número de tempestades se aglomeram no máximo solar resultante de CMEs frequentes, e novamente na fase de declínio devido aos fluxos de vento solar de alta velocidade. Normalmente, as tempestades mais intensas ocorrem perto da máxima solar, com tempestades mais fracas ocorrendo durante a fase de declínio.

**23.9 Tempestades de Radiação Solar.** Tempestades de radiação solar ocorrem quando grandes quantidades de partículas carregadas, principalmente prótons, são aceleradas por processos no ou perto do sol, e então banham o ambiente próximo da Terra com essas partículas carregadas. Essas partículas causam um aumento na dose de radiação para os seres humanos, e aumentam a possibilidade de transtornos de um único evento na eletrônica. O campo magnético e a atmosfera da Terra oferecem alguma proteção contra essa radiação, mas a proteção diminui com a altitude, a latitude, a intensidade do campo magnético e a direção. As regiões polares da Terra estão mais abertas para essas partículas carregadas.

As linhas do campo magnético nos polos estendem-se verticalmente para baixo, cruzando a superfície da Terra. Isso permite que as partículas desçam em espiral pelas linhas de campo e penetrem na atmosfera e aumentem a ionização.

Um fator significativo relacionado à criticidade do aumento de radiação na Terra é a distribuição de energia dos prótons solares. Prótons de energias variadas banharão a Terra como uma função do local da erupção ao sol e da conexão magnética entre o sol e a Terra. Os prótons de alta energia causam aumentos na dose de radiação que preocupam os seres humanos. Prótons de energia mais baixa têm pouco efeito sobre os seres humanos, mas têm um impacto severo na ionosfera polar.

A duração das tempestades de radiação solar é uma função da magnitude da erupção solar, bem como do nível de energia dos prótons. Para eventos que são de grande magnitude, mas de baixa energia, a duração pode durar uma semana. Eventos que são de alta energia podem durar apenas algumas horas. Existe uma grande diversidade na duração das tempestades de radiação solar, pois existem muitos fatores que contribuem para a aceleração e propagação das partículas carregadas próximas à Terra.

Tempestades de radiação solar podem ocorrer em qualquer ponto do ciclo solar, mas tendem a ser mais comuns durante os anos em torno da máxima solar.

**23.10 Tempestades ionosféricas.** As tempestades ionosféricas surgem de grandes influxos de partículas solares e radiação eletromagnética. Há um forte acoplamento entre a ionosfera e a magnetosfera, o que significa que ambos os regimes podem ser perturbados simultaneamente.

Os sintomas de uma tempestade ionosférica incluem correntes aumentadas, turbulência e atividade de ondas, e uma distribuição não homogênea de elétrons livres. Este agrupamento de elétrons, o que leva à cintilação de sinais passando pelo cluster, é particularmente problemático para o Sistema Global de Navegação por Satélite (GNSS).

A duração do impacto da tempestade ionosférica pode variar de alguns minutos a eventos prolongados de um dia. Como regra geral, essas tempestades ionosféricas imitam a duração das tempestades geomagnéticas.

A intensidade das tempestades ionosféricas varia significativamente em função da hora local, estação do ano e tempo dentro do ciclo solar.

A frequência de ocorrência de tempestades ionosféricas também é semelhante a tempestades geomagnéticas com uma importante ressalva. A ionosfera quase equatorial, uma faixa que se estende aproximadamente  $\pm 10^\circ$  em latitude de cada lado do equador magnético, pode ser muito perturbada no período pós-crepúsculo até a meia-noite, mesmo na ausência de uma tempestade geomagnética. Esse comportamento está relacionado à eletrodinâmica interna da ionosfera, e não à estimulação externa do sol. A perturbação é muito difícil de prever e é melhor descrito pelas estatísticas climatológicas para essa região.

**23.11 Apagões de rádio por flare solar.** Os blecautes do rádio afetam principalmente a alta frequência (HF) (3-30 megahertz (MHz)), embora os efeitos prejudiciais possam transbordar para frequência muito alta (VHF) (30-300 MHz) e além, resultando em desbotamento e diminuição da capacidade de recepção. Os blecautes são uma consequência de densidades elétricas aumentadas causadas pelas emissões de explosões solares que ionizam o lado ensolarado da Terra.

O processo consiste em rajadas de raios X e EUV de uma explosão solar, aumentando o número de elétrons livres na atmosfera abaixo de 90 quilômetros, o que aumenta sua interação com a atmosfera neutra que aumenta a quantidade de energia de rádio perdida quando as ondas de rádio passam por esta região. Durante um grande evento de flare, a quantidade de energia de rádio perdida é suficiente para tornar o sinal de retorno da ionosfera muito pequeno para ser útil com receptores de rádio normais. O efeito líquido deste processo é um blecaute para transmissões de HF.

A duração dos apagões de rádio durante a claridade solar ao lado do dia acompanha de perto a duração das explosões solares que os causam, começando com a chegada dos raios X e EUV, e se abatem com sua diminuição. Normalmente, os apagões de rádio duram vários minutos, mas podem durar horas.

### **23.12 Efeitos do Clima Espacial nas Operações de Aeronaves .**

**23.12.1 Comunicações.** As comunicações de alta frequência em latitudes baixas a médias são usadas por aeronaves durante voos transoceânicos e rotas nas quais a comunicação VHF em linha de visão não é uma opção. HF ativa um modo de salto para enviar um sinal em torno da curvatura da Terra. As comunicações HF no lado diurno podem ser adversamente afetadas quando ocorre uma erupção solar e seus fótons alteram rapidamente a densidade eletrônica das baixas altitudes da ionosfera, causando desbotamento, ruído ou um apagão total. Normalmente, essas interrupções são de curta duração (dezenas de minutos a algumas horas), então a interrupção termina rapidamente.

As comunicações de alta frequência em altas latitudes e regiões polares são adversamente afetadas por períodos mais longos, às vezes dias, devido a alguns eventos climáticos espaciais. A alta latitude e ionosfera polar é um sumidouro para partículas carregadas, que alteram a ionização local e fornecem gradientes de ionização locais íngremes para desviar as ondas de rádio HF, bem como aumentar a absorção local.

Sinais de comunicação via satélite passam pela maior parte da ionosfera e são um meio popular de comunicação em uma área ampla. As frequências normalmente usadas para comunicações via satélite são altas o suficiente para a ionosfera parecer transparente.

No entanto, quando a ionosfera é turbulenta e não homogênea, um efeito chamado cintilação, um piscar de olhos tanto na amplitude quanto na fase, é imposto ao sinal transmitido. As cintilações podem resultar em perda de bloqueio e incapacidade de o receptor rastrear uma onda de rádio deslocada por Doppler.

**23.12.2 Navegação e Sistema de Posicionamento Global (GPS).** O clima espacial afeta negativamente o GPS de três maneiras: aumenta o erro da posição computada, causa uma perda de bloqueio para os receptores e sobrecarrega o sinal transmitido com ruído solar de rádio.

**23.12.3 Exposição à radiação a tripulações de voo e passageiros.** Tempestades de radiação solar que ocorrem em circunstâncias particulares causam um aumento na dose de radiação para as tripulações de voo e passageiros. Como altas latitudes polares e altas altitudes têm a menor proteção das partículas, a ameaça é a maior para voos polares de maior altitude. O aumento da dose é um problema muito menor para voos de baixa e média latitude .

**23.12.4 Efeitos da radiação na aviação.** Os componentes eletrônicos dos sistemas aviônicos de aeronaves são suscetíveis a danos causados pelas interações altamente ionizantes dos raios cósmicos, partículas solares e partículas secundárias geradas na atmosfera. À medida que esses componentes se tornam cada vez menores e, portanto, mais suscetíveis, o risco de danos também aumenta.