

**UNIVERSIDADE ÉVORA**



Dissertação apresentada para a obtenção do grau de  
Mestre em Clima e Ambiente Atmosférico.

**CONTRIBUIÇÃO PARA O ENSINO DA  
METEOROLOGIA E DO CLIMA**

**Margarida Maria Correia Alves Lopes**



179 301

Dissertação de Mestrado sob a orientação de  
**Professor Doutor João Corte-Real**

ÉVORA 2009

## ERRATA

| Página | Onde se lê   | Deve ler-se  |
|--------|--|--|
| 18     | <b>Hidrosfera</b> – inclui toda a água do planeta (oceanos, mares, lagos, rios, águas subterrâneas, glaciares e a que se encontra na atmosfera).   | <b>Hidrosfera</b> – inclui toda a água do planeta, em fases condensadas (oceanos, mares, lagos, rios, águas subterrâneas, glaciares e a que se encontra na atmosfera).   |
| 31     | A quantidade de energia solar recebida num determinado instante em determinado local do sistema Globo-Atmosfera (Figura 1.11) designa-se por Insolação.  | A quantidade de energia solar recebida num determinado instante em determinado local por unidade de área horizontal do sistema Globo-Atmosfera (Figura 1.11) designa-se por Insolação.   |
| 32     | <b>Constante Solar</b> ( $1368 \text{ W.m}^{-2}$ ) – Quantidade média de energia radiante proveniente do Sol, que incide na unidade de área colocada perpendicularmente aos raios solares, num ponto do espaço situado a uma distância do Sol igual à distância média da Terra ao Sol. | <b>Constante Solar</b> ( $1368 \text{ W.m}^{-2}$ ) – Quantidade média de energia radiante proveniente do Sol que incide por unidade de tempo na unidade de área colocada perpendicularmente aos raios solares, num ponto do espaço situado a uma distância do Sol igual à distância média da Terra ao Sol. |

**À minha família.**

## AGRADECIMENTOS

Um agradecimento muito sentido e especial ao Professor Doutor João Corte-Real pela orientação e coordenação desta tese, pelo suporte que prestou à execução da mesma, pela confiança depositada, pela paciente capacidade de escutar e devolver *feedback* elucidativo e pela amizade e compreensão com que sempre me tratou.

Um agradecimento também muito especial aos meus pais, por tudo o que já me ajudaram e por tudo o que sei que ainda me ajudarão.

Não posso deixar de agradecer a três amigos muito especiais e sem os quais este trabalho não teria acontecido: Aldina Soares, Célia Gouveia e Fernando Cunha. De formas muito distintas e complementares contribuíram para o meu percurso académico e acreditaram, apostaram e estimularam sempre o meu trabalho. Nos períodos de maior turbulência esse suporte trouxe-me a calma, a confiança e o ânimo para prosseguir.

Uma palavra muito especial à Joana, minha filha, que me brindou com o seu aparecimento no período de conclusão da componente curricular do mestrado! Claro que veio alterar toda a rotina mas as suas gargalhadas e boa disposição dão-me força e motivação para continuar sempre a tentar progredir; por ela, qualquer esforço vale a pena!

Um muito obrigada ao Henrique, principalmente pelo inestimável apoio na componente gráfica desta tese; quase todas as figuras que nela constam são “magia” tua. Obrigada!

Impõe-se igualmente uma palavra de agradecimento aos familiares, designadamente às minhas primas Mimi, Lena e Sãozita, por nunca terem desistido de mim, e aos meus avós, particularmente à avó Hermínia e ao avô João que sempre valorizaram e acreditaram nas minhas capacidades; se ainda cá estivessem iriam com certeza ficar muito felizes e orgulhosos.

Um muito obrigada ao João e à Guida por tudo, mas principalmente por me terem oferecido um lar onde ficar durante a parte curricular do mestrado.

Um agradecimento saudosos à turma de Mestrado em Clima e Ambiente Atmosférico do ano de 2004; usando uma expressão da Susana “excelente”!

Não posso deixar de agradecer ao Eng<sup>o</sup> Alfredo Andrade. Nunca se conformou com o facto de eu ter parado os estudos e sempre me incentivou e fez tudo o que estava ao seu alcance para que eu os retomasse.

Finalmente, e por mais estranho que possa parecer, quero agradecer aos meus felinos, Pantufa e Mafalda, pela constante e contagiante alegria. Particularmente nos momentos de maior tensão foram melhores que qualquer calmante!



## RESUMO

Numa época em que tanto se fala e escreve sobre Alterações Climáticas torna-se pertinente elaborar um documento de apoio ao ensino que ajude os professores e alunos a explicar/perceber as complexas interacções do sistema climático.

O presente trabalho tem o objectivo de contribuir para uma melhor compreensão dos aspectos físicos elementares que afectam a variabilidade climática e a forma como as diversas actividades desenvolvidas pelo Homem podem desequilibrar o sistema climático.

O texto encontra-se amplamente ilustrado, facilitando a sua compreensão, e foram desenvolvidas ferramentas de cálculo em Excel que permitem utilizar as observações recolhidas nas Estações Meteorológicas Automáticas, instaladas nas escolas secundárias aderentes ao projecto PROCLIRA, para avaliar a difusão e dispersão de uma pluma de poluentes ou para simular o efeito de alterações na concentração de Gases com Efeito de Estufa na temperatura média à superfície.



# **A CONTRIBUTION TO THE TEACHING OF METEOROLOGY AND CLIMATE**

## **ABSTRACT**

At a time when so much is said and written about Climate Changes it becomes relevant to draw up a document to support teaching, helping teachers and students to explain/understand the complex interactions of the climate system. This document aims to contribute to a better understanding of the physical elements that affect climate variability and how the various activities undertaken by humans can disrupt the climate system.

The text is amply illustrated, facilitating its understanding, and calculating tools have been developed in Excel to allow the use of observations collected from Automatic Weather Stations, installed in the high schools which joined the project PROCLIRA, to evaluate the diffusion and dispersion of a plume of pollutants or to simulate the effect of changes in the concentration of Greenhouse Gases on the average temperature at the surface.



## ÍNDICE

|  |           |
|--|-----------|
| <b>LISTA DE FIGURAS.....</b>                                       | <b>5</b>  |
| <b>LISTA DE TABELAS.....</b>                                       | <b>11</b> |
| <b>INTRODUÇÃO.....</b>   | <b>13</b> |
| <b>CAPÍTULO 1</b>  |           |
| <b>O SISTEMA TERRA.....</b>  | <b>17</b> |
| 1.1. OS QUATRO SUBSISTEMAS DO SISTEMA TERRA.....                   | 17        |
| 1.2. COMPOSIÇÃO E ESTRUTURA DA ATMOSFERA.....                      | 20        |
| 1.2.1. COMPOSIÇÃO.....   | 20        |
| 1.2.2. ESTRUTURA VERTICAL.....                                     | 21        |
| 1.3. RADIAÇÃO SOLAR E TERRESTRE.....                               | 27        |
| 1.3.1. RADIAÇÃO E TEMPERATURA.....                                 | 29        |
| 1.3.2. INSOLAÇÃO.....  | 31        |
| 1.3.3. BALANÇO RADIATIVO.....                                      | 35        |
| 1.3.4. EFEITO DE ESTUFA.....                                       | 38        |
| <b>CAPÍTULO 2</b>  |           |
| <b>METEOROLOGIA E CLIMA.....</b>                                   | <b>41</b> |
| 2.1. ESCALAS DE MOVIMENTO.....                                     | 42        |
| 2.2. CONCEITOS BÁSICOS DE METEOROLOGIA.....                        | 43        |
| 2.2.1. VENTOS.....   | 43        |
| 2.2.2. TRANSFORMAÇÕES ADIABÁTICAS.....                             | 46        |
| 2.2.3. TENSÃO DE VAPOR E TENSÃO DE VAPOR DE SATURAÇÃO.....         | 47        |
| 2.2.4. PONTO DE ORVALHO E FORMAÇÃO DE ORVALHO.....                 | 47        |
| 2.2.5. HUMIDADE RELATIVA.....                                      | 47        |
| 2.2.6. TEMPERATURA NA ATMOSFERA.....                               | 47        |
| 2.2.7. ALTURA DA CAMADA DE MISTURA E NÍVEL DE CONVECÇÃO LIVRE..... | 51        |
| 2.2.8. ESTABILIDADE E INSTABILIDADE DA ATMOSFERA.....              | 53        |
| 2.3. CLIMA.....  | 58        |
| 2.4. VARIABILIDADE CLIMÁTICA.....                                  | 62        |
| 2.4.1. FACTORES EXTERNOS.....                                      | 62        |
| 2.4.1.1. TEORIA DAS PLACAS TECTÓNICAS.....                         | 63        |
| 2.4.1.2. ERUPÇÕES VULCÂNICAS.....                                  | 64        |

|  |    |
|--|----|
| 2.4.1.3. TEORIA DE MILANKOVITCH .....                            | 65 |
| 2.4.1.4. ACTIVIDADE SOLAR .....                                  | 67 |
| 2.4.2. FACTORES INTERNOS.....                                    | 68 |
| 2.4.2.1. <i>EL NIÑO</i> E <i>SOUTHERN OSCILATION</i> (ENSO)..... | 68 |
| 2.4.2.2. OSCILAÇÃO DO ATLÂNTICO NORTE .....                      | 73 |
| 2.4.2.3. CIRCULAÇÃO OCEÂNICA.....                                | 75 |

## **CAPÍTULO 3**

|  |           |
|--|-----------|
| <b>ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS .....</b>                           | <b>77</b> |
| 3.1. ALTERAÇÃO NA COMPOSIÇÃO DA ATMOSFERA.....               | 80        |
| 3.1.1. PROTOCOLO DE QUIOTO .....                             | 81        |
| 3.1.2. FONTES DOS PRINCIPAIS GEE'S.....                      | 82        |
| 3.2. BALANÇO DE CARBONO.....                                 | 86        |
| 3.2.1. CICLO DO CARBONO.....                                 | 86        |
| 3.2.2. FONTES E SUMIDOUROS DE CARBONO .....                  | 88        |
| 3.3. EFEITO DE ESTUFA E FEEDBACKS.....                       | 93        |
| 3.3.1. FORÇAMENTO RADIATIVO.....                             | 95        |
| 3.3.2. EFEITOS DE <i>FEEDBACK</i> OU <i>RETROACÇÃO</i> ..... | 99        |
| 3.4. ALTERAÇÕES VERIFICADAS NO CLIMA .....                   | 103       |
| 3.5. IMPACTOS DAS ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS .....                | 105       |
| 3.6. PROJECCÕES DAS ALTERAÇÕES FUTURAS.....                  | 107       |

## **CAPÍTULO 4**

|  |            |
|--|------------|
| <b>PROJECTO PARA AS ESCOLAS.....</b>                             | <b>113</b> |
| 4.1. DISPERSÃO DE POLUENTES <sup>(1)</sup> .....                 | 113        |
| 4.1.1. CLASSES DE ESTABILIDADE PASQUILL-GIFFORD .....            | 115        |
| 4.1.2. VARIAÇÃO DA VELOCIDADE DO VENTO COM A ALTITUDE .....      | 115        |
| 4.1.3. PARÂMETROS QUE INFLUENCIAM A DISPERSÃO DE POLUENTES ..... | 117        |
| 4.1.4. ELEVAÇÃO DA PLUMA.....                                    | 118        |
| 4.1.5. MODELOS DE DISPERSÃO.....                                 | 122        |
| 4.1.6. MODELO DE DISPERSÃO GAUSSIANO.....                        | 124        |
| 4.1.6.1. PARÂMETROS DE DISPERSÃO .....                           | 125        |
| 4.1.6.2. SOLUÇÃO DA EQUAÇÃO DE DIFUSÃO .....                     | 131        |
| 4.2. EFEITO DE ESTUFA – MODELO MULTICAMADAS.....                 | 133        |
| 4.3. FERRAMENTAS DE APOIO AO ENSINO .....                        | 135        |

|        |  |            |
|--------|--|------------|
| 4.4.   | GUIAS PARA UTILIZAÇÃO DAS FERRAMENTAS DESENVOLVIDAS.....               | 137        |
| 4.4.1. | DETERMINAÇÃO DA VELOCIDADE DO VENTO À ALTITUDE Z.....                  | 138        |
| 4.4.2. | DETERMINAÇÃO DA ELEVAÇÃO DA PLUMA E DA ALTURA EFECTIVA DA CHAMINÉ..... | 139        |
| 4.4.3. | DETERMINAÇÃO DA CONCENTRAÇÃO AMBIENTE DE UM POLUENTE.....              | 141        |
| 4.4.4. | DIFUSÃO DA PLUMA EM TERRENO RURAL.....                                 | 143        |
| 4.4.5. | DIFUSÃO DA PLUMA EM TERRENO URBANO.....                                | 145        |
| 4.4.6. | COMPARAÇÃO DA DIFUSÃO DE PLUMAS SOBRE TERRENO RURAL E URBANO.....      | 146        |
| 4.4.7. | DETERMINAÇÃO DA TEMPERATURA DE EQUILÍBRIO.....                         | 149        |
| 4.4.8. | EXEMPLOS DE APLICAÇÃO.....   | 150        |
|        | <b>CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>                                       | <b>155</b> |
|        | <b>BIBLIOGRAFIA.....</b>   | <b>159</b> |
|        | <b>ANEXOS.....</b>   | <b>163</b> |
|        | ANEXO I – CONCEITOS FUNDAMENTAIS.....                                  | 165        |
|        | ANEXO II – RADIAMENTO TÉRMICO.....                                     | 169        |
|        | ANEXO III – EXEMPLOS DE DETERMINAÇÃO DA ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA.....  | 173        |
|        | ANEXO IV – TIPOS DE INVERSÕES TÉRMICAS.....                            | 183        |
|        | ANEXO V – CENÁRIOS UTILIZADOS PELO IPCC NAS PROJECCÕES CLIMÁTICAS..... | 189        |
|        | ANEXO VI – TIPOS DE PLUMAS EM FUNÇÃO DA ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA.....  | 193        |
|        | ANEXO VII – GRÁFICOS DOS COEFICIENTES DE DISPERSÃO.....                | 199        |





## LISTA DE FIGURAS

|   |    |
|---|----|
| <b>Figura 1.1</b> – A Terra vista do espaço pelo satélite meteorológico GOES 8. ....  | 17 |
| <b>Figura 1.2</b> – Todos os ciclos e esferas terrestres encontram-se interligados. ....  | 19 |
| <b>Figura 1.3</b> – Distribuição de massa na atmosfera terrestre e variação da densidade do ar e da pressão com a altitude (esquerda). Pormenorização da variação da pressão nos primeiros 50 km de altitude (direita)..... | 22 |
| <b>Figura 1.4</b> – Estrutura térmica da atmosfera.....   | 23 |
| <b>Figura 1.5</b> – As quatro camadas atmosféricas (Adaptada de Ahrens, 2000). ....   | 26 |
| <b>Figura 1.6</b> – Camadas da atmosfera em função da variação de temperatura, composição e propriedades eléctricas.....  | 26 |
| <b>Figura 1.7</b> – Caracterização da radiação de acordo com o seu comprimento de onda.....   | 28 |
| <b>Figura 1.8</b> – Espectro de radiação electromagnética. ....   | 29 |
| <b>Figura 1.9</b> – Energia emitida por um corpo negro a diversas temperaturas, em função do comprimento de onda. ....  | 30 |
| <b>Figura 1.10</b> – Distribuição espectral da radiação emitida pelo Sol e pela Terra.....  | 31 |
| <b>Figura 1.11</b> – Radiação solar incidente no topo da atmosfera em Janeiro (painel superior) e em Julho (painel inferior). ....  | 32 |
| <b>Figura 1.12</b> – Órbita elíptica (exagerada) da Terra em torno do Sol.....  | 33 |
| <b>Figura 1.13</b> – Factores que reduzem a transparência da atmosfera. ....  | 33 |
| <b>Figura 1.14</b> – Efeito da latitude na transparência da atmosfera. ....   | 34 |
| <b>Figura 1.15</b> – Efeito das estações na espessura óptica. ....  | 34 |
| <b>Figura 1.16</b> – Variações sazonais na duração do dia. ....   | 34 |
| <b>Figura 1.17</b> – Raios verticais e oblíquos.....  | 35 |
| <b>Figura 1.18</b> – Balanço radiativo médio anual da atmosfera relativo a 100 unidades de radiação solar.....  | 36 |
| <b>Figura 1.19</b> – Radiação solar recebida na superfície do planeta.....  | 37 |
| <b>Figura 1.20</b> – Efeito de estufa. ....   | 38 |
| <b>Figura 1.21</b> – Temperaturas médias à superfície terrestre sem e com efeito de estufa. ....  | 39 |
| <b>Figura 1.22</b> – Balanço radiativo do sistema Globo-Atmosfera.....  | 40 |
| <b>Figura 2.1</b> – Normais climatológicas da temperatura mínima e máxima do ar.....  | 42 |
| <b>Figura 2.2</b> – Normais climatológicas dos valores da precipitação diária.....  | 42 |

|   |    |
|---|----|
| <b>Figura 2.3</b> – Exemplo de uma carta meteorológica – escala sinóptica.....  | 43 |
| <b>Figura 2.4</b> – Exemplo de uma rosa dos ventos. ....  | 44 |
| <b>Figura 2.5</b> – Emissão de efluentes gasosos. ....  | 45 |
| <b>Figura 2.6</b> – Gradiente horizontal de pressão. ....   | 45 |
| <b>Figura 2.7</b> – Perfil vertical da velocidade do vento.....   | 46 |
| <b>Figura 2.8</b> – Orvalho. ....   | 47 |
| <b>Figura 2.9</b> – Uma partícula de ar ascendente expande-se e arrefece; uma partícula de ar descendente é comprimida e aquece.....                                      | 48 |
| <b>Figura 2.10</b> – Gradientes verticais adiabático seco e saturado. ....  | 49 |
| <b>Figura 2.11</b> – Exemplo de um gradiente ambiental.....   | 50 |
| <b>Figura 2.12</b> – Altura da camada de mistura. ....  | 52 |
| <b>Figura 2.13</b> – Relação entre o gradiente vertical de temperatura adiabático e a temperatura ambiente.....   | 53 |
| <b>Figura 2.14</b> – Gradiente vertical de temperatura superadiabático. ....  | 54 |
| <b>Figura 2.15</b> – Condições de instabilidade. ....   | 55 |
| <b>Figura 2.16</b> – Condições de neutralidade. ....  | 56 |
| <b>Figura 2.17</b> – Condições de estabilidade.....   | 56 |
| <b>Figura 2.18</b> – Estabilidade condicional. ....   | 57 |
| <b>Figura 2.19</b> – Inversão térmica.....  | 58 |
| <b>Figura 2.20</b> – Classificação climática de Köppen.....   | 59 |
| <b>Figura 2.21</b> – Temperatura média anual.....   | 61 |
| <b>Figura 2.22</b> – Precipitação acumulada anual.....  | 61 |
| <b>Figura 2.23</b> – Classificação climática de Köppen aplicada a Portugal Continental.....   | 61 |
| <b>Figura 2.24</b> – Reconstituição do registo da temperatura média global durante os últimos 400 000 anos. ....  | 62 |
| <b>Figura 2.25</b> – Distribuição geográfica das massas de terra (a) há cerca de 180 milhões de anos e (b) hoje.....  | 63 |
| <b>Figura 2.26</b> – Intensificação da actividade vulcânica em períodos de deriva rápida. ....  | 64 |
| <b>Figura 2.27</b> – Medições de satélite (1991.09.21) da pluma de SO <sub>2</sub> (áreas vermelho escuro e verde) da erupção do Monte Pinatubo, Indonésia (1991.06)..... | 65 |
| <b>Figura 2.28</b> – Anomalias da temperatura média global à superfície no período 1990-1992. ....  | 65 |

|   |    |
|---|----|
| <b>Figura 2.29</b> – Variação da órbita terrestre. ....   | 66 |
| <b>Figura 2.30</b> – (a) Precessão do eixo de rotação. (b) Situação actual (c) Situação daqui a 11 000 anos. ....   | 66 |
| <b>Figura 2.31</b> – Alterações da emissão de radiação solar (azul) medidas por satélite e número médio anual de manchas solares. ....  | 67 |
| <b>Figura 2.32</b> – Valores médios de precipitação, vento e estrutura da superfície do Oceano Pacífico Tropical. ....  | 69 |
| <b>Figura 2.33</b> – Valores médios de precipitação, vento e estrutura da superfície do Oceano Pacífico Tropical associados ao El Niño. ....  | 69 |
| <b>Figura 2.34</b> – Valores médios de precipitação, vento e estrutura da superfície do Oceano Pacífico Tropical associados à La Niña. ....   | 70 |
| <b>Figura 2.35</b> – Padrões de temperatura e precipitação globais relacionados com o El Niño. ....   | 71 |
| <b>Figura 2.36</b> – Padrões de temperatura e precipitação globais relacionados com La Niña. ....   | 72 |
| <b>Figura 2.37</b> – Nível do Oceano Pacífico durante o El Niño (em cima) e La Niña (em baixo). ....  | 73 |
| <b>Figura 2.38</b> – Índices NAO médios anuais desde 1950. ....   | 75 |
| <b>Figura 2.39</b> – Fases da NAO: Positiva à esquerda e Negativa à direita. ....   | 75 |
| <b>Figura 2.40</b> – Correntes oceânicas. ....  | 76 |
| <b>Figura 3.1</b> – Reconstituição do registo da temperatura média global e da concentração atmosférica de CO <sub>2</sub> durante os últimos 400 000 anos. ....  | 78 |
| <b>Figura 3.2</b> – Relação entre a variação de temperatura e a concentração de CO <sub>2</sub> baseada na análise de bolhas de ar primitivo aprisionadas nas camadas de gelo polar (estação de Vostok, Antárctica) durante os últimos 160 000 anos. .... | 79 |
| <b>Figura 3.3</b> – Evolução da concentração média de CO <sub>2</sub> em Mauna Loa (Hawaii). ....   | 80 |
| <b>Figura 3.4</b> – Evolução das concentrações atmosféricas de GEE's com elevados tempos de residência na atmosfera no período 0-2005. ....   | 83 |
| <b>Figura 3.5</b> – Concentrações médias globais de CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> O, CFC-11 e CFC-12 desde 1979. ....  | 84 |
| <b>Figura 3.6</b> – Representação esquemática do ciclo biogeoquímico do carbono. ....   | 86 |
| <b>Figura 3.7</b> – Reservatórios de carbono na atmosfera, biosfera, hidrosfera e geosfera. ....  | 88 |
| <b>Figura 3.8</b> – Fontes de emissão de CO <sub>2</sub> nos EUA em 2006. ....  | 89 |
| <b>Figura 3.9</b> – Emissões de CO <sub>2</sub> resultantes da combustão de combustíveis fósseis nos EUA em 2006. ....  | 90 |
| <b>Figura 3.10</b> – Ciclo global de carbono dos anos 90. Os valores a preto representam os fluxos naturais (pré-industriais) e os valores a encarnado representam os fluxos antropogénicos. ....   | 91 |

|   |     |
|---|-----|
| <b>Figura 3.11</b> – Fontes e sumidouros de (a) CO <sub>2</sub> (b) Compostos halogenados (c) CH <sub>4</sub> (d) N <sub>2</sub> O (e) Ozono troposférico. ....   | 92  |
| <b>Figura 3.12</b> – Absorção da radiação por alguns gases da atmosfera. ....   | 94  |
| <b>Figura 3.13</b> – Evolução das concentrações de vários poluentes na EU-27.....   | 95  |
| <b>Figura 3.14</b> – Concentrações atmosféricas de CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> e N <sub>2</sub> O ao longo dos últimos 10 000 anos (painéis grandes) e desde 1750 (painéis inseridos). ....   | 97  |
| <b>Figura 3.15</b> – a) Emissões globais de GEE's de origem antropogénica entre 1070 e 2004; b) Emissões dos diversos GEE's antropogénicos em 2004, expressos como CO <sub>2-eq</sub> ; c) Emissões sectoriais de GEE's em 2004, expressos como CO <sub>2-eq</sub> (Floresta inclui a deflorestação)..... | 98  |
| <b>Figura 3.16</b> – <i>Feedback</i> das superfícies geladas. ....  | 99  |
| <b>Figura 3.17</b> – Valor médio anual efectivo do forçamento radiativo das nuvens (Fevereiro 2000 - Março 2001) .....  | 101 |
| <b>Figura 3.18</b> – Variações da temperatura média à superfície (a), do nível médio do mar (b) e da cobertura de neve no Hemifério Norte durante Março-Abril (c). ....   | 104 |
| <b>Figura 3.19</b> – Alterações nos sistemas físicos e biológicos e temperatura à superfície. ....  | 106 |
| <b>Figura 3.20</b> – Evolução dos modelos climáticos durante as últimas décadas. ....   | 108 |
| <b>Figura 3.21</b> – Comparação das alterações observadas da temperatura à superfície às escalas continental e global com resultados simulados por modelos climáticos, usando-se forçamentos naturais e antropogénicos. ....  | 109 |
| <b>Figura 3.22</b> – Projecção das alterações da temperatura da superfície para o início e final do século XXI, relativamente ao período de 1980 a 1999.....  | 110 |
| <b>Figura 3.23</b> – Projecção das alterações da precipitação para o período 2090 a 2099, relativamente ao período de 1980 a 1999 (à esquerda Dezembro a Fevereiro; à direita Junho a Agosto).....  | 110 |
| <b>Figura 3.24</b> – Projecções sectoriais de impactos das alterações climáticas. ....  | 111 |
| <b>Figura 4.1</b> – Emissão de poluentes gasosos .....  | 113 |
| <b>Figura 4.2</b> – Efeito do vento na dispersão.....   | 117 |
| <b>Figura 4.3</b> – <i>Entrainment</i> (à esquerda) e elevação da pluma (à direita) em condições superadiabáticas) .....  | 118 |
| <b>Figura 4.4</b> – Elevação da pluma e altura efectiva da chaminé.....   | 119 |
| <b>Figura 4.5</b> – Diagrama lógico para determinação da elevação da pluma.....   | 121 |
| <b>Figura 4.6</b> – Dispersão da pluma. ....  | 125 |
| <b>Figura 4.7</b> – Coeficientes de dispersão lateral de Pasquill-Gifford para zonas rurais.....  | 126 |
| <b>Figura 4.8</b> – Coeficientes de dispersão vertical de Pasquill-Gifford para zonas rurais. ....  | 127 |

|   |     |
|---|-----|
| <b>Figura 4.9</b> – Efeito dos coeficientes de dispersão urbano e rural na evolução da concentração de poluentes na pluma. .... | 129 |
| <b>Figura 4.10</b> – Comparação dos coeficientes de dispersão lateral entre zonas rurais e urbanas. ....                        | 130 |
| <b>Figura 4.11</b> – Comparação dos coeficientes de dispersão vertical entre zonas rurais e urbanas. ....                       | 131 |
| <b>Figura 4.12</b> – Atmosfera composta por uma única camada. ....  | 133 |
| <b>Figura 4.13</b> – Atmosfera composta por duas camadas atmosféricas. ....   | 134 |
| <b>Figura 4.14</b> – Introdução de dados e visualização de comentários. ....  | 137 |
| <b>Figura 4.15</b> – Aspecto da folha de cálculo Veloc_Vento quando aberta. ....  | 139 |
| <b>Figura 4.16</b> – Aspecto da folha de cálculo Veloc_Vento após introdução de dados. ....                                     | 139 |
| <b>Figura 4.17</b> – Aspecto da folha de cálculo Altura_Efectiva_Chaminé quando aberta. ....                                    | 140 |
| <b>Figura 4.18</b> – Aspecto da folha de Cálculo Altura_Efectiva_Chaminé após introdução de dados. ....                         | 141 |
| <b>Figura 4.19</b> – Aspecto da folha de cálculo Concentração_Ambiente quando aberta. ....                                      | 142 |
| <b>Figura 4.20</b> – Aspecto da folha de cálculo Concentração_Ambiente após introdução de dados. ....                           | 142 |
| <b>Figura 4.21</b> – Aspecto da folha de cálculo Pluma_Rural quando aberta. ....  | 143 |
| <b>Figura 4.22</b> – Aspecto da folha de cálculo Pluma_Rural após introdução de dados. ....                                     | 144 |
| <b>Figura 4.23</b> – Difusão da pluma rural em representação 3D. ....   | 144 |
| <b>Figura 4.24</b> – Influência da velocidade do vento na difusão da pluma rural. ....  | 145 |
| <b>Figura 4.25</b> – Aspecto da folha de cálculo Pluma_Urbana após introdução de dados. ....                                    | 146 |
| <b>Figura 4.26</b> – Difusão da pluma urbana em representação 3D. ....  | 146 |
| <b>Figura 4.27</b> – Influência da velocidade do vento na difusão da pluma urbana. ....   | 146 |
| <b>Figura 4.28</b> – Aspecto da folha de cálculo Comparação_Pluma_Urbana_Rural quando aberta. ....                              | 147 |
| <b>Figura 4.29</b> – Aspecto da folha de cálculo Comparação_Pluma_Urbana_Rural após introdução de dados. ....                   | 148 |
| <b>Figura 4.30</b> – Comparação da dispersão da pluma urbana e rural, nas mesmas condições de emissão. ....                     | 148 |
| <b>Figura 4.31</b> – Aspecto da folha de cálculo Temp_Efectiva quando aberta. ....  | 149 |
| <b>Figura 4.32</b> – Aspecto da folha de cálculo Temp_Efectiva após introdução de dados. ....                                   | 150 |
| <b>Figura 4.33</b> – Aspecto da folha de cálculo Veloc_Vento após introdução dos dados do Exemplo 2. ....                       | 151 |
| <b>Figura 4.34</b> – Aspecto da folha de cálculo Altura_Efectiva_Chaminé após introdução dos dados do Exemplo 2. ....           | 151 |

|  |     |
|--|-----|
| <b>Figura 4.35</b> – Aspecto da folha de cálculo Concentração_Ambiente após introdução dos dados do Exemplo 2. . . . .   | 152 |
| <b>Figura 4.36</b> – Aspecto da folha de cálculo Veloc_Vento após introdução dos dados do Exemplo 3.....                 | 153 |
| <b>Figura 4.37</b> – Aspecto da Folha de Cálculo Altura_Efectiva_Chaminé após introdução dos dados do Exemplo 3. . . . . | 153 |
| <b>Figura 4.38</b> – Aspecto da Folha de Cálculo Concentração_Ambiente após introdução dos dados do Exemplo 3. . . . .   | 154 |

## LISTA DE TABELAS

|   |     |
|---|-----|
| <b>Tabela 1.1</b> – Composição química média da atmosfera junto à superfície .....  | 20  |
| <b>Tabela 2.1</b> – Classificação climática de Köppen .....   | 60  |
| <b>Tabela 3.1</b> – Evolução das concentrações de alguns GEE's e respectivos tempos de residência .....                             | 96  |
| <b>Tabela 4.1</b> – Classes de estabilidade de Pasquill-Gifford.....  | 115 |
| <b>Tabela 4.2</b> – Determinação da classe de estabilidade de Pasquill-Gifford a partir de parâmetros operacionais.....             | 116 |
| <b>Tabela 4.3</b> – Valores típicos do expoente n .....   | 116 |
| <b>Tabela 4.4</b> – Gradientes verticais de temperatura ambiental e temperatura potencial em função da classe de estabilidade ..... | 122 |
| <b>Tabela 4.5</b> – Constantes para determinação dos desvios lateral e vertical em zona rural.....                                  | 128 |
| <b>Tabela 4.6</b> – Constantes para determinação dos desvios lateral e vertical em zona urbana.....                                 | 129 |





## INTRODUÇÃO

---

A vida na Terra depende drasticamente da sustentabilidade do seu clima. Este sempre sofreu variações, alternando períodos frios com períodos quentes, consequência de uma variabilidade climática natural. No entanto, as tendências climáticas mais recentes e as previsões para o futuro próximo podem pôr em causa, de uma forma drástica, as diferentes formas de vida, tal qual existem hoje na Terra. O tema “Alterações Climáticas” tornou-se assim num tema emergente da sociedade. A comunidade científica tem desenvolvido investigação que visa permitir a melhor compreensão dos fenómenos complexos envolvidos e também a previsão de possíveis consequências. Estas preocupações têm-se traduzido em decisões políticas, desde a criação de um organismo internacional próprio para o estudo do problema, o Painel Intergovernamental para as Alterações Climáticas (IPCC), até à implementação de medidas concretas de mitigação previstas no Protocolo de Quioto. A intervenção da comunicação social transmite ao cidadão comum uma preocupação crescente sobre algo que nem sempre é bem transmitido e compreendido. O ensino destas matérias, embora difícil, torna-se assim premente; sustenta-se na integração de conhecimentos nas áreas da física, da química, da biologia e ecologia e da dinâmica de fluidos e requer actualização constante.

Numa época em que a comunicação social debita, quase diariamente, informações sobre as alterações climáticas e os fenómenos meteorológicos extremos associados, muitas das vezes com informação fora do contexto e até com erros, é importante que a comunidade científica tenha uma preocupação acrescida com a divulgação de conhecimentos. Dada a complexidade do tema, os conhecimentos científicos devem resumir e sistematizar os pontos-chave que promovam a compreensão das alterações climáticas a vários níveis.

Este trabalho tem como objectivo juntar informação dispersa e complexa que permita compreender o Clima e as suas alterações de forma acessível a alunos do 12º ano. Adicionalmente, pretende fornecer aos professores materiais de apoio para planearem aulas práticas, conhecimentos científicos actualizados, figuras e esquemas elucidativos, além de um texto de apoio de integração.

Sendo um tema eminentemente teórico requer motivação e esforço extra por parte dos alunos. De uma forma inovadora, este trabalho inclui aplicações práticas que permitem

utilizar dados recolhidos nas Estações Meteorológicas Automáticas (EMA's) instaladas em várias escolas do país, no âmbito do Projecto PROCLIRA.

Sintetizando, este trabalho tem como objectivos:

- Sistematizar conhecimentos das componentes básicas do clima, especialmente das mais pertinentes para a compreensão das interacções complexas e dinâmicas que envolvem as alterações climáticas;
- Sistematizar e explicar as interacções entre estas componentes;
- Explicar as possíveis consequências e as extrapolações realizadas no âmbito do conhecimento actual;
- Construir ferramentas acessíveis que permitam aos professores utilizar os dados recolhidos nas EMA's locais e planear actividades práticas que motivem os alunos para o estudo desta problemática com elevada componente teórica.

As etapas de realização deste trabalho têm o seguinte planeamento:

- Pesquisa bibliográfica para recolha da informação mais actualizada, privilegiando fontes referenciadas. Nesta selecção bibliográfica procura-se identificar e adoptar as teorias mais consensualizadas junto da comunidade científica. Procura-se ainda encontrar as formas mais didácticas de explicação dos fenómenos.
- Recolha das informações mais actualizadas recorrendo a relatórios recentes de organismos internacionais;
- Selecção, adaptação e se necessário construção de esquemas elucidativos do texto que melhor se adequem aos destinatários;
- Elaboração de ferramentas e respectivos guias que permitam utilizar os dados fornecidos pelas EMA's no desenvolvimento de trabalhos práticos;
- Teste e validação destas ferramentas.

A dissertação encontra-se organizada em quatro capítulos: os dois primeiros de exposição dos conhecimentos base necessários, um terceiro sobre variabilidade do sistema climático e Alterações Climáticas e, um quarto onde se apresentam as ferramentas desenvolvidas. Neste último capítulo descrevem-se os resumos das técnicas de execução e os conhecimentos específicos que suportam cada caso e exemplifica-se a forma de utilização das Folhas de Cálculo contidas no Livro Excel designado por "EMA'sLab". Resumindo:

- Capítulo 1 – Explicação dos sistemas terrestres e suas interações, com desenvolvimento mais detalhado do sistema Globo-Atmosfera e do Efeito de Estufa;
- Capítulo 2 – Explicação de conceitos básicos de meteorologia, clima e variabilidade climática; descrição da variabilidade natural;
- Capítulo 3 – Descrição das causas antropogénicas das alterações climáticas e algumas das suas consequências;
- Capítulo 4 – Apresentação das ferramentas desenvolvidas e exemplos de utilização.

Nas considerações finais resumem-se as principais constatações e apontam-se futuras linhas de desenvolvimento do presente trabalho.

Nos anexos encontram-se detalhados ou exemplificados alguns temas apresentados no texto principal.



# CAPÍTULO 1

## O SISTEMA TERRA

---

O planeta Terra, conhecido como “planeta azul” (Figura 1.1), pode ser o único que reúne as condições que permitem a existência de vida. Dentro destas, podem salientar-se a existência da atmosfera, capaz de filtrar as radiações solares nocivas à vida, bem como a de grandes quantidades de água na fase líquida. De facto, tanto quanto se sabe, a Terra é o único planeta com características conducentes à existência de vida. Estas condições resultam de um equilíbrio dinâmico e frágil entre os componentes do Sistema Terra ou Sistema Climático.



**Figura 1.1** – A Terra vista do espaço pelo satélite meteorológico GOES 8  
([http://rsd.gsfc.nasa.gov/rsd/images/goes8\\_cp.html](http://rsd.gsfc.nasa.gov/rsd/images/goes8_cp.html)).

### 1.1. OS QUATRO SUBSISTEMAS DO SISTEMA TERRA

O Sistema Terra é composto por quatro subsistemas, também denominados de esferas, que interactivam entre si (Thompson, 2007):

1. **Geosfera** – corresponde à componente sólida. É constituída pelo núcleo do globo, pelo manto e pela Litosfera (camada superior, constituída pelas crostas oceânica e continental).
2. **Atmosfera** – corresponde à camada gasosa que envolve o planeta devido à acção da força da gravidade terrestre e que se estende até várias centenas de



quilómetros de altitude. Por ter especial relevância no âmbito deste trabalho, será mais pormenorizada nos subcapítulos posteriores.

3. **Hidrosfera** – inclui toda a água do planeta (oceanos, mares, lagos, rios, águas subterrâneas, glaciares e a que se encontra na atmosfera). Os oceanos cobrem 71% da superfície terrestre e contêm cerca de 97.5% da água do planeta. Os glaciares abrangem 1.8%, constituindo a maior reserva de água doce do planeta. Os continentes contêm 0.64% dos quais apenas 0.01% se encontram à superfície (rios, lagos, ...). Os restantes 0.63% são águas subterrâneas. Finalmente a atmosfera contém apenas cerca de 0.001% da totalidade da água do planeta. Na prática, pode ser conveniente considerar apenas um dos subsistemas (e.g. a atmosfera) como o sistema de interesse, relativamente ao qual se define o clima; este subsistema designa-se por sistema interno, constituindo os restantes subsistemas o sistema externo que, diz-se, força o sistema interno. Assim, se se tomar como sistema interno a atmosfera, o clima é definido apenas em relação a esta (o clima identifica-se com a circulação geral da atmosfera) e os oceanos, os vulcões, etc. forçam a atmosfera e o clima.
4. **Biosfera** – corresponde ao conjunto de todos os ecossistemas da Terra. Inclui todos os organismos vivos do planeta. O conceito é geralmente alargado para incluir também os seus *habitats*.

Estas esferas, ou subsistemas, trocam constantemente entre si energia e matéria e qualquer alteração numa delas originará, mais cedo ou mais tarde, alterações noutra(s) esfera(s). O tempo de resposta depende das características do subsistema em questão. Na Figura 1.2 exemplificam-se algumas das interacções dentro e entre os subsistemas.

A atmosfera é a componente com maior variabilidade, com um tempo de resposta característico de cerca de um mês, ou seja, dada a capacidade desta componente em transferir calor horizontal e verticalmente, demora apenas um mês a ajustar-se a alterações na distribuição de temperatura à superfície do planeta.

Dentro da hidrosfera, os oceanos são a componente mais importante: trocam, entre outros, vapor de água e dióxido de carbono com a atmosfera e as correntes oceânicas transportam enormes quantidades de calor das regiões equatoriais para os pólos. As águas superficiais têm uma forte interacção com a atmosfera, com escalas temporais a variarem de segundos, a horas, a meses e até anos. Já as águas mais profundas possuem tempos de resposta na ordem de séculos.

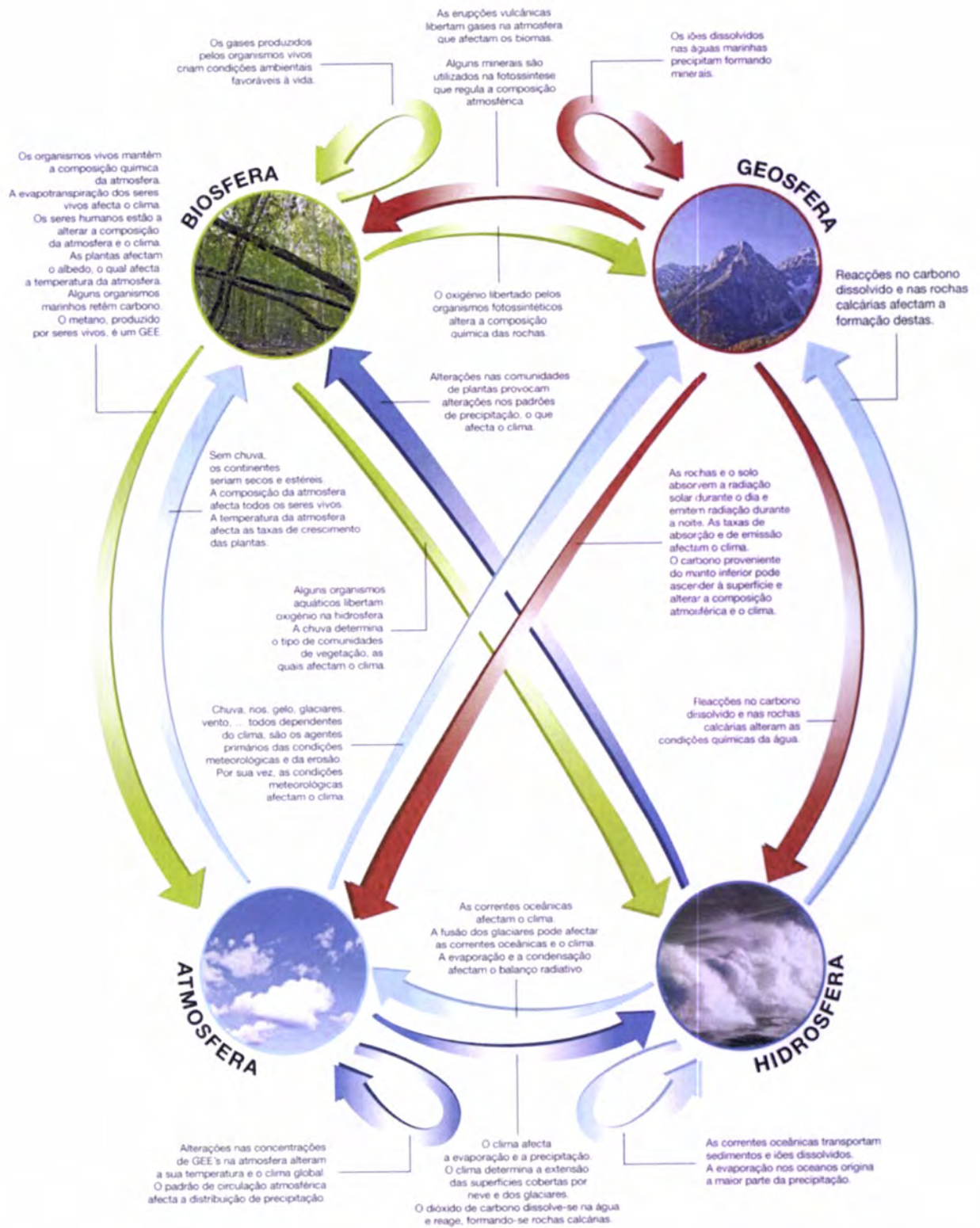


Figura 1.2 – Todos os ciclos e esferas terrestres encontram-se interligados (Thompson, 2007).



## 1.2. COMPOSIÇÃO E ESTRUTURA DA ATMOSFERA

### 1.2.1. COMPOSIÇÃO

A atmosfera terrestre é composta por uma mistura de gases: oxigénio ( $O_2$ ), azoto ( $N_2$ ), árgon (Ar) e vapor de água ( $H_2O$ ), designados por **Componentes Maioritários**, embora as quantidades de vapor de água presentes na atmosfera variem bastante no espaço e no tempo.

Existem ainda diversos outros gases, em quantidades muito reduzidas, motivo pelo qual se designam por **Componentes Minoritários** ou **Vestigiais** (“trace gases”). Pelo facto de relativamente pequenas alterações na sua concentração se traduzirem em poluição do ar, destacam-se o metano ( $CH_4$ ), o óxido nitroso ( $N_2O$ ), o ozono ( $O_3$ ), os aerossóis e os clorofluorcarbonetos (CFC's). Não sendo poluente, o dióxido de carbono ( $CO_2$ ) é o componente minoritário mais abundante. A composição média da atmosfera, junto à superfície do planeta, é apresentada na Tabela 1.1.

**Tabela 1.1** – Composição química média da atmosfera junto à superfície (Wallace, 2006)

| COMPONENTE         | FÓRMULA QUÍMICA | CONCENTRAÇÃO VOLÚMICA | UNIDADES |
|--------------------|-----------------|-----------------------|----------|
| Azoto              | $N_2$           | 78.08                 | %        |
| Oxigénio           | $O_2$           | 20.95                 | %        |
| Árgon              | Ar              | 0.93                  | %        |
| Vapor de Água      | $H_2O$          | 0 a 5                 | %        |
| Dióxido de Carbono | $CO_2$          | 380                   | ppm      |
| Néon               | Ne              | 18                    | ppm      |
| Hélio              | He              | 5                     | ppm      |
| Metano             | $CH_4$          | 1.75                  | ppm      |
| Cripton            | Kr              | 1                     | ppm      |
| Hidrogénio         | $H_2$           | 0.5                   | ppm      |
| Óxido Nitroso      | $N_2O$          | 0.3                   | ppm      |
| Ozono              | $O_3$           | 0 a 0.1               | ppm      |

A observação da Tabela 1.1 permite facilmente verificar que os elementos mais abundantes na atmosfera são o azoto, o oxigénio, o carbono e o hidrogénio (N, O, C e H) que correspondem precisamente aos principais elementos que compõem as moléculas dos constituintes essenciais à vida: glícidos, proteínas e lípidos (Stryer,



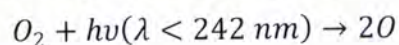
1996). A totalidade dos componentes minoritários corresponde a 0.04% da composição do ar.

Em termos de composição, podem distinguir-se duas zonas da atmosfera (Ahrens, 2000):

1. A **Homosfera** – camada atmosférica até aos 80 km acima da superfície do planeta, onde as concentrações dos componentes (fundamentalmente oxigénio e azoto moleculares e dióxido de carbono) são constantes. O vapor de água embora resida na homosfera não tem uma distribuição regular. A homosfera inclui a troposfera, a estratosfera e a mesosfera.
2. A **Heterosfera** – camada acima da Homosfera. As concentrações de oxigénio e de azoto moleculares diminuem significativamente e predomina o oxigénio atómico (O) resultante da fotodissociação do O<sub>2</sub> [ver Caixa 1.1].

Mais de 99.99% da massa total da atmosfera encontra-se na Homosfera, ou seja, nos primeiros 80 km de altitude.

**Caixa 1.1** - A fotodissociação do O<sub>2</sub> consiste na reacção química de dissociação destas moléculas na presença de radiação solar ( $h\nu$ ) com comprimento de onda ( $\lambda$ ) inferior a 242 nm (1 nm = 10<sup>-9</sup> m, ou seja, 1 nm corresponde à milionésima (10<sup>-6</sup>) parte do milímetro). No subcapítulo 1.3, pormenoriza-se o espectro da radiação solar. Esquemáticamente tem-se:

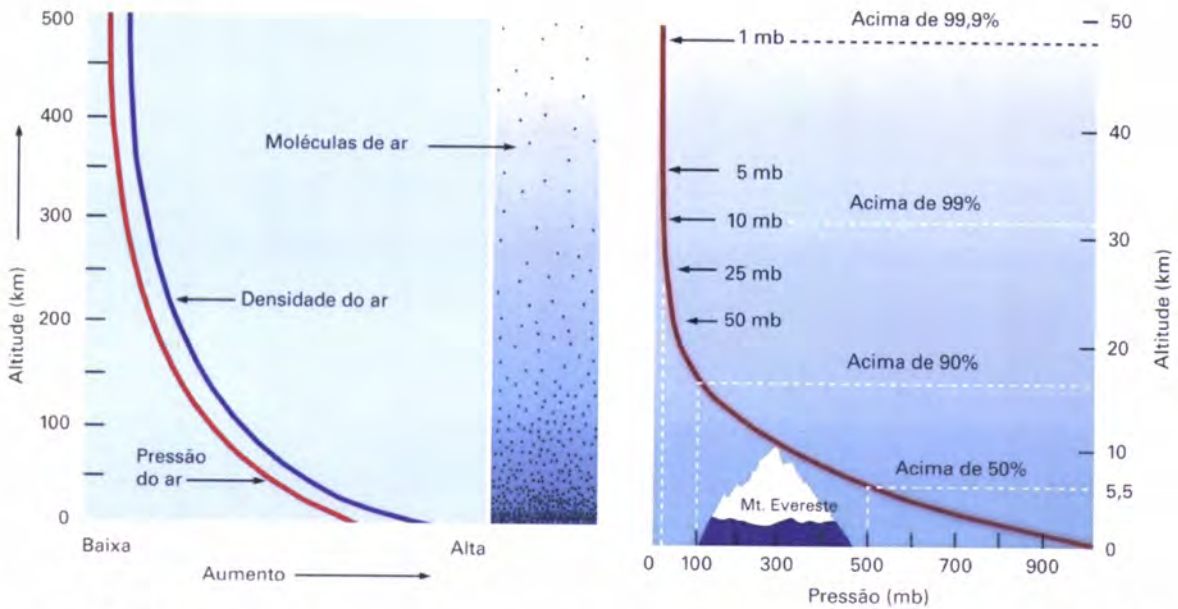


### 1.2.2. ESTRUTURA VERTICAL

A Figura 1.3 ajuda a compreender a distribuição de massa na atmosfera e a consequente variação vertical da pressão atmosférica. Aproximadamente 99% da sua massa encontra-se nos primeiros 30 km de altitude. Nos primeiros 20 km da atmosfera encontra-se 90% da massa total, enquanto que abaixo dos 50 km se encontra cerca de 99.9% (Ahrens, 2000).

O início dos voos de balão permitiram efectuar medições directas das propriedades médias da atmosfera terrestre. Estas medições evidenciaram que, nos primeiros 10 a 12 km da atmosfera, a pressão decresce muito rapidamente (exponencialmente) com a altitude enquanto que a temperatura decresce de forma aproximadamente

linear, a uma taxa média de 6.5 °C por km (Wallace, 2006), conforme representado na Figura 1.4.



**Figura 1.3** – Distribuição de massa na atmosfera terrestre e variação da densidade do ar e da pressão com a altitude (esquerda). Pormenorização da variação da pressão nos primeiros 50 km de altitude (direita) (Adaptada de Ahrens, 2000).

A pressão ( $P$ ) mede o peso ( $F_g$ ), por unidade de área ( $A$ ), da coluna de ar acima do ponto de medida (em condições hidrostáticas) (Stull, 2000):

$$P = \frac{F_g}{A} \tag{1.1}$$

Por sua vez, o peso da coluna de ar resulta do produto da massa dessa coluna de ar ( $m$ ) pela aceleração da gravidade ( $g \cong 9.8 \text{ ms}^{-2}$ ):

$$F_g = mg \tag{1.2}$$

Desta forma, é fácil concluir que, se as medições evidenciam um decréscimo exponencial da pressão com a altitude, a maior parte da massa atmosférica concentra-se nas camadas inferiores da atmosfera. Junto da superfície, ao nível médio do mar, a pressão é aproximadamente 760 mm Hg  $\approx$  101 325 Pa.

Relativamente à temperatura, no perfil médio vertical podem distinguir-se quatro camadas atmosféricas (Ackerman, 2007), conforme ilustrado na Figura 1.4:

**1. Troposfera** (0-16 km) – Camada atmosférica imediatamente acima da superfície. Caracteriza-se pelo decréscimo da temperatura com a altitude. Esta



taxa de variação da temperatura com a altitude designa-se por gradiente vertical de temperatura e assume valores médios de  $6$  a  $7\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$  na metade inferior da Troposfera e  $7$  a  $8\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$  na metade superior (Stull, 2000). É frequente ocorrerem situações em que a temperatura aumenta com a altitude, comumente denominadas Inversões Térmicas.

A maior parte dos fenómenos meteorológicos (chuva, trovoadas, tornados, etc.) ocorrem nesta camada. Não obstante ser a camada atmosférica mais fina, é nela que se concentram cerca de  $80\%$  da massa total da atmosfera e praticamente a totalidade do vapor de água.

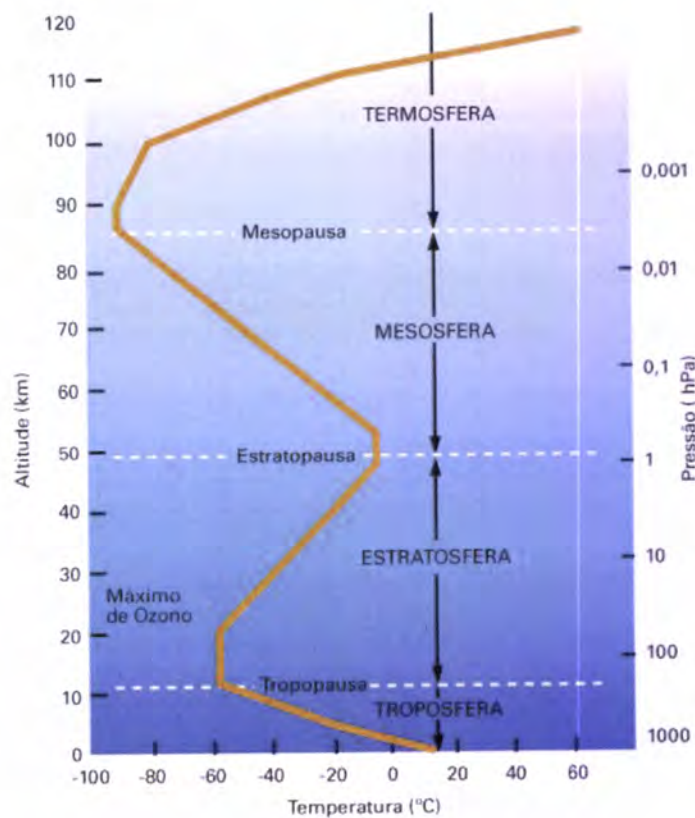


Figura 1.4 – Estrutura térmica da atmosfera (Adaptada de Ahrens, 2000).

- Estratosfera** (17-50 km) – Camada imediatamente acima da Troposfera e que se prolonga até cerca de 50 km de altitude. No limite inferior desta camada (**Tropopausa**), até aos 35 km de altitude, a temperatura mantém-se praticamente constante. A altitude a que se inicia a Tropopausa varia com a latitude, desde a Tropopausa Polar, a cerca de 8 km, até à Tropopausa Tropical, a cerca de 17 km. O ar frio da alta Troposfera é demasiado denso para conseguir subir, o que resulta

numa fraca mistura do ar da Troposfera com o da camada superior (Thompson, 2007). Acima da Tropopausa, a temperatura aumenta até que, no limite superior da Estratosfera, se atingem valores próximos dos verificados à superfície. Este aumento da temperatura deve-se à existência de ozono ( $O_3$ ) que absorve a radiação ultra-violeta (UV) proveniente do Sol; esta radiação é muito energética e, como a este nível a atmosfera já apresenta uma densidade reduzida, a energia absorvida é transferida para um diminuto número de moléculas que adquirem elevada energia cinética promovendo o aumento da temperatura do ar.

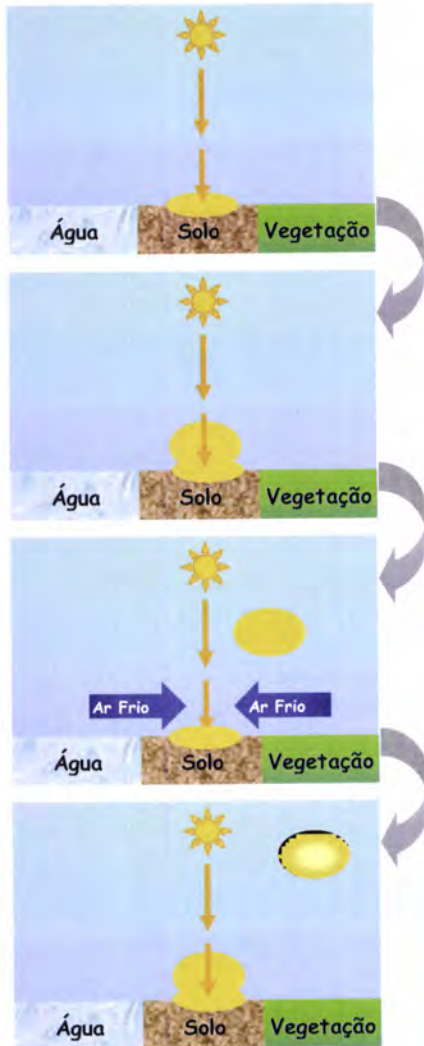
Esta energia calorífica é transferida para baixo através de movimentos verticais descendentes (subsidiência) e radiação. Desta forma, a Estratosfera é aquecida a partir dos seus níveis superiores, ao passo que a Troposfera é, essencialmente aquecida pela superfície terrestre.

A Troposfera e a Estratosfera apresentam condições meteorológicas muito diferentes: devido ao facto de a Troposfera ser aquecida a partir dos seus níveis inferiores, os movimentos verticais ascendentes (convecção [ver Caixa 1.2]) encontram-se favorecidos; pelo contrário, na Estratosfera estes movimentos são praticamente inexistentes e ela é praticamente isenta de nuvens.

3. **Mesosfera** - (50-80 km) - A cerca de 50 km de altitude a temperatura deixa de aumentar. Este nível designa-se por Estratopausa e marca o limite inferior da Mesosfera onde a temperatura decresce com a altura. A cerca dos 80 km de altitude a temperatura atinge um valor mínimo de, aproximadamente  $-95\text{ }^{\circ}\text{C}$ . A Mesopausa marca o fim da Homosfera; as suas temperaturas são mais baixas do que em qualquer outro nível da atmosfera superior.
4. **Termosfera** - (acima dos 80 km) – Por volta dos 80 km de altitude, a temperatura estabiliza – Mesopausa, o que marca o fim da Homosfera e início da Heteroesfera. Na camada acima da Mesopausa, a Termosfera, verifica-se novo aumento da temperatura com a altitude. Em períodos de actividade solar reduzida, esta camada estende-se até aos 400 km, podendo atingir os 500 km de altitude de altitude nos períodos de actividade solar mais intensa. Nesta camada, a composição da atmosfera altera-se significativamente e passam a abundar as espécies atómicas, resultantes da fotodissociação das moléculas por acção dos raios X e UV.



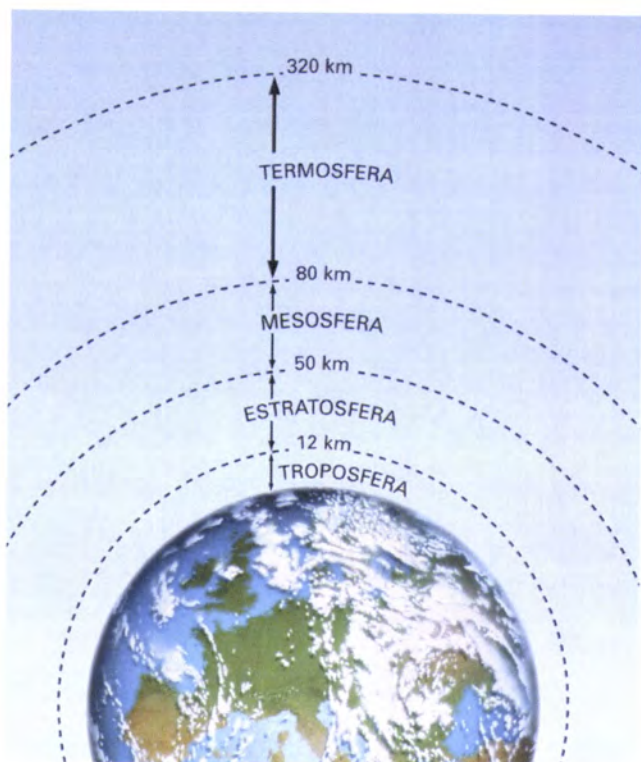
**Caixa 1.2 - Convecção** - transferência de calor através do movimento de massa de um fluido (água ou ar). Acontece em líquidos ou gases, porque estes se podem movimentar livremente.



A energia solar aquece diferencialmente os diferentes tipos de superfícies terrestres. Determinadas áreas, como, por exemplo, o solo, aquecem mais rapidamente que as superfícies adjacentes de água e cobertas de vegetação. Conforme aquece, a superfície conduz calor para a camada de ar em contacto com esta o que origina o aquecimento diferencial do ar. As partículas de ar aquecido expandem-se e tornam-se menos densas que o ar envolvente o que promove um movimento ascendente. À medida que estas partículas sobem, a sua energia calorífica é transferida para níveis superiores da atmosfera e ar mais frio e denso desce, substituindo o ar ascendente. Entretanto vão-se formando novas bolhas de ar quente junto à superfície aquecida e o processo continua enquanto esta for aquecida pela energia solar.

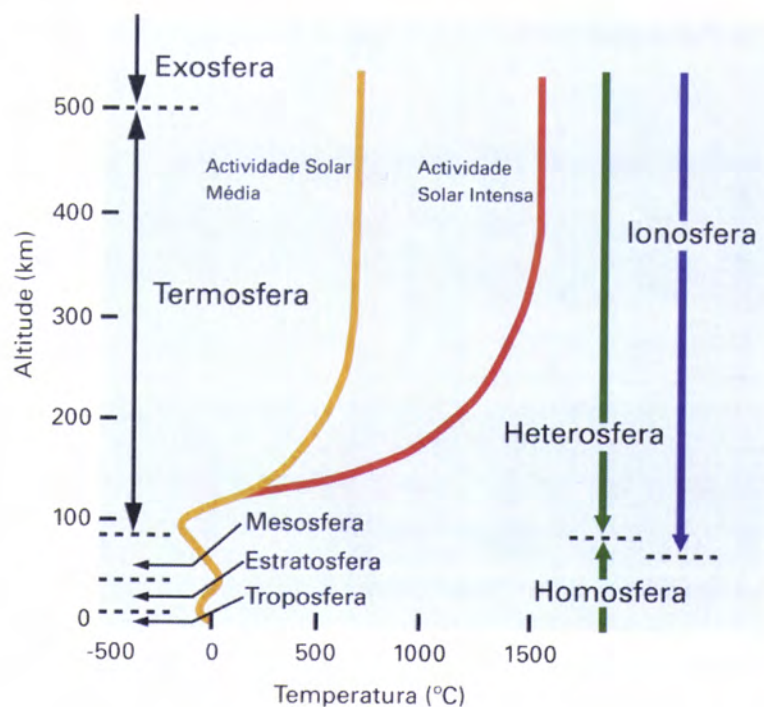
Na Figura 1.5 representam-se esquematicamente as quatro camadas atmosféricas. Acima da Termosfera vem a **EXOSFERA**, onde a densidade é muito reduzida; as colisões entre partículas neutras são extremamente raras e o percurso livre médio destas partículas torna-se tão grande que estas podem escapar à atracção gravitacional terrestre.





**Figura 1.5** – As quatro camadas atmosféricas (Adaptada de Ahrens, 2000).

Na Figura 1.6, observam-se as várias camadas atmosféricas em função da temperatura, composição química e propriedades eléctricas.



**Figura 1.6** – Camadas da atmosfera em função da variação de temperatura, composição e propriedades eléctricas (Adaptada de Ahrens, 2000).



Conforme se pode observar na Figura 1.6, o perfil vertical de temperatura da atmosfera apresenta três máximos relativos da temperatura, resultantes da existência de três zonas de absorção preferencial da radiação solar:

1. Junto à superfície terrestre onde é absorvida grande parte da radiação solar incidente;
2. Na camada de ozono, onde é absorvida a radiação UV, com um máximo na Estratopausa e
3. Na Termosfera, onde é absorvida a radiação de muito curto comprimento de onda (UV longínquo, radiação X e  $\gamma$ ).

A **ionosfera** não é propriamente uma camada atmosférica mas sim uma região da alta atmosfera onde a existência de iões e electrões livres lhe confere propriedades eléctricas. Os átomos perdem electrões e adquirem carga positiva (catiões) quando não conseguem absorver a totalidade da energia de uma partícula que com eles colida ou da energia solar. O limite inferior da ionosfera situa-se a cerca de 60 km acima da superfície terrestre e o superior coincide com o topo da atmosfera.

### 1.3. RADIAÇÃO SOLAR E TERRESTRE

Remete-se o leitor para os Anexos I e II Na Caixa 1.3 diferenciam-se os conceitos de Temperatura e de Calor.

**Caixa 1.3** - Os conceitos de Temperatura e Calor são vulgarmente confundidos. Fisicamente, **Temperatura** é uma variável de estado de um sistema e **Calor** corresponde a uma forma particular de transferência de energia entre dois sistemas.

O valor da Temperatura de uma determinada substância é função da Energia Cinética média dos átomos e moléculas que a formam. O Sistema Internacional de Medidas adoptou o Kelvin (K) como unidade de temperatura:  $K = ^\circ C + 273.15$ .

As ondas electromagnéticas não necessitam de um meio de propagação; elas viajam no espaço vazio à velocidade de  $299\,792.458\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$  ( $\approx 3 \times 10^8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ), correspondente à velocidade da luz no vácuo ( $c_0$ ); na atmosfera terrestre, a sua velocidade diminui para  $299\,710\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ . As características da radiação electromagnética são totalmente definidas pelo seu comprimento de onda ( $\lambda$ )

correspondente à distância entre dois máximos ou pela sua frequência ( $\nu$ ), relacionadas pela expressão (ver, por ex., Stull, 2000):

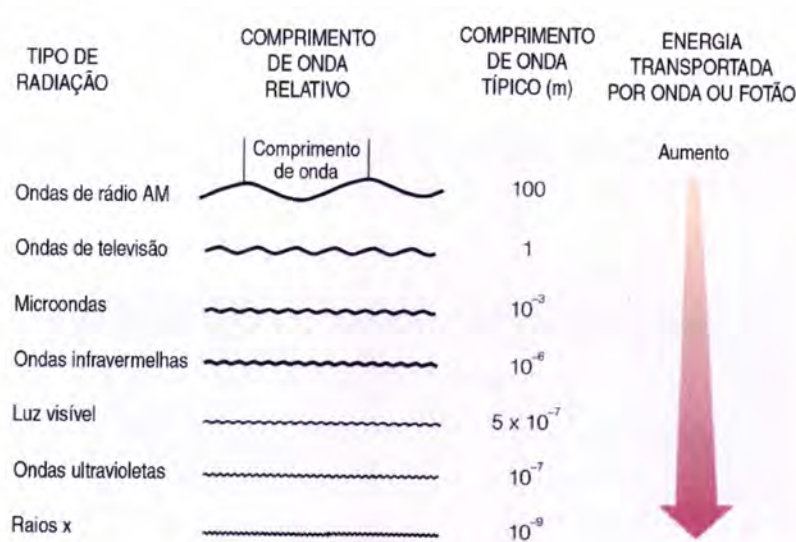
$$\nu = \frac{c_0}{\lambda} \quad [1.3]$$

Na Figura 1.7 podem observar-se diferentes comprimentos de onda associados a diferentes tipos de radiação. Por outro lado, a radiação solar está associada à presença de fotões: a radiação solar consiste num fluxo de fotões que se propaga de acordo com o que foi previamente descrito. A energia associada a um fotão é uma função da sua frequência, de acordo com a Lei de Planck:

$$W = h\nu \quad [1.4]$$

em que  $h$  é a constante de Planck ( $6.63 \times 10^{-34}$  J.s).

Deve notar-se que, quanto menor for o comprimento de onda, maior é a energia transportada.

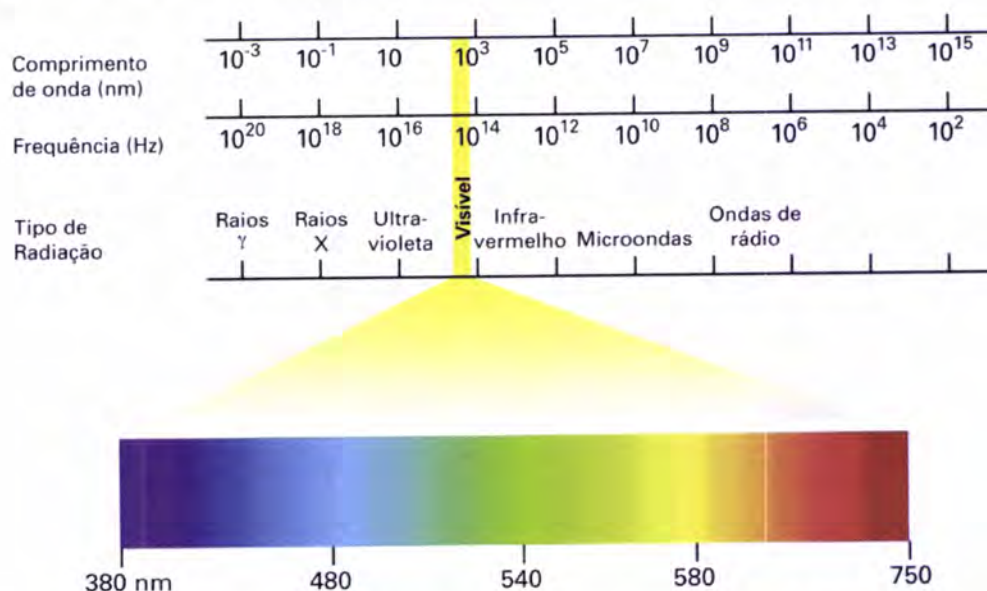


**Figura 1.7** – Caracterização da radiação de acordo com o seu comprimento de onda (Adaptada de Ahrens, 2000).

Na Figura 1.8 apresenta-se o espectro electromagnético. A luz visível é um caso particular da radiação electromagnética, que impressiona a retina do olho humano, correspondendo a um pequeno intervalo do espectro (comprimentos de onda entre cerca de  $0.4 \mu\text{m}$  e  $0.8 \mu\text{m}$ ). As diferentes bandas do espectro electromagnético designam-se por radiação Gama ( $\gamma$ ), X, Ultravioleta (UV), Visível, Infravermelha (IV), Microondas e Ondas de Rádio.



A atmosfera terrestre tem a capacidade de evitar que as radiações mais energéticas provenientes do Sol atinjam a superfície terrestre, onde causariam danos irreparáveis sobre a Biosfera. Na Ionosfera, os raios  $\gamma$  e X são utilizados na Fotoionização e na Estratosfera a camada de ozono absorve a maioria dos raios UV, promovendo a Fotodissociação do  $O_3$ .



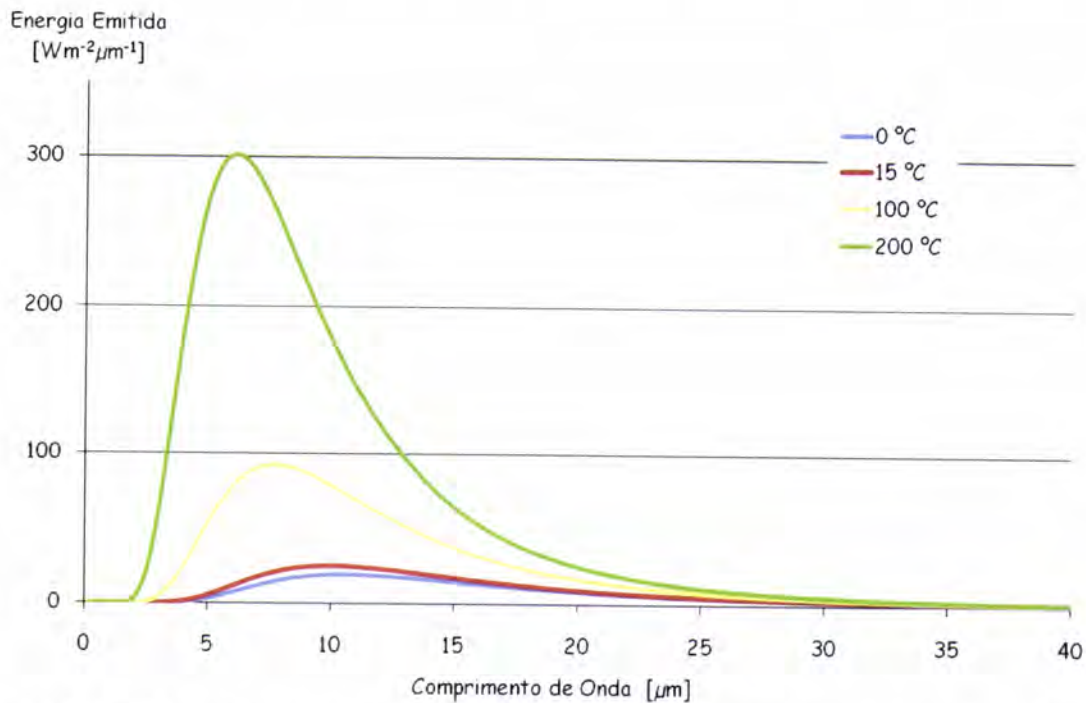
**Figura 1.8** – Espectro de radiação electromagnética (Adaptada de <http://www.satimagingcorp.com/media/images/electromagnetic-spectrum.jpg>).

### 1.3.1. RADIAÇÃO E TEMPERATURA

Todos os corpos cuja temperatura seja superior ao zero absoluto, 0 K, (princípio de Prévost), independentemente da sua dimensão, emitem radiação: o nosso corpo, a Terra, as flores, as árvores e as estrelas, entre outros, emitem ondas electromagnéticas numa enorme variedade de comprimentos de onda. O comprimento de onda da radiação emitida depende essencialmente da temperatura do corpo emissor: quanto mais elevada for a sua temperatura, maior será a velocidade de vibração dos seus electrões e menor será o comprimento de onda da radiação emitida (Figura 1.9).

Na Figura 1.10 pode observar-se a gama de comprimentos de onda da radiação solar em comparação com a gama de comprimentos de onda da radiação terrestre. De facto, o Sol, com uma temperatura exterior na ordem dos 6000 K é capaz de emitir radiação de pequenos comprimentos de onda; em comparação, a Terra, com uma temperatura média global de 288 K, muito inferior, vai emitir radiação com

comprimentos de onda superiores (na gama do infravermelho, IV) (Thompson, 2007).



**Figura 1.9** – Energia emitida por um corpo negro a diversas temperaturas, em função do comprimento de onda.

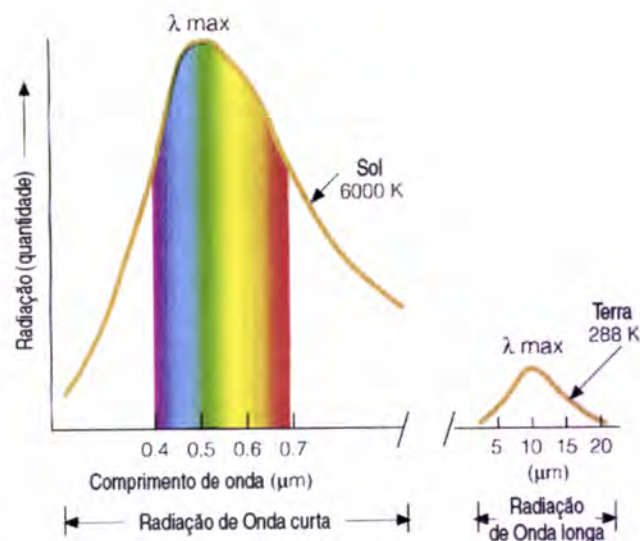
A Lei de Wien estipula que o comprimento de onda máximo ( $\lambda_{\text{máx}}$ ) de emissão de um corpo é inversamente proporcional à sua temperatura absoluta (Wallace, 2007):

$$\lambda_{\text{max}} = \frac{c_w}{T} \quad [1.5]$$

em que  $c_w = 2897 \mu\text{m.K}$ .

Se aplicarmos a expressão [1.5] ao Sol (6000 K) e à Terra (288 K), obtemos para o Sol  $\lambda_{\text{máx}} = 0.5 \mu\text{m}$  e para a Terra  $\lambda_{\text{máx}} = 10 \mu\text{m}$ , em perfeita concordância com o apresentado na Figura 1.10; o Sol apresenta um máximo de emissão na região do visível, mais precisamente no verde, e a Terra apresenta um máximo de emissão na gama do IV. Se conhecermos  $\lambda_{\text{máx}}$  de um determinado corpo, podemos determinar a temperatura a que se encontra, denominada Temperatura de Cor.





**Figura 1.10** – Distribuição espectral da radiação emitida pelo Sol e pela Terra (Adaptada de Ahrens, 2000).

Como o Sol se encontra a uma temperatura muito superior à da Terra, é capaz de emitir radiação muito mais energética (menor comprimento de onda) do que a Terra. Analisemos agora a emissão total de energia (Irradiância Total): de acordo com a Lei de Stefan-Boltzmann, a emissão total de energia ( $E$ ) por unidade de área da superfície de um corpo negro em termos da sua temperatura Kelvin é dada por:

$$E = \sigma T^4 \quad [1.6]$$

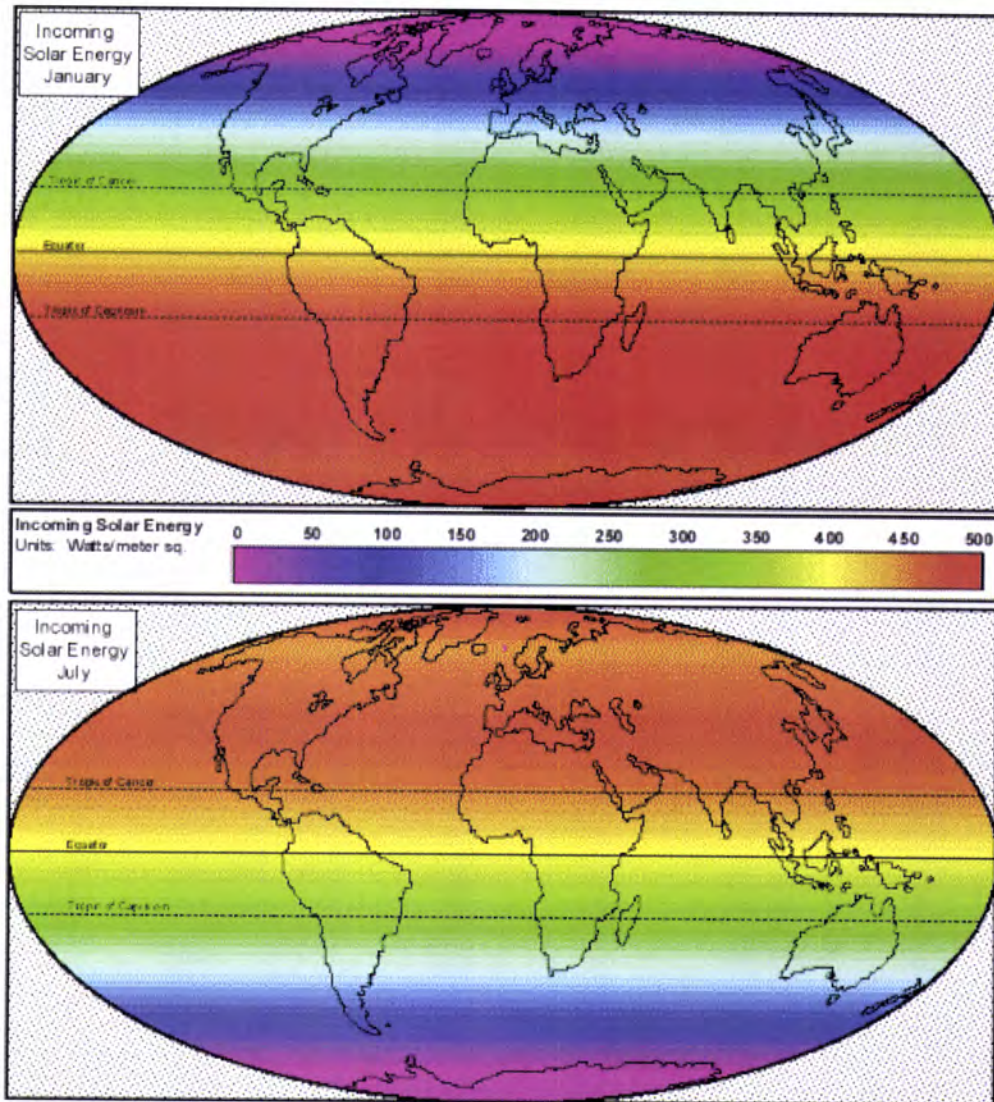
onde  $\sigma$  é a Constante de Stefan-Boltzmann ( $5.67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$ ) e  $T$  é a temperatura Kelvin. Utilizando os valores de temperatura acima referidos e aplicando a expressão [1.6] ao Sol, obtém-se para o total de energia por este emitida o valor  $E \cong 73\,483\,200 \text{ W.m}^{-2}$ , ao passo que a energia total emitida pela Terra é  $E \cong 390 \text{ W.m}^{-2}$ .

### 1.3.2. INSOLAÇÃO

Conforme previamente referido, praticamente toda a energia interveniente nos processos atmosféricos é proveniente do Sol. Esta energia é transferida sob a forma de ondas electromagnéticas.

A quantidade de energia solar recebida num determinado instante em determinado local do sistema Globo-Atmosfera (Figura 1.11) designa-se por Insolação. A Insolação não é mais do que irradiância solar para a unidade de área horizontal e depende de quatro factores:



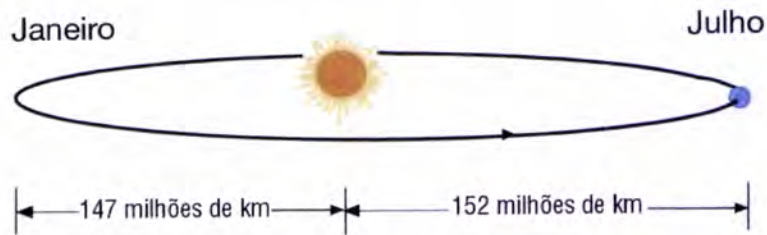


**Figura 1.11** – Radiação solar incidente no topo da atmosfera em Janeiro (painel superior) e em Julho (painel inferior) (<http://www.core.org.cn/sofia/gallery/geography/images/insolation1.gif>).

- 1. Constante Solar** ( $1368 \text{ W.m}^{-2}$ ) – Quantidade média de energia radiante proveniente do Sol, que incide na unidade de área colocada perpendicularmente aos raios solares, num ponto do espaço situado a uma distância do Sol igual à distância média da Terra ao Sol. A quantidade actual de radiação recebida no topo da atmosfera (TOA) varia ligeiramente dependendo da energia emitida pelo Sol e da distância da Terra ao Sol. Devido à excentricidade da órbita terrestre em torno do Sol, o planeta encontra-se mais próximo do Sol em Janeiro do que em Julho (ver Figura 1.12, onde a posição da Terra nos solstícios está exagerada em relação aos equinócios). A actividade solar não é constante o que também origina flutuações na quantidade de energia emitida. No conjunto, todas

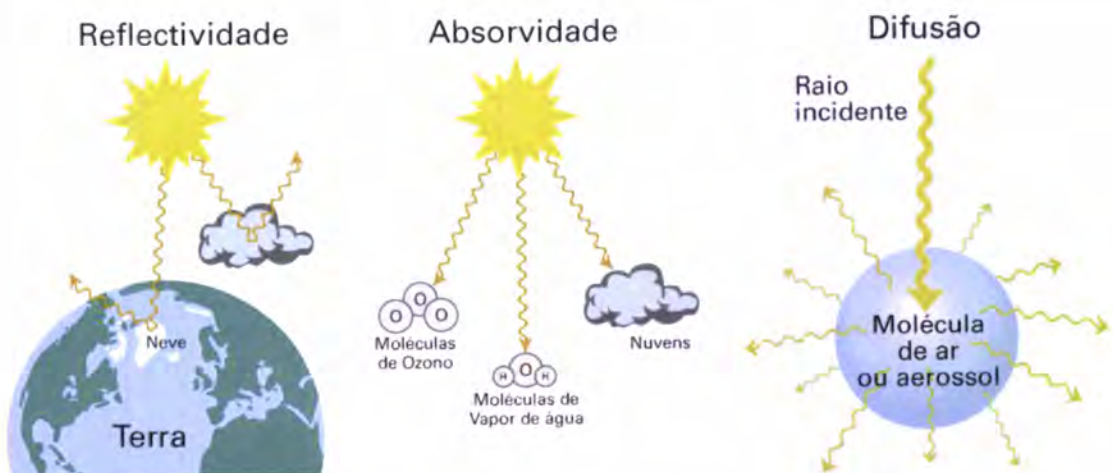


estas variações são desprezáveis face aos restantes factores que afectam a Insolação.



**Figura 1.12** – Órbita elíptica (exagerada) da Terra em torno do Sol (Adaptada de Ahrens, 2000).

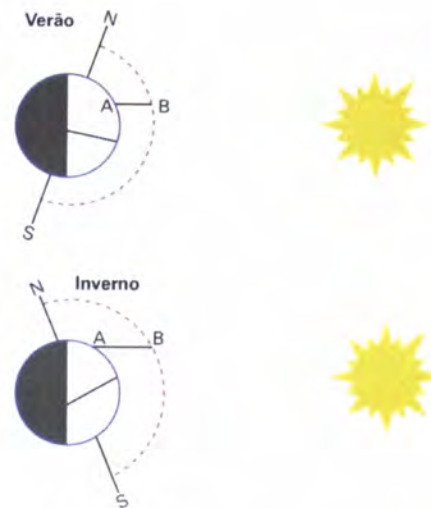
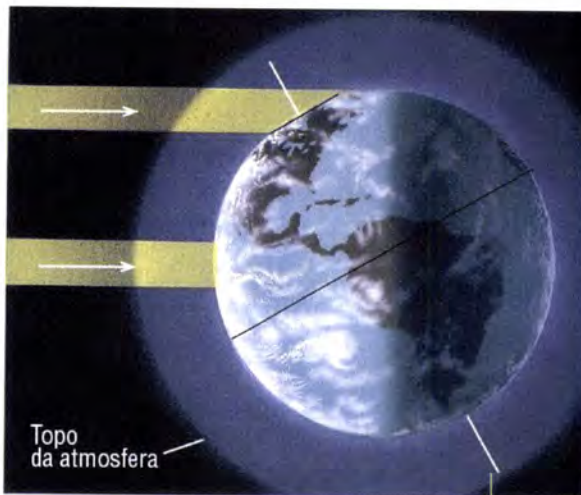
**2. Transparência da Atmosfera** – Tem um papel importante na quantidade de radiação que atinge a superfície terrestre. Diferentes constituintes atmosféricos absorvem, difundem ou reflectem energia de diversas formas e em diversas quantidades. A transparência da atmosfera condiciona a quantidade de radiação que atinge a superfície do planeta. Conforme ilustrado na Figura 1.13, parte da radiação recebida na atmosfera é reflectida pelo topo das nuvens e pela superfície terrestre, outra parte é absorvida por moléculas e nuvens e a restante é difundida pelas moléculas e aerossóis (líquidos ou sólidos). Consequentemente, nem toda a radiação disponível no topo da atmosfera atinge, efectivamente, a superfície terrestre.



**Figura 1.13** – Factores que reduzem a transparência da atmosfera.

**3. A Transparência também depende da latitude.** Nas latitudes médias e altas os raios solares são obrigados a atravessar uma camada mais espessa do que nas

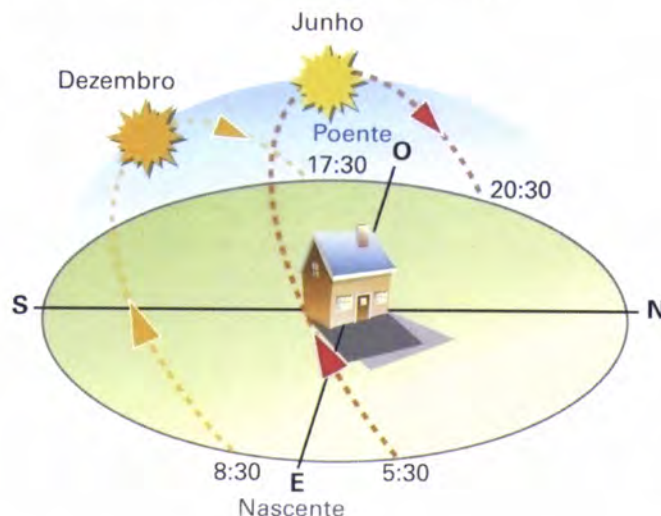
regiões tropicais (Figura 1.14). Este efeito varia com as estações (Figura 1.15), sendo maior no Inverno (Hemisfério Norte), quando o eixo terrestre apresenta o maior declive relativamente ao Sol, fazendo com que os raios solares no horizonte estejam baixos. Nesta situação, o percurso atmosférico que a radiação tem que atravessar (espessura óptica), assinalado AB, é superior ao percurso equivalente no Verão.



**Figura 1.14** – Efeito da latitude na transparência da atmosfera (Adaptada de Ahrens, 2000).

**Figura 1.15** – Efeito das estações na espessura óptica (Adaptada de Ahrens, 2000).

**4. Duração do Dia** – Quanto maior for a duração do dia, maior será a possibilidade de insolação. A duração do dia varia com a latitude e com as estações. No Equador, dia e noite têm a mesma duração. Nas regiões polares, a duração do dia atinge um máximo de 24 h no Solstício de Verão e um mínimo de 0 h no Solstício de Inverno (Figura 1.16).



**Figura 1.16** – Variações sazonais na duração do dia (Adaptada de Ahrens, 2000).



5. **Ângulo de Incidência dos Raios Solares** – O ângulo segundo o qual os raios solares atingem a superfície terrestre varia consideravelmente com a latitude. Uma superfície perpendicular a um feixe vertical de raios solares recebe a quantidade máxima de radiação. Portanto, áreas nas quais os raios solares são oblíquos, estão sujeitas a menor insolação porque os raios oblíquos são forçados a atravessar uma camada mais espessa de atmosfera, que reflecte e absorve energia, e porque a energia é espalhada por uma área maior (Figura 1.17). Aplica-se o mesmo princípio aos ângulos de emissão dos raios solares: ao meio-dia solar, a intensidade de insolação é maior; nas horas da manhã ou da tarde, quando o Sol está num ângulo baixo, a insolação diminui.

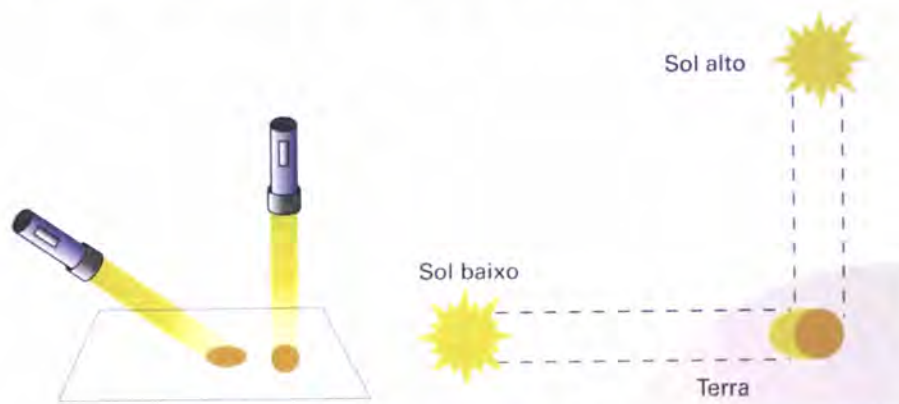


Figura 1.17 – Raios verticais e oblíquos (Adaptada de Ahrens, 2000).

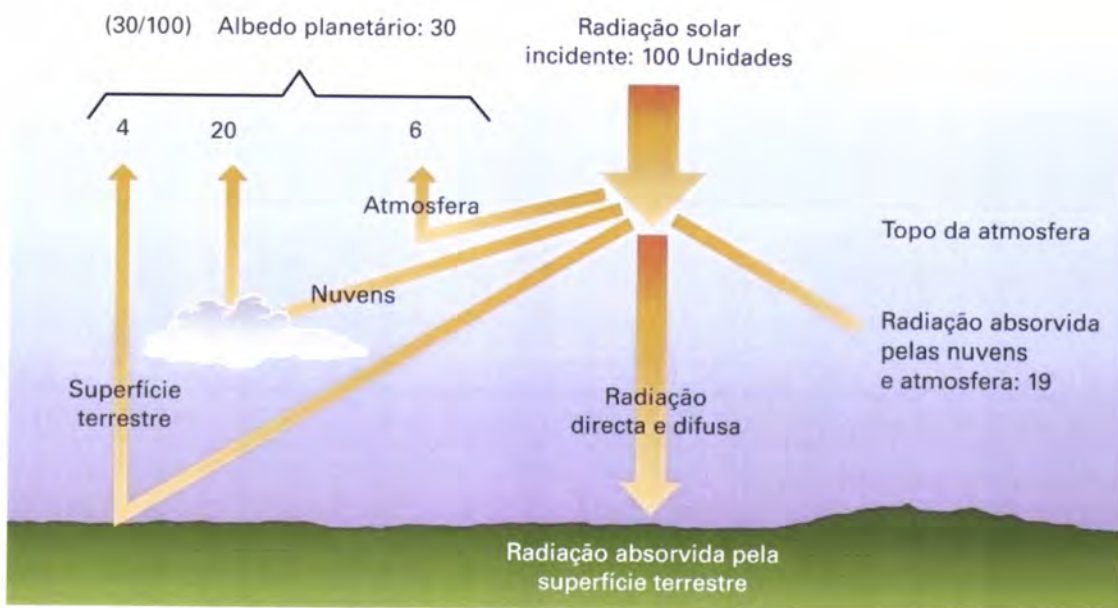
### 1.3.3. BALANÇO RADIATIVO

O Globo aquece quando absorve energia e arrefece quando emite energia. O planeta absorve e emite energia simultaneamente; se a superfície terrestre absorver mais energia do que a que emitir, aquece; caso contrário, arrefece. Uma vez que está constantemente a entrar energia solar na atmosfera, a Terra sobreaqueceria caso toda esta energia fosse armazenada no sistema Globo-Atmosfera. No entanto, tal não acontece, o que indica que parte dessa energia solar é reenviada para o Espaço. Globalmente o que ocorre é que a radiação incidente retorna ao Espaço sob a forma de radiação terrestre resultando num balanço térmico denominado **Balanço Radiativo**.

Observe-se a Figura 1.18. Por cada 100 unidades de energia solar que entram na atmosfera, 51 são absorvidas pelo globo, 19 são absorvidas pela atmosfera e 30 reflectidas para o Espaço. As 70 unidades que são absorvidas pelo sistema Globo-

Atmosfera acabam por ser reenviadas para o Espaço sob a forma de radiação de longo comprimento de onda (Ahrens, 2000).

A reflectividade das várias superfícies terrestres para a radiação solar é referida como **Albedo** – fracção ou percentagem da energia solar que é reflectida de volta para o espaço. Diferentes superfícies (água, neve, areia, vegetação,...) apresentam diferentes valores de albedo. Considerando o Globo e a Atmosfera como um todo, o valor médio do albedo é 30%, para condições médias de nebulosidade, ou seja, 30% da radiação solar incidente é reflectida para o espaço exterior. A reflectividade é superior na gama dos comprimentos de onda do visível.



**Figura 1.18** – Balanço radiativo médio anual da atmosfera relativo a 100 unidades de radiação solar (Adaptada de Ahrens, 2000).

Admitindo que a Terra é esférica, a área da sua superfície é dada por  $4\pi R_T^2$ , sendo  $R_T$  o raio médio do planeta (6371 km). A Terra está permanentemente a emitir radiação; de acordo com a Lei de Stefan-Boltzmann [1.6], a emissão (perda) de Energia Radiante é dada por:

$$E = 4\pi R_T^2 \sigma T^4 \quad [1.7]$$

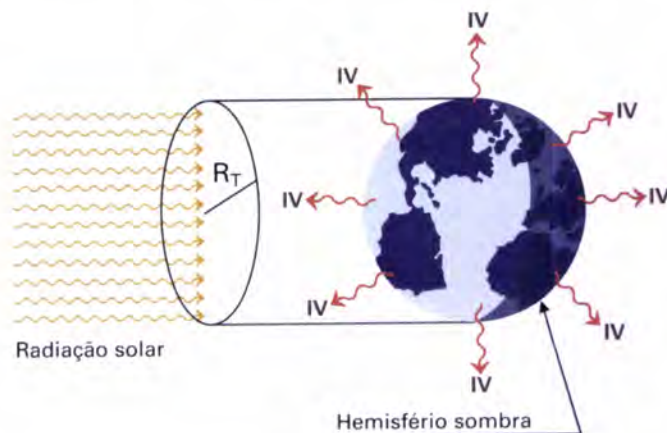
onde T é a temperatura absoluta da superfície.



Por outro lado, a fonte de calor para o planeta é a energia solar. Em cada momento, metade da superfície terrestre encontra-se exposta à radiação solar, correspondente à semi-esfera em que é dia. A radiação recebida na superfície é aproximadamente igual à radiação solar que atravessa o círculo com o raio terrestre (projectão plana da Terra) perpendicular à radiação (Figura 1.19). Desta forma, a energia solar atinge o planeta a uma taxa dada por:

$$E = S(1 - \alpha)\pi R_T^2 \quad [1.8]$$

onde  $S$  é a Constante Solar ( $1360\text{-}1380 \text{ W.m}^{-2}$ ) e  $\alpha$  é a fracção da radiação solar reflectida de volta para o espaço (Albedo Planetário  $\approx 30\%$ ).



**Figura 1.19** – Radiação solar recebida na superfície do planeta (baseada em Trewartha, 1980).

Igualando as expressões [1.7] e [1.8] e resolvendo em ordem a  $T$ , obtém-se:

$$T = \sqrt[4]{\frac{S(1 - \alpha)}{4\sigma}} \approx 256 \text{ K} \approx -17 \text{ }^\circ\text{C}$$

Esta é a denominada **Temperatura Efectiva da Terra**,  $-17 \text{ }^\circ\text{C}$ . Este é um método muito utilizado em Astrofísica para avaliar a temperatura de objectos que não se encontram acessíveis a uma medição directa.

No entanto, a temperatura média global observada à superfície do planeta é  $15 \text{ }^\circ\text{C}$ ! Esta diferença de cerca de  $32 \text{ }^\circ\text{C}$  deve-se ao Efeito de Estufa.

#### 1.3.4. EFEITO DE ESTUFA

Conforme previamente explicado, a energia solar recebida pela Terra distribui-se ao longo de uma gama de comprimentos de onda entre 100 e 5000 nm. No entanto, grande parte desta energia (44%) está concentrada entre os 390 e os 770 nm, que constitui a região visível do espectro. Contrastando com isto, a energia térmica emitida pela superfície terrestre é caracterizada por comprimentos de onda superiores a 4000 nm (IV) devido à temperatura média do planeta apresentar uma magnitude muito inferior à do Sol.

Para melhor compreender o Efeito de Estufa, façamos uma analogia com uma estufa: o telhado de vidro de uma estufa transmite a luz emitida pelo Sol. No entanto, absorve grande parte da radiação IV emitida pelo interior da estufa não a deixando escapar para o exterior e aprisionando assim o calor.

O CO<sub>2</sub>, apesar de ser apenas um gás vestigial na atmosfera terrestre, desempenha um papel fulcral no controle do nosso clima. O CO<sub>2</sub>, entre outros constituintes atmosféricos (H<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, CFC's, COV's), actua como o telhado de vidro de uma estufa, impedindo que a maior parte da radiação IV emitida pela Terra escape para o espaço (Figura 1.20). Se não existissem CO<sub>2</sub> e vapor de água na atmosfera, a temperatura média da Terra seria, conforme já vimos, de cerca de -17 °C!

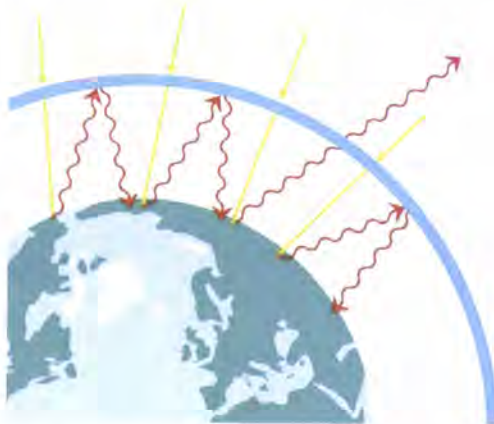
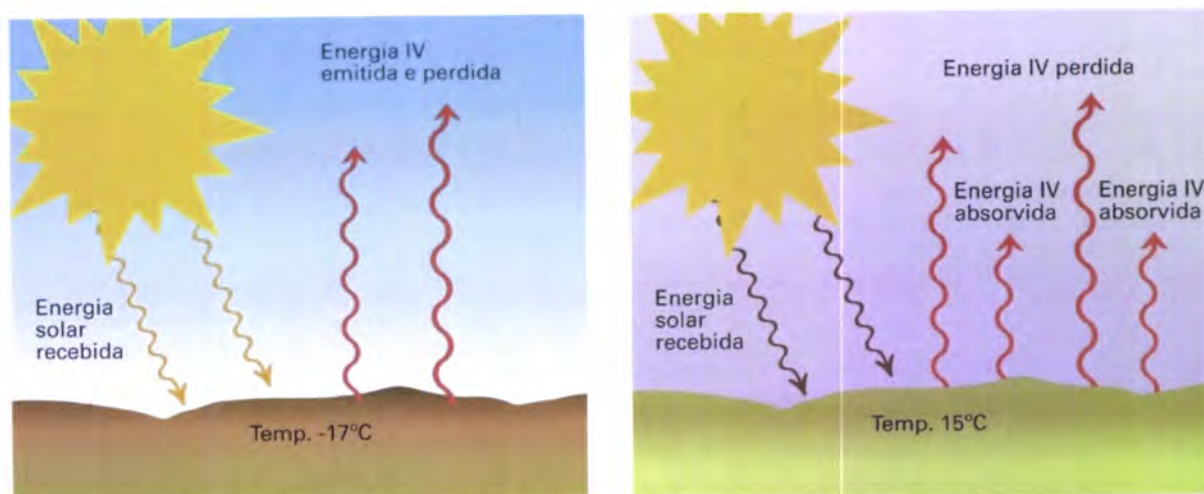


Figura 1.20 – Efeito de Estufa.

Observe-se a Figura 1.20. A radiação solar aquece o globo apenas durante o dia enquanto este está permanentemente a emitir radiação IV, e conseqüentemente a arrefecer. Próximo de uma superfície com uma atmosfera sem CO<sub>2</sub> e outros Gases com Efeito de Estufa (GEE's), toda a energia solar recebida seria perdida para o espaço sob a forma de radiação IV; conseqüentemente, a temperatura média à superfície do planeta seria -17 °C (parte esquerda da Figura 1.21). A presença de



GEE's na atmosfera promove o "aprisionamento" de parte da radiação IV emitida pela superfície. Estes gases absorvem a radiação IV emitida pela superfície do globo e reemitem-na para a atmosfera circundante, promovendo o seu aquecimento; conseqüentemente, a temperatura média à superfície é incrementada em cerca de 32 °C, passando para uns amenos 15 °C (parte direita das Figuras 1.21 e 1.22).

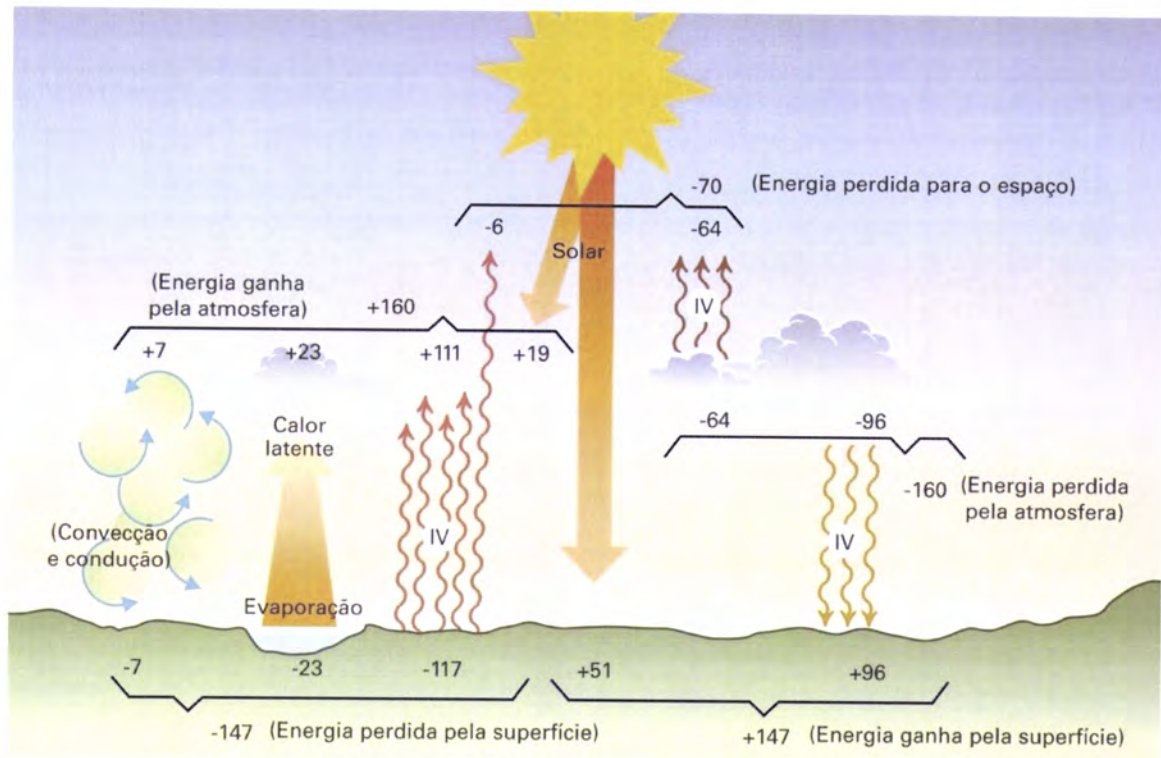


**Figura 1.21** – Temperaturas médias à superfície terrestre sem e com efeito de estufa (Adaptada de Ahrens, 2000).

Efectue-se então novo balanço radiativo, mas agora relativo ao sistema Globo-Atmosfera (Figura 1.22). Das 51 unidades de energia solar absorvidas pela superfície, 23 são utilizadas para a evaporação de água e 7 são transferidas para a atmosfera sob a forma de calor sensível (convecção e condução). Restam, portanto, apenas 21 unidades para serem redistribuídas sob a forma de radiação IV. No entanto, de acordo com a Figura 1.22, a superfície terrestre irradia 117 unidades de radiação IV! A explicação está precisamente no efeito de estufa atmosférico. Com efeito, parte daquela energia (96 unidades) é reenviada para a superfície, constituindo este processo o efeito de estufa. Desta forma, a superfície do planeta recebe quase o dobro de radiação IV da sua atmosfera relativamente à radiação de baixo comprimento de onda recebida do Sol. Deve realçar-se que existe equilíbrio entre a energia perdida e recebida pela superfície: 147 unidades em ambos os casos.

Pode ser efectuado um balanço semelhante entre a superfície terrestre e a atmosfera: as 160 unidades que a atmosfera ganha são equilibradas pela energia que cede à superfície. Mais ainda, as 51 unidades absorvidas pela superfície e as

19 unidades absorvidas pela atmosfera perfazem a energia IV perdida para o espaço (6 unidades) e para a atmosfera (64 unidades).



**Figura 1.22** – Balanço radiativo do sistema Globo-Atmosfera. Os valores representam aproximações baseadas em dados de satélite e medições à superfície (Adaptada de Ahrens, 2000).

Na página *web* da BBC News pode observar-se uma animação bastante elucidativa do efeito de estufa:

[http://news.bbc.co.uk/2/shared/spl/hi/sci\\_nat/04/climate\\_change/html/greenhouse.stm](http://news.bbc.co.uk/2/shared/spl/hi/sci_nat/04/climate_change/html/greenhouse.stm).



# CAPÍTULO 2

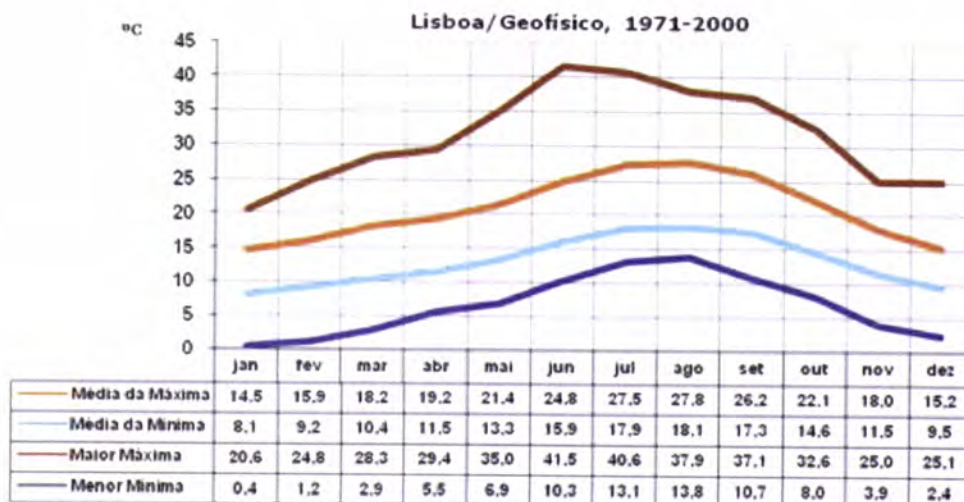
## METEOROLOGIA E CLIMA

---

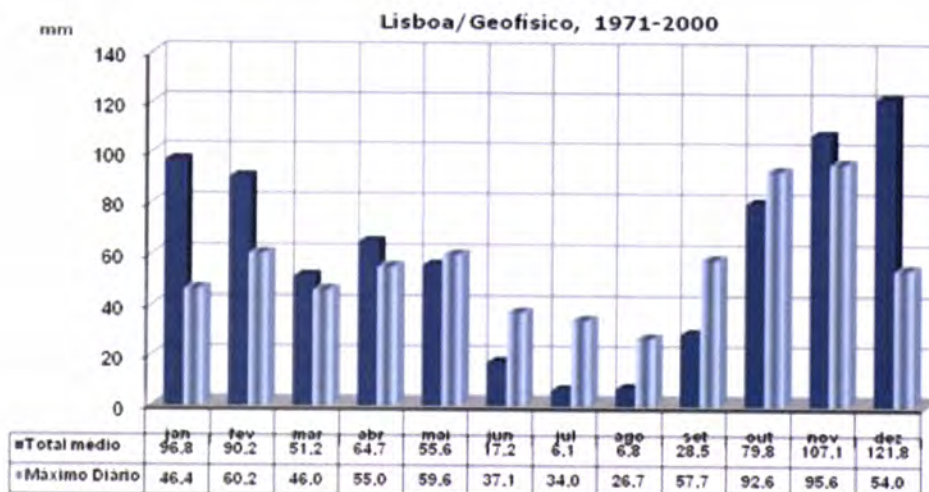
O estado do tempo num dado local e num determinado instante é caracterizado pela fracção do céu coberta por nuvens, o seu tipo, a intensidade e direcção do vento, a temperatura e a humidade do ar, a pressão atmosférica, a visibilidade, a ocorrência ou não de precipitação ou de outros meteoros – Meteorologia.

O Clima é a síntese dos estados de tempo característicos de um dado local num certo período de tempo: ano, estação do ano, mês, década, etc. O clima é, por isso, caracterizado por valores médios, máximos, mínimos, distribuições de probabilidade, etc., grandezas adequadas para efectuar essa síntese. Os parâmetros meteorológicos são diariamente recolhidos em estações meteorológicas (e deduzidas de observações satélite e de outras por detecção remota), pelo que o clima de uma determinada estação é caracterizado pela sua **normal climática** ou **normal climatológica** - valores médios mensais das várias variáveis meteorológicas determinados para um período de observações não inferior a trinta anos, período considerado suficiente para eliminar as variações interanuais e representativo do valor predominante das diversas variáveis climáticas no local considerado. O período de 30 anos foi fixado pela Organização Meteorológica Mundial (OMM) e inicia-se no primeiro ano de cada década (e.g., 1901-1930, 1931-1960, 1961-1990, 1971-2000).

Nas Figuras 2.1. e 2.2 podem observar-se dois exemplos de apresentação gráfica de normais climáticas relativas à estação de Lisboa-Geofísico, disponibilizada na página *web* do Instituto de Meteorologia (<http://www.meteo.pt/pt/oclima/normais/>). As normais de 1931-1960 e 1961-1990 são consideradas normais de referência. Os valores mensais e anuais de alguns dos principais parâmetros climáticos são apresentados sob a forma de gráfico e tabela (valores médios da temperatura máxima e mínima do ar, precipitação, insolação, vento, valores extremos da temperatura máxima e mínima do ar). Constituem a **Ficha Climatológica** relativa à estação climatológica seleccionada.



**Figura 2.1** – Normais climatológicas da temperatura mínima e máxima do ar (<http://www.meteo.pt/pt/oclima/normais/>).



**Figura 2.2** – Normais climatológicas dos valores da precipitação diária (<http://www.meteo.pt/pt/oclima/normais/>).

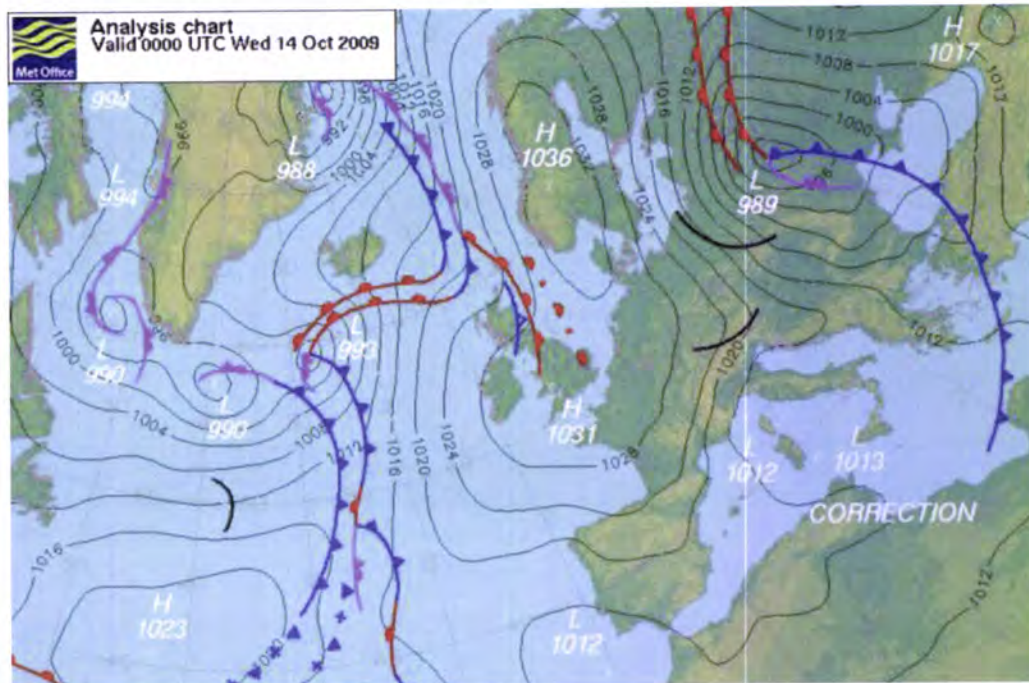
## 2.1. ESCALAS DE MOVIMENTO

Os fenómenos meteorológicos obedecem a uma sequência de escalas de movimento em função da dinâmica da atmosfera:

**Escala Sinóptica** – escala à qual estão associados os movimentos do ar resultantes da circulação geral da atmosfera e da interação de massas de ar, ou seja, os centros de baixas pressões (depressões), os vales depressionários, os centros de altas pressões (anticlones), as cristas de altas pressões, etc. Na Figura 2.3 apresenta-se uma carta meteorológica onde os anticlones estão



representados por H e as depressões por L. A sua extensão horizontal estende-se dos 100 aos 3000 km.



**Figura 2.3** – Exemplo de uma carta meteorológica – escala sinóptica

([http://www.metoffice.gov.uk/weather/uk/surface\\_pressure.html](http://www.metoffice.gov.uk/weather/uk/surface_pressure.html)).

**Mesoescala** – Movimentos que incluem, entre outros, as brisas marítima e terrestre, brisas de vale e de montanha, linhas de instabilidade e as ilhas de calor. Estes movimentos resultam das variações diurnas da estabilidade atmosférica e da topografia. A escala horizontal está entre os 10 e os 100 km, e a escala vertical varia de algumas dezenas de metros a 1 km.

**Microescala** – Inclui os movimentos resultantes dos efeitos aerodinâmicos dos edifícios das cidades e dos parques industriais, rugosidade das superfícies e a cobertura vegetal dos diversos tipos de solo. São os movimentos responsáveis pelo transporte e difusão dos poluentes numa distância horizontal inferior a 10 km e de 100 a 500 m na vertical.

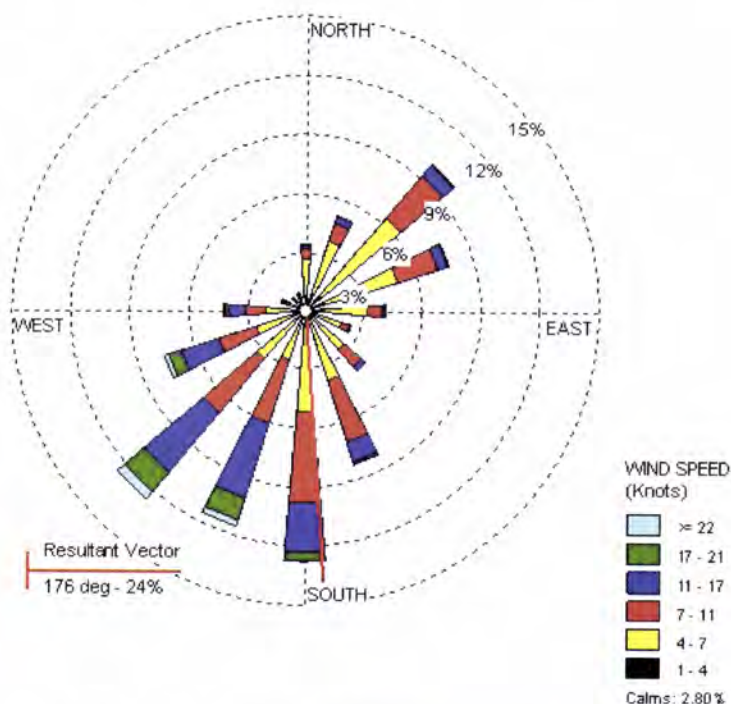
## 2.2. CONCEITOS BÁSICOS DE METEOROLOGIA

### 2.2.1. VENTOS

O fluxo geral do ar sobre o planeta é induzido por variações de grande escala da pressão atmosférica (macrometeorologia), habitualmente apresentadas nas cartas

meteorológicas semelhante à da Figura 2.3. Estas variações de pressão resultam essencialmente do aquecimento diferencial da atmosfera. A intensidade destes sistemas de pressão, a sua localização normal ou as suas trajectórias determinam a distribuição dos ventos numa determinada área. Dentro deste macrossistema existem vários factores que influenciam o movimento das massas de ar nas direcções horizontal e vertical.

**Varição Temporal e Espacial** - os movimentos dos sistemas de pressão e o ciclo diurno de aquecimento e arrefecimento da superfície terrestre produzem padrões característicos de vento que normalmente são apresentados sob a forma de “rosa dos ventos” (Figura 2.4). Nestes diagramas, as frequências das várias direcções (sectores) observadas são proporcionais ao comprimento dos raios e a distribuição das velocidades de cada direcção é indicada pelos comprimentos individuais de cada raio.



**Figura 2.4** – Exemplo de uma rosa dos ventos (<http://www.climate.washington.edu/climate.html>).

**Vento Predominante** – corresponde à direcção predominante na rosa dos ventos. Na rosa dos ventos apresentada na Figura 2.4, observam-se ventos predominantes de Sul (S) a Sudoeste (SW). Este termo indica a direcção mais frequentemente observada e não corresponde à única direcção do vento.

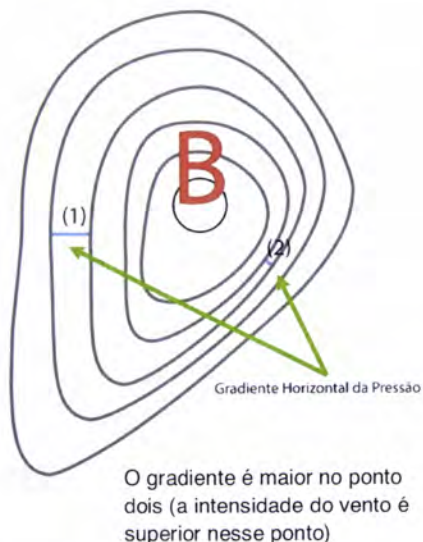


**Variação da Velocidade e Direcção com a Altitude** – a variação da intensidade e direcção da componente horizontal da velocidade do vento com a altitude é muito importante na avaliação da difusão dos efluentes gasosos emitidos por chaminés (Figura 2.5).



**Figura 2.5** – Emissão de efluentes gasosos.

A cerca dos 500 a 750 m de altura acima do solo o fluxo de ar é quase paralelo às isóbaras (linhas de igual pressão) e a velocidade depende do gradiente horizontal de pressão – **vento do gradiente**. É tanto mais intenso quanto maior for o gradiente de pressão, ou seja, quanto mais próximas estiverem as isóbaras (Figura 2.6).



**Figura 2.6** – Gradiente horizontal de pressão

(<http://www.fpcolumbofilia.pt/meteo/main066.htm>).

Uma outra aproximação do vento em altitude é o vento geostrófico (vento sem aceleração, que sopra paralelamente a isóbaras rectilíneas, deixando as pressões mais elevadas à direita (esquerda) no hemisfério norte (hemisfério sul), com uma intensidade tanto maior quanto mais apertadas estiverem as isóbaras, isto quanto maior for o gradiente horizontal de pressão); no entanto o vento geostrófico não é compatível com centros de baixas e altas pressões, como ilustrado na Fig. 2.6.

Próximo do solo, o efeito do atrito é desacelerar o fluxo de ar e originar alterações na sua direcção. Na Figura 2.7 pode observar-se como o perfil vertical da velocidade do vento é afectado pelos diferentes tipos de cobertura do terreno. O atrito da superfície reduz drasticamente a velocidade do vento junto ao solo, aumentando bastante nos primeiros metros acima desta. Quanto mais rugoso for o terreno, maior será a altitude em que a velocidade do vento atinge os valores do vento do gradiente. A mudança da direcção com a altura sobre terrenos complexos (bastante rugosos) corresponde normalmente a uma rotação do vento entre o solo e o vento do gradiente.

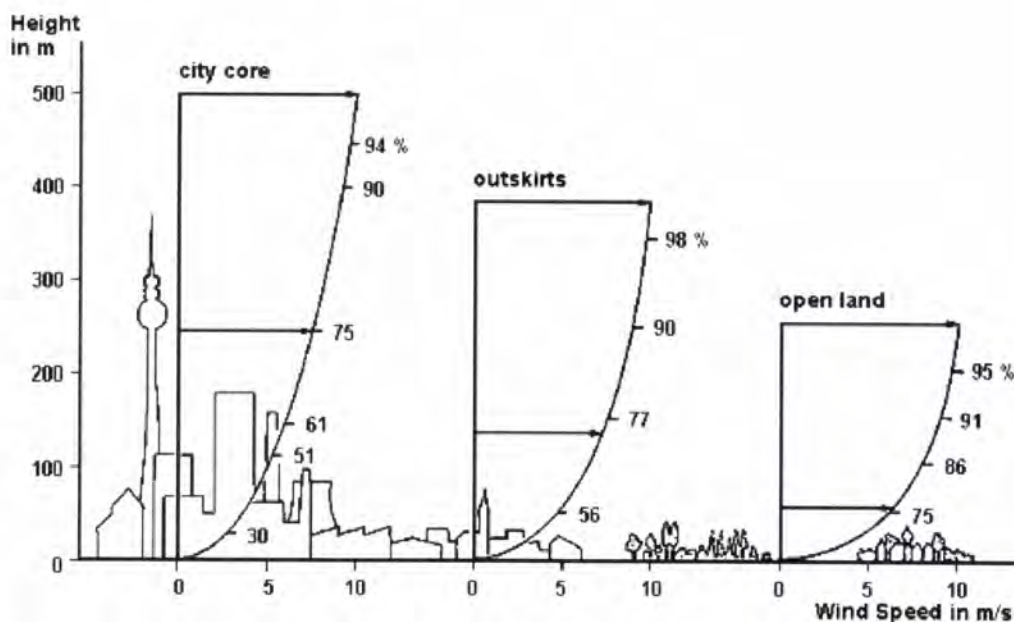


Figura 2.7 – Perfil vertical da velocidade do vento

([http://www.stadtentwicklung.berlin.de/umwelt/umweltatlas/ed403\\_01.htm](http://www.stadtentwicklung.berlin.de/umwelt/umweltatlas/ed403_01.htm)).

### 2.2.2. TRANSFORMAÇÕES ADIABÁTICAS

Um gás (ou vapor) realiza uma transformação adiabática quando a passagem do estado inicial ao final se efectua sem receber ou ceder calor.

Considere-se um gás contido num cilindro com paredes impermeáveis ao calor (paredes adiabáticas). A energia necessária para expandir adiabaticamente este gás será, necessariamente, extraída do próprio gás e, conseqüentemente, este arrefece; pelo contrário, se o gás for comprimido adiabaticamente a sua temperatura aumenta, pois o trabalho de compressão converte-se em energia interna.



### 2.2.3. TENSÃO DE VAPOR E TENSÃO DE VAPOR DE SATURAÇÃO

A atmosfera é uma mistura (ideal) de gases (ideais), cada um dos quais exerce uma pressão própria, designada por pressão parcial. Cada gás exerce uma pressão parcial proporcional ao número de moléculas desse gás presentes no volume da mistura gasosa considerado. No caso do ar húmido, o vapor exerce a sua própria pressão parcial, denominada **tensão do vapor de água (e)**.

A **tensão de vapor de saturação (e<sub>s</sub>)** corresponde à pressão exercida pelo vapor de água num volume saturado. Por outras palavras, é o valor máximo atingido pela tensão de vapor de água na atmosfera. A tensão de saturação, ou tensão máxima, é função exclusiva da temperatura.

### 2.2.4. PONTO DE ORVALHO E FORMAÇÃO DE ORVALHO

Temperatura à qual o ar deve ser arrefecido para que se atinja a saturação, sob condições de massa e pressão constantes.

Atingida a temperatura do ponto de orvalho, inicia-se a condensação do vapor de água sob a forma de gotículas; quando estas se depositam sobre uma determinada superfície formam o orvalho (Figura 2.8). O ponto de orvalho é uma temperatura e o orvalho é uma deposição.



Figura 2.8 – Orvalho.

### 2.2.5. HUMIDADE RELATIVA

É designada por HR e corresponde à razão entre a massa de vapor de água contida num metro cúbico de ar e a quantidade máxima de vapor de água que o mesmo volume pode conter, à mesma temperatura (ponto de saturação):

$$HR = \frac{Rh_o}{Rh_{os}} = \frac{e}{e_s} \quad [2.1]$$

### 2.2.6. TEMPERATURA NA ATMOSFERA

A variação vertical da temperatura é muito mais intensa que a variação horizontal. O estudo dos gradientes verticais de temperatura apresenta grande interesse uma

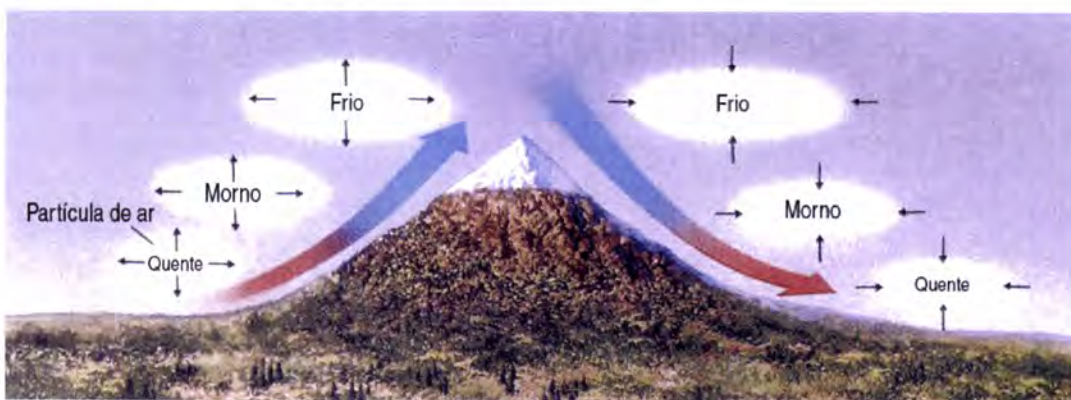


vez que estes condicionam a possibilidade de ocorrência e o sentido dos movimentos verticais da atmosfera. A variação da temperatura de uma partícula de ar quando sofre movimentos ascendentes ou descendentes é determinada pelo gradiente vertical de temperatura adiabático.

O gradiente vertical de temperatura é usualmente representado pela letra grega  $\Gamma$  e corresponde à variação da temperatura com a altitude. Se representarmos a variação por  $\Delta$ , a temperatura por T e a altitude por z, vem

$$\Gamma = -\frac{\Delta T}{\Delta z} \quad [2.2]$$

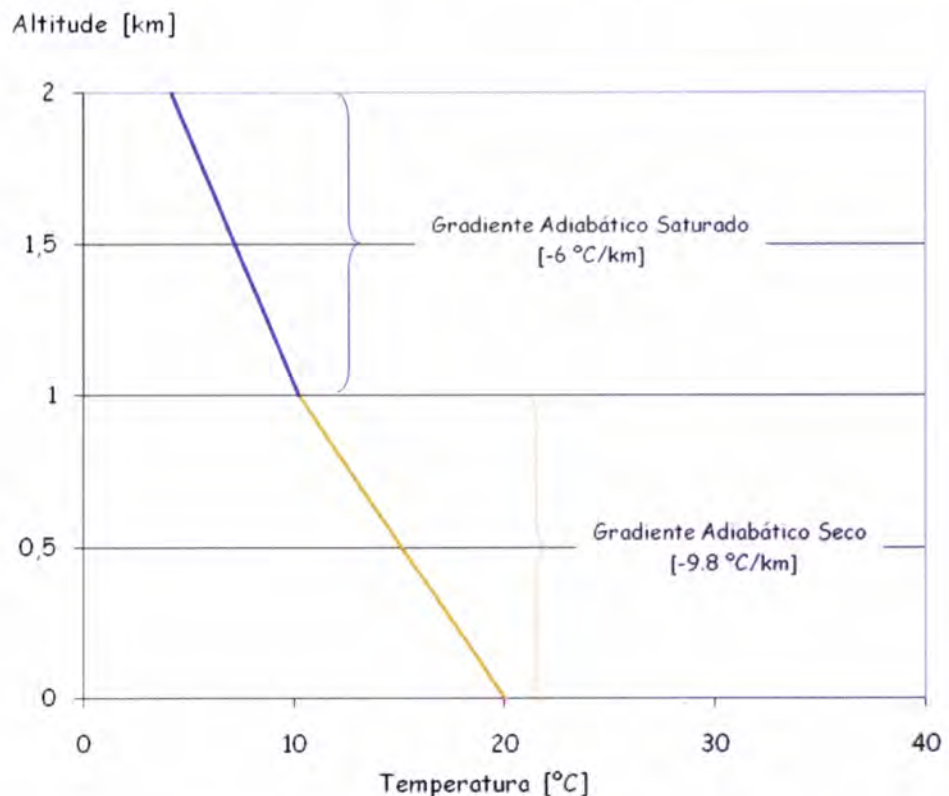
**Gradiente Vertical Adiabático Seco ( $\Gamma_d$ )** – Na maior parte dos casos, uma partícula de ar em movimento vertical não troca calor através das suas fronteiras. Deste modo, uma partícula de ar que esteja mais quente que a sua envolvente não transfere calor para a atmosfera. Qualquer alteração de temperatura que ocorra no interior da partícula é devida a aumentos ou diminuições da actividade molecular no seu interior. Estas alterações ocorrem adiabaticamente e são essencialmente causadas por alterações da pressão atmosférica, à medida que a partícula se move. Desta forma, a compressão resulta num aquecimento e a expansão resulta em arrefecimento. Conforme representado na Figura 2.9, uma partícula de ar seco em ascensão na atmosfera arrefece a uma taxa de 9.8 °C/km; da mesma forma, uma partícula de ar seco a descer na atmosfera aquece a uma taxa de 9.8 °C/km, pelo que o Gradiente Adiabático Seco é  $\pm 9.8$  °C/km, consoante a partícula esteja a descer (aquecer) ou a subir (arrefecer), respectivamente.



**Figura 2.9** – Uma partícula de ar ascendente expande-se e arrefece; uma partícula de ar descendente é comprimida e aquece (Adaptada de Ahrens, 2000).

O Gradiente Vertical Adiabático Seco, representado na Figura 2.10, é independente da temperatura ambiente e é de enorme relevância na determinação da estabilidade da atmosfera.

**Gradiente Vertical Adiabático Saturado ( $\Gamma_w$ )** – Ao ascender na atmosfera, uma partícula de ar que contenha vapor de água, isto é, uma partícula de ar húmido, vai arrefecer consoante o gradiente adiabático seco até atingir a saturação. Neste ponto, a pressão parcial do vapor de água iguala a tensão de saturação e parte do vapor de água começa a condensar. A condensação liberta o calor latente da partícula provocando um decréscimo da taxa de arrefecimento; a taxa de arrefecimento resultante denomina-se Gradiente Vertical de Temperatura Adiabático Saturado. Ao contrário do anterior, este novo gradiente não é constante, dependendo da temperatura e da pressão. Todavia, na Troposfera média assume valores entre  $-6$  e  $-7$   $^{\circ}\text{C}/\text{km}$  (Figura 2.10).



**Figura 2.10** – Gradientes verticais adiabático seco e saturado.

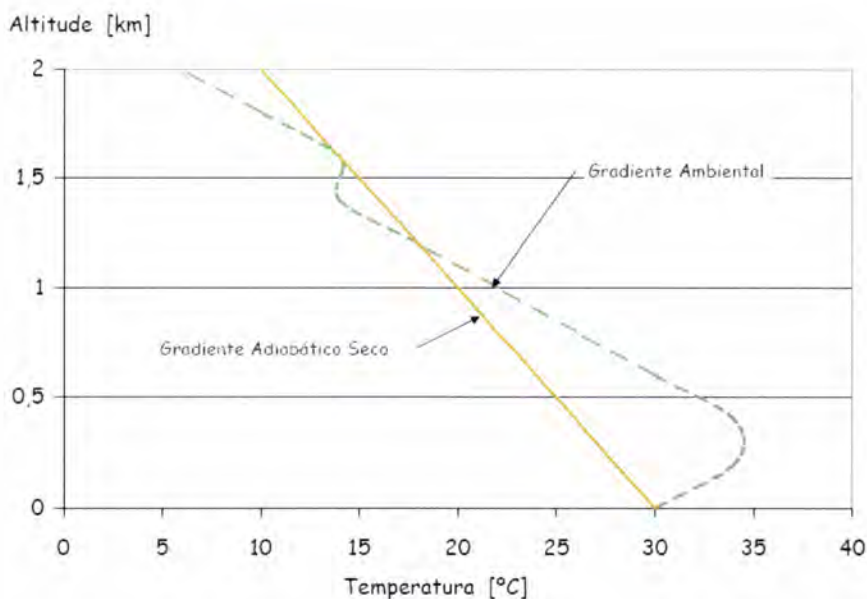
Assim, o gradiente vertical de temperatura da partícula em ascensão adiabática é, inicialmente o gradiente vertical de temperatura adiabático seco e, atingida a saturação, o gradiente vertical de temperatura adiabático saturado. O nível a que é



atingida a saturação designa-se por nível de Normand ou Nível de Condensação por Ascensão (NCA).

Considere-se novamente a Figura 2.9 e admita-se que o vento sopra de Norte. Nestas condições, a encosta virada a Norte (em que o ar húmido ascende e arrefece, provocando a condensação do vapor de água), correspondente à encosta situada a montante da direcção do vento, apresenta teores de humidade muito superiores aos que se verificam na encosta virada a Sul. Esta situação encontra-se ilustrada no Exemplo 6 do Anexo III.

**Gradiente Vertical de Temperatura do Meio Ambiente ( $\Gamma_e$ )** – Variação da temperatura do ar ambiente com a altitude (Figura 2.11). Resulta de interacções complexas de factores meteorológicos, decrescendo, regra geral, com a altitude. É particularmente importante nos movimentos verticais da atmosfera, uma vez que é a temperatura ambiente que determina a extensão da subida ou descida de uma partícula de ar [ver Caixa 2.1].



**Figura 2.11** – Exemplo de um gradiente ambiental.

Quando uma partícula de ar húmido ascende na atmosfera, as temperaturas do meio ambiente nos vários níveis e as temperaturas da partícula são, em geral, diferentes; as temperaturas do meio são condicionadas pelo  $\Gamma_e$ , enquanto que as temperaturas da partícula dependem de  $\Gamma_d$  e  $\Gamma_w$ .

Num diagrama altitude-temperatura os estados termodinâmicos da partícula e os estados termodinâmicos do meio são representados por curvas; a primeira

designa-se por curva individual (ou lagrangeana), enquanto que a segunda é a curva de estado do meio.

**Caixa 2.1** - Densidade ( $\rho$ ) define-se como a razão entre a massa ( $m$ ) de uma partícula de ar e o volume ( $V$ ) por esta ocupado:

$$\rho = \frac{m}{V}$$

Para um gás ideal, densidade é, a pressão constante, inversamente proporcional à temperatura ( $T$ ):

$$\rho \propto \frac{1}{T}$$

Uma partícula de ar mais fria (mais densa) que o ar ambiente tende a descer:



Uma partícula de ar mais quente (menos densa) que o ar ambiente tende a subir:



**Temperatura Potencial ( $\theta$ )** – Define-se como a temperatura assumida pelo sistema quando comprimido ou expandido adiabaticamente para uma pressão de referência, normalmente 1000 hPa. A temperatura potencial é dada pela expressão 2.3, onde  $T$  é a temperatura absoluta,  $P_0 = 1000$  hPa e  $R_d/C_p \cong 0.286$  ( $R_d = 287$  J.K<sup>-1</sup>.kg<sup>-1</sup> é a constante dos gases perfeitos para ar seco e  $C_p = 1004$  J.K<sup>-1</sup>.kg<sup>-1</sup> é o calor específico do ar seco):

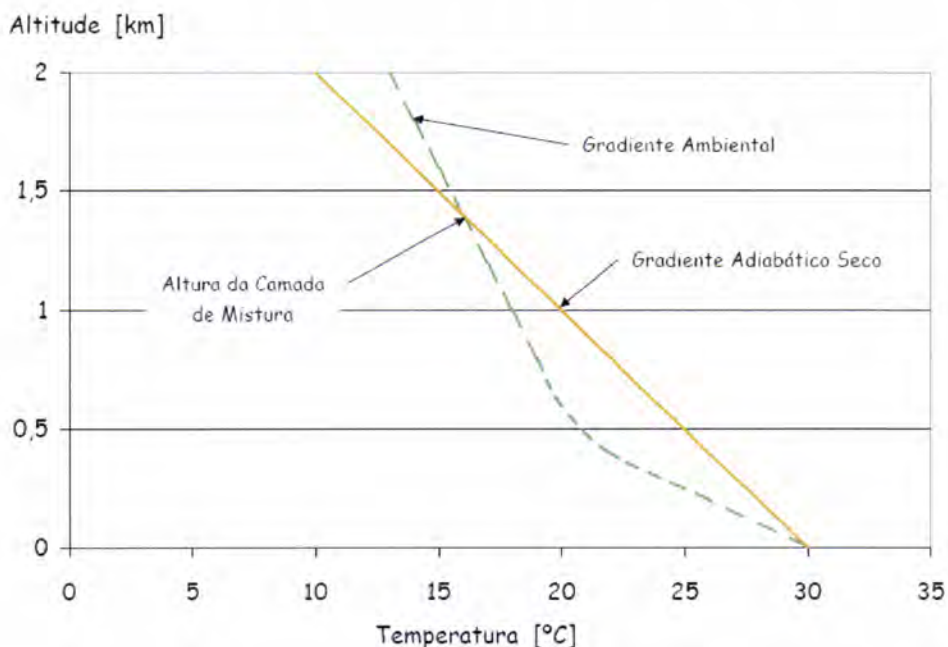
$$\theta = T \left( \frac{P_0}{P} \right)^{R_d/C_p} \quad [2.3]$$

### 2.2.7. ALTURA DA CAMADA DE MISTURA E NÍVEL DE CONVECÇÃO LIVRE

Altura à qual ocorre a intersecção da curva individual e a curva de estado da atmosfera quando de início  $\Gamma_e > \Gamma_d$  (Figura 2.12). Quanto mais elevada for a altura



da camada de mistura, maior será o volume de ar onde os poluentes se vão poder dispersar.



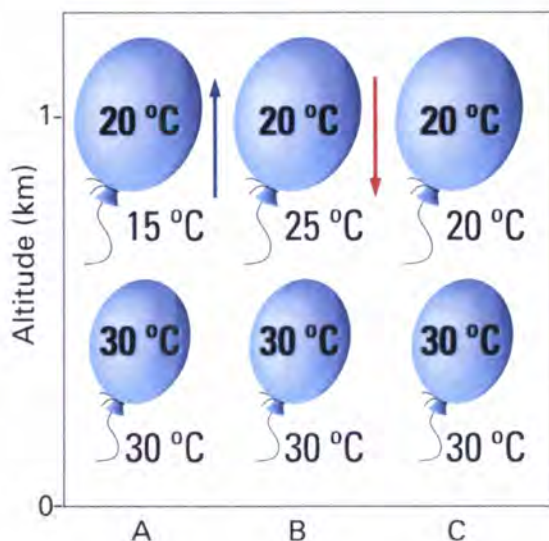
**Figura 2.12** – Altura da camada de mistura.

Efectue-se uma analogia entre a partícula de ar e um balão, conforme exemplificado na Figura 2.13. Em qualquer das situações o balão foi cheio ao nível da superfície com ar a 30 °C, à mesma temperatura do ar ambiente. À altitude de 1 km, o ar do balão vai expandir e estará aproximadamente a 20 °C. Na situação A, o balão vai continuar a subir porque o seu ar está a uma temperatura superior e é menos denso que o ar envolvente. Na situação B, o balão vai descer porque o seu ar está a uma temperatura inferior e é mais denso que o ar envolvente. Na situação C, o balão não sobe nem desce porque o seu ar está à mesma temperatura e densidade que o ar envolvente.

É o gradiente ambiental que determina o tipo de situação que vai verificar-se.

Se, de início,  $\Gamma_e < \Gamma_d$ , a altura à qual a curva individual intersecta a curva de estado da atmosfera define o Nível de Convecção Livre (NCL).





**Figura 2.13** – Relação entre o gradiente vertical de temperatura adiabático e a temperatura ambiente.

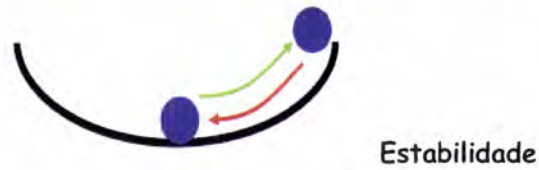
### 2.2.8. ESTABILIDADE E INSTABILIDADE DA ATMOSFERA

De uma forma muito simplificada, a estabilidade da atmosfera (estabilidade estática) é a sua tendência a resistir ou favorecer movimentos verticais ou, alternativamente, a enfraquecer ou intensificar a turbulência. A turbulência na baixa atmosfera depende fortemente do gradiente vertical da temperatura, embora também seja influenciada pela rugosidade do terreno, velocidade do vento e efeitos da viscosidade.

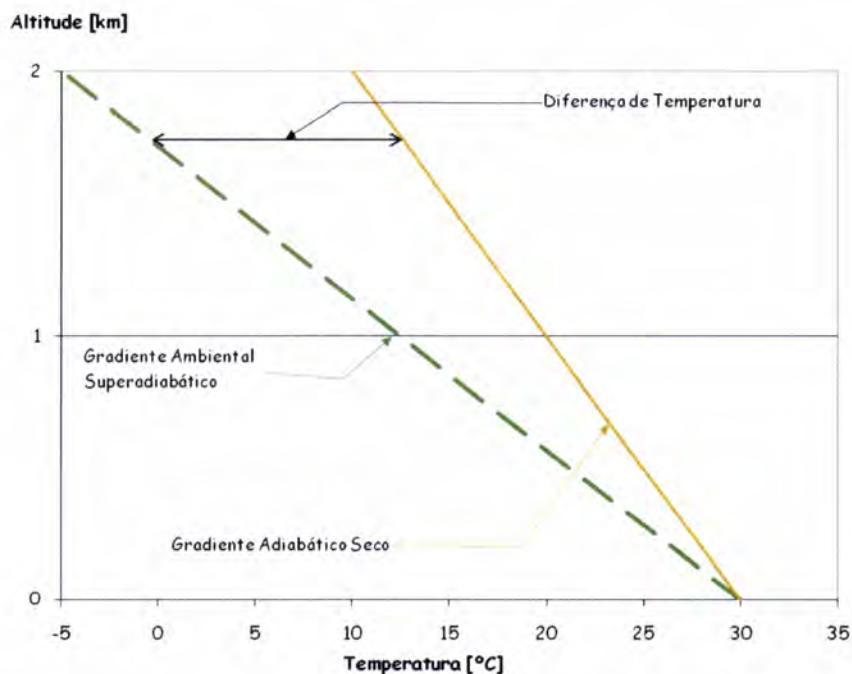
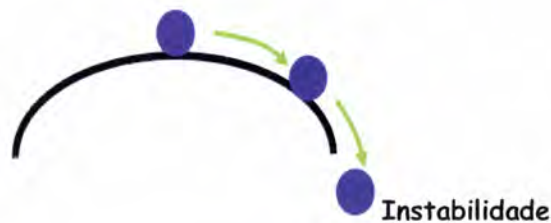
A estabilidade atmosférica depende da relação entre o gradiente térmico ambiental e o gradiente adiabático. Fala-se de **Estabilidade** quando, depois de perturbado, um corpo tende naturalmente para o seu estado inicial; em oposição, fala-se de **Instabilidade** quando uma perturbação, por pequena que seja, tende a afastar o corpo do seu estado inicial [ver Caixa 2.2].

**Instabilidade** – Conforme já foi referido, uma partícula de ar ascendente arrefece segundo a adiabática seca até atingir o nível de Normand, nível a partir do qual vai arrefecer segundo a adiabática saturada. Conforme representado na Figura 2.14, pode acontecer que o gradiente vertical de temperatura ambiente seja superior ao gradiente adiabático seco, pelo que a partícula de ar permanece mais quente que o ar envolvente. Nestas condições fala-se de **Gradiente Ambiental Superadiabático**.

**Caixa 2.2** - Imagine-se uma bola em repouso numa superfície côncava. Se lhe aplicarmos uma força (seta verde), causamos-lhe movimento mas ela tenderá para a posição inicial:



Imagine-se agora que a bola se encontra em repouso sobre uma superfície convexa. Se lhe aplicarmos uma força, causamos-lhe movimento e ela já não tenderá para a posição inicial:

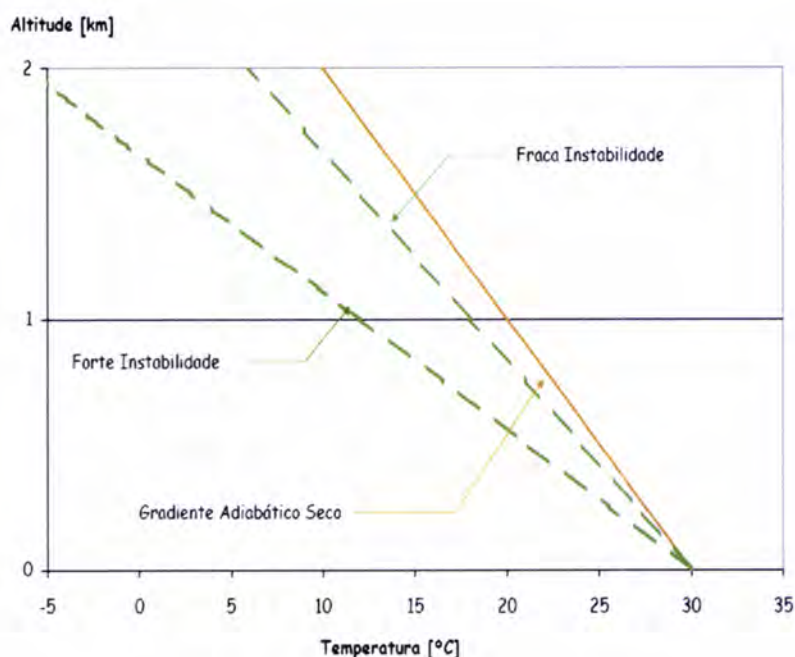


**Figura 2.14** – Gradiente vertical de temperatura superadiabático.

À medida que o ar sobe, ar de níveis superiores, mais frio, move-se para baixo e pode ser aquecido pela superfície e subir. Nestas condições, os movimentos verticais ascendentes e descendentes estão favorecidos e verifica-se uma considerável mistura vertical. O grau de instabilidade depende da diferença entre



as temperaturas ambientais e as temperaturas das partículas em movimento vertical (isto é, dependem da relação de  $\Gamma_e$  com  $\Gamma_d$ ). Na Figura 2.15 exemplificam-se condições de instabilidade fraca e intensa.



**Figura 2.15** – Condições de instabilidade.

As condições de instabilidade geralmente ocorrem em dias de céu limpo, com forte insolação, ou na presença de depressões, caracterizadas por movimentos verticais ascendentes, nuvens e precipitação.

**Condições de Neutralidade** – Ocorrem quando o perfil vertical da temperatura ambiente coincide com o adiabático seco, limitando os movimentos verticais das partículas de ar (Figura 2.16). Estas situações tendem a verificar-se em dias ventosos ou em situações de forte nebulosidade que impedem tanto o aquecimento como o arrefecimento da superfície.

**Estabilidade** (Figura 2.17) – Quando o gradiente vertical de temperatura ambiental é inferior ao gradiente adiabático seco, o ar é estável e resiste aos movimentos verticais – **Gradiente Subadiabático**. Estas condições tendem a ocorrer em noites com pouco ou nenhum vento.



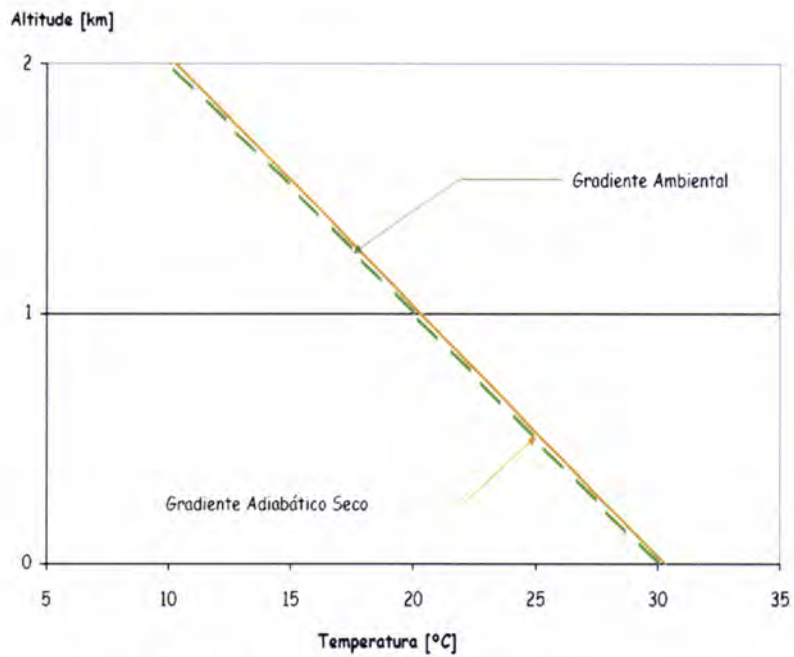


Figura 2.16 – Condições de neutralidade.

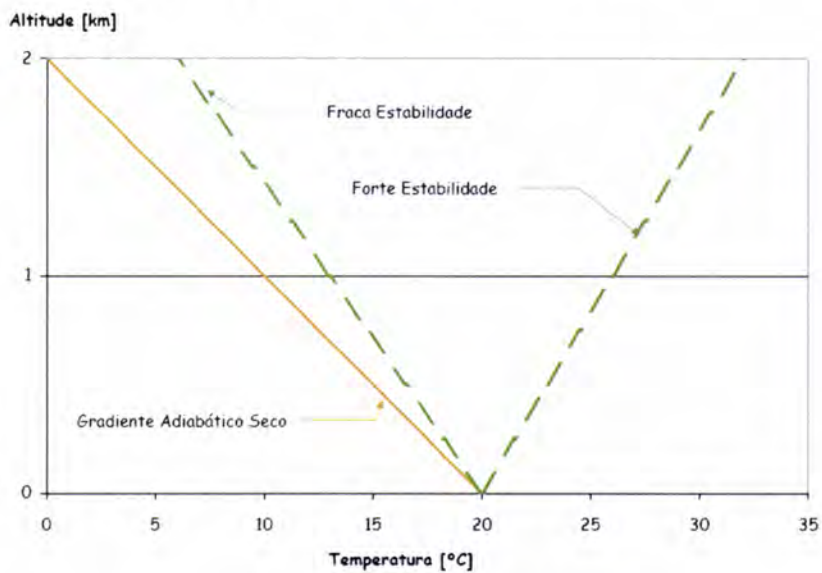
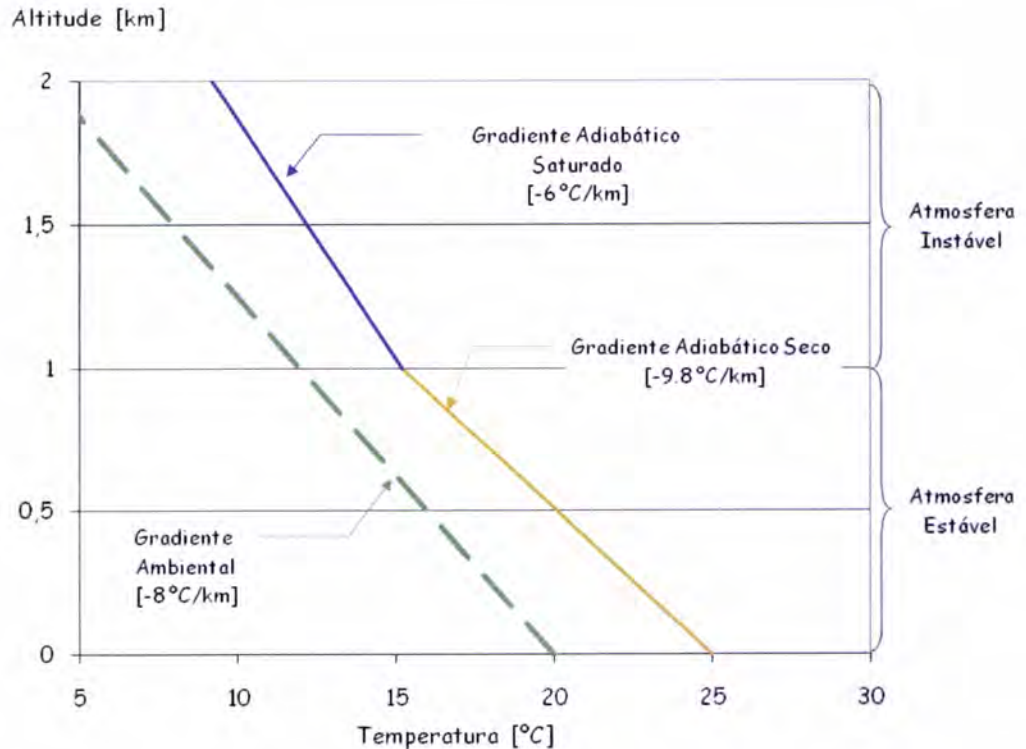


Figura 2.17 – Condições de estabilidade.

**Estabilidade e Instabilidade Condicionais** – Até aqui admitiu-se que uma partícula de ar ascende na atmosfera segundo a adiábica seca. No entanto, muitas vezes, a partícula de ar fica saturada e começa a arrefecer mais lentamente, segundo a adiábica saturada. Esta alteração na taxa de arrefecimento pode alterar as condições de estabilidade (Figura 2.18), visto que  $\Gamma_w$  é inferior a  $\Gamma_d$ .



**Figura 2.18** – Estabilidade condicional.

Instabilidade Condicional ocorre quando a taxa de arrefecimento da temperatura ambiente é superior ao gradiente adiabático saturado mas inferior ao gradiente adiabático seco. Abaixo do nível de condensação verificam-se condições estáveis e acima verificam-se condições instáveis.

No Anexo III, apresentam-se cinco exemplos práticos para a determinação da estabilidade atmosférica, um exemplo de alterações na humidade e temperatura do ar devido à orografia (presença de uma montanha) e um último relacionado com o desenvolvimento de nuvens.

**Inversões Térmicas** – Quando a temperatura aumenta com a altitude diz-se que há uma inversão de temperatura (Figura 2.19). Esta situação ocorre com frequência mas é geralmente confinada a uma camada pouco espessa. As plumas de poluentes que são emitidas numa camada de inversão não se dispersam tanto quando são transportadas pelo vento. As plumas que são emitidas acima ou abaixo da camada de inversão não se conseguem dispersar, ficando encurraladas acima ou abaixo da mesma. Elevadas concentrações de poluentes atmosféricos são frequentemente associados a inversões térmicas, uma vez que estas são fortemente estáveis e inibem a dispersão turbulenta da pluma.

Existem essencialmente quatro tipos de inversões térmicas, causados por diferentes interações atmosféricas, e que podem persistir por diferentes períodos de tempo: inversão de radiação, inversão de subsidência, inversão frontal e inversão de advecção. No Anexo IV detalham-se estes diferentes tipos de inversão térmica.

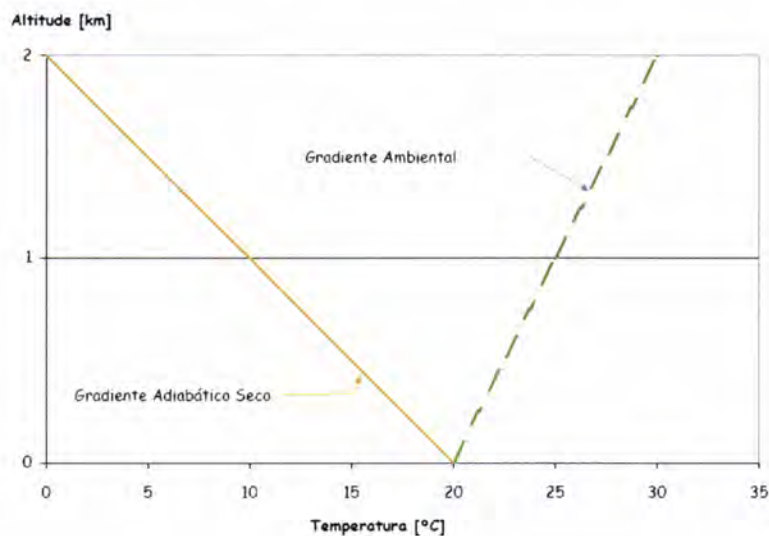


Figura 2.19 – Inversão térmica.

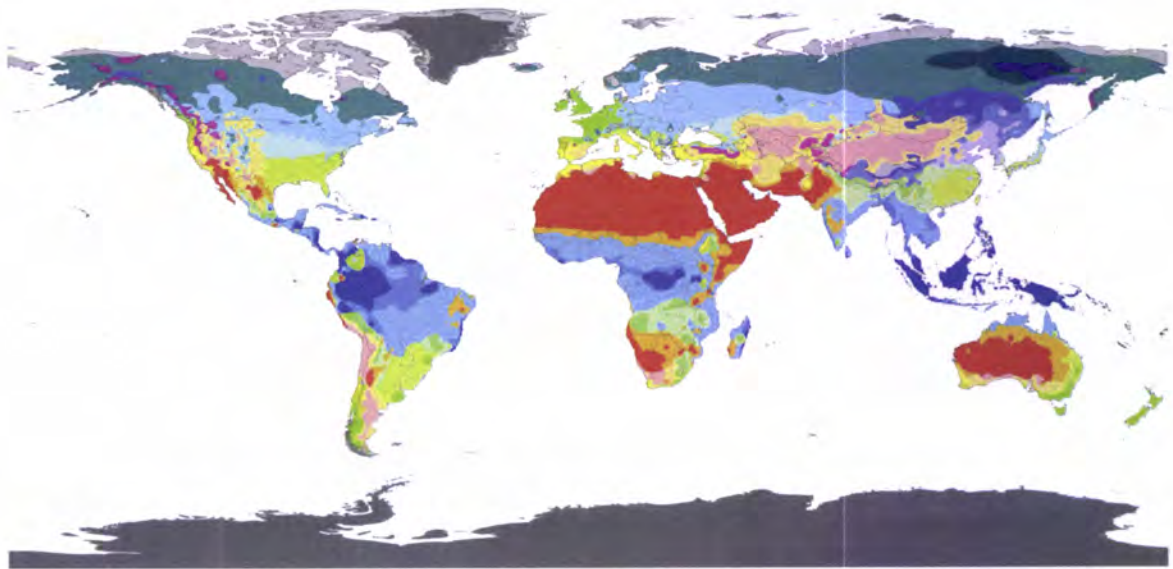
### 2.3. CLIMA

Conforme previamente mencionado, o clima de uma determinada região é definido, entre outras estatísticas, por valores médios de pelo menos trinta anos de várias grandezas meteorológicas: temperatura, humidade, pressão, direcção e intensidade do vento, quantidade e tipo de precipitação, radiação solar recebida, etc.

Existem vários sistemas de classificação do clima. A Classificação Climática de Köppen é uma das mais divulgadas e utilizadas (Figura 2.20) e divide o clima do planeta em cinco categorias: Clima Tropical Húmido; Clima Seco; Clima Temperado com Inverno suave; Clima Temperado com Inverno rigoroso e Clima Polar. Na Tabela 2.1 discrimina-se a simbologia utilizada na Figura 2.20.



### World map of Köppen-Geiger climate classification



|    |     |     |     |     |     |     |     |    |
|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|
| Af | BWh | Csa | Cwa | Cfa | Dsa | Dwa | Dfa | ET |
| Am | BWk | Csb | Cwb | Cfb | Dsb | Dwb | Dfb | EF |
| Aw | BSh | Cwc | Cfc | Dsc | Dwc | Dfc |     |    |
|    | BSk |     |     | Dsd | Dwd | Dfd |     |    |

**DATA SOURCE :** GHCN v2.0 station data  
Temperature (N = 4,844) and  
Precipitation (N = 12,396)

**PERIOD OF RECORD :** All available

**MIN LENGTH :** ≥30 for each month.

**RESOLUTION :** 0.1 degree lat/long

**Contact :** Murray C. Peel (mpeel@unimelb.edu.au) for further information

**Figura 2.20 –** Classificação climática de Köppen (Peel *et al.* (2007))

([www.civenv.unimelb.edu.au/~mpeel/koppen.html](http://www.civenv.unimelb.edu.au/~mpeel/koppen.html)).

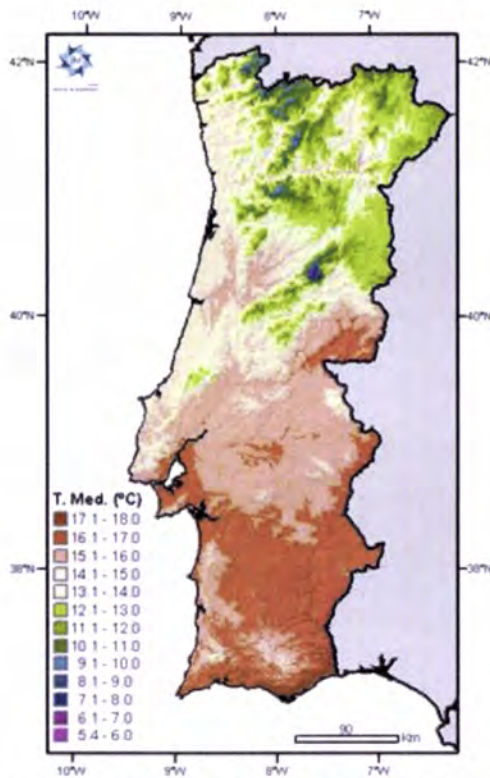
De acordo com o Instituto de Meteorologia, a análise espacial para Portugal Continental, baseada nas normais de 1961/90, mostra que a temperatura média anual varia entre cerca de 7°C nas terras altas do interior norte e centro e cerca de 18°C no litoral sul (Figura 2.21). A precipitação média anual tem os valores mais altos no Minho e Douro Litoral e os valores mais baixos no interior do Baixo Alentejo (Figura 2.22).

**Tabela 2.1** – Classificação climática de Köppen (Adaptada de Ahrens, 2000)

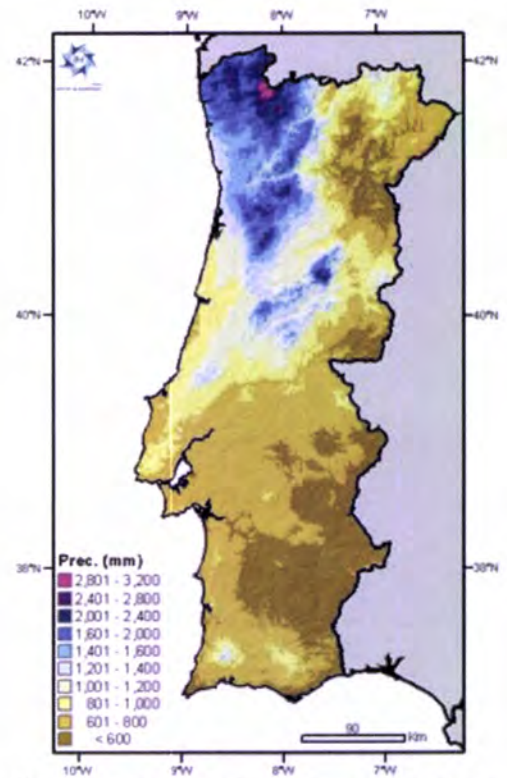
| Classe  | Subclasse | Sub-subclasse | Descrição                                 | Critério   |
|---|-----------|---------------|---|--|
| A   |           |               | Tropical Húmido                           | Temperatura média superior a 18 °C no mês mais frio  |
|   | Af        |               | Tropical Húmido (floresta tropical)       | Mês mais seco com precipitação superior a 60 mm  |
|   | Aw        |               | Tropical Húmido com estação seca (savana) | Mês mais seco com precipitação inferior a 10 mm e correspondente a 4% da precipitação total anual  |
|   | Am        |               | Tropical de Monção                        | Mês mais seco com precipitação inferior a 10 mm mas superior a 4% da precipitação total anual  |
| A evapotranspiração potencial excede a precipitação: <sup>(1)</sup> |           |               |   |  |
| B   |           |               | Clima Seco                                | - Inverno Seco - $P < 2T + 280$<br>- Verão Seco - $P < 2T$<br>- Inverno Seco - $P < 2T + 140$  |
|   | BW        |               | Desértico Árido                           |  |
|   | BS        |               | Semi-Árido / Estepe                       | Consoante o caso, a precipitação atinge metade dos valores definidos para Clima Seco   |
|   |           | B_h           | Quente e Seco                             | Temperatura média anual superior a 18 °C   |
|   |           | B_k           | Frio e Seco                               | Temperatura média anual inferior a 18 °C   |
| C   |           |               | Clima Temperado – Invernos suaves         | Mês mais frio com temperatura compreendida entre -3 °C e 18 °C   |
|   | Cw        |               | Inverno Seco                              | Mês mais húmido de Verão com precipitação média no mínimo 10 vezes superior à do mês de Inverno mais húmido  |
|   | Cs        |               | Verão Seco (Mediterrânico)                | Precipitação média inferior a 40 mm no mês mais seco de Verão; a precipitação média do mês mais húmido de Inverno superior a 3 vezes à do mês mais seco de Verão |
|   | Cf        |               | Sempre Húmido                             | Os critérios para Cw e Cs vão são aplicáveis   |
|   |           | C_a           | Verão quente e longo                      | Mês mais quente com temperatura média superior a 22 °C; pelo menos 4 meses com temperatura média superior a 10 °C  |
|   |           | C_b           | Verão fresco e longo                      | Temperatura média mensal sempre inferior a 22 °C; pelo menos 4 meses com temperatura média superior a 10 °C  |
|   |           | C_c           | Verão fresco e curto                      | Temperatura média mensal sempre inferior a 22 °C; 1 a 3 meses com temperaturas médias superior a 10 °C   |
| D   |           |               | Clima Temperado – Invernos frios          | Mês mais frio com temperatura média inferior a -3 °C; mês mais quente com temperatura média superior a 10 °C   |
|   | Dw        |               | Inverno Seco                              | Como em Cw   |
|   | Ds        |               | Verão Seco                                | Como em Cs   |
|   | Df        |               | Sempre Húmido                             | Como em Cf   |
|   |           | D_a           | Verão quente e longo                      | Como em C_a  |
|   |           | D_b           | Verão fresco e longo                      | Como em C_b  |
|   |           | D_c           | Verão fresco e curto                      | Como em C_c  |
|   |           | D_d           | Verão frio e curto; Inverno rigoroso      | Mês mais frio com temperatura média inferior a -38 °C  |
| E   |           |               | Clima Polar                               | Mês mais quente com temperatura média inferior a 10 °C   |
|   | ET        |               | Tundra                                    | Mês mais quente com temperatura média entre 0 ° e 10 °C  |
|   | EF        |               | Calote Polar                              | Mês mais quente com temperatura média inferior a 0 °C  |

<sup>(1)</sup> T representa a temperatura, em °C, e P a precipitação anual, em mm.





**Figura 2.21** – Temperatura média anual

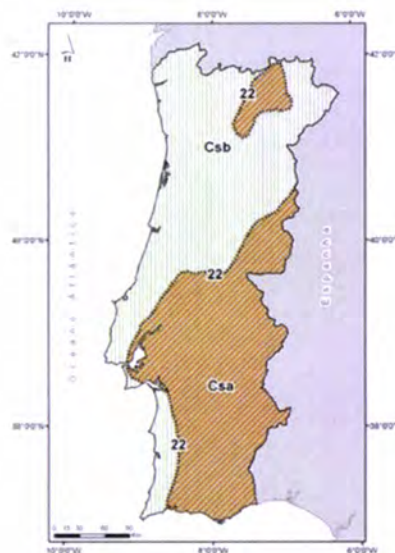


**Figura 2.22** – Precipitação acumulada anual

(<http://www.meteo.pt/pt/areaeducativa/otempo.eoclima/clima.pt/index.html>).

De acordo com as Figuras 2.21 e 2.22 e aplicando a Classificação Climática de Köppen, Portugal Continental encontra-se dividido em duas regiões (Figura 2.23):

1. Csa - clima temperado com Inverno chuvoso e Verão seco e quente e
2. Csb - clima temperado com Inverno chuvoso e Verão seco e pouco quente.



**Figura 2.23** – Classificação climática de Köppen aplicada a Portugal Continental

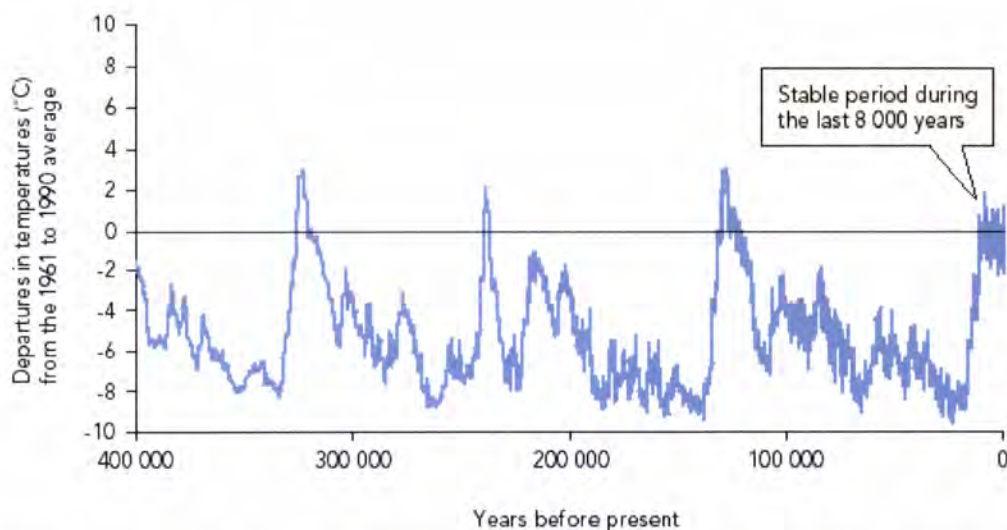
(<http://www.meteo.pt/pt/areaeducativa/otempo.eoclima/clima.pt/index.html>).



## 2.4. VARIABILIDADE CLIMÁTICA

O clima de um local ou região varia, em geral, ao longo do ano como consequência do movimento de translação em torno do Sol – variabilidade sazonal. Muitos elementos climáticos (temperatura e humidade do ar, por exemplo) apresentam também marcada variação diurna, associada ao movimento de rotação da Terra.

Conforme se pode observar na Figura 2.24 o clima está em constante alteração. Necessariamente, as alterações sofridas antes da Revolução Industrial tiveram causas naturais, resultando numa variabilidade climática devida a factores incontroláveis pelo Homem. Durante os últimos 400 000 anos o clima apresentou um ciclo quase periódico de Eras Glaciais alternadas com Períodos Interglaciais, com durações de, aproximadamente, 10 000 anos. Comparado com estas variações, o clima dos últimos 8 000 anos tem sido relativamente estável com pequenas variações da temperatura, sem que se verifiquem tendências significativas.



**Figura 2.24** – Reconstituição do registo da temperatura média global durante os últimos 400 000 anos (EEA Report 2/2004).

### 2.4.1. FACTORES EXTERNOS

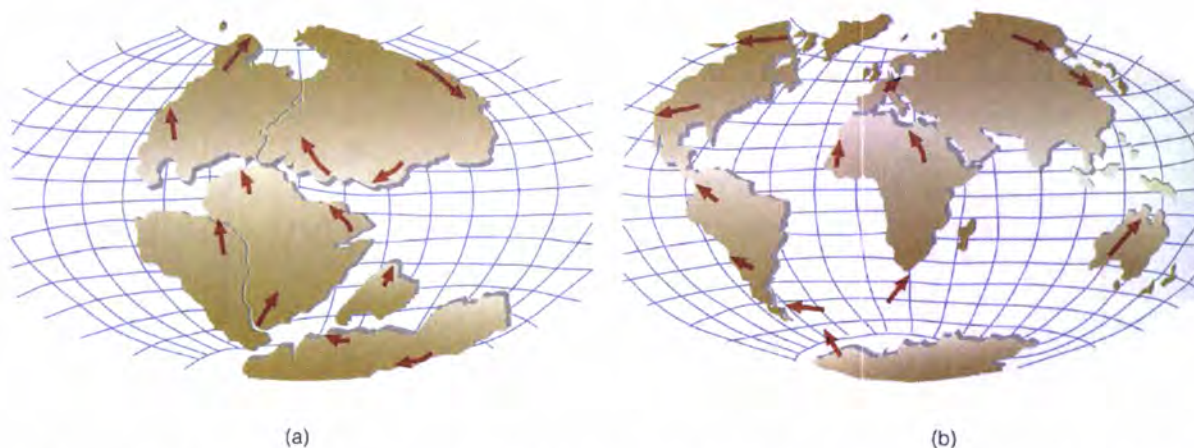
O clima sempre sofreu flutuações em função de causas naturais, e assim continuará a ser. As causas naturais podem ser pequenas alterações na radiação solar, erupções vulcânicas que podem cobrir a Terra com poeiras que reflectem/difundem a radiação solar e variações naturais no próprio sistema climático.

Muitas destas alterações resultam de alterações regulares cíclicas, que ocorrem em períodos de centenas, milhares ou até mesmo milhões de anos. Devem-se a fenómenos naturais tais como alterações nos parâmetros da **Órbita Terrestre** em torno do Sol, alteração do **Eixo de Rotação** da Terra, movimentos das **Placas Tectónicas**, flutuações na **Actividade Solar** e **Erupções Vulcânicas**. Todos estes fenómenos são Externos à atmosfera.

#### 2.4.1.1. TEORIA DAS PLACAS TECTÓNICAS

Esta teoria, também conhecida por Teoria da Deriva Continental, explica o movimento lento dos continentes e do fundo dos oceanos. De acordo com esta teoria, a crosta terrestre é composta por placas que encaixam umas nas outras como peças de um puzzle gigante. Estas placas deslizam sobre um manto parcialmente fundido a uma taxa de apenas alguns centímetros por ano.

Esta teoria defende que os continentes actualmente existentes estiveram outrora juntos, formando um único e enorme continente (Figura 2.25). Após a separação, os continentes formados migraram lentamente sobre o manto terrestre, até à sua posição actual, alterando-se a distribuição das massas continentais e oceânicas. Esta reestruturação dos continentes pode ter alterado as correntes oceânicas, alterando o transporte de calor das baixas para as altas latitudes.

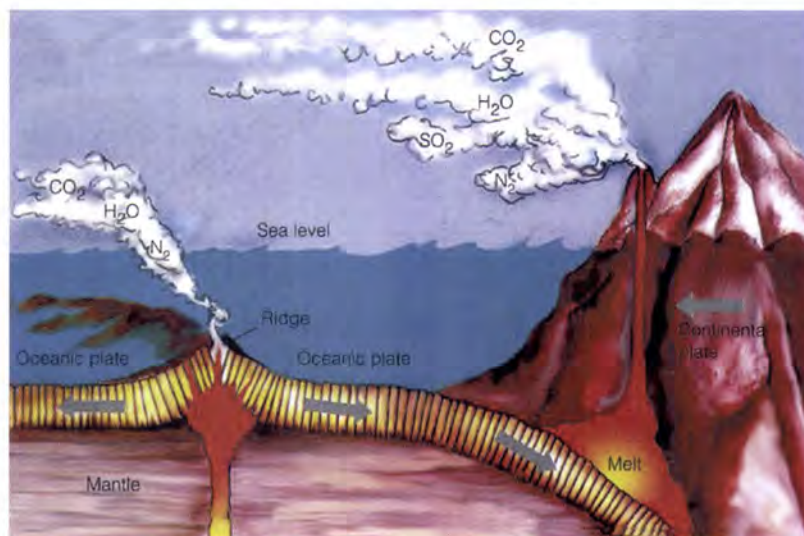


**Figura 2.25** – Distribuição geográfica das massas de terra **(a)** há cerca de 180 milhões de anos e **(b)** hoje (Ahrens, 2000).

A velocidade à qual as placas se movem pode influenciar o clima global. Em períodos de deriva rápida, a resultante intensificação da actividade vulcânica (Figura 2.26) pode promover a subida do nível do mar (formação de cristas



oceânicas) e um aquecimento global devido ao aumento da concentração de  $\text{CO}_2$  na atmosfera.

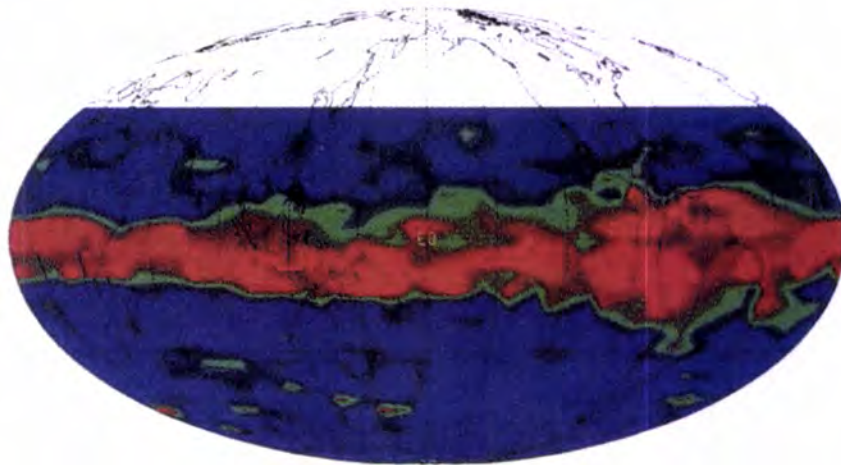


**Figura 2.26** – Intensificação da actividade vulcânica em períodos de deriva rápida (Ahrens, 2000).

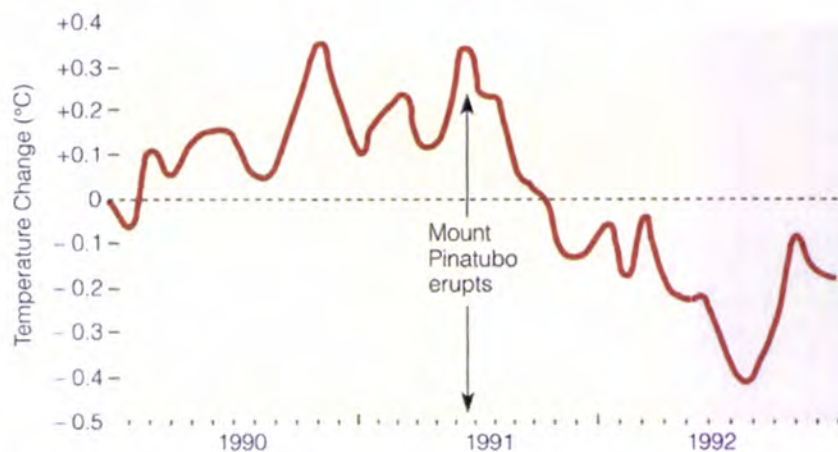
#### 2.4.1.2. ERUPÇÕES VULCÂNICAS

Durante as Erupções Vulcânicas, podem ser libertados directamente na Estratosfera gases e partículas finas de cinzas e pó (Figura 2.27). As erupções com maior impacto sobre o clima são as de gases ricos em enxofre. Durante cerca de 2 meses estes gases, na presença da luz solar, combinam-se com o vapor de água, produzindo partículas ácidas finas e reflectoras/difusoras. Estas partículas crescem e formam uma camada densa de nevoeiro. Este nevoeiro pode permanecer na Estratosfera durante anos, absorvendo e reflectindo para o espaço parte da energia solar incidente, o que resulta num arrefecimento à superfície, especialmente no hemisfério onde ocorreu a erupção. De acordo com Molion, L. C. B. (2007), esta erupção provocou o aumento do albedo planetário tropical para cerca de 50%, provocando uma diminuição de  $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  na temperatura média global (Figura 2.29). Recentemente e à escala regional, Trigo *et al.* (2009) relacionaram as condições atípicas do Verão de 1816 com a erupção do Vulcão de Tambora, na Ilha de Sumbaya (Indonésia), em Abril de 1815, o que ilustra a forte influência das erupções vulcânicas no clima.





**Figura 2.27** – Medições de satélite (1991.09.21) da pluma de SO<sub>2</sub> (áreas vermelho escuro e verde) da erupção do Monte Pinatubo, Indonésia (1991.06) (Ahrens, 2000).

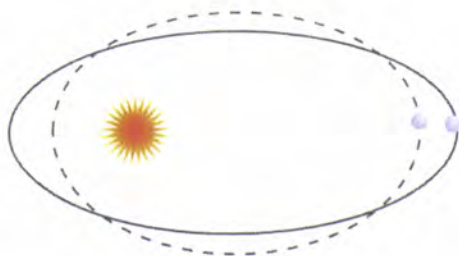


**Figura 2.28** – Anomalias da temperatura média global à superfície no período 1990-1992. Após a erupção de Monte Pinatubo, a temperatura média global decresceu cerca de 0.5 °C, relativamente à média de referência 1981-1990 (linha a tracejado) (Ahrens, 2000).

#### 2.4.1.3. TEORIA DE MILANKOVITCH

A Teoria de Milankovitch relaciona as alterações climáticas com alterações nos parâmetros da Órbita Terrestre. À medida que a Terra viaja no espaço combinam-se três movimentos cíclicos separados que provocam variações na quantidade de energia solar que atinge o planeta.

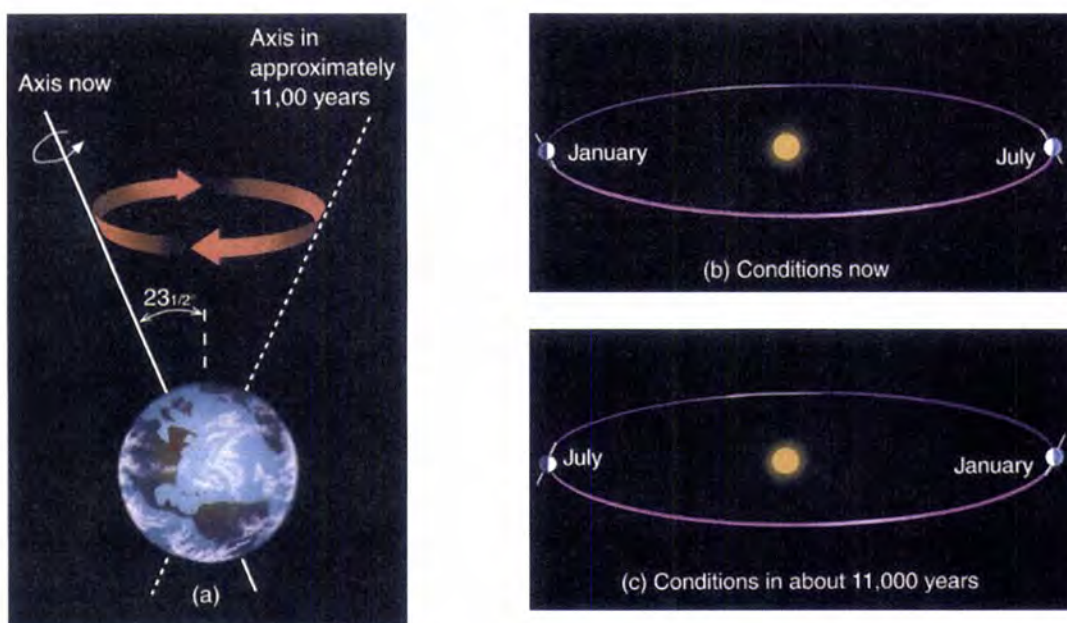
O primeiro ciclo é relativo à **Excentricidade da Órbita Terrestre** em torno do Sol. A cada cerca de 100000 anos, a órbita varia de quase circular a bastante elíptica e, de novo, até à forma inicial (Figura 2.29).



**Figura 2.29** – Variação da órbita terrestre (Ahrens, 2000).

Quanto maior for a excentricidade da órbita (mais elíptica), maior a variação da quantidade de energia solar recebida pelo planeta, entre as suas posições extremas, relativamente ao Sol. Presentemente, estamos num período de baixa excentricidade. Uma órbita mais excêntrica, altera a duração das estações em cada hemisfério, por alteração do período entre os equinócios de Primavera e de Outono.

O segundo ciclo tem em consideração o facto do eixo de rotação da Terra se mover lentamente, descrevendo um cone no espaço (Figura 2.30). Esta variação denomina-se **Precessão do Eixo de Rotação Terrestre** e ocorre em ciclos de, aproximadamente, 23 000 anos. Presentemente, a Terra está mais próxima do Sol em Janeiro e mais afastada em Julho. Devido à Precessão, daqui por 11 000 anos verificar-se-á o oposto.



**Figura 2.30** – (a) Precissão do eixo de rotação. (b) Situação actual (c) Situação daqui a 11 000 anos (Ahrens, 2000).

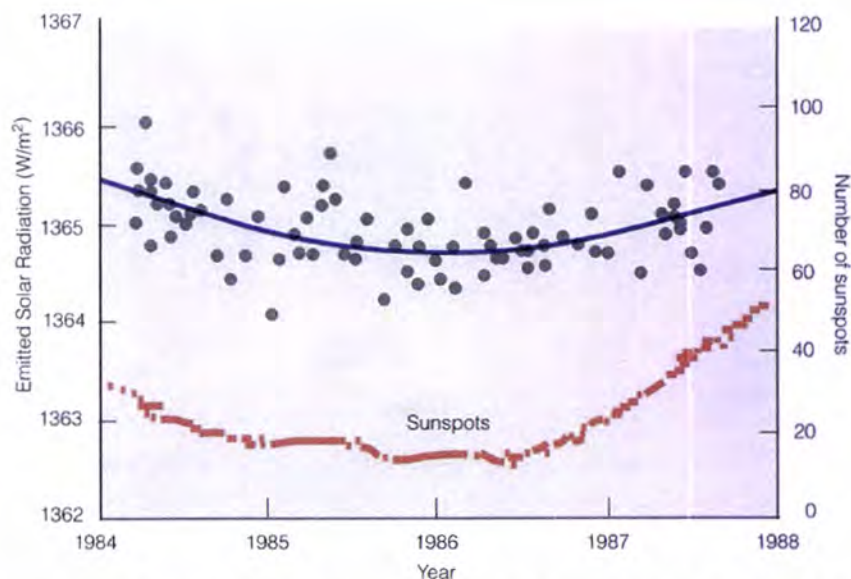
O terceiro ciclo demora cerca de 41 000 anos a completar-se e está relacionado com as variações da Inclinação do Eixo de Rotação da Terra à medida que ela



órbita em torno do Sol. Actualmente, a inclinação da órbita terrestre é de  $23.5^\circ$ , mas varia de  $22^\circ$  a  $24.5^\circ$  durante o ciclo. Quanto menor for a inclinação, menor será a variação sazonal entre Verão e Inverno nas latitudes médias. Os períodos glaciares tendem a ocorrer quando a inclinação da órbita terrestre é menor. Considerando os três ciclos, a tendência actual para o Hemisfério Norte seria de arrefecimento.

#### 2.4.1.4. ACTIVIDADE SOLAR

A intensidade da radiação solar varia com o número de manchas solares, ou seja, com a Actividade Solar (Figura 2.31). As manchas solares resultam de enormes tempestades electromagnéticas que se apresentam como regiões mais frias (escuras) da superfície solar. Ocorrem ciclicamente, atingindo o máximo em quantidade e tamanho de 11 em 11 anos. Nos períodos de máxima actividade, o Sol emite mais cerca de 0.1% de energia, relativamente aos períodos de menor actividade solar. A maior parte desta variação ocorre na gama da radiação UV, maioritariamente absorvida pelo  $O_3$  estratosférico. Também a concentração do  $O_3$  estratosférico varia com o ciclo de manchas solares, atingindo o máximo no máximo da actividade solar. Consequentemente, o excesso de  $O_3$  tende a absorver o excesso de radiação solar. Este aumento da absorção da radiação UV aquece a Estratosfera, produzindo gradientes térmicos e ventos que influenciam a circulação na Troposfera.



**Figura 2.31** – Alterações da emissão de radiação solar (azul) medidas por satélite e número médio anual de manchas solares (Ahrens, 2000).



#### 2.4.2. FACTORES INTERNOS

Nos últimos anos tem vindo também a estudar-se a influência de fenómenos **Internos**, ou seja, processos de interação não linear entre os diferentes componentes do sistema climático responsáveis por oscilações irregulares do Clima. No entanto, a diferenciação entre factores externos e internos é artificial. Por exemplo, as interações não lineares entre a Atmosfera e o Oceano podem ser desencadeadas por perturbações externas no fluxo de radiação solar que poderão amplificar a resposta a estas perturbações ou alterar-lhe o período.

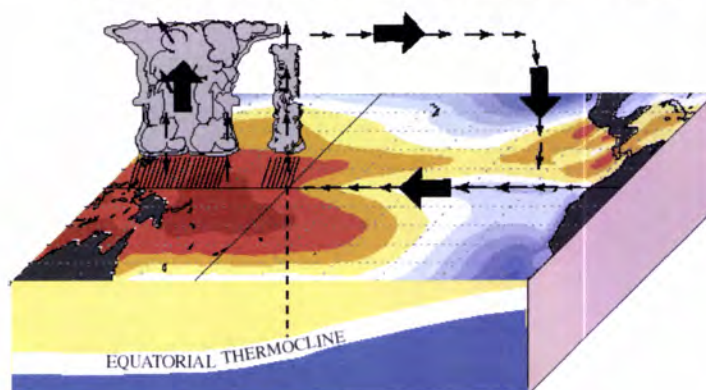
A importância das oscilações internas nas variações a longo prazo do clima é ainda motivo de discussão. No entanto, em prazos curtos existem modos de variabilidade bem compreendidos. A Oscilação do Atlântico Norte (NAO - North Atlantic Oscillation), por exemplo, tem um efeito importante sobre o clima de Inverno das regiões atlânticas da Europa. O fenómeno relacionado com o ENSO (El Niño Southern Oscillation) tem impactos profundos sobre as populações do continente sul-americano.

##### 2.4.2.1. EL NIÑO E SOUTHERN OSCILLATION (ENSO)

Normalmente os ventos alíseos deslocam as águas superficiais do oceano Pacífico no hemisfério Sul da região tropical Este para Oeste. Devido a este movimento para Oeste das águas superficiais, água mais fria ascende à superfície no Pacífico Este, processo denominado de afloramento costeiro ou *upwelling*. O Pacífico Oeste está sob a influência dum sistema de baixas pressões, com tempo húmido. Por sua vez, o Pacífico Este está sob a influência dum sistema de altas pressões, com tempo seco (Figura 2.32). Mas nalguns anos a atmosfera e o oceano alteram as suas condições durante o *El Niño* e *La Niña*, os dois extremos da ENSO.

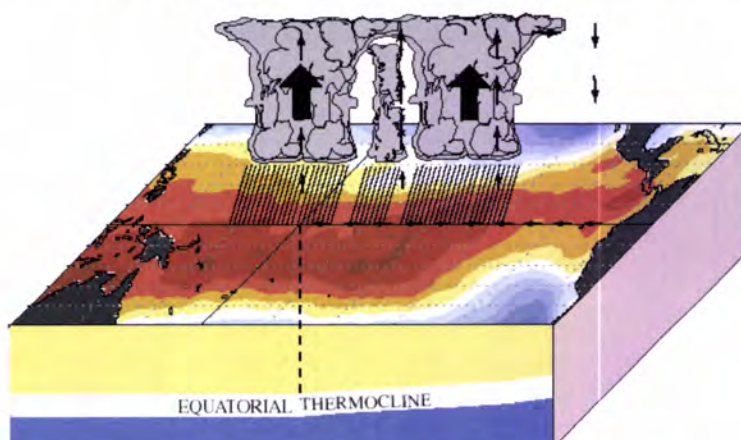
Nos anos *El Niño*, a diferença de pressão sobre o Pacífico baixa, diminuindo a intensidade dos ventos (Oscilação do Hemisfério Sul, SO). Na ausência de vento capaz de induzir o movimento da água superficial do oceano para Oeste, as águas quentes do Oeste do Pacífico estendem-se para Este (El Niño, EN), promovendo o aumento da temperatura das águas superficiais do Pacífico Este e enfraquecendo o afloramento costeiro (Figura 2.33). Estas anomalias iniciam-se perto do Natal, daí o nome de “El Niño” i.e. “O Menino”.

### Condições Normais em Dezembro-Fevereiro



**Figura 2.32** – Valores médios de precipitação, vento e estrutura da superfície do Oceano Pacífico Tropical ([http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensocycle/meanrain.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensocycle/meanrain.shtml)).

### Condições El Niño em Dezembro-Fevereiro

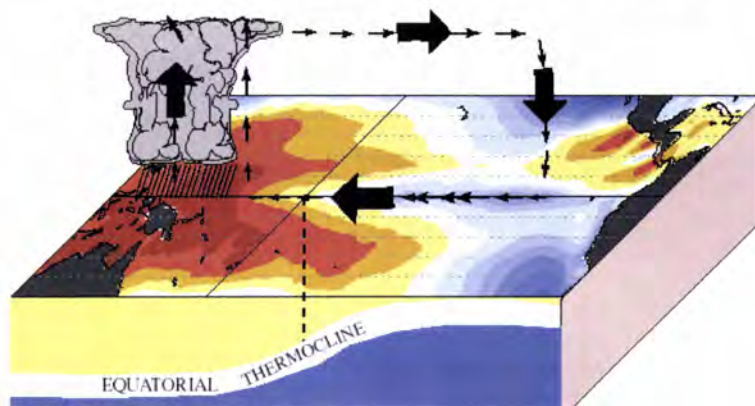


**Figura 2.33** – Valores médios de precipitação, vento e estrutura da superfície do Oceano Pacífico Tropical associados ao El Niño

([http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensocycle/enso\\_schem.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensocycle/enso_schem.shtml)).

Nos anos *La Niña*, os ventos intensificam-se sobre o Pacífico devido à intensificação dos sistemas de baixas e de altas pressões sobre o Pacífico Oeste e Este, respectivamente, reforçando o afloramento costeiro (Figura 2.34).

### Condições La Niña em Dezembro-Fevereiro



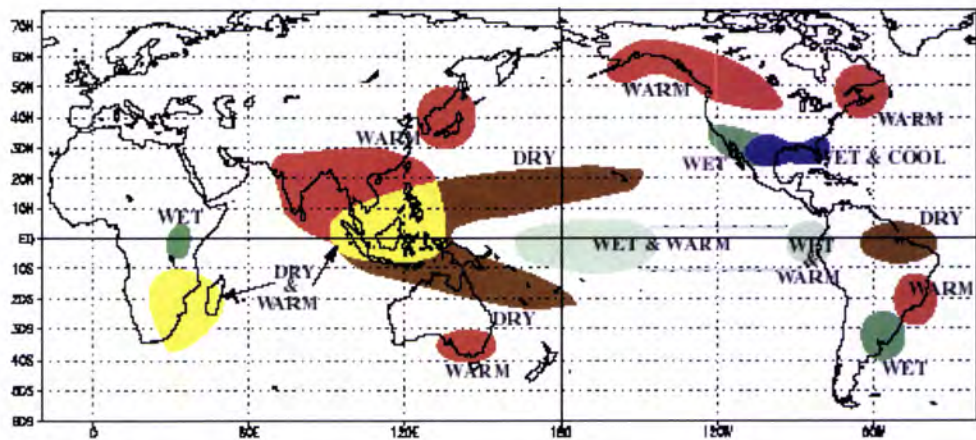
**Figura 2.34** – Valores médios de precipitação, vento e estrutura da superfície do oceano Pacífico Topical associados à La Niña

([http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensocycle/enso\\_schem.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensocycle/enso_schem.shtml)).

Tanto o *El Niño* como *La Niña* provocam efeitos a longas distâncias: tempestades intensas e cheias, secas severas, intensificação da estação de furacões no Atlântico e número de tempestades de Inverno em várias regiões do globo (Figuras 2.35 e 2.36). Por exemplo, as condições de seca e fogos florestais que assolam a região da Indonésia nos anos de *El Niño* são claramente conhecidas. Keil *et al.* (2009) relaciona as condições de seca na Indonésia com o *El Niño* e destaca os impactos que essas condições têm na diminuição das produtividades agrícolas, com consequências económicas muito graves para os agricultores. Chandra *et al.* (2009) mostram que ao *El Niño* de 2006 estão associadas situações de seca que potenciou a ocorrência de fogos florestais durante Outubro e Novembro na região da Indonésia. Os efeitos destes grandes fogos florestais estão relacionados com o aumento da concentração de CO<sub>2</sub>, claramente identificada em imagens de satélite.



## WARM EPISODE RELATIONSHIPS DECEMBER - FEBRUARY



## WARM EPISODE RELATIONSHIPS JUNE - AUGUST

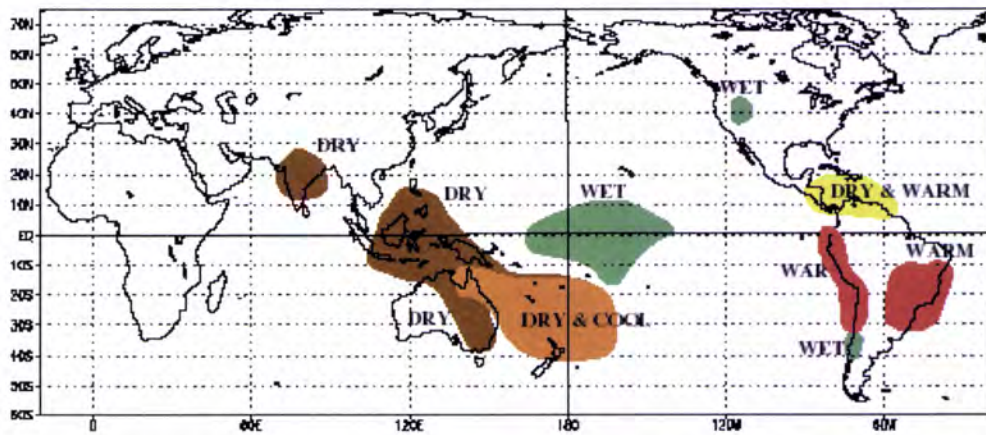
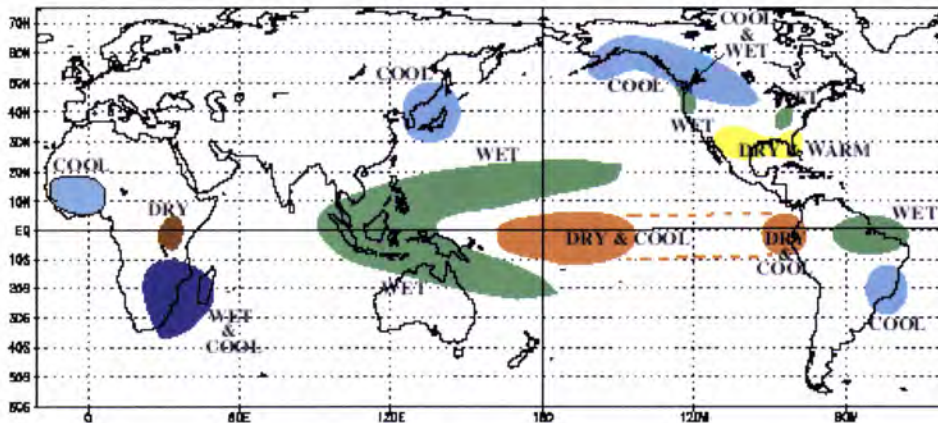


Figura 2.35 – Padrões de temperatura e precipitação globais relacionados com o El Niño ([http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensocycle/elminosfc.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensocycle/elminosfc.shtml)).

### COLD EPISODE RELATIONSHIPS DECEMBER - FEBRUARY



### COLD EPISODE RELATIONSHIPS JUNE - AUGUST

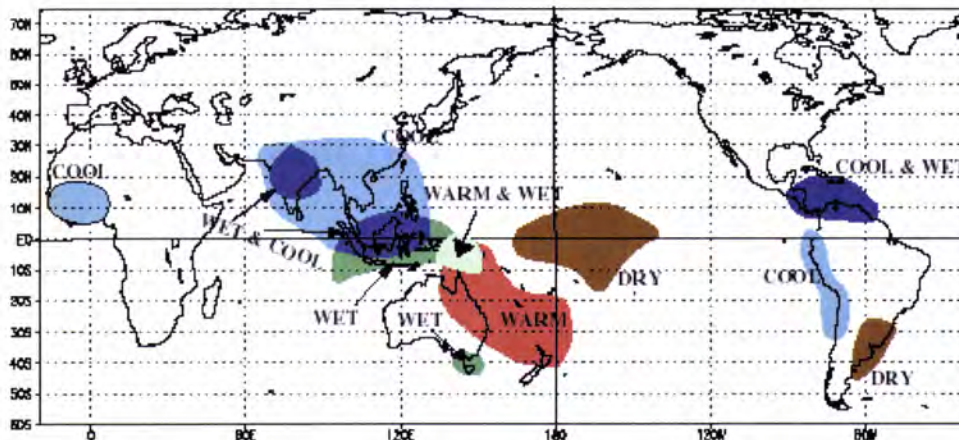
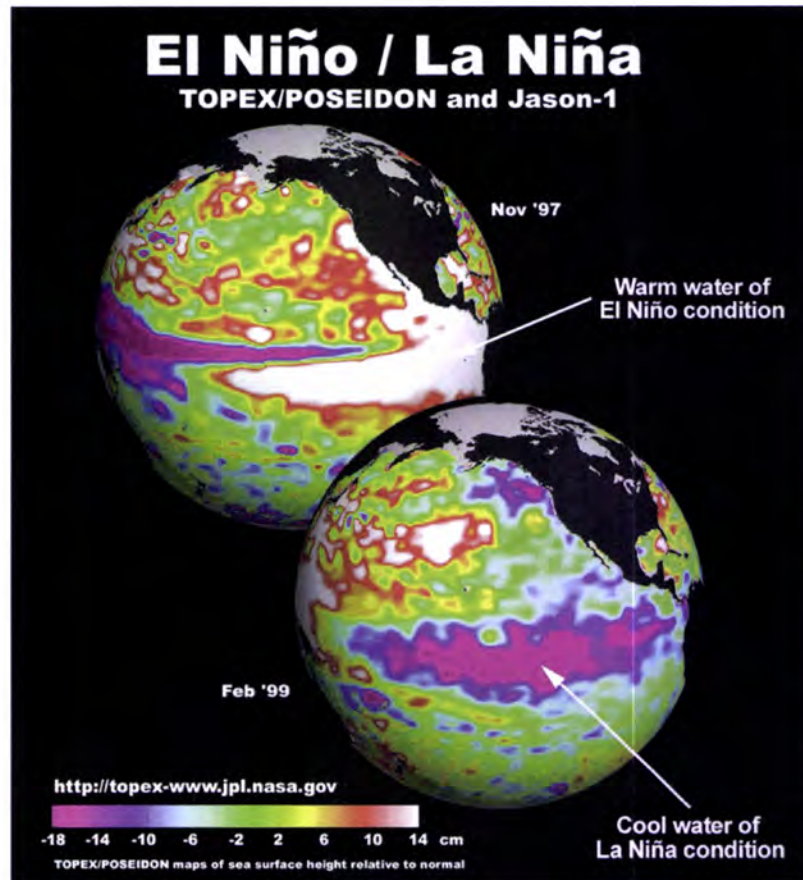


Figura 2.36 – Padrões de temperatura e precipitação globais relacionados com La Niña ([http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensocycle/laninasfc.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensocycle/laninasfc.shtml)).

Na Figura 2.37 representam-se anomalias na temperatura das águas superficiais oceânicas. Na parte superior, o branco e o encarnado no Pacífico tropical Este (Novembro de 1997) indicam anomalias positivas da altura da superfície do oceano devido à expansão de águas mais quentes durante o *El Niño*. A parte inferior (Fevereiro de 1999) mostra o nível do oceano durante *La Niña*, quando a água superficial se encontra mais fria devido ao afloramento na zona tropical Este do Pacífico.





**Figura 2.37** – Nível do Oceano Pacífico durante o *El Niño* (em cima) e *La Niña* (em baixo) ([http://www.windows.ucar.edu/tour/link=/earth/climate/images/enso\\_lg.jpg\\_image.html](http://www.windows.ucar.edu/tour/link=/earth/climate/images/enso_lg.jpg_image.html)).

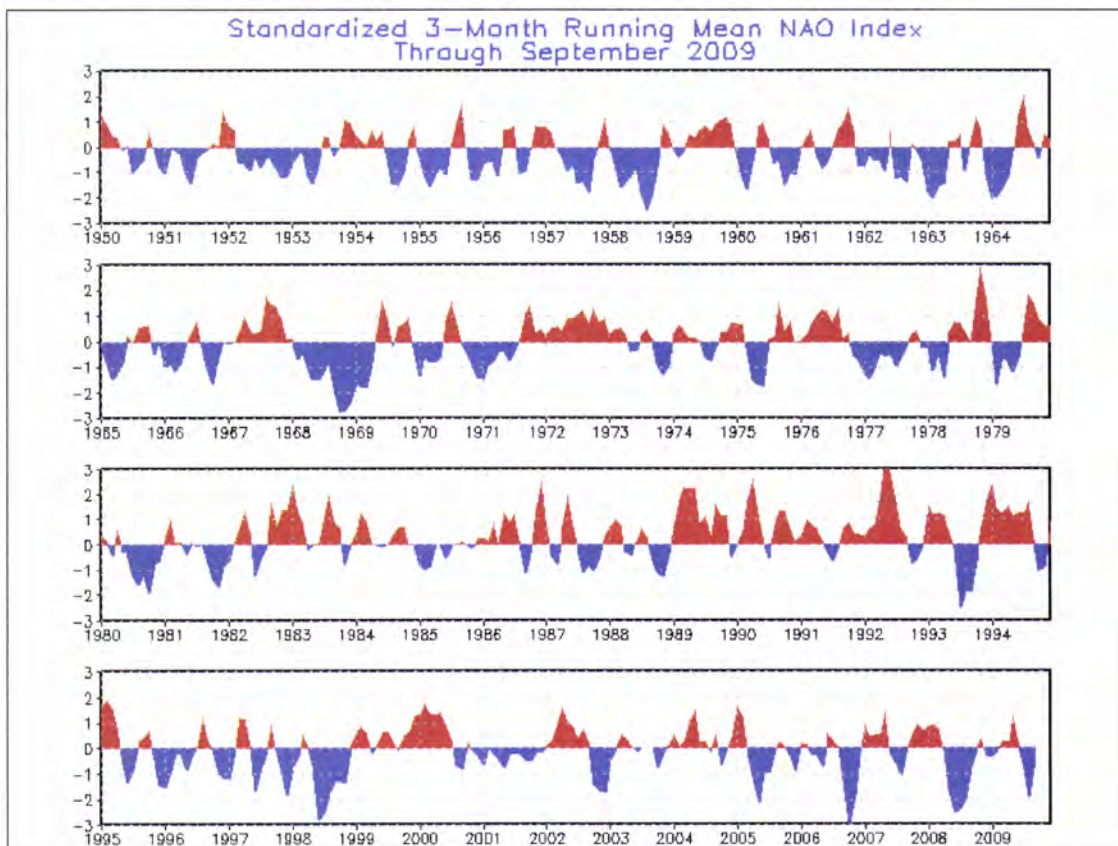
#### 2.4.2.2. OSCILAÇÃO DO ATLÂNTICO NORTE

As condições meteorológicas no Hemisfério Norte são fortemente afectadas por alterações na pressão atmosférica sobre o Atlântico Norte, designadas por Oscilação do Atlântico Norte (North Atlantic Oscillation – NAO). No Inverno, um sistema de baixas pressões (depressão) localizado sobre a Islândia e um de altas pressões (anticiclone) sobre os Açores podem intensificar-se ou enfraquecer. Verifica-se que quando a pressão (ao nível médio do mar) tende a ser menor que a média sobre a Islândia tende a ser maior que a média sobre os Açores e, ao contrário, quando a pressão tende a ser maior que a média sobre a Islândia, tende a ser menor que a média sobre os Açores. Estas transferências de massa entre as duas regiões do Atlântico, provocam mudanças no regime de ventos e tempestades sobre o Atlântico que afectam as condições meteorológicas no Norte da América, na Europa e Norte de África.



Quando a diferença (gradiente) de pressão entre o anticiclone e a depressão aumenta, formam-se ventos fortes sobre o Atlântico Norte que transportam tempestades de Inverno com precipitação abundante do Este da América do Norte para o Norte e centro da Europa. Esta é a Fase Positiva da NAO. Quando o gradiente diminui, também diminui a intensidade do vento. As zonas Este da América do Norte e Norte e centro da Europa são afectadas por menos tempestades e chove no Sul da Europa e no Norte de África – Fase Negativa da NAO.

O índice NAO é um índice dinâmico, com variações significativas ao longo dos anos. A Figura 2.38 mostra a evolução da NAO durante os últimos 150 anos. Até ao início do século XX, o índice apresentou oscilações significativas de ano em ano (alta frequência). A partir desta mesma data, as variações significativas passaram a ocorrer em períodos superiores, de década em década (baixa frequência). Contudo e ainda sem explicação, nos últimos 30 anos parece haver uma tendência para a NAO se encontrar mais frequentemente na fase positiva, podendo especular-se quanto à influência antropogénica dos últimos anos no aquecimento global e consequentemente na variabilidade do clima.

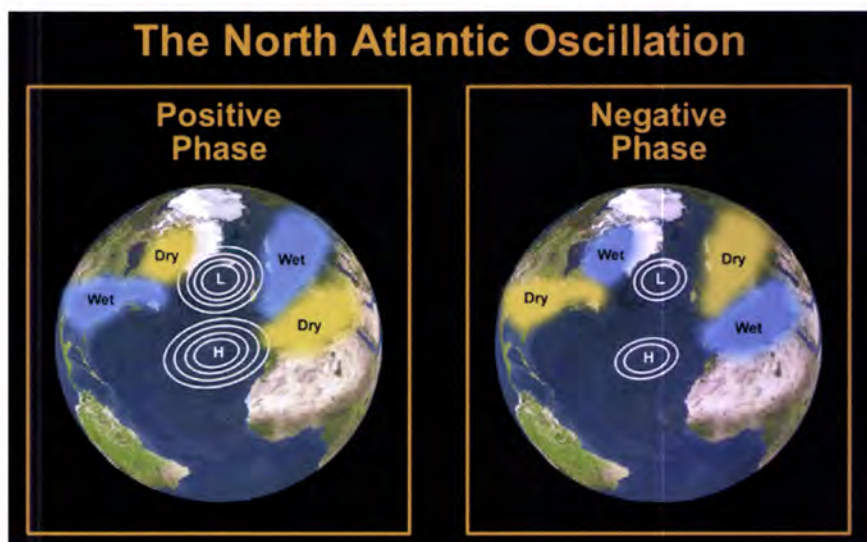




**Figura 2.38** – Índices NAO médios anuais desde 1950

(<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.timeseries.gif>).

A Figura 2.39 ilustra as condições meteorológicas nas zonas Este da América do Norte, Norte da Europa e Norte de África em função das fases da NAO.



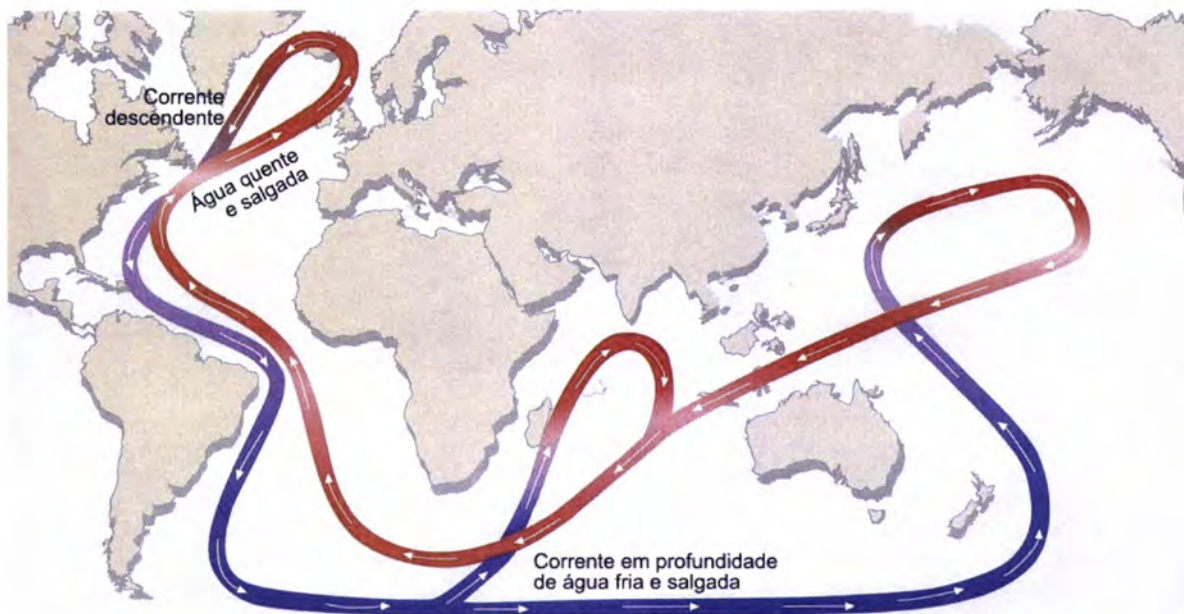
**Figura 2.39** – Fases da NAO: Positiva à esquerda e Negativa à direita ([http://www.windows.ucar.edu/tour/link=/earth/climate/images/nao\\_lg\\_1\\_gif\\_image.html](http://www.windows.ucar.edu/tour/link=/earth/climate/images/nao_lg_1_gif_image.html)).

#### 2.4.2.3. CIRCULAÇÃO OCEÂNICA

Uma corrente oceânica consiste num movimento massivo e ordenado de água (Ackerman, 2007). A água quente flui na direcção dos pólos e a água fria flui para o equador (Figura 2.40).

Estas correntes oceânicas são mantidas por diferenças de densidade, determinada pela salinidade e temperatura. O facto de a água do Atlântico Norte (Gronelândia e Islândia) ser mais fria e salgada leva a que se estabeleça, em profundidade, uma corrente de água fria para Sul, contornando África na direcção dos Oceanos Índico e Pacífico. Entretanto, água mais quente proveniente de latitudes mais baixas flui para Norte para a substituir. Esta água quente aquece e humedece o ar ambiente que se movimenta para o Norte da Europa por intermédio dos ventos de Oeste, amenizando o clima desta região. À medida que se move de Norte, parte da água é evaporada, elevando-lhe a salinidade e a densidade. Esta parte quente da corrente do Atlântico Norte é conhecida como Corrente do Golfo e é responsável pelo transporte de enormes quantidades de calor provenientes dos trópicos para latitudes mais elevadas do Hemisfério Norte. Nos anos em que esta corrente está

mais fraca, os Invernos no norte da Europa Ocidental tendem a ser muito frios (Ahrens, 2000).



**Figura 2.40** – Correntes oceânicas (adaptada de Ahrens, 2000).

Um dos efeitos do aumento da temperatura média global à superfície é a fusão das calotes polares. Esta introdução de água doce no Atlântico Norte provoca a diminuição da salinidade da água podendo enfraquecer e, até mesmo, interromper (desligar) a corrente do golfo provocando um Arrefecimento nas latitudes médias-altas do Hemisfério Norte. Nessa eventualidade, as regiões do Norte da América e da Europa sofreriam uma acentuada queda na sua temperatura média.



# CAPÍTULO 3

## ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS

---

Conforme se viu no capítulo anterior, o sistema Globo-Atmosfera encontra-se num delicado equilíbrio entre a energia recebida e a energia emitida. Qualquer perturbação deste equilíbrio, por menor que seja, pode induzir uma série de alterações do clima global.

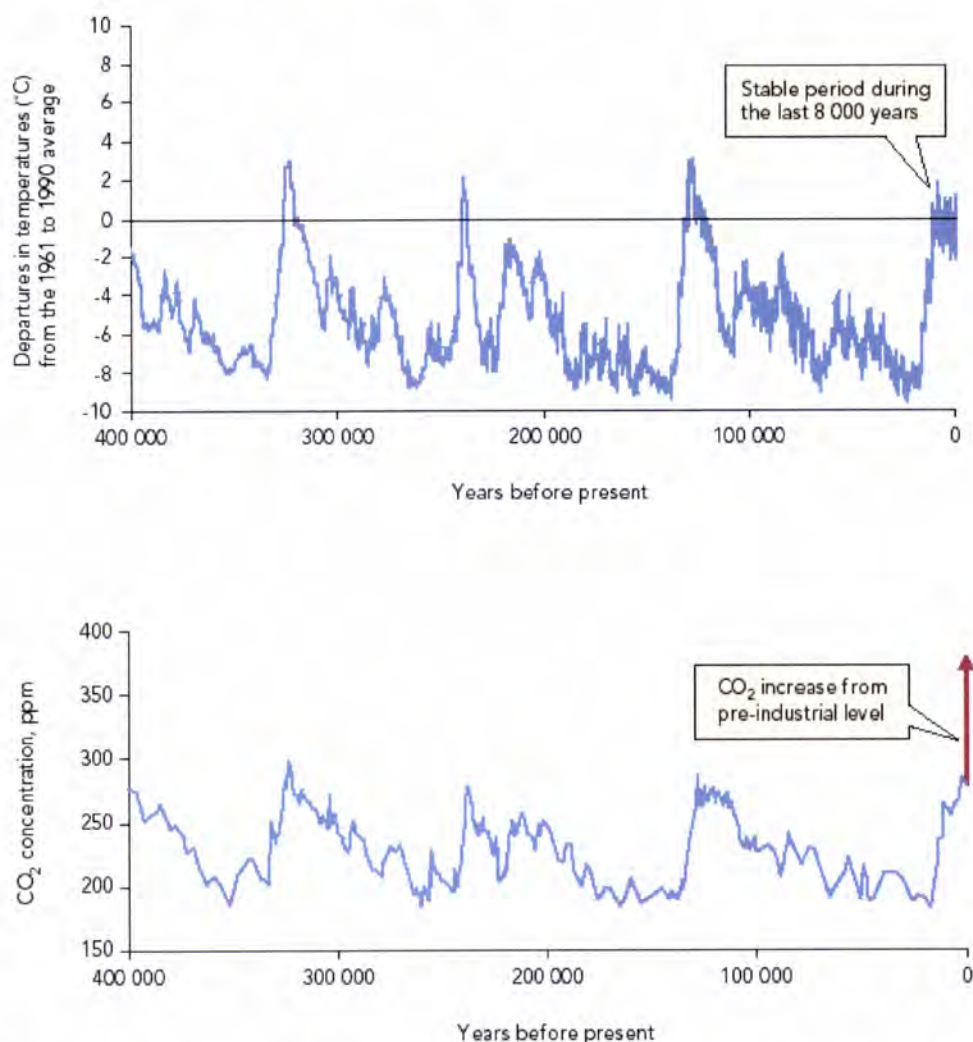
As alterações climáticas (ver Caixa 3.1) verificadas no decorrer do século XX, intensificadas nas últimas décadas, obrigaram-nos a tomar consciência sobre o quanto a nossa forma de vida e de utilização dos recursos do planeta constituem uma ameaça para o homem e a natureza. As alterações climáticas podem ter causas naturais e/ou antropogénicas. Todavia, o quarto Relatório de Avaliação do IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change – Painel Intergovernamental sobre Alterações Climáticas) (IPCC AR4, 2007) afirma que existe uma probabilidade superior a 90% de o aquecimento global registado durante as últimas décadas ser resultado da actividade humana.

### **Caixa 3.1 - Alterações Climáticas**

*O termo **Alterações Climáticas** usado pelo IPCC refere-se a qualquer mudança no clima ocorrida ao longo do tempo, devida à variabilidade natural ou decorrente da actividade humana. Difere da nomenclatura utilizada pela Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Alterações Climáticas, em que o termo se refere a uma mudança no clima que seja atribuída directa ou indirectamente à actividade humana, alterando a composição da atmosfera global, e seja adicional à variabilidade natural do clima observada ao longo de períodos comparáveis de tempo.*

Também já se viu que o clima terrestre apresenta alguma variabilidade climática, alternando períodos mais frios (Períodos Glaciais) com outros mais quentes (Períodos Interglaciais). Na Figura 3.1, cuja parte superior coincide com a Figura 2.25, podem observar-se as flutuações da temperatura e as concentrações atmosféricas de CO<sub>2</sub> durante os últimos 400 000 anos. Na parte inferior da figura estão representadas as variações da concentração de CO<sub>2</sub> no mesmo período, com indicação do aumento súbito

da concentração deste gás na era pós-industrial. É evidente a relação entre a concentração atmosférica de CO<sub>2</sub> e a variação de temperatura junto à superfície; períodos em que a concentração de CO<sub>2</sub> é mais elevada coincidem com os períodos em que a temperatura também é mais elevada.

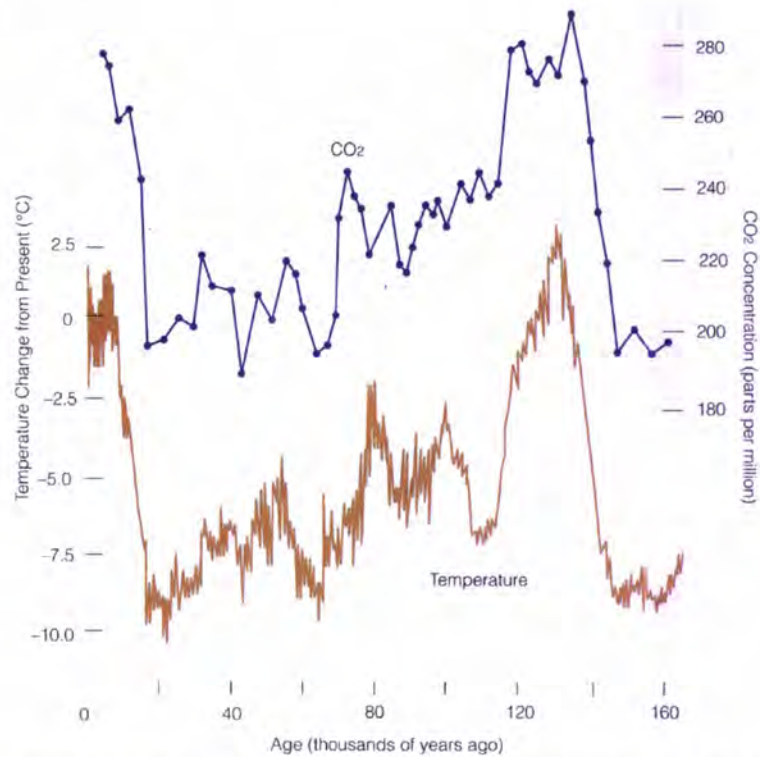


**Figura 3.1** – Reconstituição do registo da temperatura média global e da concentração atmosférica de CO<sub>2</sub> durante os últimos 400 000 anos (<http://dataservice.eea.europa.eu/atlas/goto.asp?pubid=53>).

Na Figura 3.2 pode observar-se o resultado da análise de bolhas de ar primitivo aprisionadas nas camadas de gelo polar (estação de Vostok, Antárctica). Estes resultados revelam que durante os últimos 160 000 anos, os níveis de CO<sub>2</sub> se correlacionam perfeitamente com as variações de temperatura. As estimativas da temperatura são derivadas da análise dos isótopos de oxigénio e a idade é estimada com base na profundidade a que a bolha se encontra, indicativa da altura em que o gelo se formou. Deve realçar-se o facto de, durante os períodos glaciais, se registarem



valores inferiores dos níveis de CO<sub>2</sub>, cerca de 30%, e de temperatura, cerca de 10 °C inferiores (Ahrens, 2000).

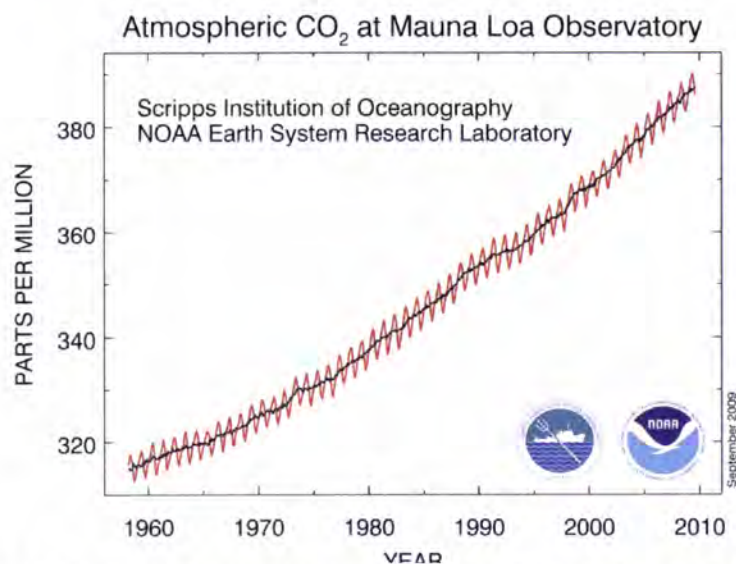


**Figura 3.2** – Relação entre a variação de temperatura e a concentração de CO<sub>2</sub> baseada na análise de bolhas de ar primitivo aprisionadas nas camadas de gelo polar (estação de Vostok, Antártica) durante os últimos 160 000 anos (Ahrens, 2000).

Com a Revolução Industrial e consequente utilização intensiva de combustíveis fósseis à base de carbono, verificou-se um aumento da concentração de CO<sub>2</sub> e consequente aumento da temperatura média. A Figura 3.3 dá uma ideia da evolução da concentração média de CO<sub>2</sub> desde que existem medições em contínuo, mostrando o ciclo anual resultante do processo de desenvolvimento e decaimento das plantas e a tendência ascendente da concentração, devida ao aumento da utilização de combustíveis fósseis. Os valores indicados na figura correspondem a medidas efectuadas no centro do Pacífico, mas, dado que o CO<sub>2</sub> é um gás bem misturado na atmosfera, trata-se de valores representativos das concentrações observadas em toda a Homosfera.

Neste capítulo pretende-se elucidar as causas destas alterações, a forma como estas interferem com o sistema Globo-Atmosfera, nomeadamente no balanço radiativo, e as consequências resultantes sobre o clima.





**Figura 3.3** – Evolução da concentração média de CO<sub>2</sub> em Mauna Loa (Hawaii)  
[http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/co2\\_data\\_mlo.html](http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/co2_data_mlo.html).

### 3.1. ALTERAÇÃO NA COMPOSIÇÃO DA ATMOSFERA

O desenvolvimento, quer industrial, quer urbano, tem originado em todo o mundo um aumento crescente da emissão de poluentes atmosféricos e de CO<sub>2</sub>.

De acordo com o Decreto-Lei nº 276/99, de 23 de Julho, Poluente Atmosférico define-se como “substâncias introduzidas, directa ou indirectamente, pelo homem no ar ambiente, que exercem uma acção nociva sobre a saúde humana e ou meio ambiente”. O acréscimo das concentrações atmosféricas destas substâncias, a sua deposição no solo, nos vegetais e nos materiais é responsável por danos na saúde, pela redução da produção agrícola, por danos nas florestas, pela degradação de construções e obras de arte e, de uma forma geral, origina desequilíbrios nos ecossistemas.

De acordo com a OMS (Organização Mundial de Saúde), Poluição do Ar define-se como “A presença na atmosfera de um ou mais contaminantes, tais como poeiras, fumos, gases, “nevoeiro”, odor ou vapor, em quantidades ou com características, e de duração tal que possa ser prejudicial à vida humana, animal ou vegetal, a bens ou que interfira desfavoravelmente no confortável desfrute da vida ou dos bens”.

De uma forma simplificada, consideramos poluição atmosférica a alteração da composição da atmosfera, quer seja pela introdução de compostos que não faziam parte dela na era pré-industrial, quer seja pela alteração da concentração de



compostos componentes da atmosfera. Este é o motivo pelo qual o CO<sub>2</sub> é motivo de tanta preocupação dado ser um gás com efeito de estufa; a sua concentração atmosférica subiu de 280 ppm na era pré-industrial (Ruddiman, 2001) para os actuais 380 ppm (Wallace, 2006).

A actividade humana originou mudanças na química atmosférica e na cobertura vegetal, causando grave degradação da biodiversidade. Acresce ainda que têm sido produzidos milhares de novas substâncias químicas sintéticas, cujo efeito na biosfera ainda não é totalmente conhecido. A modificação dos ciclos biogeoquímicos origina reacções complexas nos subsistemas do sistema climático e, conseqüentemente, nas actividades económicas e na qualidade do ar, da água e dos alimentos.

Muito embora o tema da Poluição do Ar seja vasto e complexo, com conseqüências sobre a saúde humana, a economia, os ecossistemas e o património, dado o âmbito do presente trabalho, neste capítulo vamos concentrar-nos essencialmente nos Gases com Efeito Estufa (GEE's), considerados responsáveis pelas Alterações Climáticas <sup>(1)</sup>.

### 3.1.1. PROTOCOLO DE QUIOTO

A tomada de consciência de que as nossas acções interferem com o clima levou a que nos últimos anos as alterações climáticas se tenham tornado num assunto de política internacional consideravelmente importante. O Protocolo de Quioto (PQ) consiste num instrumento internacional, ratificado em 15 de Março de 1999 com entrada oficial em vigor a 16 de Fevereiro de 2005, que visa reduzir as emissões dos GEE's no período 2008-2012, nomeadamente:

- Dióxido de Carbono (CO<sub>2</sub>)
- Metano (CH<sub>4</sub>)
- Óxido Nitroso (N<sub>2</sub>O)
- Hidrofluorcarbonetos (HFC's)
- Hidrocarbonetos Perfluorados (PFC's)
- Hexafluoreto de Enxofre (SF<sub>6</sub>)

Neste protocolo é utilizada uma nova forma de promover a redução significativa dos gases com efeito de estufa através de três formas: comércio de emissões, implementação conjunta e mecanismos de desenvolvimento limpo. A finalidade é apostar numa redução que seja economicamente mais vantajosa ([http://unfccc.int/kyoto\\_protocol/items/2830.php](http://unfccc.int/kyoto_protocol/items/2830.php)).

---

<sup>(1)</sup> O tema encontra-se mais desenvolvido no Módulo 5 – Poluição Atmosférica e Camada de Ozono na Área Educação do sítio do Proclira (<http://www.proclira.uevora.pt/>).



Sendo Portugal um dos países aderentes, foi introduzida legislação que visa o cumprimento das metas a que se propôs, ou seja, reduzir em 8% as suas emissões de GEE'S, relativamente a 1990, no período considerado.

Neste sentido, foram publicados sucessivos diplomas, dos quais se destacam:

- Plano Nacional para as Alterações Climáticas (PNAC 2006) publicado na Resolução do Conselho de Ministros nº 104/2006, de 23 de Agosto - constitui suporte à análise do compromisso de Portugal relativo ao primeiro período de cumprimento do PQ. Sistematiza e apresenta a estimativa de projecções de emissões de GEE'S com origem antropogénica para as diversas parcelas do balanço nacional líquido de emissões de GEE'S geradas no território nacional para o ano de 2010 (assumido como ano médio do período de 2008 a 2012), fornecendo ainda referências para o ano de 2020. Reforça a aposta na promoção da produção de electricidade a partir de fontes de energia renovável porquanto estas contribuem para a redução de emissões de GEE'S associados ao sistema electroprodutor. Revoga o PNAC 2004 publicado na Resolução do Conselho de Ministros nº 119/2004, de 31 de Julho.

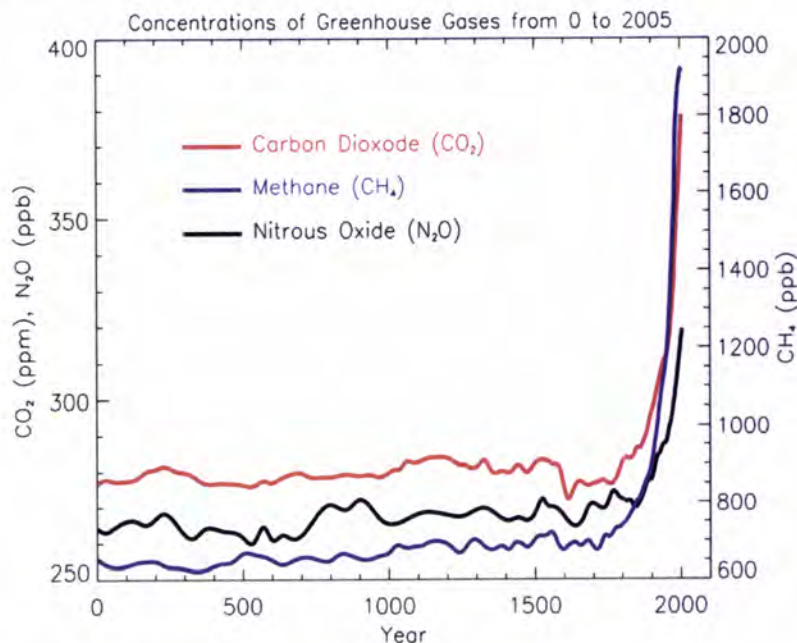
- Plano Nacional de Licenças de Emissão de CO<sub>2</sub> (PNALE II) publicado na Resolução do Conselho de Ministros nº 1/2008 de 4 de Janeiro - prevê a atribuição de 34.81 milhões de toneladas por ano de emissões de CO<sub>2eq</sub> às instalações industriais durante o período entre 2008 e 2012. Deste tecto, 30.5 milhões de toneladas por ano de emissões de CO<sub>2eq</sub> serão atribuídas gratuitamente às instalações existentes e as restantes 4.3 milhões de toneladas por ano de emissões de CO<sub>2eq</sub> serão destinadas à reserva para novas instalações, no período considerado.

### **3.1.2. FONTES DOS PRINCIPAIS GEE'S**

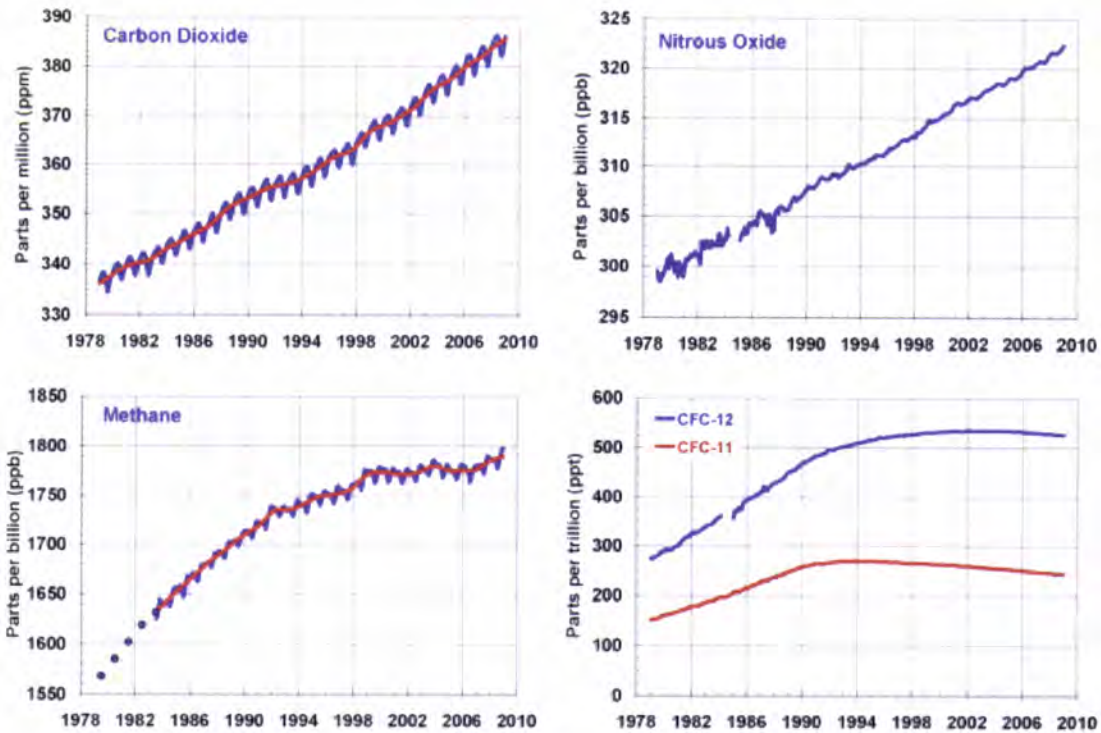
A acumulação de GEE's na atmosfera provoca gradualmente o aumento da sua concentração na atmosfera. Na Figura 3.4 apresenta-se a evolução das concentrações atmosféricas de CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O durante os dois últimos milénios. Na era pós-industrial registaram-se aumentos significativos das concentrações atmosféricas destes gases atribuíveis às actividades humanas. A Figura 3.5 detalha a evolução destes gases e dos CFC-11 e CFC-12 durante as últimas três décadas. No conjunto, estes gases são considerados os GEE's mais importantes,



melhor misturados na atmosfera e com maiores tempos de residência na atmosfera, sendo responsáveis por cerca de 96% do forçamento radiativo desde 1750. Em consequência do Protocolo de Montreal, as concentrações de CFC's estabilizaram durante a década de 90 e têm vindo a diminuir nos últimos anos. O Protocolo de Montreal é um tratado internacional em que os 150 países signatários se comprometem a substituir as substâncias responsáveis pela depleção da camada de ozono. Entrou em vigor a 1 de Janeiro de 1989.



**Figura 3.4** – Evolução das concentrações atmosféricas de GEE's com elevados tempos de residência na atmosfera no período 0-2005 (Forster, P. *et al.*, 2007).



**Figura 3.5** – Concentrações médias globais de CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, CFC-11 e CFC-12 desde 1979 (<http://www.esrl.noaa.gov/gmd/aggi/>).

Para além dos GEE's considerados no Protocolo de Quioto, existem outros compostos que também interferem no balanço radiativo, nomeadamente o vapor de água (principal GEE), o O<sub>3</sub>, e os aerossóis (partículas em suspensão na atmosfera, que podem ter diversas composições físico-químicas). Seguidamente indicam-se as fontes de todos os compostos referidos:

- Dióxido de Carbono – é originado nos processos de combustão industriais, transportes e também no sector doméstico. A deflorestação liberta este gás e, simultaneamente, reduz a sua utilização na fotossíntese. A libertação deste gás também resulta de processos metabólicos e da decomposição da matéria orgânica.
- Metano – é originado em actividades agrícolas, na distribuição de gás natural e em aterros sanitários. Também existem fontes naturais como, por exemplo, as zonas pantanosas. Actualmente a sua concentração atmosférica não tem vindo a aumentar uma vez que as suas taxas de crescimento diminuíram durante as últimas duas décadas;



- Óxido Nitroso – resulta da utilização de fertilizantes e de combustíveis fósseis. Como fontes naturais destacam-se processos naturais nos solos e oceanos;
- Halocarbonetos – Deste grupo destacam-se os CFC's, particularmente o CFC-11 e o CFC-12, utilizados em sistemas de refrigeração e outros processos industriais antes de se relacionar a sua presença na atmosfera com a depleção da camada de ozono. A sua concentração na atmosfera tem vindo a decrescer, resultado de vários acordos internacionais que visam proteger a camada de ozono.
- Ozono – É um gás que se forma e destrói continuamente devido a processos químicos na atmosfera. Na Troposfera, é um poluente secundário que se forma na presença de CO, hidrocarbonetos e N<sub>2</sub>O, libertados pelos veículos motorizados, os quais reagem quimicamente formando O<sub>3</sub> na presença de radiação solar.
- Vapor de Água – É o GEE mais abundante e mais importante na atmosfera, mas pouco dependente das actividades humanas. De uma forma indirecta, as actividades humanas responsáveis por alterações do clima podem influenciar substancialmente a quantidade de vapor de água na atmosfera; por exemplo, uma atmosfera mais quente contém mais vapor de água. Também as emissões de CH<sub>4</sub> podem influenciar as concentrações de vapor de água uma vez que este gás é destruído na Estratosfera através de reacções químicas que libertam pequenas quantidades de vapor de água.
- Aerossóis – São pequenas partículas sólidas ou líquidas presentes na atmosfera cujas dimensão, concentração e composição química é muito variável. Nesta categoria incluem-se poeiras, partículas resultantes da combustão, cristais de sal marinho, esporos, bactérias e vírus, entre muitas outras substâncias microscópicas. As suas dimensões variam de 0.001 a 10 µm. Alguns aerossóis são directamente emitidos na atmosfera e outros formam-se a partir de outros compostos emitidos. Resultam da combustão de combustíveis fósseis e de biomassa, da actividade mineira e de outros processos industriais. Como fontes naturais, destacam-se a libertação de partículas do solo por acção do vento, os oceanos e as erupções vulcânicas.

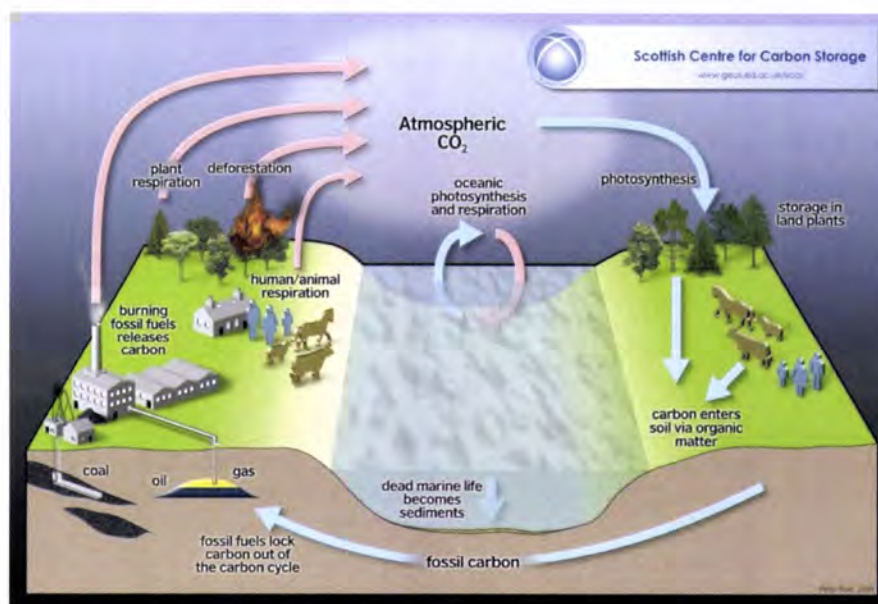


## 3.2. BALANÇO DE CARBONO

O carbono é o elemento fundamental na constituição das moléculas orgânicas. O carbono utilizado primariamente pelos seres vivos está presente no ambiente, combinado com o oxigênio formando o  $\text{CO}_2$  presente na atmosfera ou dissolvido nos oceanos, mares, rios, lagos e estratos sedimentares.

### 3.2.1. CICLO DO CARBONO

O carbono existe nas quatro esferas e circula entre elas, conforme ilustrado na Figura 3.6. O carbono é integrado na biomassa através da fotossíntese. As plantas verdes utilizam-no na produção de moléculas orgânicas após o que poderá seguir duas vias distintas: ser novamente libertado na atmosfera, sob a forma de  $\text{CO}_2$ , através da respiração das plantas, ou transferido aos animais herbívoros através da alimentação. Parte deste carbono será transferida, através da cadeia alimentar, para níveis tróficos superiores e parte é libertada na atmosfera como  $\text{CO}_2$ . A parte restante é utilizada pelos microrganismos decompositores da matéria orgânica que também acabam por o devolver à atmosfera na forma de  $\text{CO}_2$  ou armazenar sob a forma de combustível fóssil. Desta forma, outra via de introdução de  $\text{CO}_2$  na atmosfera é a queima de biomassa e de combustíveis fósseis. Embora não estejam representadas na figura, as erupções vulcânicas também libertam quantidades consideráveis deste gás na atmosfera.



**Figura 3.6** – Representação esquemática do ciclo biogeoquímico do carbono (<http://www.geos.ed.ac.uk/sccs/public/teachers/>).

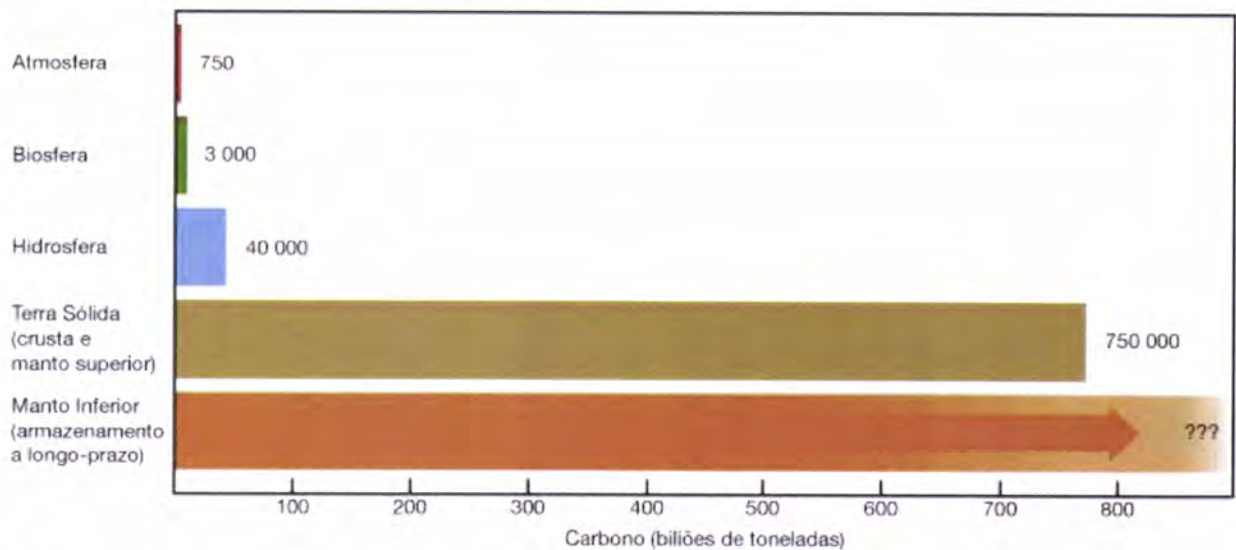


Na atmosfera a maior parte do carbono existe como  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$ . Apesar de na atmosfera se encontrar apenas 0.1% do carbono total (Thompson, 2007), este assume uma importância vital devido ao facto de os gases que o contêm influenciarem fortemente o efeito de estufa; se algum destes compostos for removido da atmosfera esta arrefece e aquece se nela forem introduzidos (sendo estes os únicos efeitos).

Na biosfera o carbono é, como já se viu, o elemento chave. As plantas aquáticas e terrestres representam um papel vital na remoção de carbono da atmosfera; grande parte retorna à atmosfera através da respiração, decomposição da matéria orgânica ou fogos florestais. Sob determinadas condições a decomposição da matéria orgânica não é completa e fica armazenada nos combustíveis fósseis (carvão, petróleo e gás). As plantas também têm a capacidade de desviar carbono da biosfera para as rochas da crosta terrestre.

Na hidrosfera, o  $\text{CO}_2$  dissolve-se nas águas oceânicas formando bicarbonatos ( $\text{HCO}_3^-$ ) e carbonatos ( $(\text{CO}_3)^{2-}$ ). A capacidade de os oceanos dissolverem este gás depende da sua temperatura. Quando a temperatura dos oceanos aumenta diminui a capacidade de dissolução do  $\text{CO}_2$  e este é libertado na atmosfera, incrementando o efeito de estufa. Pelo contrário, um arrefecimento dos oceanos permite-lhes armazenar maiores quantidades de  $\text{CO}_2$  e reduzir o efeito de estufa.

Conforme se pode observar na Figura 3.7, cerca de 750 000 biliões de toneladas de carbono encontram-se armazenadas na crosta terrestre e no seu manto superior. Mais ainda, se se contabilizar o carbono existente na parte superior da geosfera com o existente na hidrosfera e biosfera, o total perfaz 800 triliões de toneladas; desta forma, mesmo que apenas uma quantidade diminuta de carbono se liberte destas esferas para a atmosfera, a concentração de  $\text{CO}_2$  na atmosfera aumentará significativamente com as respectivas consequências sobre o clima (Thompson, 2007).



**Figura 3.7** – Reservatórios de carbono na atmosfera, biosfera, hidrosfera e geosfera (Thompson, 2007).

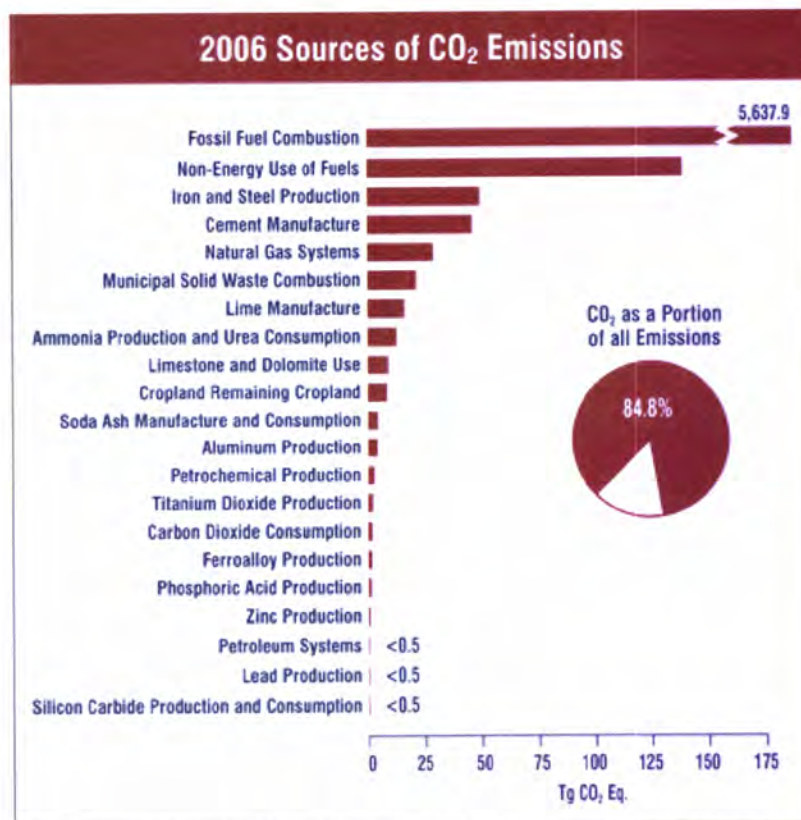
### 3.2.2. FONTES E SUMIDOUROS DE CARBONO

Consideram-se “Fontes” todos os processos, naturais e antropogênicos, que libertam carbono na forma de  $\text{CO}_2$  ou de  $\text{CH}_4$  na atmosfera. Como o  $\text{CO}_2$  é o mais abundante no ciclo, seguem-se alguns exemplos das principais fontes deste gás, dos quais os primeiros quatro são processos naturais:

- Respiração de animais e plantas (Biosfera-Atmosfera);
- Decomposição da matéria orgânica (Biosfera-Atmosfera);
- Libertação de  $\text{CO}_2$  pelos oceanos em consequência de um aumento da temperatura da água (Hidrosfera-Atmosfera);
- Erupções vulcânicas (Geosfera-Atmosfera);
- Incêndios florestais (Biosfera-Atmosfera);
- Combustão de combustíveis fósseis em centrais termoelétricas, transportes, indústria, entre outras.

Na Figura 3.8 quantificam-se as várias fontes industriais responsáveis pelas emissões de  $\text{CO}_2$  nos Estados Unidos em 2006. A unidade utilizada é o teragrama (Tg), correspondente a  $10^{12}$  g ou milhão de toneladas.





**Figura 3.8** – Fontes de emissão de CO<sub>2</sub> nos EUA em 2006

([http://www.epa.gov/climatechange/emissions/co2\\_human.html](http://www.epa.gov/climatechange/emissions/co2_human.html)).

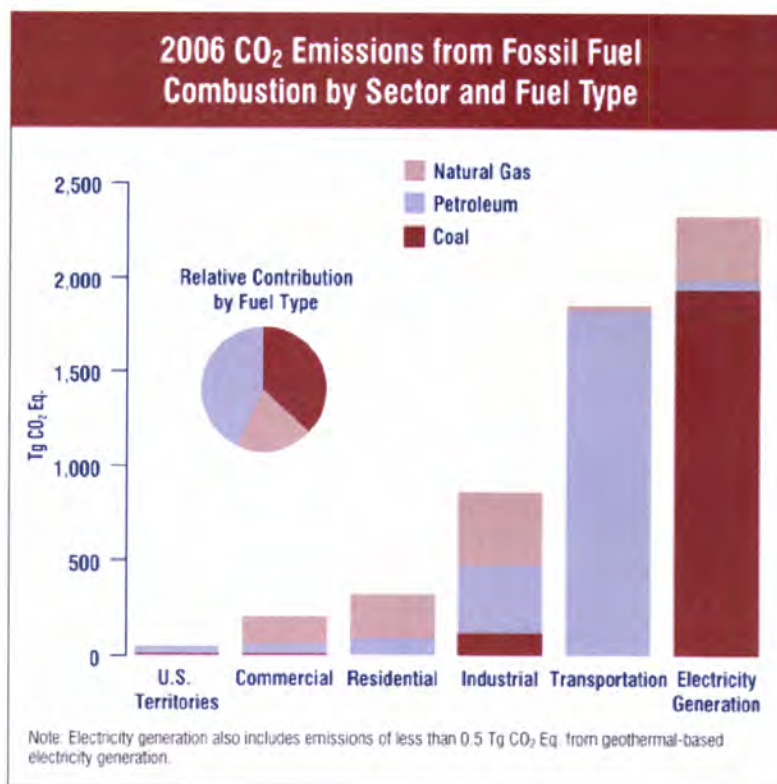
A combustão de combustíveis fósseis é, de longe, a principal fonte de emissões antropogênicas de CO<sub>2</sub>. Na Figura 3.9 detalham-se, por tipo de combustível e sector, as emissões deste gás originadas neste processo.

Consideram-se “Sumidouros” todos os processos, naturais e antropogênicos, que capturem carbono na forma de CO<sub>2</sub> da atmosfera. Seguem-se alguns exemplos dos principais sumidouros deste gás, dos quais os primeiros dois são processos naturais:

- Fotossíntese (Atmosfera-Biosfera);
- Dissolução nos oceanos (Atmosfera-Hidrosfera);
- Captura do CO<sub>2</sub> emitido na indústria e posterior injeção em profundidade.

Torna-se assim claro que o equilíbrio da concentração de CO<sub>2</sub> na atmosfera depende das taxas de introdução e de remoção deste gás. Se as fontes forem responsáveis pela introdução de quantidades de CO<sub>2</sub> superiores àquela a que os sumidouros têm capacidade de remover, a concentração atmosférica de CO<sub>2</sub>

aumenta. Promover o equilíbrio entre estas duas taxas é vital para estabilizar a concentração do CO<sub>2</sub>.

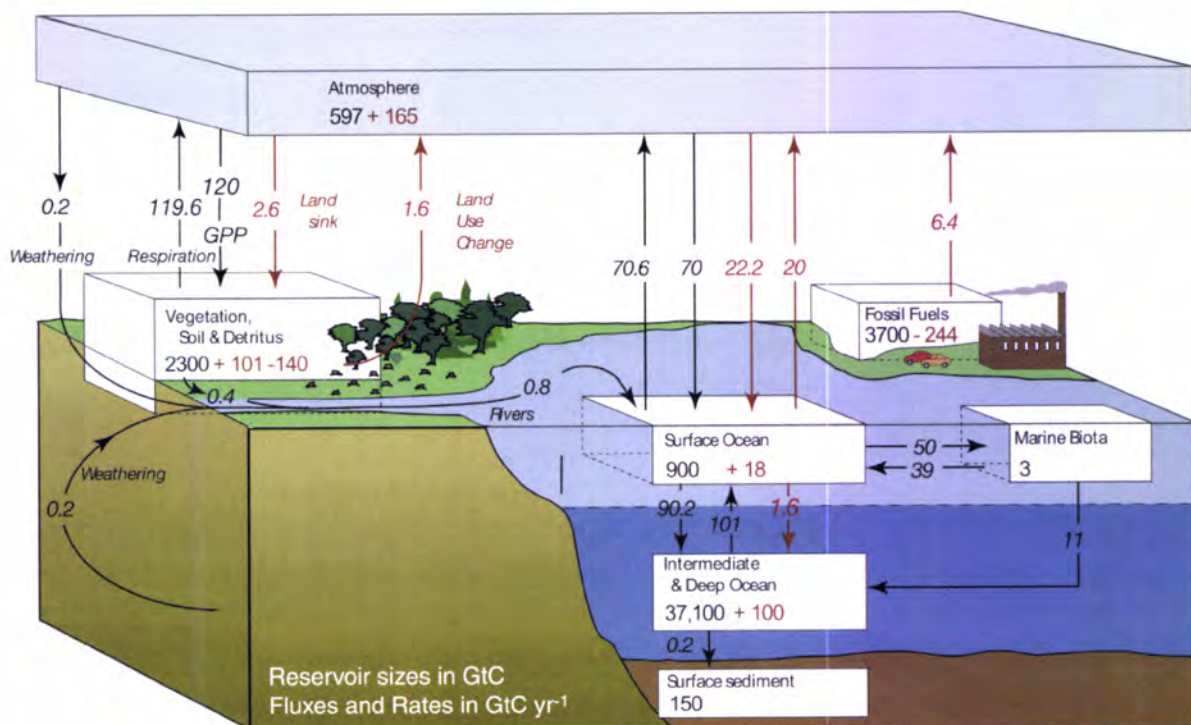


**Figura 3.9** – Emissões de CO<sub>2</sub> resultantes da combustão de combustíveis fósseis nos EUA em 2006 ([http://www.epa.gov/climatechange/emissions/co2\\_human.html](http://www.epa.gov/climatechange/emissions/co2_human.html)).

Na Figura 3.10 encontra-se representado e quantificado o ciclo global de carbono dos anos 90 em gigatoneladas (10<sup>9</sup> t ou um bilhão de toneladas) de carbono por ano (GtC.ano<sup>-1</sup>). GPP (Gross Primary Production) representa a produção primária bruta. As emissões antropogénicas de CO<sub>2</sub> encontram-se divididas em duas fracções (IPCC 4AR, 2007):

1. Emissões provenientes de centrais termoelétricas e cimenteiras através da combustão de combustíveis fósseis. Deve salientar-se que estas emissões recentes libertaram repentinamente na atmosfera enormes quantidades de carbono que esteve armazenado como petróleo, carvão ou gás durante centenas de milhões de anos;
2. O CO<sub>2</sub> resultante da desflorestação e desenvolvimento agrícola, armazenado durante décadas ou centenas de anos.





**Figura 3.10** – Ciclo global de carbono dos anos 90. Os valores a preto representam os fluxos naturais (pré-industriais) e os valores a encarnado representam os fluxos antropogénicos. (IPCC AR4, 2007).

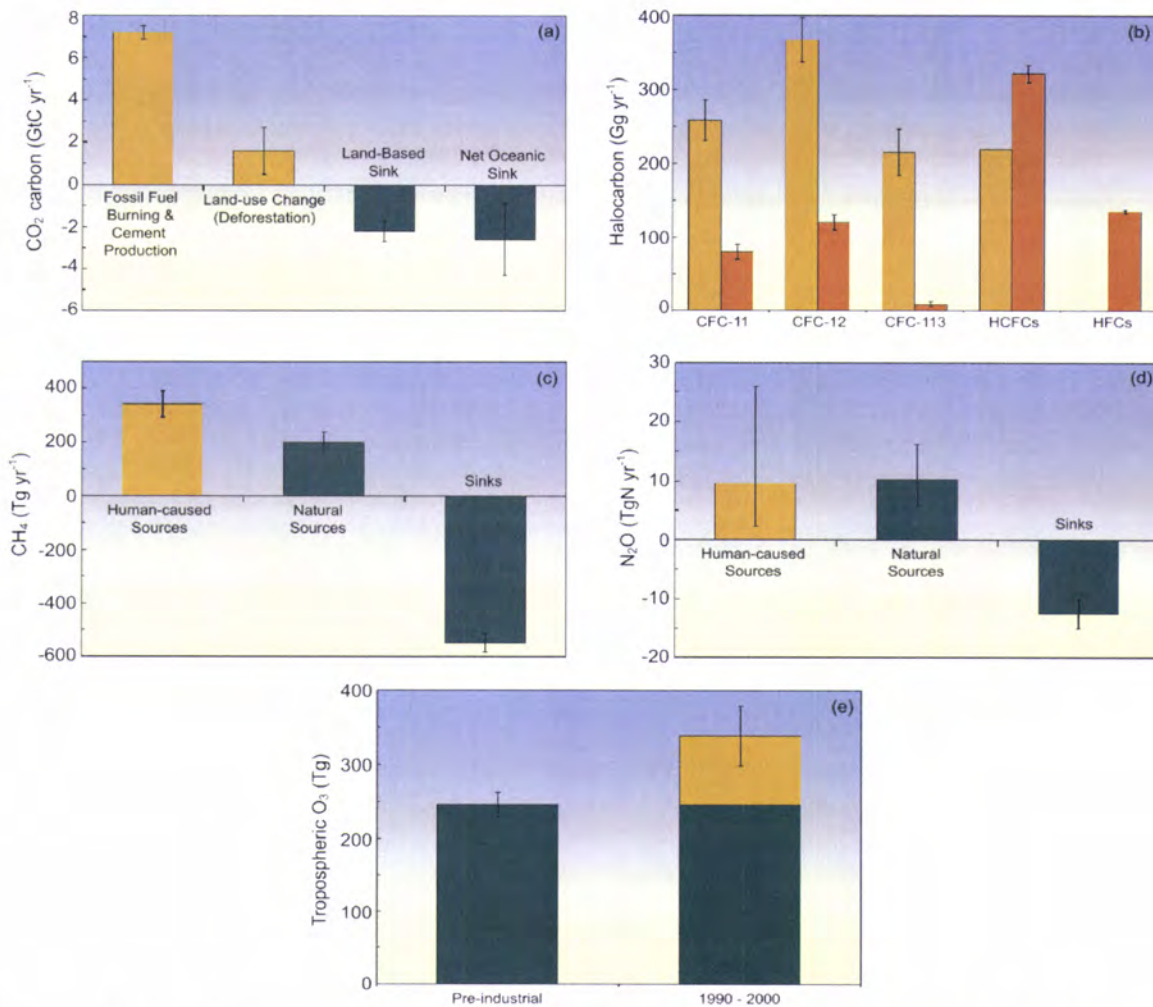
A terra apresenta uma perda efectiva líquida de 39 GtC ( $244 - 165 - 18 - 100$ ). A perda de 140 GtC pelo conjunto “vegetação, solo e matéria morta” representa a perda cumulativa através das emissões resultantes das alterações no uso da terra, requerendo um sumidouro de 101 GtC na biosfera.

Os fluxos líquidos de CO<sub>2</sub> nos sistemas Globo-Atmosfera e Oceano-Atmosfera foram significativamente alterados, desequilibrando o sistema. Apesar de os fluxos antropogénicos deste gás entre a atmosfera e a terra e oceanos representarem apenas uma pequena fracção dos fluxos naturais, eles são responsáveis por alterações mensuráveis nas quantidades de carbono existentes nos reservatórios desde a era pré-industrial.

Estas perturbações no ciclo natural do carbono são factores dominantes nas alterações do clima devido ao seu efeito persistente na atmosfera. Cerca de 80% ( $6.4 \text{ GtC.ano}^{-1}$ ) das emissões antropogénicas de CO<sub>2</sub> nos anos 90 resultaram da combustão de combustíveis fósseis; os restantes 20% das alterações no uso do solo, principalmente a deflorestação. Aproximadamente 45% do total das emissões

antropogénicas de CO<sub>2</sub> (combustíveis fósseis e uso do solo) permaneceram na atmosfera. Estima-se que os oceanos tenham removido cerca de 30% ( $\cong$  118 GtC). Os restantes 25% foram utilizados nos ecossistemas terrestres essencialmente através da reflorestação e crescimento das plantas.

Na Figura 3.11 quantificam-se as fontes e sumidouros de CO<sub>2</sub> dos principais GEE's. As fontes antropogénicas estão representadas a laranja e as fontes e sumidouros naturais estão representadas a azul. As emissões globais de CFC's e de outros compostos halogenados no ano de 1990 estão representadas a laranja claro e as do ano de 2000 a laranja escuro.



**Figura 3.11** – Fontes e sumidouros de (a) CO<sub>2</sub> (b) Compostos halogenados (c) CH<sub>4</sub> (d) N<sub>2</sub>O (e) Ozono troposférico (IPCC AR4, 2007).



### 3.3. EFEITO DE ESTUFA E FEEDBACKS

Como os diferentes GEE'S têm efeitos diversos no clima, tornou-se necessário estabelecer uma padronização. De acordo com o IPCC o carbono equivalente ( $\text{CO}_{2\text{-eq}}$ ) é calculado através da multiplicação da quantidade de emissões de um determinado gás pelo seu efeito no clima. Por exemplo, de acordo com o 4º Relatório de Avaliação do IPCC (IPCC AR4, 2007), o metano tem 25 vezes mais impacto no clima do que o  $\text{CO}_2$ ; desta forma, 1 tonelada de metano corresponde a 25 toneladas de  $\text{CO}_{2\text{-eq}}$ .

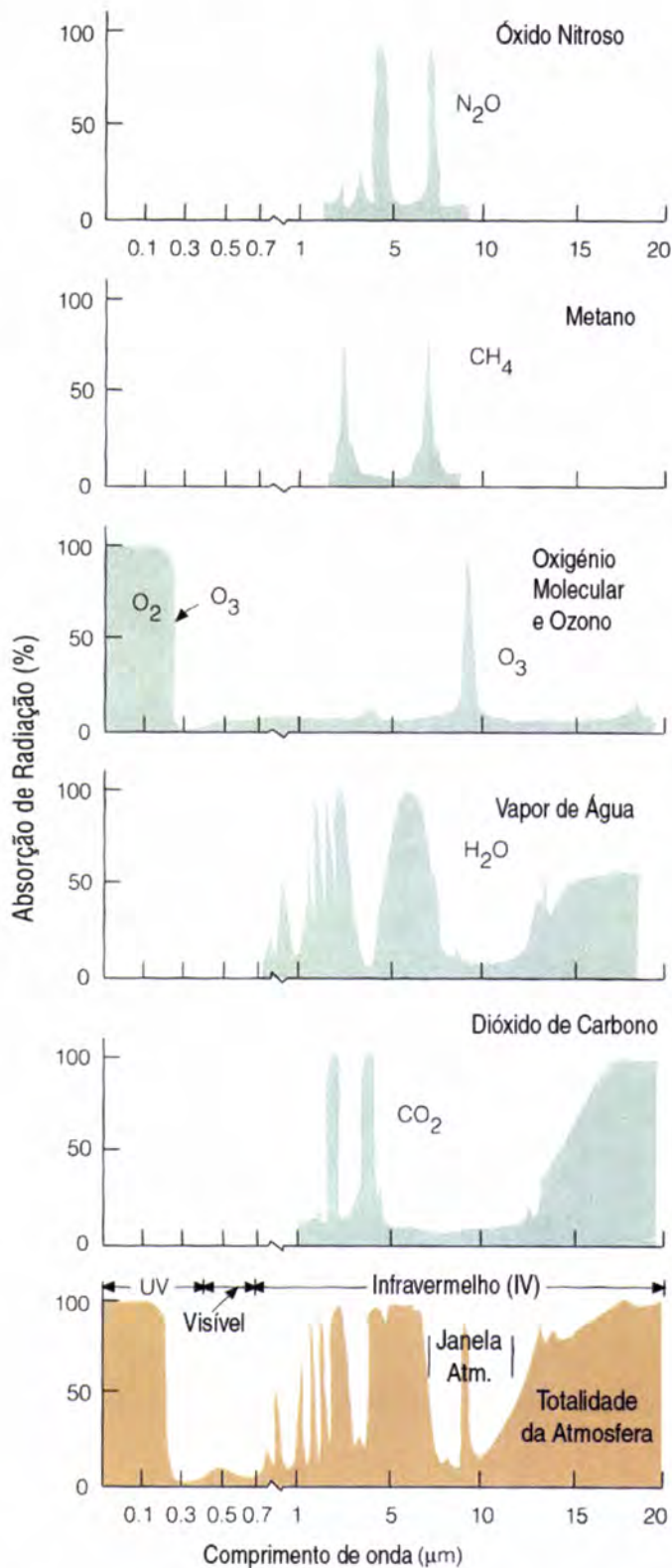
Na Figura 3.12 evidenciam-se os GEE's mais significativos da nossa atmosfera. Sendo absorventes selectivos, cada um deles possui uma gama preferencial de absorção na gama do IV. As áreas sombreadas representam a percentagem e absorção de cada um deles, por comprimento de onda e facilmente se verifica que o vapor de água e o  $\text{CO}_2$  são os gases mais absorventes na gama do IV.

A parte inferior da figura representa a absorção de radiação IV pela totalidade da atmosfera. Existe uma região, entre os 8 e os 11  $\mu\text{m}$  onde a absorção de radiação IV é bastante reduzida. Esta região denomina-se **Janela Atmosférica** ou **Janela Espectral** e corresponde ao intervalo de comprimentos de onda (exceptuando os 9  $\mu\text{m}$ ) em que a radiação IV emitida pelo planeta tem a possibilidade de escapar para o espaço.

Em particular, o denominado CFC-12, absorve na região dos 8 aos 11  $\mu\text{m}$ , logo na Janela Atmosférica. Se surgirem novos processos industriais responsáveis pela emissão de gases que tenham a capacidade de absorver nesta gama de radiações, a quantidade de energia emitida pelo planeta a escapar para o espaço (as 6 unidades da Figura 1.23) diminuirá. Consequentemente, a temperatura à superfície do planeta aumenta.

Têm sido desenvolvidos esforços mundiais para diminuir a emissão de GEE's. No que respeita à Europa dos 27 (EU-27) e de acordo com EEA TR 8/2009, as emissões dos três principais gases precursores do ozono troposférico diminuíram em 2007 relativamente a 1990: as emissões de monóxido de carbono (CO) desceram 57%, de compostos orgânicos não metano (COVNM's) diminuíram 47% e de óxidos de azoto ( $\text{NO}_x$ ) baixaram 36%. A Figura 3.13 apresenta a evolução, até 2007, das emissões de  $\text{NO}_x$ , CO, COVNM's (ou NMVOCs),  $\text{SO}_x$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{PM}_{10}$  e

PM<sub>2.5</sub>, em Gg. As emissões dos cinco primeiros poluentes estão indexadas a 1990 e as de partículas estão indexadas a 2000.



O N<sub>2</sub>O e o CH<sub>4</sub> são absorventes muito selectivos, mas muito eficazes na sua gama de absorção (3, 4 e 6 μm).

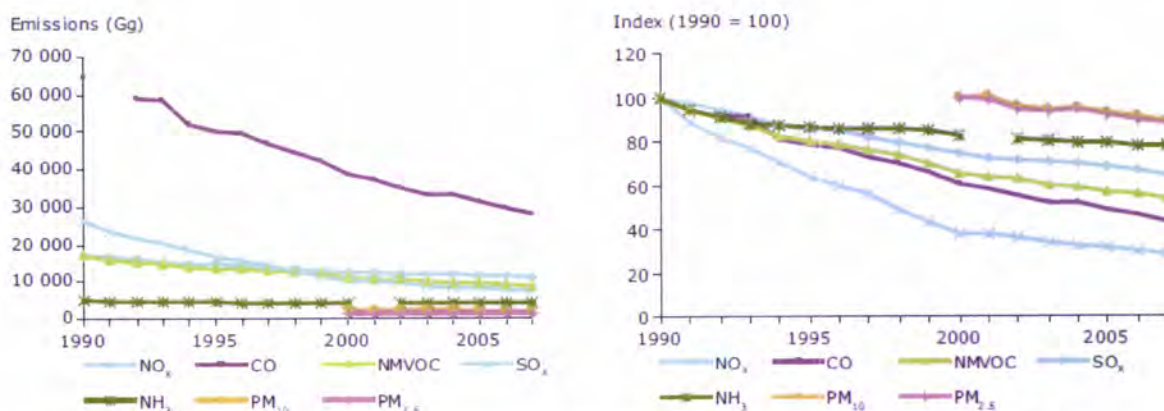
O O<sub>2</sub> e o O<sub>3</sub> absorvem praticamente 100% da radiação UV ( $\lambda < 0.3 \mu\text{m}$ ).

O H<sub>2</sub>O (g) e o CO<sub>2</sub> são fortes absorventes da radiação IV e não absorvem na gama do visível e da radiação UV.

Na região entre os 8 e os 11 μm a absorção da radiação IV é muito reduzida – Janela Atmosférica.

**Figura 3.12** – Absorção da radiação por alguns gases da atmosfera. As áreas sombreadas representam a percentagem de radiação absorvida (Adaptada de Ahrens, 2000).





**Figura 3.13** – Evolução das concentrações de vários poluentes na EU-27 (EEA TR 8/2009).

Estimativas recentes da EEA (<http://www.eea.europa.eu/highlights/new-estimates-confirm-the-declining-trend-in-eu-greenhouse-gas-emissions>) referem que as emissões de GEE's na União Europeia diminuíram em 2008, pelo quarto ano consecutivo. Este declínio deve-se essencialmente à redução de emissões de CO<sub>2</sub> provenientes da utilização de combustíveis fósseis nos sectores de produção de energia, indústria e transportes. A redução anual estimada para a EU-15 cifra-se actualmente em 1.3% e 1.5% para a EU-27. Com base nestas estimativas, as emissões de GEE's em 2008 ultrapassam as metas estabelecidas no Protocolo de Quioto, em aproximadamente 6.2% na EU-15 e 10.7% abaixo dos níveis de 1990 na EU-27.

### 3.3.1. FORÇAMENTO RADIATIVO

As mudanças na quantidade de GEE's e aerossóis na atmosfera, na radiação solar e nas propriedades da superfície terrestre alteram o equilíbrio energético do sistema climático. Estas mudanças são expressas em termos do forçamento radiativo [ver Caixa 3.2], usado para comparar a forma como os factores humanos e naturais provocam o aquecimento ou o arrefecimento do clima global (IPCC AR4, 2007).

Conforme se pode observar na Figura 3.14, as concentrações atmosféricas globais de dióxido de carbono, metano e óxido nitroso aumentaram bastante em consequência das actividades humanas desde 1750 e actualmente ultrapassam em muito os valores pré-industriais determinados com base em testemunhos de gelo de milhares de anos. Nesta figura, as medições são obtidas a partir de

testemunhos de gelo (símbolos com diferentes cores para os diferentes estudos) e amostras atmosféricas (linhas vermelhas).

### Caixa 3.2 - Forçamento Radiativo

É a medida que determinado factor possui para alterar o equilíbrio existente entre a energia recebida e emitida pelo sistema Globo-Atmosfera. Funciona como um índice da importância desse factor no mecanismo de uma potencial alteração climática; um forçamento positivo tende a aumentar a temperatura à superfície enquanto que um forçamento negativo tende a diminuí-la. O IPCC AR4, 2007 utiliza valores de forçamento radiativo relativos às condições pré-industriais (1750) e são expressos em  $W.m^{-2}$ .

O forçamento radiativo do sistema climático é dominado pelos GEE's com elevados tempos de residência, ou seja, aqueles que permanecem na atmosfera durante longos períodos (Tabela 3.1). As emissões antropogénicas destes gases têm vindo a aumentar desde a Revolução Industrial, tendo-se registado, entre 1970 e 2004, um aumento de 70% (Figura 3.15).

**Tabela 3.1** – Evolução das concentrações de alguns GEE's e respectivos tempos de residência (IPCCC AR3, 2001)

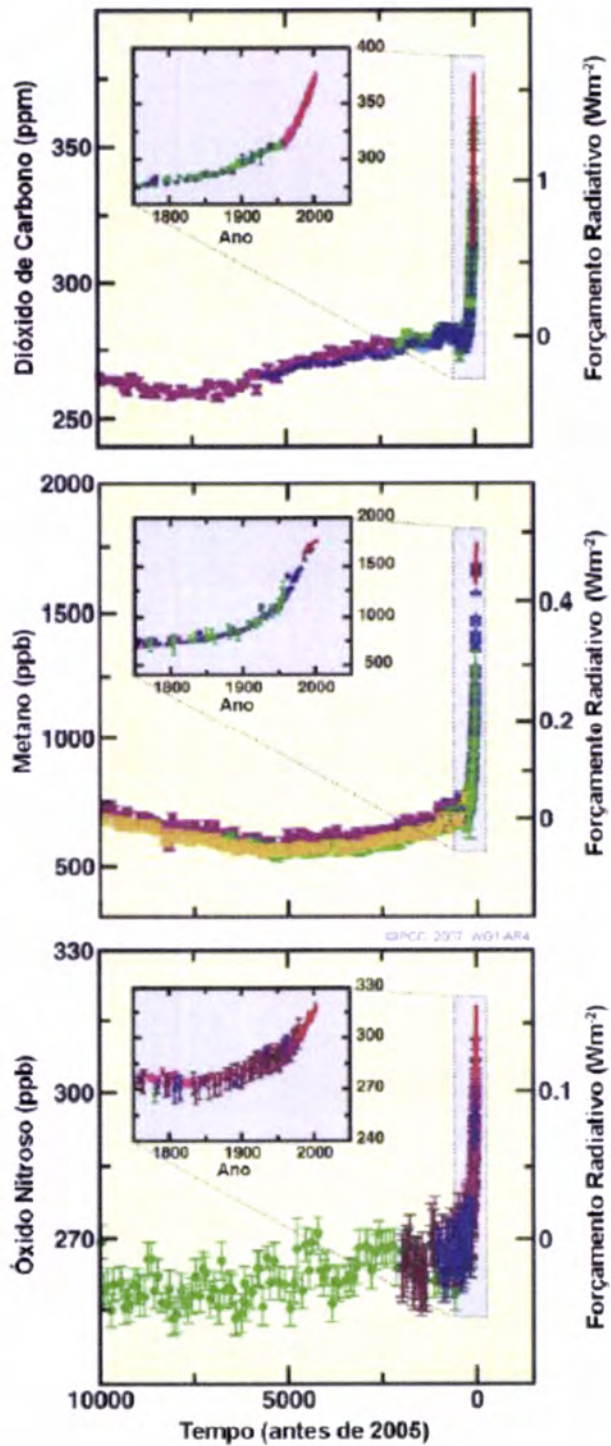
| COMPOSTO         | CONCENTRAÇÃO PRÉ-INDUSTRIAL | CONCENTRAÇÃO EM 1998   | TEMPO DE RESIDÊNCIA [ANOS] |
|------------------|-----------------------------|------------------------|----------------------------|
| CO <sub>2</sub>  | 280 ppm                     | 365 ppm <sup>1)</sup>  | 5 – 200                    |
| CH <sub>4</sub>  | 700 ppb                     | 1745 ppb <sup>2)</sup> | 12                         |
| N <sub>2</sub> O | 279 ppb                     | 314 ppb                | 114                        |
| CFC-11           | 0                           | 268 ppt <sup>3)</sup>  | 45                         |
| HFC-23           | 0                           | 14 ppt                 | 260                        |
| SF <sub>6</sub>  | 0                           | 80 ppt                 | 3 200                      |

<sup>1)</sup> Partes por milhão ( $10^{-6}$ )

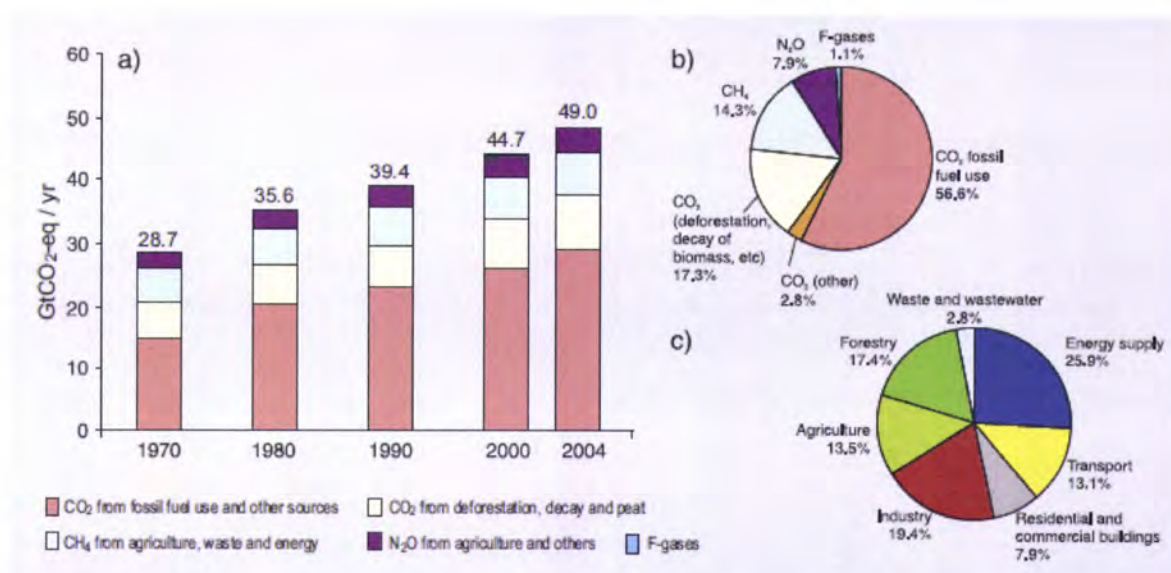
<sup>2)</sup> Partes por bilião ( $10^{-9}$ )

<sup>3)</sup> Partes por trilião ( $10^{-12}$ )





**Figura 3.14** – Concentrações atmosféricas de CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> e N<sub>2</sub>O ao longo dos últimos 10000 anos (painéis grandes) e desde 1750 (painéis inseridos). Os forçamentos radiativos correspondentes são mostrados nos eixos do lado direito dos painéis grandes (IPCC AR4, 2007).



**Figura 3.15 – a)** Emissões globais de GEE's de origem antropogénica entre 1970 e 2004; **b)** Emissões dos diversos GEE's antropogénicos em 2004, expressos como CO<sub>2</sub>-eq; **c)** Emissões sectoriais de GEE's em 2004, expressos como CO<sub>2</sub>-eq (Floresta inclui a deflorestação) (IPCC AR4, 2007).

O mesmo relatório afirma que o efeito médio global resultante das actividades humanas, desde 1750 foi de aquecimento, com um forçamento radiativo de +1.6 [+0.6 a +2.4] W.m<sup>-2</sup>:

- O total do forçamento radiativo devido aos aumentos de dióxido de carbono, metano e óxido nítrico é de +2.30 ± 0.23 W.m<sup>-2</sup>. A maior alteração em apenas uma década registada nos últimos 200 anos ocorreu no período 1995-2005, na qual o forçamento radiativo do dióxido de carbono aumentou 20%;
- As contribuições antropogénicas para os aerossóis produzem um efeito de arrefecimento, com um forçamento radiativo directo total de -0.5 ± 0.4 W.m<sup>-2</sup> e um forçamento indirecto do albedo das nuvens de -0.7 [-1.8 a -0.3] W.m<sup>-2</sup>. Embora actualmente exista a capacidade de proceder a medições *in situ*, de recorrer a medições feitas por satélites (Costa *et al.*, 2004, 2006; Santos *et al.*, 2008) e na superfície (Silva *et al.*, 2003), a incerteza associada a estes valores continua a ser a principal fonte de incerteza no forçamento radiativo;
- As alterações no ozono troposférico resultantes das emissões de substâncias químicas precursoras do ozono (óxidos de azoto, monóxido de carbono e hidrocarbonetos) contribuem em +0.35 [+0.25 a +0.65] W.m<sup>-2</sup>;
- O forçamento radiativo directo devido às alterações nos halocarbonetos é de +0.34 ± 0.3 W.m<sup>-2</sup>;



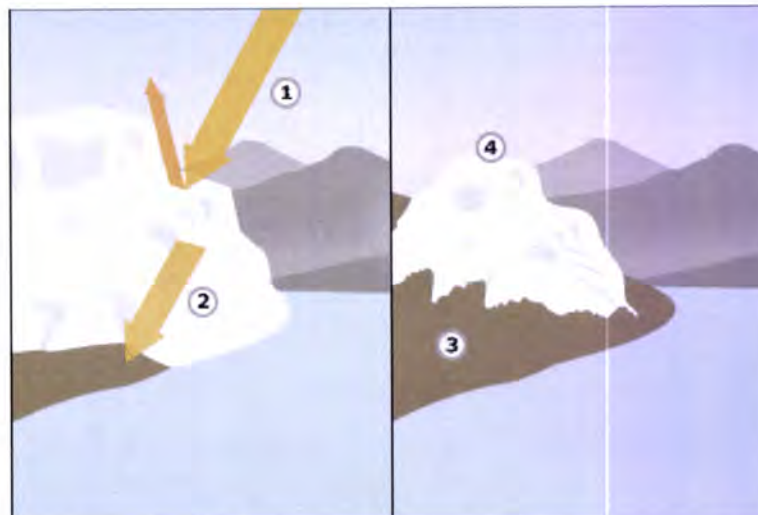
- As mudanças no albedo da superfície decorrentes das mudanças na cobertura do solo e da deposição de aerossóis de fumo negro na neve exercem forçamentos de  $-0.2 \pm 0.2 \text{ W.m}^{-2}$  e de  $+0.1 \pm 0.1 \text{ W.m}^{-2}$ , respectivamente;
- Estima-se que as mudanças na radiação solar desde 1750 causem um forçamento radiativo de  $+0.12 [+0.06 \text{ a } +0.30] \text{ W.m}^{-2}$ .

Os valores positivos indicam um forçamento radiativo para aquecimento e os negativos um forçamento radiativo para arrefecimento.

### 3.3.2. EFEITOS DE *FEEDBACK* OU RETROACÇÃO

Assuma-se que o sistema Globo-Atmosfera sofreu uma perturbação que lhe provou um ligeiro aumento da temperatura. Nestas circunstâncias, desencadeiam-se alguns processos que aceleram o aquecimento (*feedback* positivo) e outros que o mitigam (*feedback* negativo).

**Feedback Positivo:** Tome-se como exemplo a Figura 3.16 que ilustra o efeito do albedo do gelo:



**Figura 3.16** – *Feedback* das superfícies geladas. (1) O gelo reflecte praticamente a totalidade da radiação solar incidente; (2) o terreno exposto é mais escuro e absorve mais radiação solar; (3) à medida que o gelo funde, maiores áreas de terreno ficam expostas (o albedo decresce). Aumenta a absorção de radiação solar e, conseqüentemente, o degelo prossegue e (4) a espessura do gelo diminui o que dificulta a formação de novo gelo.

A diminuição da cobertura de gelo leva a que uma maior superfície de terreno fique exposta à radiação solar e passe a absorver maiores quantidades desta energia. Conseqüentemente, verifica-se uma aceleração do aquecimento.

**Feedback Negativo:** A taxa de absorção de CO<sub>2</sub> pelas plantas (fotossíntese) aumenta com a temperatura, o que se estima que contrarie o efeito de aquecimento.

Em termos climáticos, estes mecanismos são extremamente importantes.

O ganho ( $g$ ) do sistema devido a um *feedback* climático é dado pela expressão

$$g = \frac{1}{1 - f} \quad [3.1]$$

onde  $f$  representa o factor de *feedback*, com  $f < 1$ .

### 3.3.2.1. Feedback do Vapor de Água

A capacidade de retenção de vapor de água na atmosfera aumenta exponencialmente com a temperatura a uma taxa de aproximadamente 7%.°C<sup>-1</sup> (Wallace, 2006). Uma vez que este gás é o mais importante GEE, concentrações atmosféricas mais elevadas favorecem a retenção da radiação IV emitida pelo planeta no sistema Globo-Atmosfera, promovendo a aumento da temperatura à superfície ( $T_s$ ). Estima-se que o factor de *feedback* associado ao vapor de água seja 0.5 (Wallace, 2006). Aplicando a expressão [3.1], obtém-se um ganho de 2, ou seja, duplica a resposta de  $T_s$  ao forçamento inicial.

### 3.3.2.2. Feedback das Nuvens

As nuvens reflectem parte da radiação solar incidente, impedindo-a de atingir a superfície terrestre (albedo das nuvens). Por outro lado, absorvem a radiação IV emitida pela superfície, contribuindo para o efeito de estufa. O balanço entre ambos os processos depende do tipo de nuvens:

- Os **cirrus** são nuvens finas (reduzida espessura óptica) que existem a alturas elevadas e cujos topos são bastante frios. O seu albedo é baixo e são bastante absorventes na gama da radiação IV. Desta forma, se a taxa de cobertura aumentar devido à presença deste tipo de nuvens, a temperatura tenderá a aumentar (*feedback* positivo).
- Os **estratos** são nuvens de desenvolvimento horizontal que se formam a altitudes médias-baixas. Actualmente ainda não se compreende bem quanto e

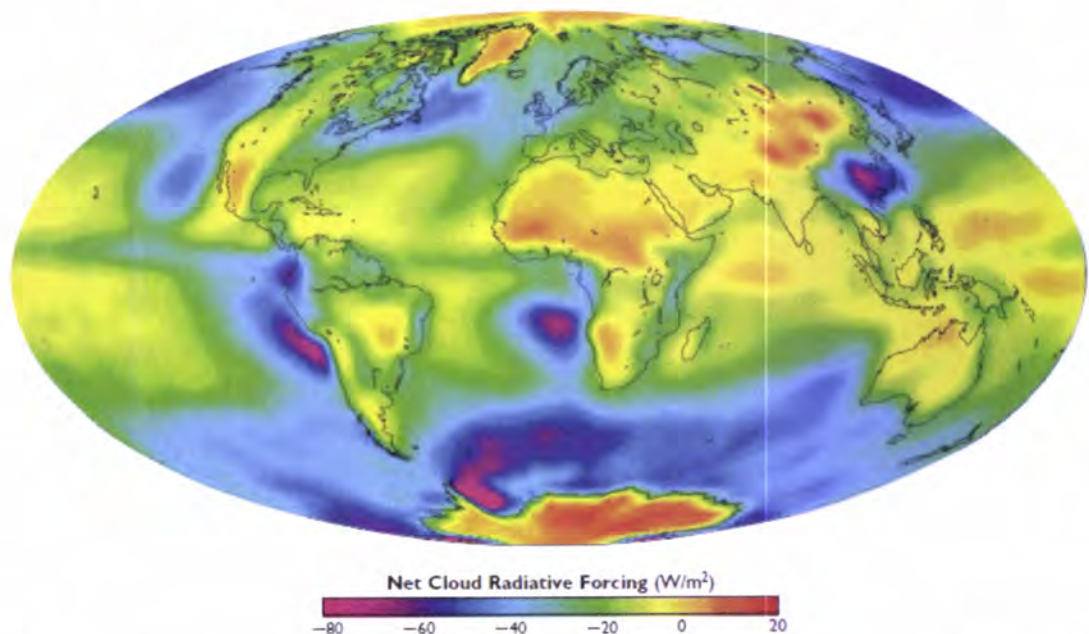


em que sentido a sua área de cobertura pode variar em resposta a um incremento na temperatura à superfície.

- Os **cúmulos** são nuvens de elevado desenvolvimento vertical, com topos reflexivos, e bases baixas, absorventes da radiação emitida pelo planeta. Os dois efeitos quase se cancelam e o forçamento radiativo resultante é quase nulo.

A avaliação do efeito da cobertura de nuvens no balanço radiativo consegue-se através de medições dos fluxos de radiação que entram e saem do sistema, efectuadas pelos satélites meteorológicos. Dados obtidos indicam que a cobertura de nuvens é responsável por uma redução de  $50 \text{ W.m}^{-2}$  do fluxo de radiação solar incidente e por um aumento de  $30 \text{ W.m}^{-2}$  do fluxo de radiação IV emitida pelo planeta. Desta forma, a cobertura de nuvens é responsável pela perda de  $20 \text{ W.m}^{-2}$ , tendo um efeito de arrefecimento (Molion, 2007).

Na Figura 3.17 apresenta-se a média anual efectiva do forçamento radiativo das nuvens entre Fevereiro de 2000 e Março de 2001. De uma forma geral, houve um forçamento positivo nas baixas e altas latitudes, mais acentuado sobre os continentes, e negativo nas latitudes médias.



**Figura 3.17** – Valor médio anual efectivo do forçamento radiativo das nuvens (Fevereiro 2000 - Março 2001)

([http://eosps0.gsfc.nasa.gov/eos\\_homepage/for\\_scientists/data\\_products/OurChangingPlanet/PDF/Page\\_23\\_new.pdf](http://eosps0.gsfc.nasa.gov/eos_homepage/for_scientists/data_products/OurChangingPlanet/PDF/Page_23_new.pdf)).



O nível de compreensão científica sobre os efeitos das nuvens no forçamento radiativo é considerado baixo, pelo que são e continuam a ser a principal incerteza no forçamento radiativo. (IPCC AR4, 2007).

### **3.3.2.3. Feedback dos Aerossóis**

Os aerossóis são determinantes no clima e no ciclo hidrológico. Por um lado reflectem ou absorvem, dependendo da sua composição, a radiação solar influenciando fortemente a quantidade de radiação solar que alcança a superfície terrestre (arrefecimento). Por outro lado, funcionam como núcleos de condensação, promovendo a formação de nuvens. Avaliar este *feedback* é particularmente difícil devido à heterogeneidade das composições, concentrações e formas (desde poeira do deserto à poluição urbana) dos aerossóis.

Não obstante serem determinantes no clima, o nível de compreensão científica sobre os efeitos dos aerossóis é considerado baixo e continuam a ser a principal incerteza no forçamento radiativo. Os aerossóis também influenciam o tempo de vida das nuvens e a precipitação (IPCC AR4, 2007).

### **3.3.2.4. Feedback das Superfícies Geladas**

As superfícies geladas reflectem a maior parte da radiação solar que nelas incide, ou seja, possuem um albedo elevado. Desta forma, um aumento na área coberta por neve ou gelo promove a diminuição da temperatura à superfície. Mas estas superfícies têm vindo a diminuir, diminuindo o albedo global e possibilitando o aumento da radiação solar absorvida pela superfície do planeta, promovendo o seu aquecimento. Mais ainda, a poluição, especialmente partículas negras de carbono, deposita-se sobre as superfícies geladas diminuindo-lhes o albedo.

Na página *web* da NASA (Agência de Segurança Norte Americana) pode ver-se uma animação muito elucidativa deste *feedback* positivo no *link* <http://www.nasa.gov/centers/goddard/news/topstory/2003/1223blacksoot.html>.

### **3.3.2.5. Feedback do Dióxido de Carbono**

Contrariamente ao *feedback* das nuvens e dos aerossóis, do CO<sub>2</sub> é claramente um *feedback* positivo. A estreita relação entre o aumento/diminuição da concentração deste gás com o aumento/diminuição da temperatura está documentada numa



escala temporal de milhares de anos (Figura 3.1). Espera-se que a concentração deste gás, mesmo com medidas mitigadoras, possa atingir o valor de 560 ppm em 2100, cerca do dobro da sua concentração pré-industrial (Wallace, 2007). Nestas circunstâncias, o aumento da temperatura à superfície estimado é de 1.2 °C. Este aumento da temperatura desencadeia outros processos de *feedback*, por exemplo o do vapor de água, que no mínimo duplicaria a resposta (Randall, *et al.*, 2007).

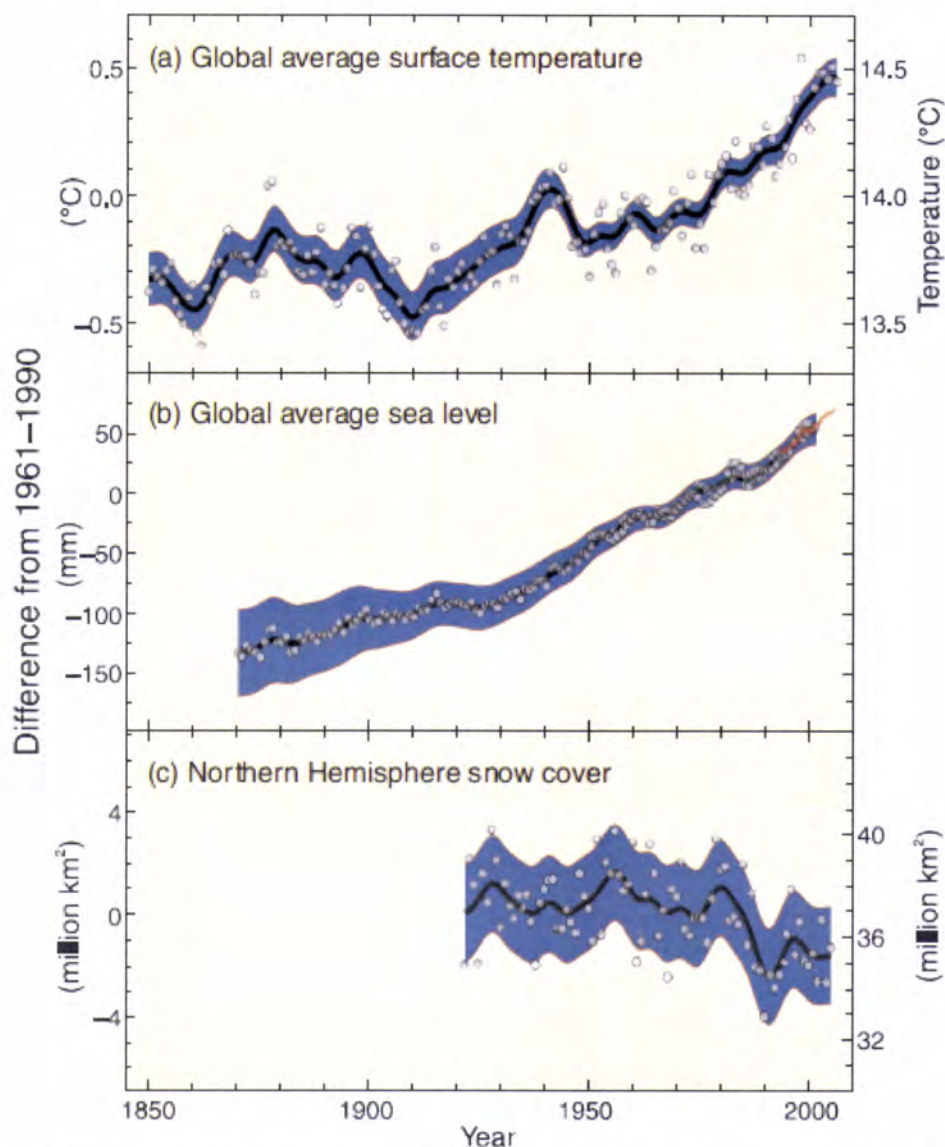
### 3.4. ALTERAÇÕES VERIFICADAS NO CLIMA

De acordo com o IPCC AR4, 2007, o aquecimento do sistema climático é inequívoco, conforme evidenciam os aumentos observados na temperatura média global da atmosfera e dos oceanos, o degelo geral das superfícies cobertas por gelo ou neve e o aumento do nível médio do mar (NMM) (Figura 3.18). As medições efectuadas à superfície estão representadas a azul, as medições efectuadas por satélite encontram-se representadas a encarnado, as linhas a preto representam os valores médios, por década e os pontos representam os valores anuais. Os cálculos foram efectuados relativamente ao período 1961-1990.

Ainda de acordo com o IPCC AR4, 2007, 11 dos últimos 12 anos (1995-2006) figuram entre os mais quentes registados desde que existem registos mundiais das temperaturas à superfície (1850). No período 1906-2005, a temperatura média global à superfície, aumentou  $0.74 \text{ °C} \pm 0.18 \text{ °C}$ , superior ao aumento mencionado no 3º Relatório de Avaliação do IPCC (IPCC AR3, 2001) de  $0.6 \text{ °C} \pm 0.2 \text{ °C}$ , registado no período 1901-2000. Embora esta tendência de aquecimento seja global, tem sido mais acentuada nas latitudes mais elevadas do Hemisfério Norte. De facto, durante os últimos 100 anos, a taxa de aumento das temperaturas no Ártico foi aproximadamente o dobro da taxa do aumento da temperatura global. A superfície terrestre aqueceu mais que os oceanos (Figura 3.21).

Este aquecimento tem acompanhado a fusão de glaciares. O NMM aumentou  $1.8 \pm 0.5 \text{ mm/ano}$  desde 1961; esta taxa aumentou para  $3.1 \pm 0.7 \text{ mm/ano}$  a partir de 1993. Os dados de satélite obtidos desde 1978 indicam que o valor médio anual da cobertura de gelo do Ártico diminuiu  $2.7\% \pm 0.6\%$  por década. Os glaciares de montanha, assim como a cobertura de neve, diminuam em ambos os hemisférios.





**Figura 3.18** – Variações da temperatura média à superfície (a), do nível médio do mar (b) e da cobertura de neve no Hemisfério Norte durante Março-Abril (c) (IPCC AR4, 2007).

O Relatório refere ainda que, às escalas continental, regional e da bacia oceânica, foram observadas numerosas alterações de longo prazo no clima: mudanças nas temperaturas e no gelo do Ártico, mudanças generalizadas na quantidade de precipitação, salinidade dos oceanos, padrões de vento e eventos climáticos extremos, como secas, precipitação extrema, ondas de calor e intensidade dos ciclones tropicais. Refere ainda ser muito provável (probabilidade superior a 90%) que a maior parte do aumento observado nas temperaturas globais médias desde meados do século XX se deva ao aumento observado nas concentrações antropogénicas de GEE's.



Na página *web* da NASA (<http://climate.nasa.gov/>), no link “Climate Time Machine” podem observar-se as variações da cobertura de gelo no Ártico (1979-2007), na temperatura à superfície (1885-2007) e nas emissões de CO<sub>2</sub> (1980-2004). Pode, ainda, simular-se o efeito de subidas do NMM em várias regiões costeiras. Outro *link* interessante é o da página *web* da BBC News, onde se pode observar a variação global da temperatura à superfície em função de dois cenários opostos: um que considera elevados níveis de emissão de GEE’s e o outro níveis reduzidos: [http://news.bbc.co.uk/2/shared/spl/hi/sci\\_nat/04/climate\\_change/html/climate.stm](http://news.bbc.co.uk/2/shared/spl/hi/sci_nat/04/climate_change/html/climate.stm).

### 3.5. IMPACTOS DAS ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS

De acordo com o IPCC AR4, 2007, as evidências obtidas por meio de observações de todos os continentes e da maior parte dos oceanos mostram que muitos sistemas naturais estão a ser afectados pelas mudanças climáticas regionais, principalmente pelos aumentos de temperatura. Na Figura 3.19 detalham-se a localização de alterações globais significativas, ocorridas entre 1970 e 2004, nos sistemas físicos e biológicos e temperatura à superfície.

Relativamente às mudanças nas superfícies geladas (neve, gelo e solo congelado, inclusive no *permafrost* – solo e subsolo permanentemente congelados), o relatório refere que existe um nível de confiança elevado (cerca de 80%) de que os sistemas naturais sejam afectados. Exemplos disso são:

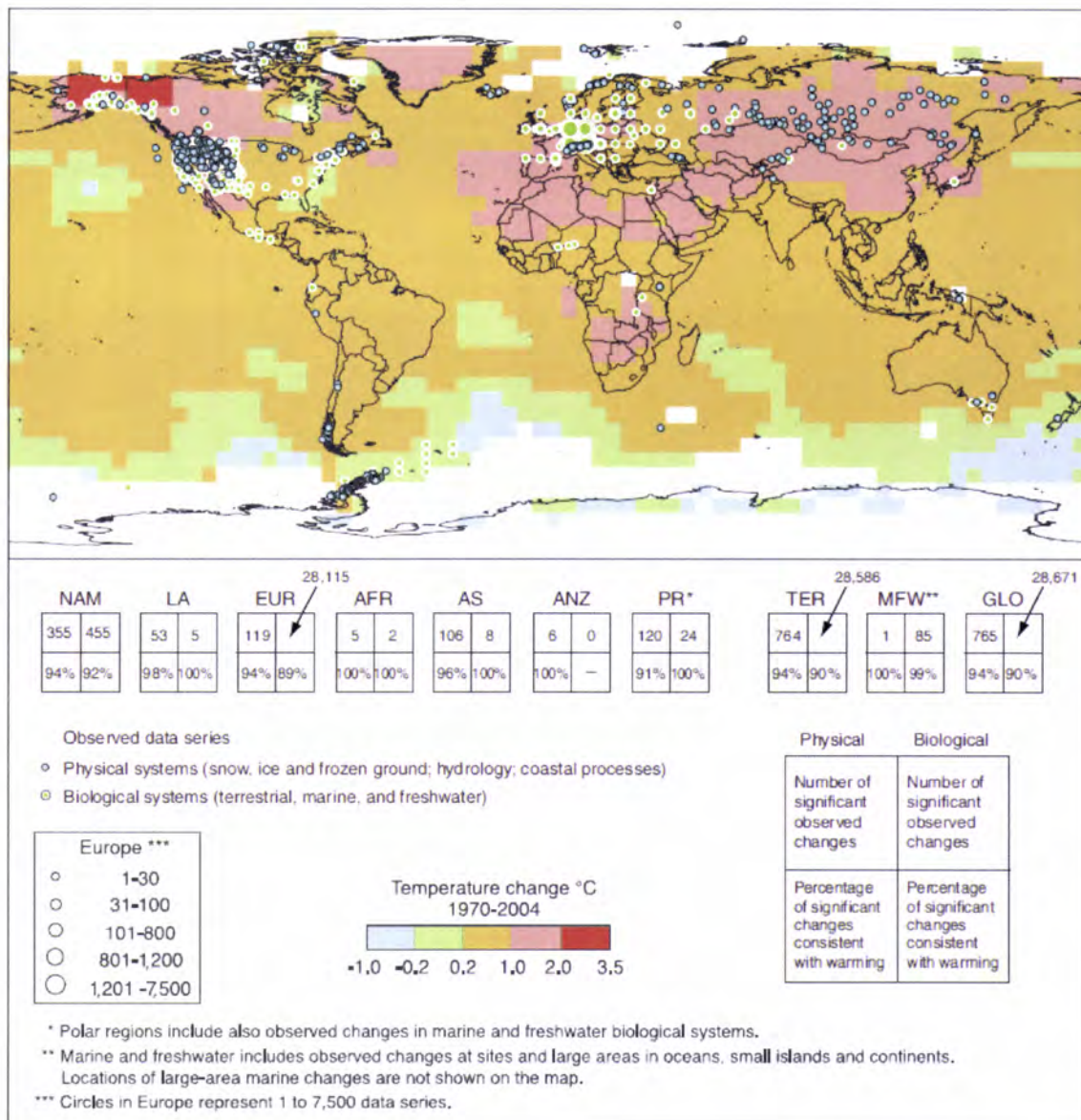
- O aumento do volume e do número dos lagos glaciais;
- O aumento da instabilidade do solo nas regiões de *permafrost* e avalanches de pedras nas regiões montanhosas;
- As mudanças em alguns ecossistemas árticos e antárticos, inclusive nos biomas do gelo marinho, bem como nos predadores no alto da cadeia alimentar.

Com base num número cada vez maior de evidências, há também um nível de confiança elevado de que estão a ocorrer os seguintes efeitos nos sistemas hidrológicos:

- Aumento do escoamento superficial e antecipação da descarga de pico durante a primavera em muitos rios alimentados por geleiras e neve;



- Aquecimento de lagos e rios em muitas regiões, afectando a estrutura térmica e a qualidade da água.



**Figura 3.19** – Alterações nos sistemas físicos e biológicos e temperatura à superfície (NAM – América do Norte; LA – América Latina; EUR – Euroa; AFR – África; AS - Ásia; ANZ – Austrália e Nova Zelândia; PR – Regiões Polares; TER – Sistemas Terrestres; MFW Sistemas Marinhos e de Água Doce e GLO – Global) (IPCC AR4, 2007).

Também de acordo com um número maior de evidências obtidas a partir de uma ampla gama de espécies, existe um nível muito alto de confiança (superior a 90%) de que o aquecimento recente esteja a afectar fortemente os sistemas biológicos terrestres:

- Antecipação dos eventos da primavera, tais como a floração, migração dos pássaros e postura de ovos;



- Deslocamento, em direcção aos pólos e em altitude, da distribuição das espécies vegetais e animais.

Com base em observações de satélite feitas desde o início da década de 80, há um nível de confiança elevado de que houve, em muitas regiões, uma tendência para o início antecipado da actividade fotossintética (ou do ciclo vegetativo) na Primavera (Myneni *et al.*, 1997; Zhou *et al.*, 2001, Gouveia *et al.*, 2008), relacionado com épocas de cultivo mais longas (Piao *et al.*, 2008) provocadas pelo aquecimento recente.

Considerando novas e significativas evidências, há um nível de confiança elevado de que as mudanças observadas nos sistemas biológicos marinhos e de água doce estão relacionadas com temperaturas mais elevadas da água, bem como com as correspondentes mudanças na cobertura de gelo, salinidade, níveis de oxigénio e circulação. Entre essas mudanças salientam-se:

- Deslocamentos da distribuição e mudanças na quantidade de algas, plâncton e peixes em oceanos de latitude alta;
- Aumentos na quantidade de algas e zooplâncton em lagos de latitude e altitude altas;
- Deslocamentos da distribuição e migrações antecipadas dos peixes nos rios

A absorção de carbono antropogénico desde 1750 provocou uma acidificação dos oceanos, com uma redução média do pH de 0.1. Contudo, os efeitos da acidificação dos oceanos observada na biosfera marinha ainda não foram documentados.

Entretanto, a coerência entre as mudanças observadas e as mudanças modeladas em muitos estudos e a concordância espacial entre o aquecimento regional significativo e os impactos correspondentes na escala global são suficientes para que se conclua, com um nível alto de confiança, que o aquecimento antropogénico ao longo das últimas três décadas exerceu uma influência discernível em muitos sistemas físicos e biológicos.

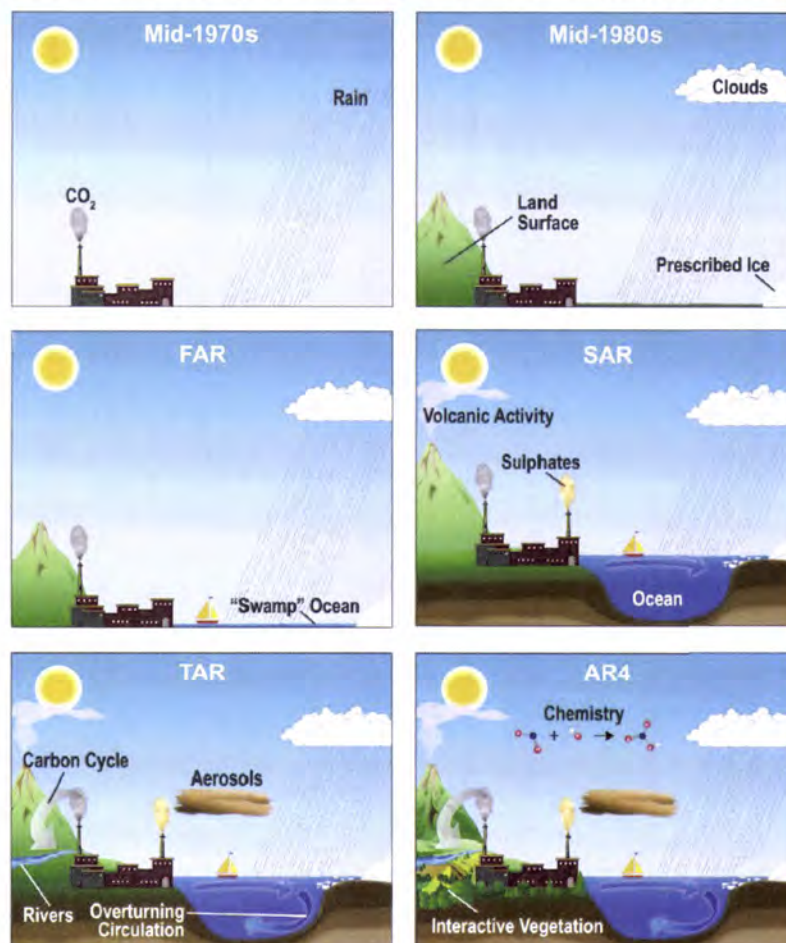
### **3.6. PROJEÇÕES DAS ALTERAÇÕES FUTURAS**

Esta secção refere apenas o paradigma oficial relativo ao clima futuro, que transparece nos relatórios regulares do IPCC.



Os cenários climáticos são elaborados recorrendo a modelos. A modelação matemática é uma ferramenta indispensável quando se fala em previsão do tempo e do clima, pois ela é responsável por realizar complexos cálculos matemáticos e simular o comportamento da atmosfera no futuro.

Conforme se pode observar na Figura 3.20, os modelos climáticos evoluíram significativamente desde os anos 70 até à actualidade, contabilizando cada vez mais processos. Os modelos actuais consideram diversas variáveis nos seus cálculos: temperatura e humidade do ar, a velocidade do vento, os gases presentes na atmosfera e vegetação, entre outros. A evolução dos modelos passou a incluir a vegetação como algo dinâmico, que se modifica com o passar do tempo e que por sua vez exerce diferentes influências sobre o tempo e o clima. Outra variável fundamental diz respeito aos oceanos, considerando a relação entre Atmosfera-Oceano o que possibilita projecções mais sofisticadas e precisas. Ainda assim, existem limitações e espaços para incerteza quanto às projecções climáticas.

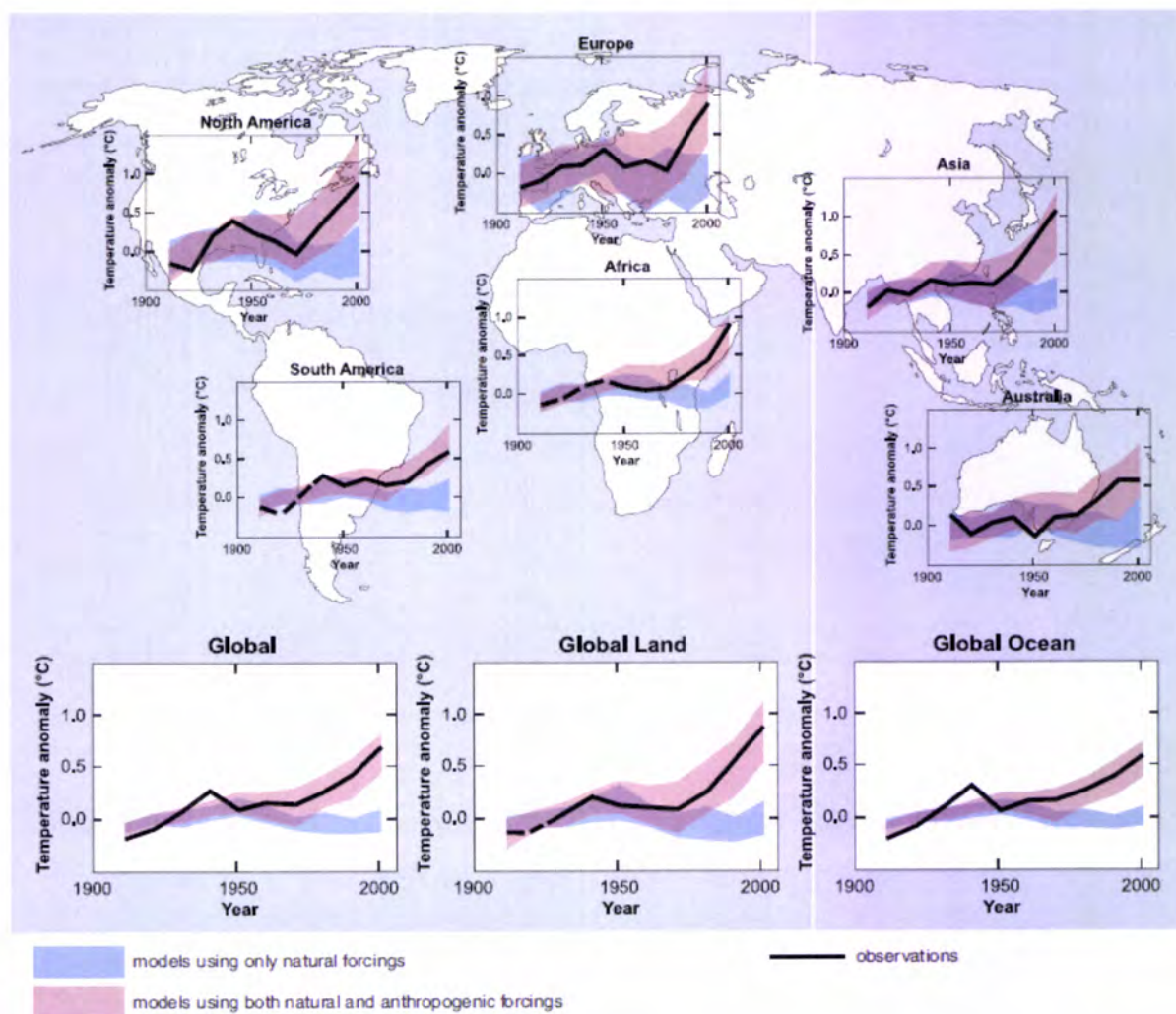


**Figura 3.20** – Evolução dos modelos climáticos durante as últimas décadas (FAR – Primeiro Relatório de Avaliação do IPCC, 1990; SAR – Segundo Relatório de Avaliação do IPCC, 1995; TAR



– Terceiro Relatório de Avaliação do IPCC, 2001; AR4 – Quarto Relatório de Avaliação do IPCC, 2007) (IPCC AR4, 2007).

Uma forma de validar os modelos é aplicá-los ao passado e analisar a concordância com os registos (Figura 3.21). Facilmente se verifica que considerar apenas o forçamento natural não reproduz a realidade dos registos.



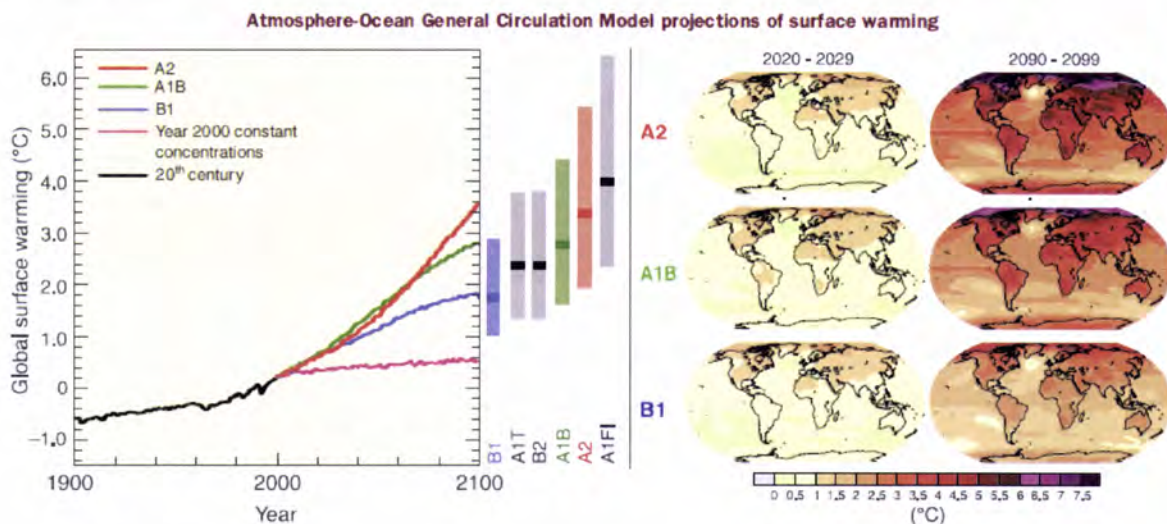
**Figura 3.21** – Comparação das alterações observadas da temperatura à superfície às escalas continental e global com resultados simulados por modelos climáticos, usando-se forçamentos naturais e antropogénicos. (AR4, 2007).

O IPCC considera vários cenários de emissões que traduzem diferentes formas de produção de energia, adopção de medidas mais ou menos restritivas na emissão de GEE's e evolução do crescimento populacional, entre outros (ver Anexo V).

Na Figura 3.22 observam-se as projecções da variação da temperatura à superfície para o início e final do século XXI, relativamente a 1980-1999. Estas projecções foram efectuadas com vários modelos de Circulação Geral Atmosfera-Oceano,

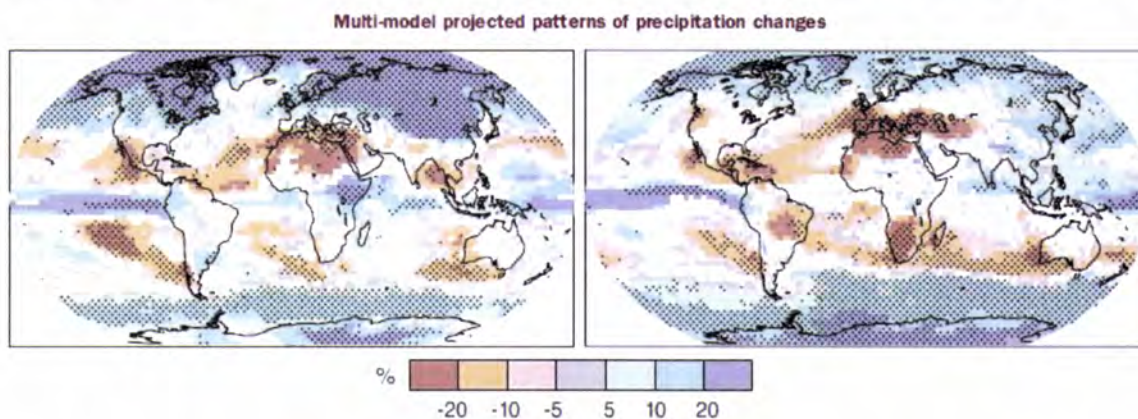


considerando três cenários diferentes. A linha laranja representa a situação em que as concentrações foram mantidas constantes nos valores do ano 2000 e as colunas à direita do gráfico indicam a melhor estimativa (linha contínua dentro de cada coluna) e a faixa provável, avaliada para os seis cenários diferentes.



**Figura 3.22** – Projecção das alterações da temperatura da superfície para o início e final do século XXI, relativamente ao período de 1980 a 1999 (AR4, 2007).

Na Figura 3.23 observam-se as projecções da variação percentual na precipitação para o período 2090-2099, relativamente ao período 1980-1999. Os valores representados correspondem a médias de vários modelos, com base no cenário A1B. As áreas brancas representam concordância na mudança do sinal entre os modelos inferior a 66% e o ponteadado representa uma concordância superior a 90%.



**Figura 3.23** – Projecção das alterações da precipitação para o período 2090 a 2099, relativamente ao período de 1980 a 1999 (à esquerda Dezembro a Fevereiro; à direita Junho a Agosto) (AR4, 2007).



As projecções indicam um aumento global da temperatura, mais acentuado sobre os continentes e no Ártico, bem como um aumento da precipitação nas latitudes elevadas e diminuição nas latitudes baixas e médias. Entre os impactos previstos, resumidos na Figura 3.24, salientam-se a subida do nível médio do mar, a intensificação da frequência e intensidade dos eventos meteorológicos extremos (furacões, cheias, ondas de calor e secas) com as inevitáveis consequências sobre a economia, sociedade e saúde humana.



**Figura 3.24** – Projecções sectoriais de impactos das alterações climáticas (adaptada de Thompson, 2007).

No entanto, as fontes de incerteza associadas a estas projecções são consideráveis, uma vez que o nível de conhecimento científico sobre algumas componentes do forçamento radiativo, é bastante reduzido, nomeadamente o forçamento radiativo das nuvens e dos aerossóis. Há que ter em conta, também, os diversos efeitos de *feedback* e suas interacções, muito difíceis de estimar.

Basicamente, os modelos dizem que se se verificarem determinadas condições (*inputs*), a temperatura à superfície em 2100 será aproximadamente  $x$  °C; condições diferentes, levarão à temperatura  $y$  °C e é impossível estimar estas condições futuras com precisão.

Mais ainda, embora a comunidade científica em geral não negue a tendência de aquecimento verificada nas últimas décadas, ela não é unânime relativamente às causas desta alteração. Citando Molion, (2007), “Não há, contudo, evidências que esse aumento tenha sido causado pela intensificação do efeito de estufa, pois ele não é o único controlador do clima global”.

As projecções devem, portanto, ser encaradas com precaução e espírito crítico uma vez que representam eventuais situações futuras que, à luz do conhecimento científico actual, ocorrerão caso se verifiquem determinadas premissas e não como previsões. Têm o inestimável valor de nos alertarem para possíveis consequências do nosso modo de vida actual e no passado próximo e de motivar a comunidade científica em empenhar-se na compreensão de como e quanto as actividades humanas interferem no complexo sistema climático. Quanto maior for o nível de conhecimento, maior será a nossa capacidade de actuar em conformidade com um desenvolvimento sustentável, e garantir a estabilidade climática da qual depende a vida na Terra.



# CAPÍTULO 4

## PROJECTO PARA AS ESCOLAS

---

Este capítulo destina-se a fornecer algum material de apoio para os professores, que lhes permita utilizar dados das EMA's colocadas nas escolas, no âmbito do PROCLIRA, na realização de trabalhos práticos, nomeadamente: determinação da velocidade do vento a uma determinada altitude, determinação da elevação de uma pluma, determinação da concentração de um determinado poluente, num determinado local, em consequência de determinada emissão, cálculo da evolução das concentrações de poluentes ao longo da pluma e determinação da temperatura média à superfície do planeta em função de determinada alteração na concentração de GEE's na atmosfera.

### 4.1. DISPERSÃO DE POLUENTES <sup>(2)</sup>

Uma vez introduzidos na atmosfera (Figura 4.1), os poluentes são transportados pelo vento. Não se trata de um simples transporte, mas de um transporte acompanhado por diluição progressiva no ar ambiente, a qual é designada por **Dispersão** ou **Difusão**. Noutros casos, a dispersão é acompanhada por transformação química, decaimento radioactivo ou deposição. O conjunto destes processos vai definir as concentrações de poluentes observadas num dado ponto do espaço e num dado instante, devidas à presença da fonte poluidora.



**Figura 4.1** – Emissão de poluentes gasosos

---

<sup>(2)</sup> O tema encontra-se mais desenvolvido no Módulo 5 – Poluição Atmosférica e Camada de Ozono na Área Educação do sítio do Proclira (<http://www.proclira.uevora.pt/>).

As condições meteorológicas são o factor fundamental na dispersão dos poluentes atmosféricos podendo dizer-se que existem duas componentes principais:

- Componente vertical, comandada pela turbulência gerada pelo gradiente vertical da temperatura (Convecção);
- Componente horizontal em, que o vento horizontal é o principal agente tanto no transporte como na mistura (Advecção).

Os factores meteorológicos de interesse são:

- Velocidade e direcção do Vento;
- Temperatura e Humidade;
- Turbulência;
- Estabilidade Atmosférica;
- Efeitos topográficos no escoamento atmosférico.

A dispersão de poluentes inclui essencialmente dois mecanismos:

- **Transporte** – arrastamento das moléculas ou partículas de poluente pelo vento;
- **Difusão** – processo que pode ser devido ao efeito da **Viscosidade** (muito pequena no caso dos gases) ou ao efeito da **Turbulência**, isto é, a movimentos irregulares (turbilhões) de pequena escala. Em qualquer dos casos, a Difusão pode ser encarada como uma forma de mistura ou diluição pelo que, pelo menos qualitativamente, se pode admitir que o seu efeito é o de “alargamento” progressivo da nuvem de poluente enquanto se reduz a sua concentração média.

O vento é uma grandeza vectorial que apresenta três componentes (x, y, z); a sua resultante determina a direcção do vento em cada instante. A componente vertical do vento (z) é responsável pela turbulência convectiva enquanto as outras componentes determinam essencialmente o transporte e a diluição ou difusão (turbulenta) das plumas de poluição. A velocidade do vento aumenta em altura afectando de uma maneira mais directa a massa de poluentes emitidos pelas chaminés de grande altura, principalmente no momento inicial da mistura dos gases de saída com a camada atmosférica. Em condições de grande estabilidade da atmosfera, o transporte, até longas distâncias, das plumas pode levar a situações de concentrações de poluentes ao nível do solo em locais onde não há fontes poluentes próximas.



#### 4.1.1. CLASSES DE ESTABILIDADE PASQUILL-GIFFORD

A estabilidade da atmosfera depende da diferença entre a temperatura da partícula de ar em ascensão e a do ar envolvente. Pasquill e Gifford propuseram uma divisão das diferentes condições atmosféricas em classes de estabilidade, geralmente designadas por letras de A (Muito Instável) a F (Muito Estável), sendo D a classe Neutra. A determinação da classe de estabilidade a partir de parâmetros meteorológicos observados pode ser feita recorrendo a diferentes metodologias. A metodologia recomendada consiste na utilização de medidas de variância da direcção do vento, directamente relacionada com a intensidade da turbulência. A Tabela 4.1 apresenta as diferentes Classes de Estabilidade de Pasquill-Gifford, relacionando-as com valores típicos do desvio padrão da direcção do vento e do gradiente vertical de temperatura.

**Tabela 4.1** – Classes de estabilidade de Pasquill-Gifford (adaptada de Kiely,1997)

| Classe | Estabilidade Atmosférica | Gradiente Vertical de Temperatura [K.km <sup>-1</sup> ] | Desvio Padrão da Direcção do Vento [°] |
|--------|--------------------------|---|--|
| A      | Muito Instável           | -17   | 25                                     |
| B      | Instável                 | -15   | 20                                     |
| C      | Ligeiramente Instável    | -13   | 15                                     |
| D      | Neutra                   | -10 <sup>(a)</sup>                                      | 10                                     |
| E      | Estável                  | +5  | 5                                      |
| F      | Muito Estável            | +25   | 2.5                                    |

<sup>(a)</sup> Igual ao gradiente vertical de temperatura adiabático seco

Uma vez que o desvio padrão da direcção do vento só pode ser avaliado em estações automáticas, a metodologia tradicional recorre, em alternativa, a parâmetros clássicos, nomeadamente ao valor da Intensidade do Vento, intensidade da Radiação Solar incidente e extensão da Cobertura de Nuvens (Tabela 4.2).

#### 4.1.2. VARIAÇÃO DA VELOCIDADE DO VENTO COM A ALTITUDE

A velocidade do vento mede-se à altura standard de 10 m e designa-se  $u_{10}$ . A velocidade do vento varia com a altitude, desde um valor mínimo nulo junto à superfície, até um valor máximo a determinada altura acima da influência dos edifícios e da topografia. Esta velocidade do vento denomina-se  $u_{\infty}$  e a altura a que é medida depende do terreno. Numa região rural,  $u_{\infty}$  encontra-se aproximadamente

a 250 m de altitude, ao passo que numa região urbana se encontra a aproximadamente a 500 m (Stull, 2000). Para determinar a velocidade do vento a uma determinada altitude  $z$  ( $u_z$ ) emprega-se o perfil de velocidade da lei de potência:

$$u_z = u_{10} \left( \frac{z}{z_{10}} \right)^n \quad [4.1]$$

Onde:  $u_z$  = velocidade do vento na horizontal a uma altitude  $z$   
 $u_{10}$  = velocidade do vento a 10 m de altitude  
 $z$  = altura  $z$   
 $z_{10}$  = 10 m

O expoente  $n$  varia com o terreno e também com a classe de estabilidade, desde aproximadamente 0.1 a 0.6 (Tabela 4.3).

**Tabela 4.2** – Determinação da classe de estabilidade de Pasquill-Gifford a partir de parâmetros operacionais (adaptada de Stull, 2000).

| Vento à Superfície<br>[m.s <sup>-1</sup> ] | Dia: Insolação                   |                                       |                                    | Noite                 |                       |
|--|----------------------------------|---------------------------------------|------------------------------------|-----------------------|-----------------------|
|  | Forte<br>> 580 W.m <sup>-2</sup> | Moderada<br>290-580 W.m <sup>-2</sup> | Fraca<br>145-290 W.m <sup>-2</sup> | Nebulosidade<br>≥ 4/8 | Nebulosidade<br>≤ 3/8 |
| < 2  | A                                | A-B                                   | B                                  | ---                   | ---                   |
| 2 – 3                                      | A-B                              | B                                     | C                                  | E                     | F                     |
| 3 – 4                                      | B                                | B-C                                   | C                                  | D                     | E                     |
| 4 – 6                                      | C                                | C-D                                   | D                                  | D                     | D                     |
| > 6  | C                                | D                                     | D                                  | D                     | D                     |

**Tabela 4.3** – Valores típicos do expoente  $n$  (Adaptada de Beychok, 2005)

| Classe de Estabilidade | Terreno Rural | Zona Urbana |
|------------------------|---------------|-------------|
| A                      | 0.10          | 0.15        |
| B                      | 0.15          | 0.15        |
| C                      | 0.20          | 0.20        |
| D                      | 0.25          | 0.25        |
| E                      | 0.25          | 0.40        |
| F                      | 0.30          | 0.60        |



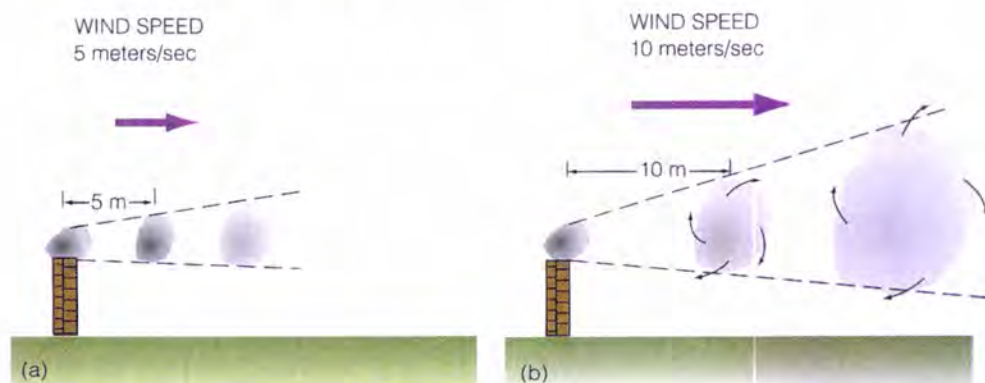
#### 4.1.3. PARÂMETROS QUE INFLUENCIAM A DISPERSÃO DE POLUENTES

Antes de introduzir quaisquer modelos de dispersão, é necessário estabelecer quais as características da circulação atmosférica que são mais relevantes para o processo de dispersão. Face ao exposto anteriormente, facilmente se conclui que existem dois intervenientes principais a considerar: o vento e a estabilidade atmosférica.

O vento interfere no processo de dispersão de duas formas:

1. constitui o campo de transporte do poluente;
2. em condições de vento espacialmente variável, pode haver geração de turbulência de origem mecânica, tornando o processo de difusão mais eficiente.

A Figura 4.2 compara duas situações de emissão de poluentes a partir de uma chaminé para dois valores diferentes de intensidades do vento. Para condições de vento fraco a dispersão é menos eficiente, verificando-se uma maior concentração do poluente nas vizinhanças da fonte.



**Figura 4.2** – Efeito do vento na dispersão. A Chaminé emite 1 *puff* por segundo. A intensidade do sombreado é proporcional à concentração em cada *puff* (Ahrens, 2000).

As diferentes combinações de estabilidade no topo e na base da camada limite (primeiras centenas de metros acima da superfície) e a sua altura, dão origem a diferentes padrões de dispersão, com uma clara assinatura na forma das plumas produzidas em chaminés industriais; no Anexo VI apresentam-se os perfis típicos das plumas em função da estabilidade atmosférica. O grau de estabilidade atmosférica e a altura resultante da camada de mistura têm um efeito acentuado sobre a concentração de poluentes no ar ambiente. A combinação dos movimentos

verticais com o fluxo horizontal do ar influencia a dispersão da pluma emitida por uma chaminé.

#### 4.1.4. ELEVAÇÃO DA PLUMA

Os efluentes gasosos emitidos a partir de fontes fixas são frequentemente ventilados para o exterior. Deste modo, a sua saída da chaminé processa-se em regime turbulento favorecendo a sua mistura com o ar ambiente. Esta mistura de ar atmosférico na pluma designa-se por *Entrainment* ou Arrastamento (Figura 4.3).



**Figura 4.3** – *Entrainment* (à esquerda) e elevação da pluma (à direita) em condições superadiabáticas)

À medida que a pluma admite ar ambiente, o seu diâmetro aumenta consoante se desloca na direcção do vento. Os efluentes gasosos são muitas vezes emitidos a temperaturas superiores às do ar ambiente, pelo que se tornam menos densos que o ar circundante. A **Elevação da Pluma** ( $\Delta h$ ) deve-se à ventilação forçada e ao facto de a temperatura de exaustão ser superior à temperatura ambiente. A elevação da pluma permite que os poluentes atmosféricos existentes no fluxo gasoso sejam emitidos para a atmosfera para níveis superiores, favorecendo a sua dispersão até que atinjam o nível do solo.

A **Altura Efectiva da Chaminé** ( $H$  ou  $z_{CL}$ ) resulta da adição da Altura (física) da Chaminé ( $h_s$ ) e da Elevação da Pluma (Figura 4.4):

$$H = h_s + \Delta h \quad [4.2]$$



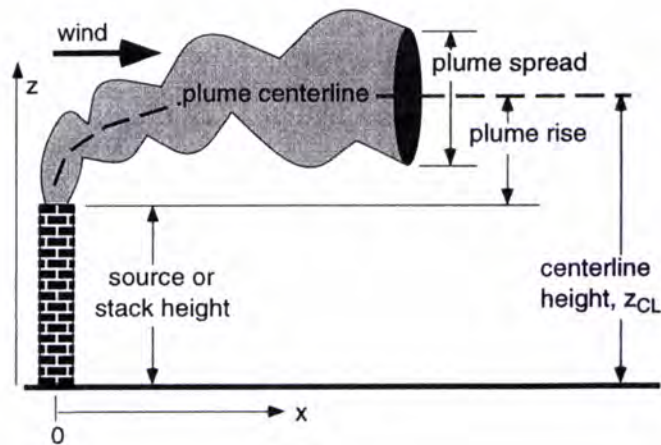


Figura 4.4 – Elevação da pluma e altura efectiva da chaminé (Stull, 2000)

A Elevação da Pluma é portanto a distância entre a linha imaginária que define a zona central da pluma e o topo da chaminé e depende das características físicas da chaminé, do efluente e da estabilidade atmosférica. A diferença entre a Temperatura do Efluente ( $T_s$ ) e a Temperatura Ambiente ( $T_a$ ) determina a densidade da pluma, que por sua vez afecta a Elevação da Pluma, também afectada pela Velocidade de Exaustão ( $v_s$ ), função do diâmetro de saída da chaminé e do fluxo volumétrico de exaustão.

A elevação da pluma pode ser estimada recorrendo às fórmulas propostas por Briggs (Beychok, 2005). Estas fórmulas consideram o parâmetro de flutuação (*Buoyancy*), que mede a tendência de ascensão da pluma à saída da chaminé em função da velocidade de exaustão e da temperatura do efluente, a classe de estabilidade, a velocidade do vento e a distância à fonte:

1. Determinação do Parâmetro de Flutuação (F):

$$F = \frac{g}{\pi} V \left( \frac{T_s - T_a}{T_s} \right) \quad [4.3]$$

Onde:

$F$  = Fluxo devido à elevação da temperatura do efluente gasoso ( $m^4.s^{-3}$ )

$g$  = Aceleração da gravidade ( $9.807 m.s^{-2}$ )

$V$  = Fluxo volumétrico de exaustão ( $m^3.s^{-1}$ )

$T_s$  = Temperatura dos gases de exaustão (K)

$T_a$  = Temperatura ambiente (K)

Quando se procede à monitorização dum efluente gasoso, mede-se a velocidade de exaustão dos gases,  $v_s$  ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ), e o diâmetro de exaustão da chaminé,  $\phi$  (m). O fluxo volumétrico é determinado pelo produto da área de exaustão pela velocidade de saída do efluente:

$$V = v_s \frac{\pi}{4} \phi^2 \quad [4.4]$$

E a equação 4.3 vem,

$$F = \frac{g v_s \phi^2}{4} \left( \frac{T_s - T_a}{T_s} \right) \quad [4.5]$$

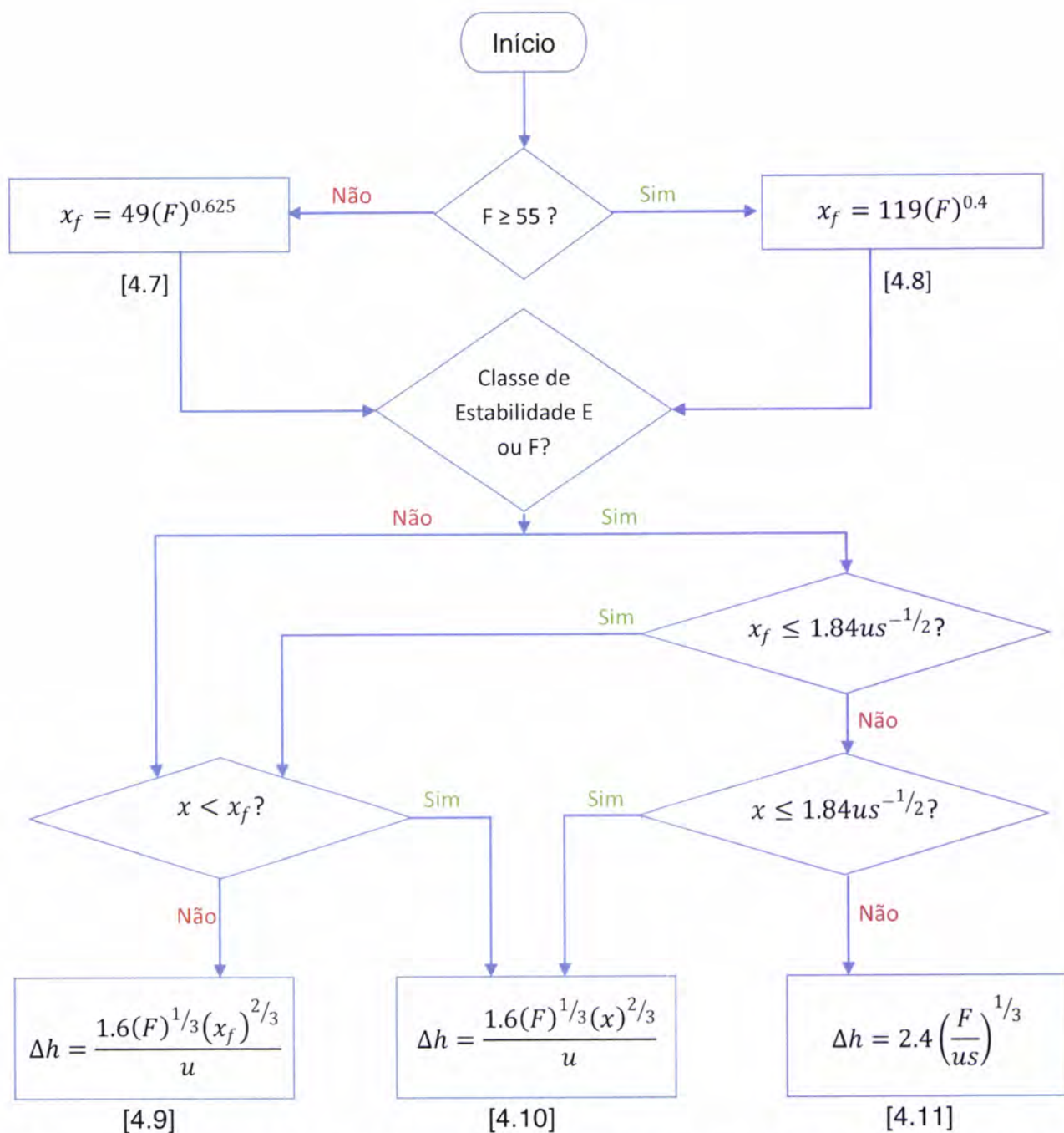
A escolha da equação de elevação da pluma indicada a aplicar em cada caso depende do parâmetro de flutuação do efluente, da classe de estabilidade, da distância pretendida e do parâmetro de estabilidade,  $s$ . A forma mais compreensível de apresentar estas equações é recorrendo a um fluxograma (Figura 4.5).

O parâmetro de estabilidade,  $s$ , permite incluir o efeito da turbulência atmosférica na elevação da pluma:

$$s = \frac{g}{T_a} \left( \frac{d\theta}{dz} \right) \quad [4.6]$$

O gradiente vertical da temperatura potencial  $\left( \frac{d\theta}{dz} \right)$  é apresentado na Tabela 4.4 em função da classe de estabilidade e do gradiente de temperatura ambiental.





**Figura 4.5** – Diagrama lógico para determinação da elevação da pluma (Adaptado de Beychok, 2005)

Onde:

$\Delta h$  = Elevação da pluma (acima da chaminé) (m)

$u$  = Velocidade média do vento (à altura da chaminé) ( $\text{ms}^{-1}$ )

$x_f$  = Distância à fonte, na direcção do vento, onde se assume  $\Delta h_{\text{máx}}$  (m)

**Tabela 4.4** – Gradientes verticais de temperatura ambiental e temperatura potencial em função da classe de estabilidade (Adaptada de Beychok, 2005)

| Classe de Estabilidade | Gradiente Vertical de Temperatura Ambiental [K.m <sup>-1</sup> ] | Gradiente Vertical Adiabático Seco [K.m <sup>-1</sup> ] | Gradiente Vertical de Temperatura Potencial [K.m <sup>-1</sup> ] |
|------------------------|--|---|--|
|                        | $\frac{dT}{dz}$  | $\Gamma$  | $\frac{d\theta}{dz} = \frac{dT}{dz} - \Gamma$                    |
| A                      | < -0.019   |   | < -0.009   |
| B                      | -0.019 a -0.017  |   | -0.008   |
| C                      | -0.017 a -0.015  |   | -0.006   |
| D                      | -0.014 a -0.005  | -0.0098   | 0.0000   |
| E                      | 0.005 a 0.015  |   | 0.015  |
| F                      | > 0.015  |   | > 0.025  |

#### 4.1.5. MODELOS DE DISPERSÃO

Apesar da concentração máxima de poluentes se registar na linha central da pluma, as fórmulas para determinação da elevação da pluma não fornecem qualquer informação sobre como a concentração de poluentes varia a partir dessa linha imaginária. Torna-se portanto necessário proceder a estimativas para determinar a concentração de poluentes num determinado ponto de interesse.

As estimativas de dispersão da pluma são efectuadas recorrendo a funções de distribuição e/ou modelos de qualidade do ar. Estas estimativas são válidas para a camada atmosférica próxima da superfície onde ocorrem frequentes alterações de temperatura e distribuição dos ventos. Estes dois factores têm enorme relevância na forma como a pluma se dispersa, pelo que estes parâmetros têm que obrigatoriamente ser considerados nas equações de dispersão e/ou modelos de qualidade do ar.

A concepção, aplicação e validação de um modelo requer várias etapas (Jacobson, 2005):

- Definição e compreensão do problema;
- Determinação das escalas espacial e temporal adequadas;
- Determinação da dimensão do modelo;
- Selecção dos processos físicos, químicos e/ou dinâmicos a simular;
- Selecção das variáveis;
- Selecção dos recursos computacionais;



- Criação de código e implementação dos algoritmos;
- Optimização do modelo de acordo com os recursos computacionais;
- Determinação das condições iniciais;
- Definição das condições fronteira;
- Obtenção dos dados de *input*;
- Obtenção de dados ambientais para comparação;
- Interpolação dos dados de *input* e os previstos pelo modelo;
- Desenvolvimento de técnicas estatísticas e gráficas;
- Comparação dos resultados com as observações e
- Optimização do modelo.

Os modelos de dispersão consistem num conjunto de equações matemáticas capazes de interpretar e prever as concentrações de poluentes devidas à dispersão da pluma e incluem alguma informação meteorológica como temperatura, velocidade e direcção do vento, estabilidade atmosférica e topografia. Basicamente, existem quatro tipos de modelos:

1. **Modelo Gaussiano** – utiliza a Distribuição Normal (Gaussiana). É essencialmente usado para estimar o impacto de poluentes não reactivos. Não é muito exacto porque algumas das condições assumidas comprometem a sua exactidão. A modelação pela distribuição normal assume que:

- O alargamento da pluma segue uma distribuição normal;
- Não existe dispersão na direcção do vento mas apenas nas direcções horizontal e vertical do vento, respectivamente,  $y$  e  $z$  (Figura 4.6);
- A taxa de emissão ( $Q$ ) é contínua e constante;
- A velocidade e direcção do vento entre o foco e o receptor são constantes;
- A classe de estabilidade atmosférica é constante no período de tempo considerado;
- Após a emissão, a pluma eleva-se na atmosfera até alcançar uma altura de equilíbrio horizontal. Desta forma, a altura do centro da pluma permanece constante na direcção predominante do vento, adoptada como fixa durante a trajetória da pluma;
- Para qualquer distância a concentração máxima sempre ocorre no centro da pluma;

- O perfil horizontal da concentração, descrito pela equação gaussiana, representa concentrações médias sobre períodos de 10 minutos a 1 hora;
- A carga poluente permanece na atmosfera sem reagir e sem se depositar;
- Existe reflexão total da pluma pela superfície.

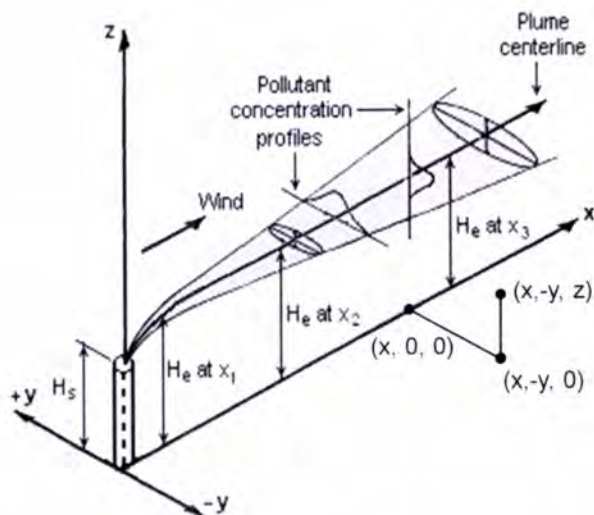
2. **Modelos Numéricos** – são mais apropriados que os Gaussianos para fontes urbanas que envolvam poluentes reactivos. Requerem informação detalhada sobre a fonte e poluentes envolvidos, motivo pelo qual não são muito utilizados. Requerem a resolução de Equações Tridimensionais de Conservação de Massa, Energia e Quantidade de Movimento.
3. **Modelos Estatísticos** (Empíricos) – utilizados quando a informação científica sobre os processos químicos e físicos na fonte é incompleta ou vaga, o que torna impraticável recorrer aos modelos Gaussianos e Numéricos.
4. **Modelos Físicos** – requerem estudos de modelação de fluidos ou de túnel de vento. Esta aproximação envolve a construção de modelos à escala onde se simulam e observam os escoamentos. É um modelo complexo e que exige suporte técnico especializado. Apenas alguns poucos centros de investigação em todo o mundo já desenharam túneis de vento capazes de reproduzir a realidade com fiabilidade, anulando o efeito de escala de forma a representar correctamente as variações da velocidade vertical e perfis de temperatura, isto é, respeitando todas as condições de semelhança (geométrica, cinemática e dinâmica).

Muito embora tendo em conta as suas limitações, o Modelo Gaussiano não requer grandes detalhes de dados de *input* nem esforço computacional. É facilmente programável numa folha de Excel sendo, portanto, o modelo ideal para desenvolver neste trabalho.

#### 4.1.6. MODELO DE DISPERSÃO GAUSSIANO

À medida que a distância à fonte na direcção do vento ( $x$ ) aumenta, a concentração da pluma diminui, uma vez que esta se dispersa nas direcções  $y$  e  $z$  (Figura 4.6).





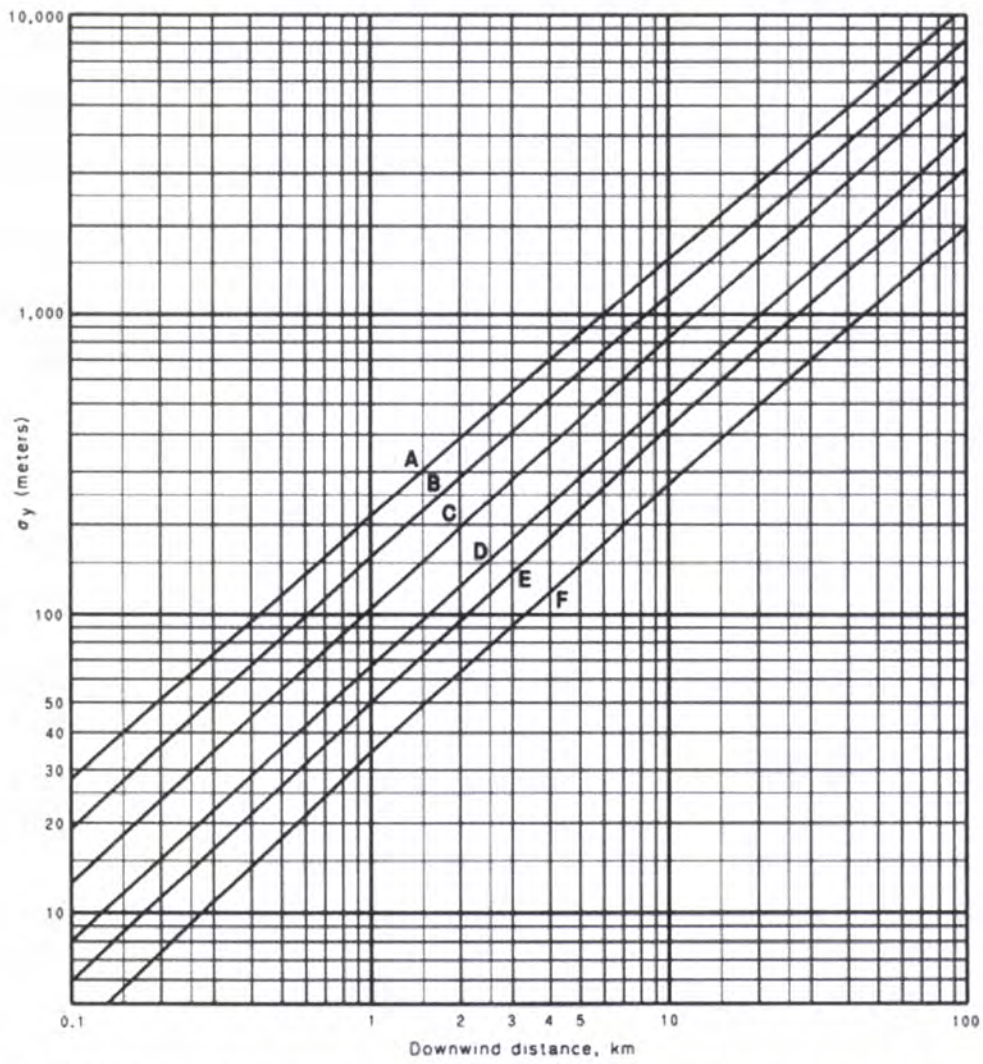
**Figura 4.6** – Dispersão da pluma  
(Adaptada de Beychok, 2005).

Consideremos o modelo mais simples. A distribuição normal determina a dimensão da pluma a uma determinada distância da fonte, na direção do vento. A dimensão da pluma depende da estabilidade da atmosfera e da sua dispersão nas direções horizontal e vertical. Os coeficientes de dispersão horizontal e vertical ( $\sigma_y$  e  $\sigma_z$ , respectivamente) são função da velocidade do vento, da cobertura de nuvens e do aquecimento da superfície pela radiação solar, logo da classe de estabilidade.

#### 4.1.6.1. PARÂMETROS DE DISPERSÃO

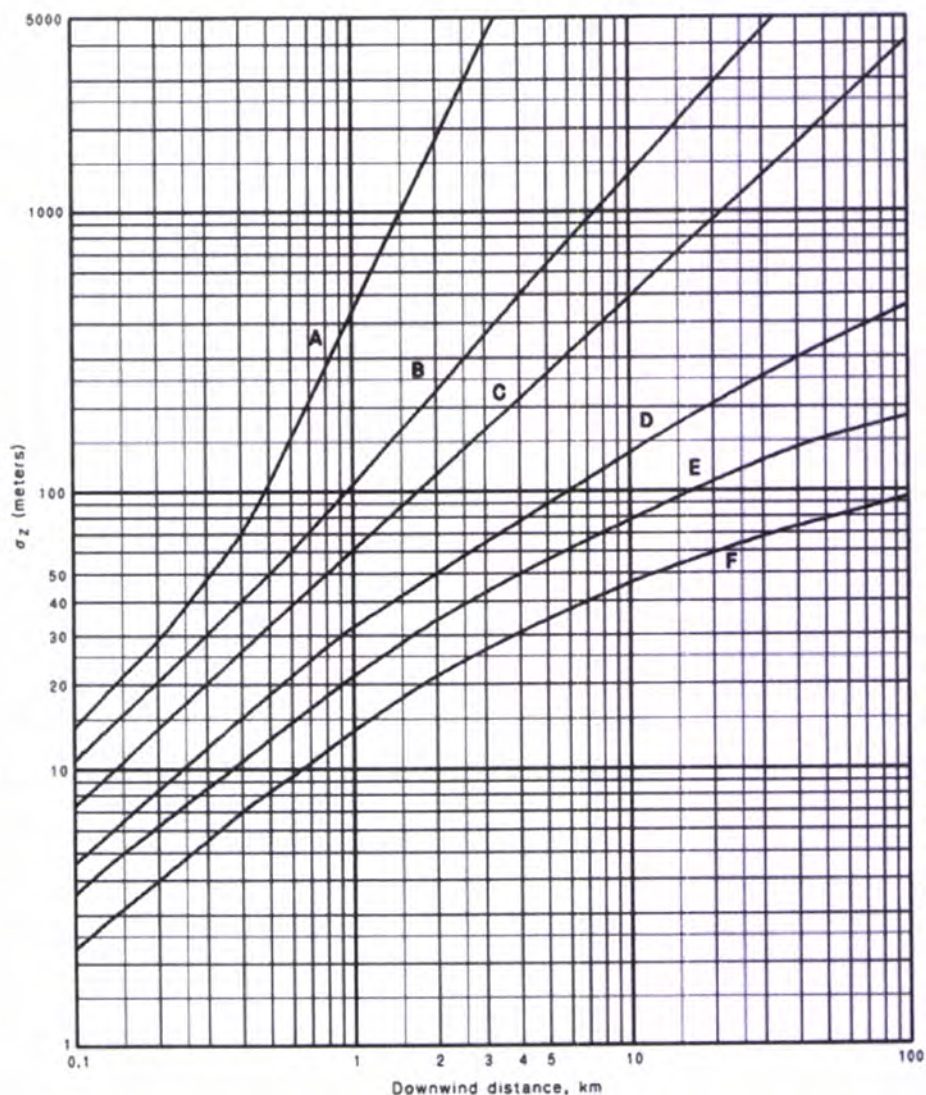
Pasquill e Gifford desenvolveram expressões empíricas que permitem estimar as dispersões horizontal e vertical das plumas, em função da classe de estabilidade e da distância à fonte na direção do vento. A representação gráfica destes dados é conhecida pelas curvas de dispersão de Pasquill-Gifford (Figuras 4.7 e 4.8). Estas curvas permitem estimar dos coeficientes de dispersão lateral e vertical, para uma dada classe de estabilidade e a uma distância da fonte na direção do vento.

Por exemplo, para a classe de estabilidade D e a 1 km de distância da fonte na direção do vento tem-se:  $\sigma_y \cong 68$  m e  $\sigma_z \cong 30$  m.



**Figura 4.7** – Coeficientes de dispersão lateral de Pasquill-Gifford para zonas rurais (Beychok, 2005)





**Figura 4.8** – Coeficientes de dispersão vertical de Pasquill-Gifford para zonas rurais (Beychok, 2005)

Quando se pretende usar o computador para se determinar a concentração de um determinado poluente, num determinado local como resultado de uma determinada emissão, é conveniente converter os gráficos das Figuras 4.7 e 4.8 em equações. A equação que melhor aproxima as curvas de Pasquill-Gifford é dada pela expressão (Beychok, 2005):

$$\sigma = \exp[I + J(\ln x) + K(\ln x)^2] \quad [4.12]$$

Onde:  $\sigma$  é o coeficiente de dispersão rural, em m

$x$  é a distância à fonte, em km e

$\exp [a] = e^a$ , com  $e \cong 2.71828$  (número de Neper), base dos logaritmos naturais, definidos por  $e = \lim_{n \rightarrow \infty} \left(1 + \frac{1}{n}\right)^n$ .

Na Tabela 4.5 apresentam-se as constantes I, J e K, utilizadas na equação 4.10, em função da classe de estabilidade.

Devido à presença de edifícios e ao efeito de ilha de calor (ver anexo VI) as plumas encontram maior turbulência nas zonas urbanas ou industriais. Esta turbulência adicional é suficiente para alterar a estabilidade atmosférica local para uma classe de estabilidade menos estável do que a indicada pelos parâmetros meteorológicos de escala sinóptica. Por exemplo, se as condições meteorológicas numa zona urbana ou industrial determinam a classe de estabilidade B, o acréscimo de turbulência levará a que a pluma disperse como se a classe de estabilidade fosse A.

**Tabela 4.5** – Constantes para determinação dos desvios lateral e vertical em zona rural (adaptada de Beychok, 2005)

| Classe de Estabilidade | Determinação de $\sigma_z$ |        |         | Determinação de $\sigma_y$ |        |         |
|------------------------|----------------------------|--------|---------|----------------------------|--------|---------|
|                        | I                          | J      | K       | I                          | J      | K       |
| A                      | 6.035                      | 2.1097 | 0.2770  | 5.357                      | 0.8828 | -0.0076 |
| B                      | 4.694                      | 1.0629 | 0.0136  | 5.058                      | 0.9024 | -0.0096 |
| C                      | 4.110                      | 0.9201 | -0.0020 | 4.651                      | 0.9181 | -0.0076 |
| D                      | 3.414                      | 0.7371 | -0.0316 | 4.230                      | 0.9222 | -0.0087 |
| E                      | 3.057                      | 0.6794 | -0.0450 | 3.922                      | 0.9222 | -0.0064 |
| F                      | 2.621                      | 0.6564 | -0.0540 | 3.533                      | 0.9191 | -0.0070 |

Conforme se pode observar na Figura 4.9, a concentração máxima ao nível do solo de uma pluma numa zona urbana ocorre mais próxima da fonte de emissão do que no caso de uma pluma numa zona rural.

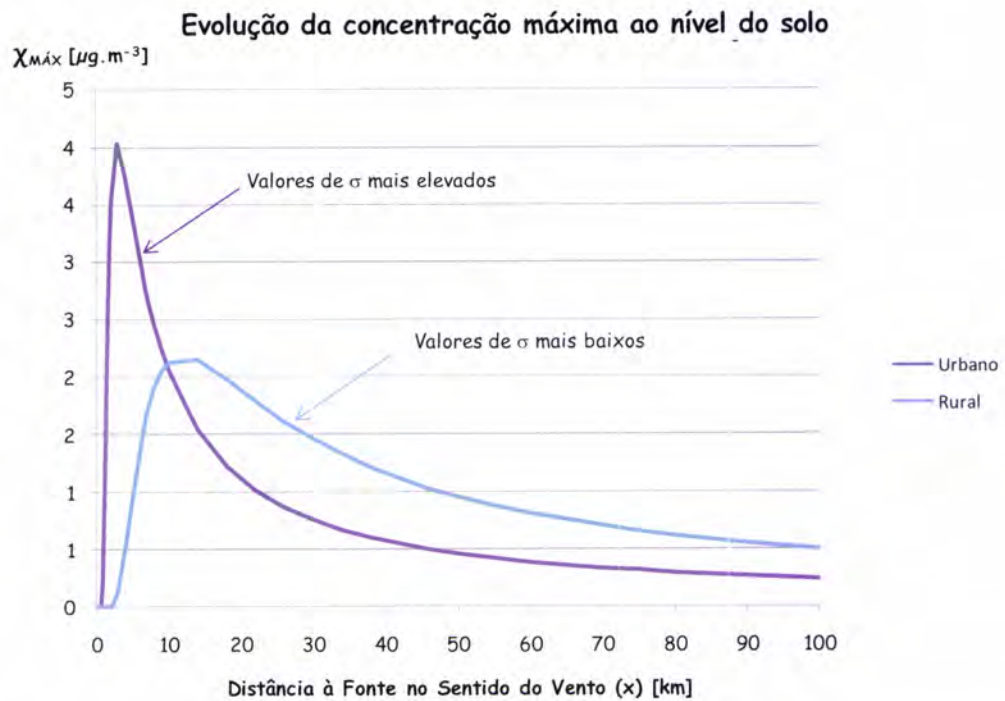
Gifford propôs a seguinte equação para obter os coeficientes de dispersão para zonas urbanas (Beychok, 2005):

$$\sigma = (Lx)(1 + Mx)^N \quad [4.13]$$

Onde:  $\sigma$  é o coeficiente de dispersão urbano, em m, e  
 $x$  é a distância à fonte, em km

Na Tabela 4.6 apresentam-se as constantes L, M e N, em função da classe de estabilidade, utilizadas na equação 4.11.





**Figura 4.9** – Efeito dos coeficientes de dispersão urbano e rural na evolução da concentração de poluentes na pluma.

**Tabela 4.6** – Constantes para determinação dos desvios lateral e vertical em zona urbana (adaptada de Beychok, 2005)

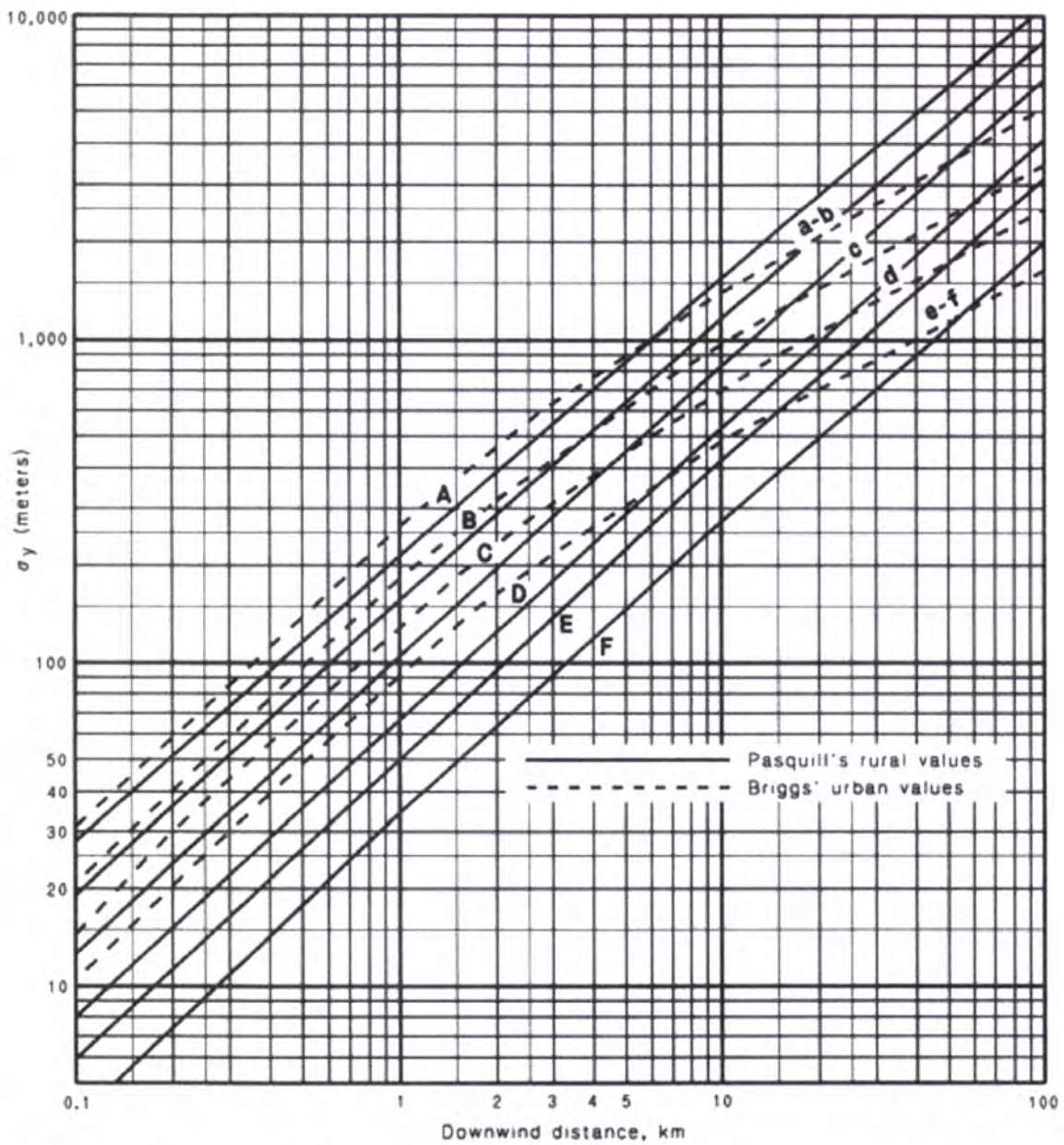
| Classe de Estabilidade | Determinação de $\sigma_z$ |      |       | Determinação de $\sigma_y$ |      |       |
|------------------------|----------------------------|------|-------|----------------------------|------|-------|
|                        | L                          | M    | N     | L                          | M    | N     |
| A - B                  | 240                        | 1.00 | 0.50  | 320                        | 0.40 | -0.50 |
| C                      | 200                        | 0.00 | 0.00  | 220                        | 0.40 | -0.50 |
| D                      | 140                        | 0.30 | -0.50 | 160                        | 0.40 | -0.50 |
| E - F                  | 80                         | 1.50 | -0.50 | 110                        | 0.40 | -0.50 |

Nas Figuras 4.6 e 4.7 representam-se as curvas que permitem estimar os valores dos coeficientes de dispersão lateral e vertical, respectivamente, para uma dada classe de estabilidade, a uma distância da fonte na direcção do vento e considerando terreno rural ou urbano.

Por exemplo, para a classe de estabilidade D e a 1 km de distância da fonte na direcção do vento mas agora em terreno urbano, tem-se:  $\sigma_y \cong 135$  m e  $\sigma_z \cong 123$  m.

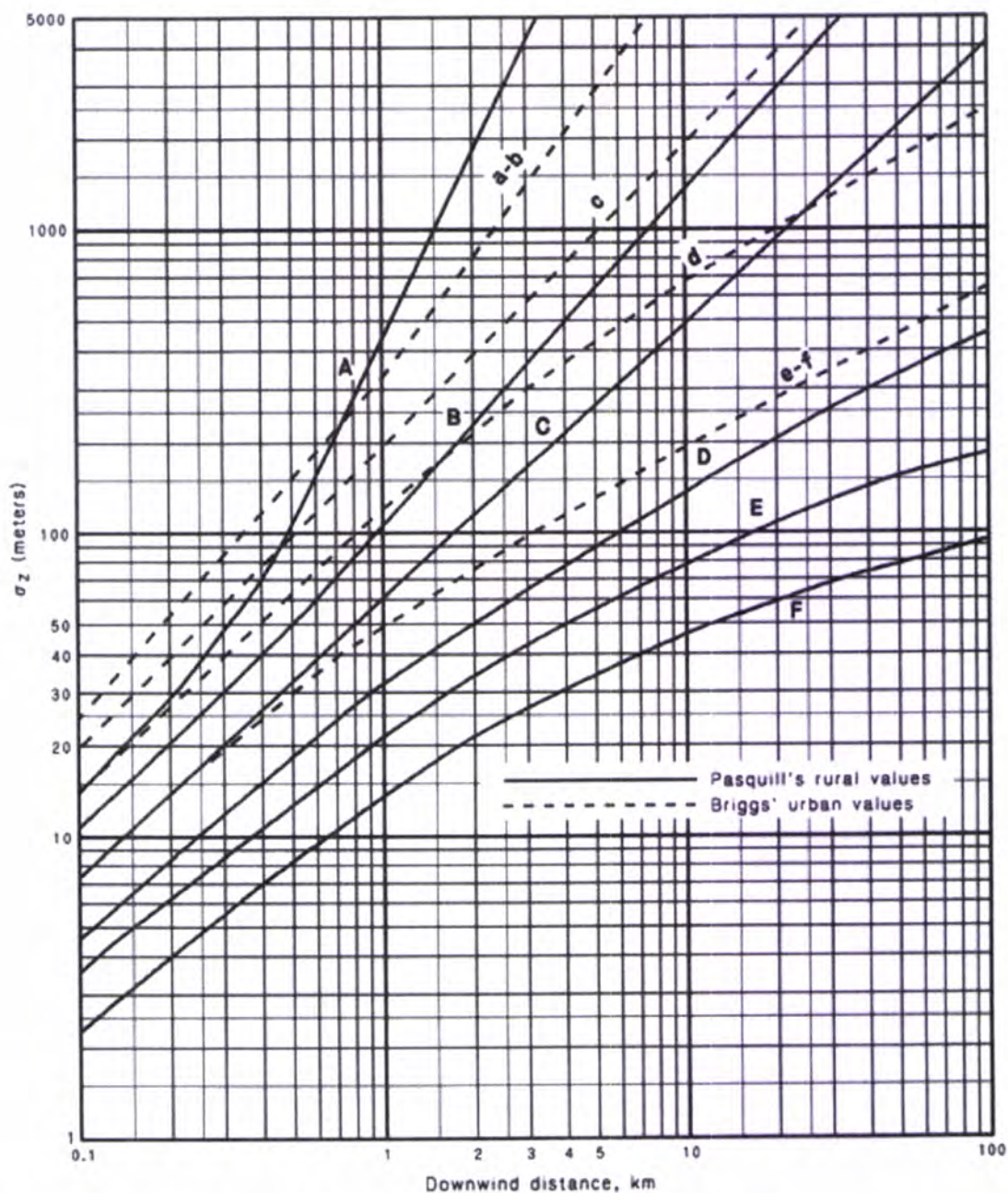
No Anexo VII apresentam-se gráficos idênticos aos das Figuras 4.10 e 4.11 elaborados no Excel com base nas equações 4.12 e 4.13 e nos dados das Tabelas 4.5 e 4.6. Conforme se pode verificar, e embora existam diferenças na amplitude

da escala vertical do gráfico dos coeficientes de dispersão lateral, a correspondência é total.



**Figura 4.10** – Comparação dos coeficientes de dispersão lateral entre zonas rurais e urbanas (Beychok, 2005)





**Figura 4.11** – Comparação dos coeficientes de dispersão vertical entre zonas rurais e urbanas (Beychok, 2005).

#### 4.1.6.2. SOLUÇÃO DA EQUAÇÃO DE DIFUSÃO

Considere-se um foco emissor com altura efectiva,  $H$  (m), a emitir um caudal mássico,  $Q$  ( $\text{g}\cdot\text{s}^{-1}$ ), dum determinado poluente. Assumindo o pressuposto da conservação de massa, de que todo o contacto da pluma com o terreno é completamente reflectido, a concentração desse poluente na pluma,  $\chi$  ( $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ), em qualquer ponto  $(x,y,z)$  pode calcular-se através da seguinte equação de difusão:

$$\chi_{(x,y,z)} = \frac{Q}{2\pi u \sigma_y \sigma_z} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{y}{\sigma_y}\right)^2\right] \left\{ \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{z-H}{\sigma_z}\right)^2\right] + \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{z+H}{\sigma_z}\right)^2\right] \right\} \quad [4.14]$$

Onde:

$\sigma_y$  = Desvio Padrão da concentração de poluente na direcção y (horizontal) [m]

$\sigma_z$  = Desvio Padrão da concentração de poluente na direcção z (vertical) [m]

u = Velocidade do vento [m.s<sup>-1</sup>]

x = Distância na direcção do vento ao foco de emissão [m]

x = 0 no foco de emissão (chaminé)

y = Distância na direcção horizontal ao centro da pluma [m]

y = 0 na linha central da pluma

z = Distância na direcção vertical [m]

z = 0 ao nível do solo

O maior interesse reside na determinação da concentração ao nível do solo (z=0).

Neste caso, a expressão anterior simplifica-se para:

$$\chi_{(x,y,0)} = \frac{Q}{\pi u \sigma_y \sigma_z} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{y}{\sigma_y}\right)^2\right] \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{H}{\sigma_z}\right)^2\right] \quad [4.15]$$

A concentração máxima ao nível do solo encontra-se na linha central da pluma, y=0, e é obtida pela expressão:

$$\chi_{(x,0,0)} = \frac{Q}{\pi u \sigma_y \sigma_z} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{H}{\sigma_z}\right)^2\right] \quad [4.16]$$

**A Solução da Equação da Difusão ao nível do solo** (fogos ou explosões, emissões difusas ou emissões gasosas de aterros), converte-se em:

$$\chi_{(x,y,z)} = \frac{Q}{\pi u \sigma_y \sigma_z} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{y}{\sigma_y}\right)^2\right] \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{z}{\sigma_z}\right)^2\right] \quad [4.17]$$

Para concentrações ao nível do solo, z=0:

$$\chi_{(x,y,0)} = \frac{Q}{\pi u \sigma_y \sigma_z} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{y}{\sigma_y}\right)^2\right] \quad [4.18]$$



E a concentração máxima ao nível do solo ( $y=0$ ):

$$\chi_{(x,y,0)} = \frac{Q}{\pi u \sigma_y \sigma_z} \quad [4.19]$$

## 4.2. EFEITO DE ESTUFA – MODELO MULTICAMADAS

Conforme foi descrito no Capítulo 1, a quase totalidade da radiação solar atravessa a atmosfera enquanto a maior parte da radiação emitida pelo planeta é absorvida e reemitida para o sistema Globo-Atmosfera.

Consideremos um exercício muito simples e elucidativo do papel dos GEE's no aquecimento da superfície do planeta. Assuma-se que a Terra se encontra em equilíbrio radiativo (não ganha nem perde energia em trocas radiativas) e que o albedo planetário é 0.30. A sua atmosfera é constituída por múltiplas camadas isotérmicas, cada uma das quais transparente à radiação de curto comprimento de onda e completamente opaca à radiação de grande comprimento de onda. As camadas e a superfície do planeta encontram-se em equilíbrio radiativo. Como será afectada a temperatura da superfície do planeta pela presença desta atmosfera?

Começemos por considerar a atmosfera composta por uma única camada isotérmica (Figura 4.12), em que tanto esta como o planeta se comportam como corpos negros.



**Figura 4.12** – Atmosfera composta por uma única camada. As setas amarelas representam a radiação solar e as setas laranjas representam a radiação de grande comprimento de onda emitida pela superfície e pela camada atmosférica. (Adaptada de Wallace e Hobbs, 2006)

Dado que a camada é opaca à radiação de grande comprimento de onda, a temperatura do planeta corresponde à temperatura da atmosfera. Consequentemente, a atmosfera terá de emitir  $F$  unidades de radiação para o

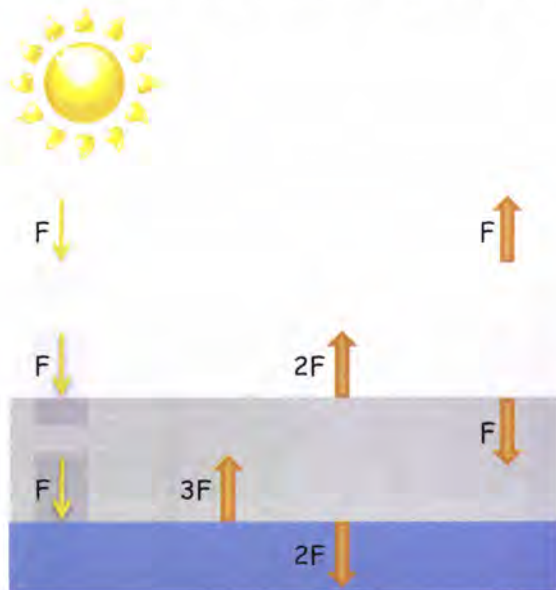
espaço para equilibrar as  $F$  unidades de radiação solar recebidas. Como a camada é isotérmica, também emite  $F$  unidades de radiação para a superfície. Consequentemente, a superfície recebe  $F$  unidade de radiação solar e  $F$  unidades de radiação de longo comprimento de onda emitidas pela atmosfera, num total de  $2F$  unidades. Para manter o equilíbrio, a superfície terá que emitir  $2F$  unidades de radiação de longo comprimento de onda. Igualando as expressões de energia emitida (lei de Stefan-Boltzmann) e energia recebida pelo planeta, equações [1.7] e [1.8], respectivamente, e simplificando, obtém-se a expressão:

$$\sigma T^4 = \frac{S(1 - \alpha)}{4} \quad [4. 20]$$

em que 
$$F = \frac{S(1 - \alpha)}{4} \quad [4. 21]$$

Admitindo  $S = 1368 \text{ W.m}^{-2}$ , o fluxo  $F$  de radiação emitida é  $239.4 \text{ W.m}^{-2}$  e a temperatura da superfície do planeta é  $303 \text{ K}$ , isto é,  $48 \text{ K}$  superior à temperatura do planeta se não tivesse atmosfera.

Adicione-se agora uma segunda camada isotérmica com as mesmas características da primeira (Figura 4.13).



**Figura 4.13** – Atmosfera composta por duas camadas atmosféricas. As setas amarelas representam a radiação solar e as setas laranjas representam a radiação de grande comprimento de onda emitida pela superfície e por cada uma das camadas. (Adaptada de Wallace e Hobbs, 2006)

A densidade de fluxo radiativo (ou irradiância) descendente que atinge o topo da camada inferior será  $2F$  ( $F$  unidades de radiação solar e  $F$  unidades de radiação de grande comprimento de onda emitidas pela camada superior). Para equilibrar a radiação incidente, a camada inferior terá que emitir  $2F$  unidades de radiação de



longo comprimento de onda. Sendo isotérmica, também emite esta quantidade de radiação para a superfície. Consequentemente, a superfície é atingida por  $3F$  unidades de radiação ( $2F$  da atmosfera e  $F$  de radiação solar). Para manter o equilíbrio, terá que emitir  $3F$  unidades de radiação de longo comprimento de onda.

Por indução, a análise anterior pode ser expandida a  $N$  camadas. As emissões das camadas atmosféricas, partindo da superior para a inferior, são  $F$ ,  $2F$ ,  $3F$ , ...,  $NF$  e as correspondentes temperaturas de equilíbrio à superfície são  $303$  K,  $335$  K, determinadas de acordo com a expressão:

$$T = \sqrt[4]{\frac{(N + 1)F}{\sigma}} \quad [4. 22]$$

Deve ainda notar-se que o número  $N$  de camadas deve ser determinado pela física do problema e não por uma escolha arbitrária do utilizador. A expressão 4.22. permite, por exemplo, calcular a variação de temperatura à superfície, associada a uma variação da irradiância solar  $F$ . O modelo aqui discutido é demasiado simplista para descrever a realidade; o equilíbrio radiativo só por si não fornece uma boa aproximação para a temperatura à superfície ( $N=2 \Rightarrow T_s=355$  K), visto que os fluxos de calor à superfície removem destas quantidades substanciais de energia. No entanto, outros modelos mais complexos, como por exemplo o modelo convectivo-radiativo, apresentam também sérias limitações.

### 4.3. FERRAMENTAS DE APOIO AO ENSINO

Dado que o presente trabalho tem como principal objectivo fornecer material de apoio ao ensino do 12º ano, optou-se pela utilização do Excel como ferramenta de apoio, uma vez que está amplamente disponível, é fácil de utilizar e acessível a alunos deste nível de ensino.

Elaborou-se um Livro Excel, designado por EMA'sLab com oito Folhas de Cálculo:

1. **Veloc\_Vento** – permite determinar a velocidade do vento à altitude pretendida pelo utilizador, por exemplo, à altura de uma chaminé, utilizando a equação 4.1 e os dados da Tabela 4.3. *Inputs*: velocidade do vento a 10 m de altitude, valor da altitude à qual se pretende calcular a velocidade do vento, classe de estabilidade e tipo de terreno.



2. **Altura\_Efectiva\_Chaminé** – permite determinar a elevação da pluma a uma distância pretendida, por exemplo a distância a que se pretende estimar a concentração de um poluente em consequência de uma emissão fixa, e a altura efectiva da chaminé em função dos dados fornecidos pelo utilizador. Utiliza as equações 4.2 e 4.5 a 4.11 e, se necessário, dados da Tabela 4.4. *Inputs*: os mesmos de *Veloc\_Vento* (directamente importados) e diâmetro da chaminé, altura da chaminé, velocidade de exaustão do efluente, temperatura do efluente e temperatura ambiente.
3. **Concentração\_Ambiente** – permite determinar a concentração de um poluente, resultado de uma determinada emissão fixa, num ponto do espaço pretendido, utilizando as equações 4.12 a 4.14 e os dados das Tabelas 4.5 e 4.6. *Inputs*: os mesmos de *Veloc\_Vento* e *Altura\_Efectiva\_Chaminé* (directamente importados), caudal mássico de emissão e coordenadas cartesianas do ponto onde se pretende estimarem a concentração ambiente do poluente em causa, de acordo com a Figura 4.6.
4. **Pluma\_Rural** – permite a análise gráfica da dispersão de um poluente proveniente de uma emissão de fonte fixa, em função da distância à fonte, na direcção do vento, e da velocidade do vento, em meio rural. Utiliza as equações 4.12 e 4.14 e os dados da Tabela 4.5. *Inputs*: altura efectiva da chaminé, caudal mássico de emissão e classe de estabilidade.
5. **Pluma\_Urbana** – permite a análise gráfica da dispersão de um poluente proveniente de uma emissão de fonte fixa, em função da distância à fonte, na direcção do vento, e da velocidade do vento, em meio urbano. Utiliza as equações 4.13 e 4.14 e os dados da Tabela 4.6. *Inputs*: os mesmos de *Pluma\_Rural*.
6. **Comparação\_Pluma\_Urbana\_Rural** – permite comparar graficamente a evolução, na direcção do vento, da concentração de um determinado poluente emitido numa fonte fixa. Utiliza as equações 4.12, 4.13 e 4.16 e os dados das Tabelas 4.5 e 4.6. *Inputs*: os mesmos de *Velocid\_Vento* (directamente importados), em que a altura efectiva da chaminé deve ser superior à altitude à qual se pretende calcular a velocidade do vento na Folha *Veloc\_Vento* e caudal mássico de emissão do poluente.



7. **Gráficos\_Dispersão** – permite obter os gráficos dos coeficientes de dispersão vertical e lateral da pluma representados no Anexo V, utilizando as equações 4.12 a 4.14 e os dados das Tabelas 4.5 e 4.6. *Inputs*: não necessita.
8. **Temp\_Equilíbrio** – permite estimar a temperatura à superfície do planeta em função do número de camadas atmosféricas consideradas, utilizando as equações 4.21 e 4.22. *Inputs*: constante solar no topo da atmosfera (por defeito  $1368 \text{ W.m}^{-2}$ ), albedo planetário (por defeito 30%) e o número de camadas a considerar (os cálculos para ausência de atmosfera, atmosfera composta por uma camada e atmosfera composta por duas camadas são fixos e independentes da opção tomada que pode coincidir com uma das situações anteriores).

Com o objectivo de preservar as fórmulas e manter o EMA'sLab operacional, todas as células se encontram protegidas de alterações, à excepção das células emolduradas a traço contínuo. O utilizador deve introduzir os dados nestas células; quando o preenchimento é automático (importação de valores doutra folha, por exemplo), o utilizador fica impedido de o alterar. Na folha Temp\_Equilíbrio já estão atribuídos valores à constante solar e ao albedo planetário; estes valores podem ser alterados pelo utilizador e a moldura destas células é tracejada (Figura 4.14).

As células assinaladas com um pequeno triângulo encarnado no canto superior direito possuem comentários que ajudam ao seu preenchimento. Para visualizar estes comentários, basta posicionar o cursor sobre a célula, sem clicar (Figura 4.14).

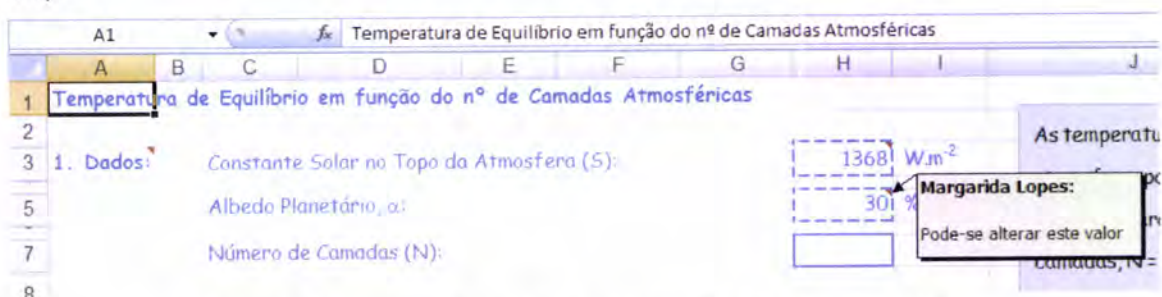


Figura 4.14 – Introdução de dados e visualização de comentários.

#### 4.4. GUIAS PARA UTILIZAÇÃO DAS FERRAMENTAS DESENVOLVIDAS

Como existe importação de dados entre as folhas, é importante que a introdução de dados seja efectuada sequencialmente. Por exemplo, para determinar a



concentração de um poluente num determinado local em consequência de uma emissão de fonte fixa, é necessário determinar a elevação da pluma e calcular a velocidade do vento à altura da chaminé. Desta forma, começam por se introduzir os dados na folha *Veloc\_Vento*, continua-se a introdução na folha seguinte, *Altura\_Efectiva\_Chaminé* e termina-se a introdução na folha *Concentração\_Ambiente*. As folhas *Pluma\_Rural*, *Pluma\_Urbana* e *Temp\_Equilíbrio* são independentes das restantes e não têm requisitos na ordem de introdução de dados. Finalmente, a folha *Comparação\_Pluma\_Urbana\_Rural* requer o preenchimento prévio dos dados requeridos na folha *Veloc\_Vento*.

Considerem-se o Exemplo 1 para ilustrar a utilização das folhas *Veloc\_Vento*, *Altura\_Efectiva\_Chaminé* e *Concentração\_Ambiente*:

**Exemplo 1:** Considere uma central termoelétrica instalada numa zona urbana cuja chaminé mede 200 m de altura e 7 m diâmetro de saída e que emite um caudal de  $0.52 \text{ t.h}^{-1}$  de  $\text{SO}_2$ . Para condições de estabilidade atmosférica neutra, determine a concentração máxima ao nível do solo de  $\text{SO}_2$  a 10 km de distância, na direcção do vento.

Dados adicionais:  $u_{10} = 4 \text{ m.s}^{-1}$ ,  $T_s = 150^\circ \text{ C}$ ,  $T_a = 20^\circ \text{ C}$  e  $v_s = 15 \text{ m.s}^{-1}$ .

A resolução requer a introdução sequencial dos respectivos dados nas folhas de cálculo mencionadas. Antes de mais, abre-se o Livro Excel EMA'sLab, que, por defeito, abre sempre na Folha de Cálculo *Veloc\_Vento* (Figura 4.15).

#### 4.4.1. DETERMINAÇÃO DA VELOCIDADE DO VENTO À ALTITUDE Z

Os *inputs* requeridos são velocidade do vento a 10 m de altitude, altitude à qual se pretende calcular a velocidade do vento, classe de estabilidade e tipo de terreno. No exemplo,  $u_{10} = 4 \text{ m.s}^{-1}$ ,  $z = 200 \text{ m}$  (altura da chaminé), classe D (4, de acordo com a Nota 1) e terreno urbano (U, de acordo com a Nota 2). Então introduz-se:

| Célula | Valor a introduzir | Célula | Valor a introduzir |
|--------|--------------------|--------|--------------------|
| H3     | 4                  | H7     | 4                  |
| H5     | 200                | H9     | U                  |

Na Figura 4.16 apresenta-se a mesma folha com os dados introduzidos e com o valor da velocidade do vento a 200 m de altitude calculado:  $8.5 \text{ m.s}^{-1}$ .



As células H7 e H9 estão validadas; a introdução de qualquer valor que não conste nas notas será assinalada com “Erro!” e o cálculo pretendido não será efectuado.

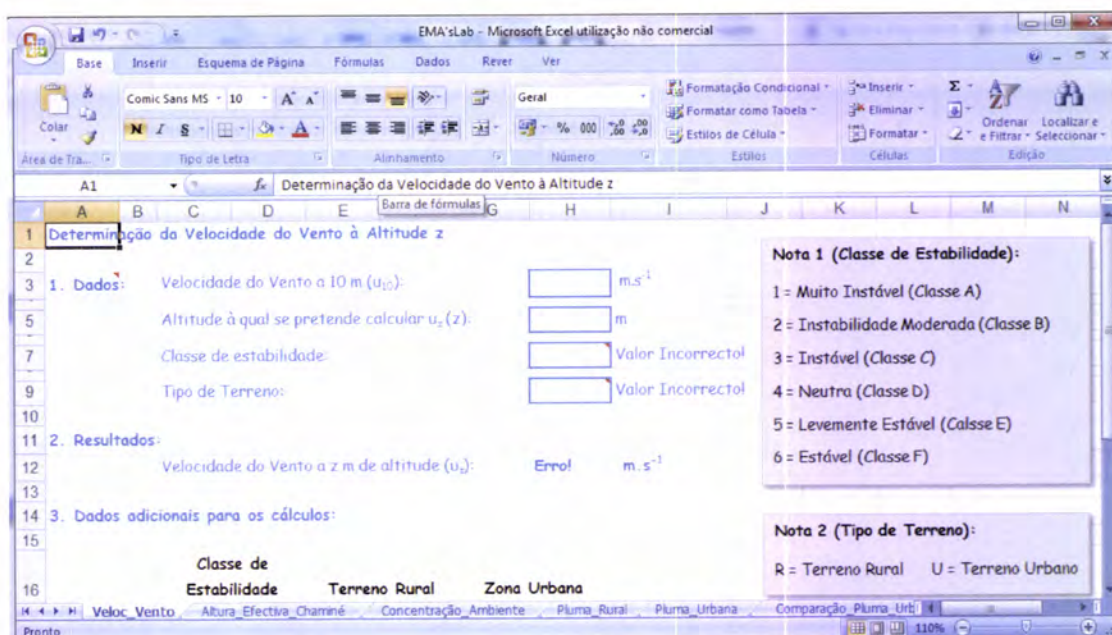


Figura 4.15 – Aspecto da folha de cálculo Veloc\_Vento quando aberta.

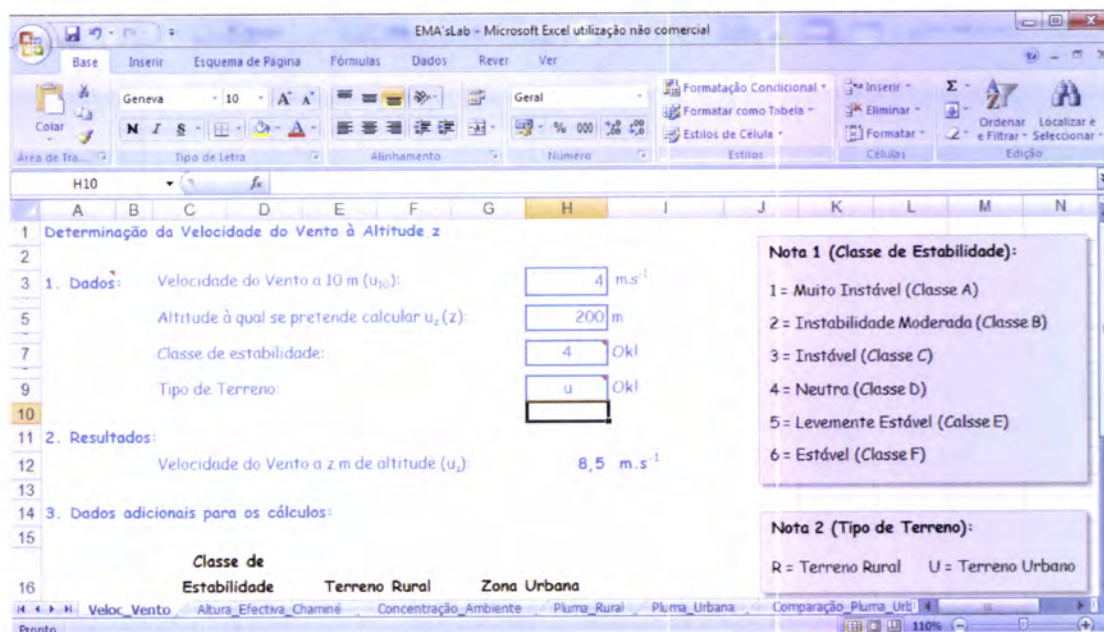


Figura 4.16 – Aspecto da folha de cálculo Veloc\_Vento após introdução de dados.

#### 4.4.2. DETERMINAÇÃO DA ELEVACÃO DA PLUMA E DA ALTURA EFECTIVA DA CHAMINÉ

Para prosseguir no exemplo, é agora necessário abrir a Folha seguinte, já parcialmente preenchida (Figura 4.17), *Altura\_Efectiva\_Chaminé*. Para tal, basta

clique sobre o separador com este nome na parte inferior do ecrã e introduza os dados em falta, respeitando as unidades e atendendo aos comentários e notas, se necessário:

| Célula | Valor a introduzir | Célula | Valor a introduzir |
|--------|--------------------|--------|--------------------|
| H7     | 7                  | H15    | 20                 |
| H11    | 15                 | H17    | Não necessita      |
| H13    | 150                | H19    | 10000              |

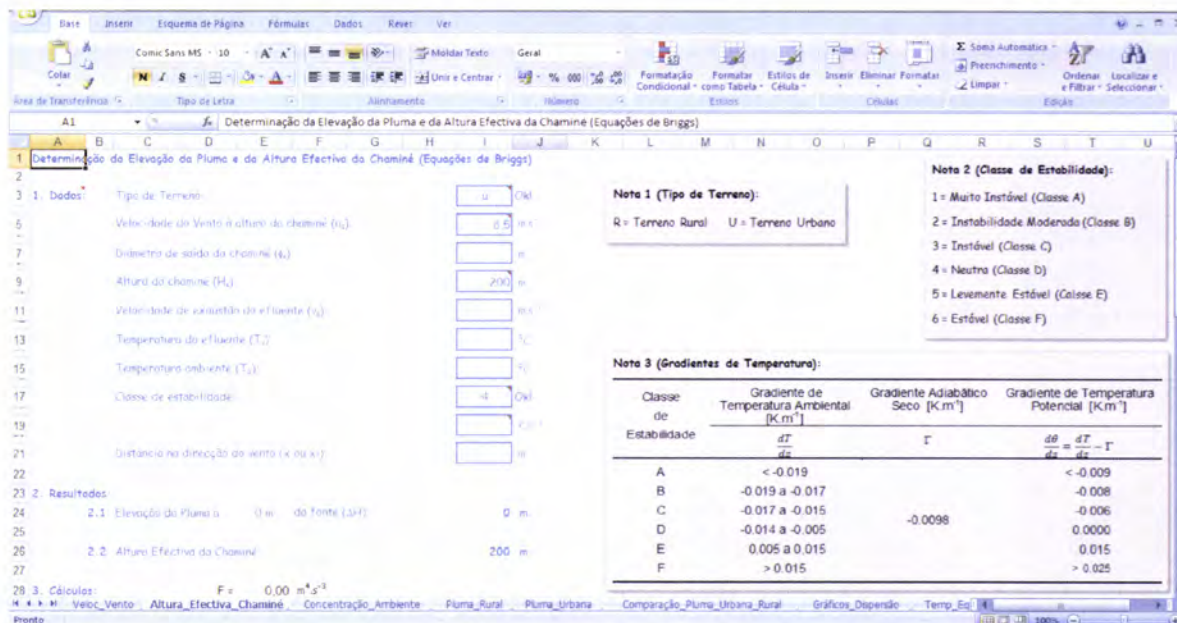


Figura 4.17 – Aspecto da folha de cálculo Altura\_Efectiva\_Chaminé quando aberta.

Na Figura 4.18 apresenta-se a mesma folha com os dados introduzidos e com os valores da elevação da pluma e da altura efectiva da chaminé calculados, 203 m e 403 m, respectivamente.



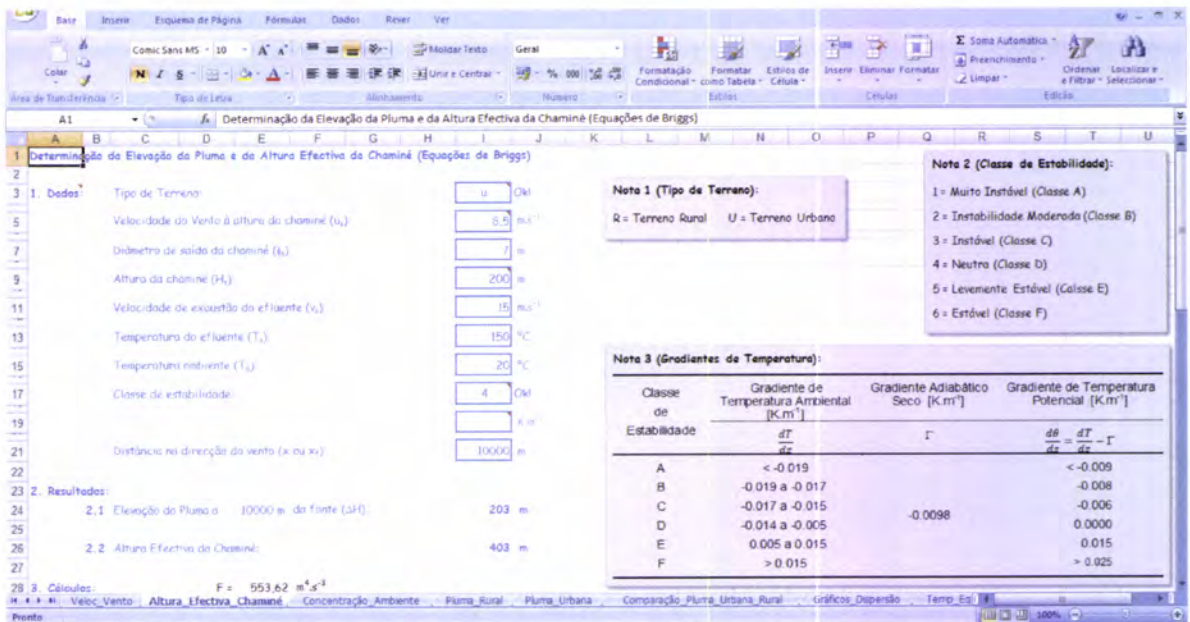


Figura 4.18 – Aspecto da folha de cálculo Altura\_Efectiva\_Chaminé após introdução de dados.

#### 4.4.3. DETERMINAÇÃO DA CONCENTRAÇÃO AMBIENTE DE UM POLUENTE

Prosseguindo o mesmo exemplo, vai finalmente calcular-se a concentração máxima de SO<sub>2</sub>, ao nível do solo. Abre-se agora a Folha seguinte, já parcialmente preenchida (Figura 4.19), Concentração\_Ambiente e introduz-se os dados em falta, respeitando as unidades e atendendo aos comentários e notas, se necessário:

|                                     | Célula  | Valor a introduzir | Comentários              |     |            |                             |
|-------------------------------------|---|--------------------|--------------------------|-----|------------|-----------------------------|
|                                     | H5  | 144                | ≈ 0.52 t.h <sup>-1</sup> |     |            |                             |
| Coordenadas cartesianas do receptor | { <table style="display: inline-table; vertical-align: middle;"> <tr><td>D14</td></tr> <tr><td>D16</td></tr> <tr><td>D18</td></tr> </table> | D14                | D16                      | D18 | Automático | Importado da Folha anterior |
|                                     |   | D14                |                          |     |            |                             |
|                                     |   | D16                |                          |     |            |                             |
| D18                                 |   |                    |                          |     |            |                             |
| 0                                   | ⇒ Concentração máxima   |                    |                          |     |            |                             |
|                                     |   | 0                  | ⇒ Ao nível do solo       |     |            |                             |

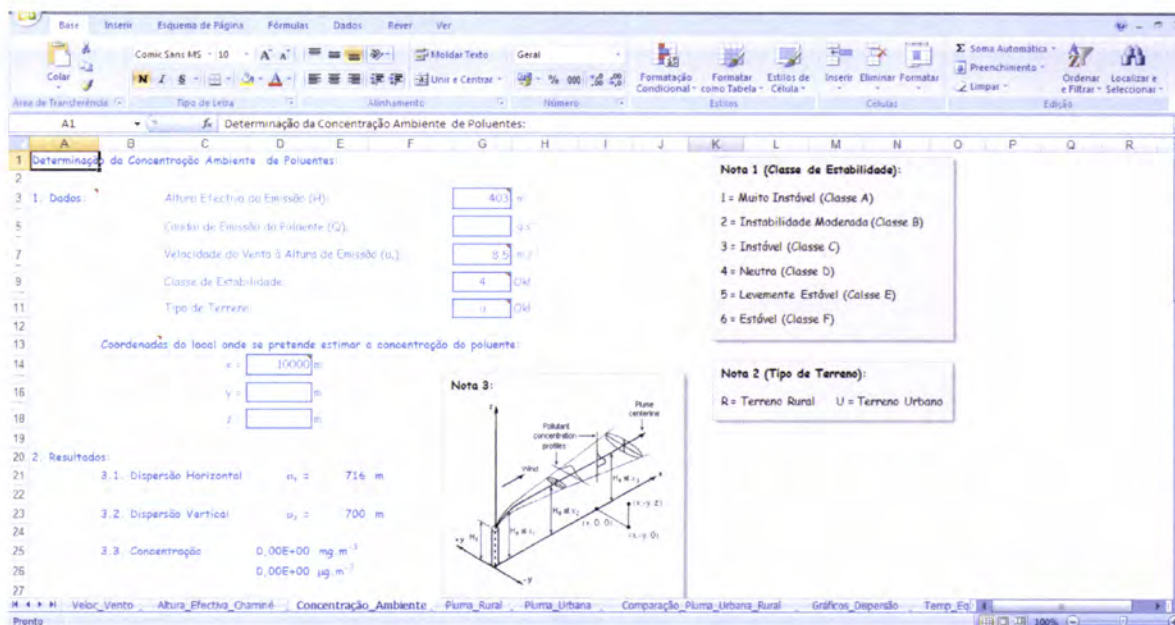


Figura 4.19 – Aspecto da folha de cálculo Concentração\_Ambiente quando aberta.

Na Figura 4.20 apresenta-se a mesma folha com os dados introduzidos e com o valor da concentração de  $\text{SO}_2$  no receptor calculado:  $9.16 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  (equivalente a  $9.16 \times 10^{-3} \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ ). Os coeficientes de dispersão lateral e vertical são, respectivamente, 716 m e 700 m.

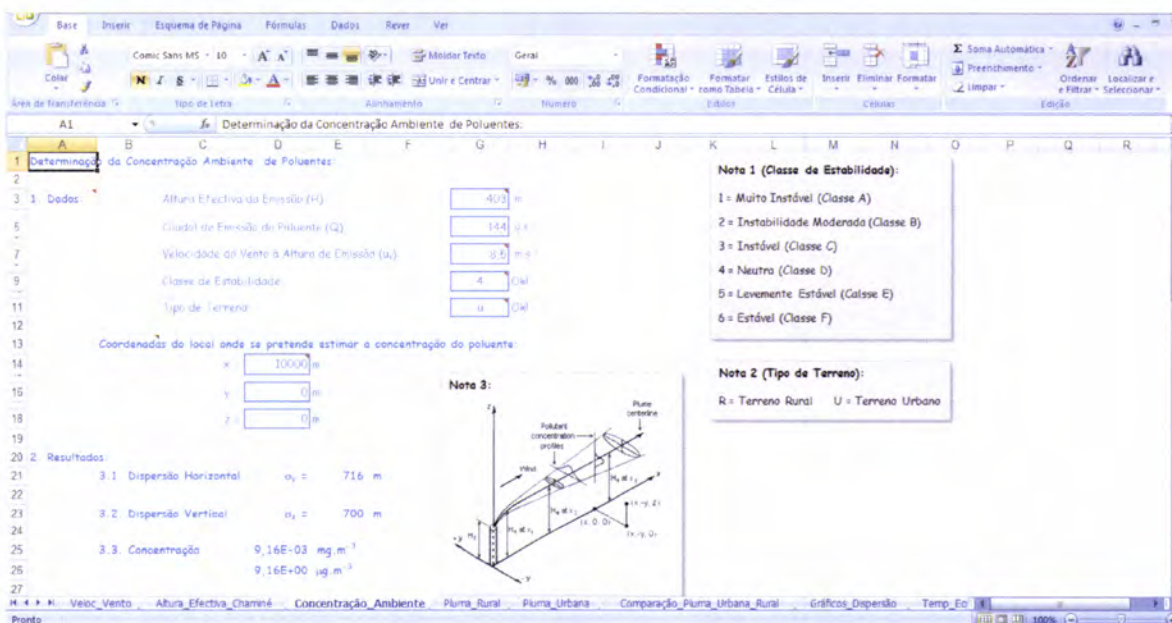


Figura 4.20 – Aspecto da folha de cálculo Concentração\_Ambiente após introdução de dados.



#### 4.4.4. DIFUSÃO DA PLUMA EM TERRENO RURAL

A Folha Pluma\_Rural (Figura 4.21) permite simular e representar graficamente a difusão de plumas sobre terreno rural em função da velocidade do vento e da distância à fonte, na direcção do vento. O utilizador introduz os dados que pretende representar graficamente, por exemplo: altura efectiva da chaminé – 100 m, caudal de emissão – 10 g.s<sup>-1</sup> e classe de estabilidade E (Figura 4.22). É necessário introduzir os dados, respeitando as unidades e atendendo aos comentários e notas, se necessário:

| Célula | Valor a introduzir | Célula | Valor a introduzir |
|--------|--------------------|--------|--------------------|
| F5     | 100                | F9     | 5                  |
| F7     | 10                 |        |                    |

No gráfico da Figura 4.23 pode observar-se a difusão da pluma em função da distância à fonte, na direcção do vento, e da velocidade do vento; na Figura 4.24 observa-se a influência da velocidade do vento na difusão da pluma.

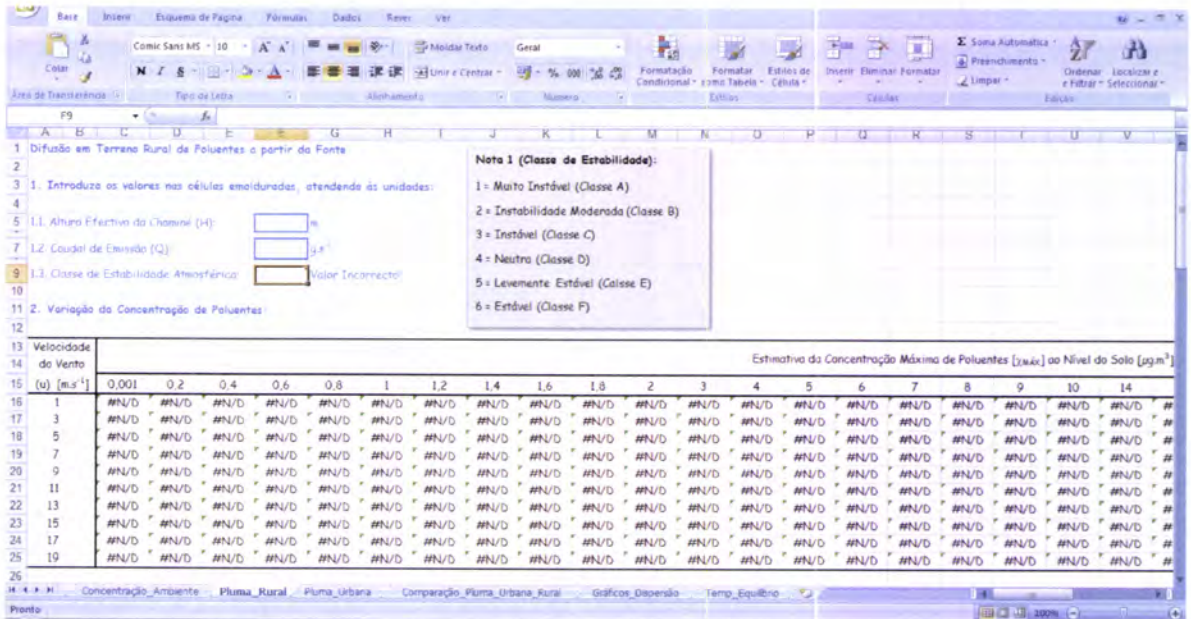


Figura 4.21 – Aspecto da folha de cálculo Pluma\_Rural quando aberta.

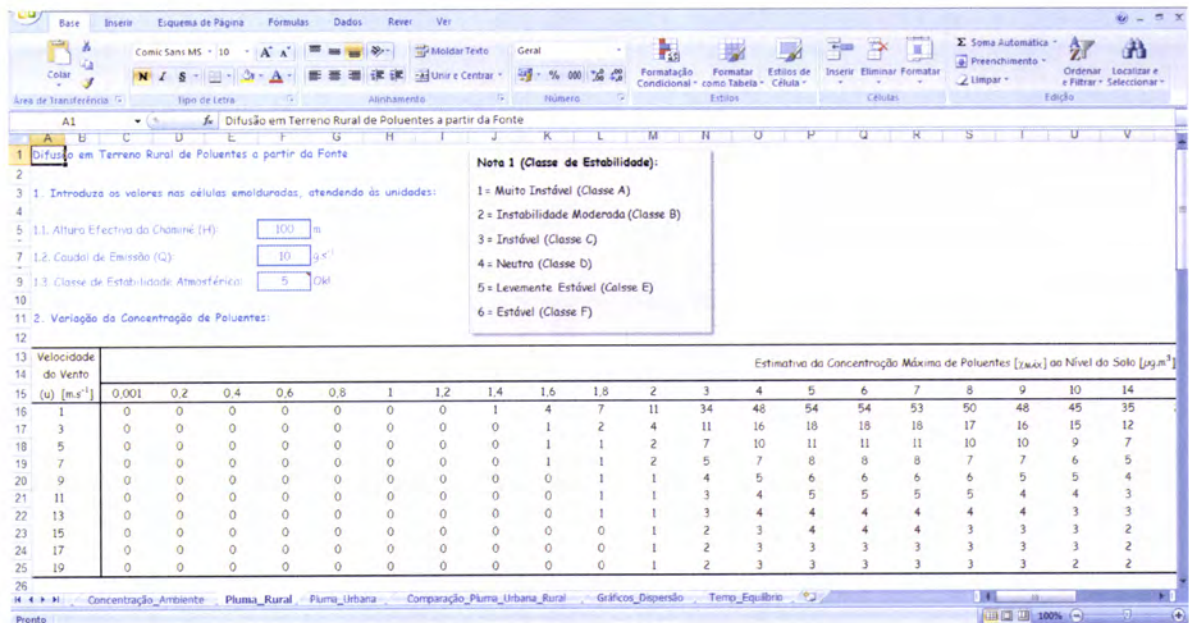


Figura 4.22 – Aspecto da folha de cálculo Pluma\_Rural após introdução de dados.

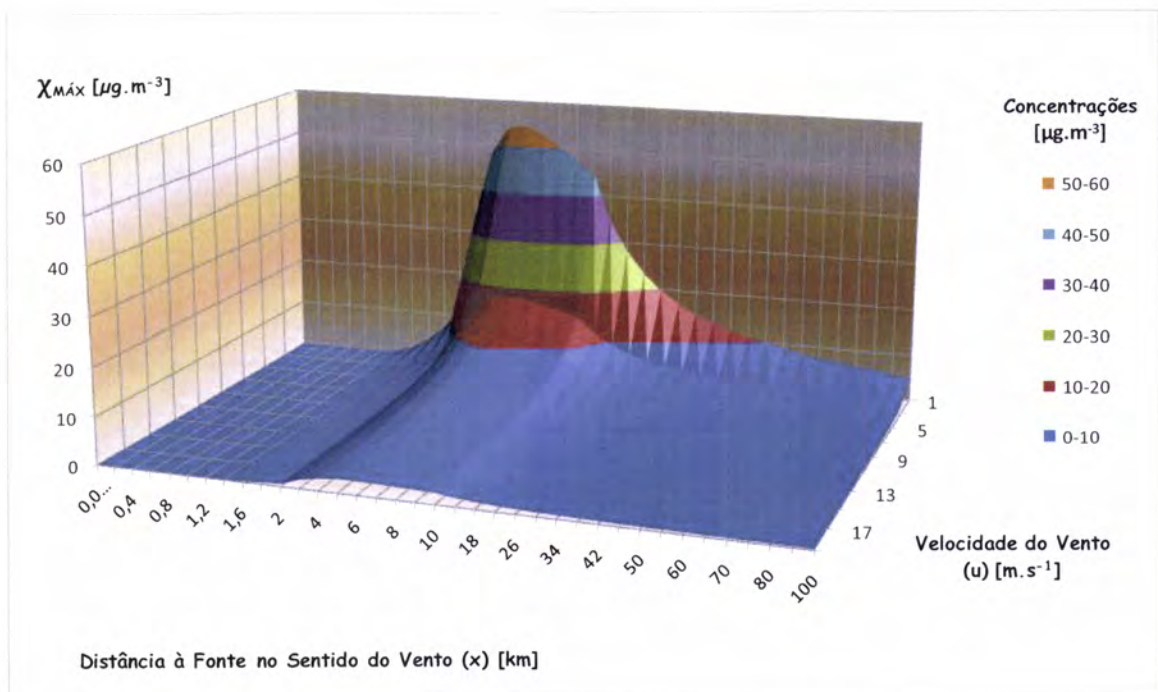


Figura 4.23 – Difusão da pluma rural em representação 3D.



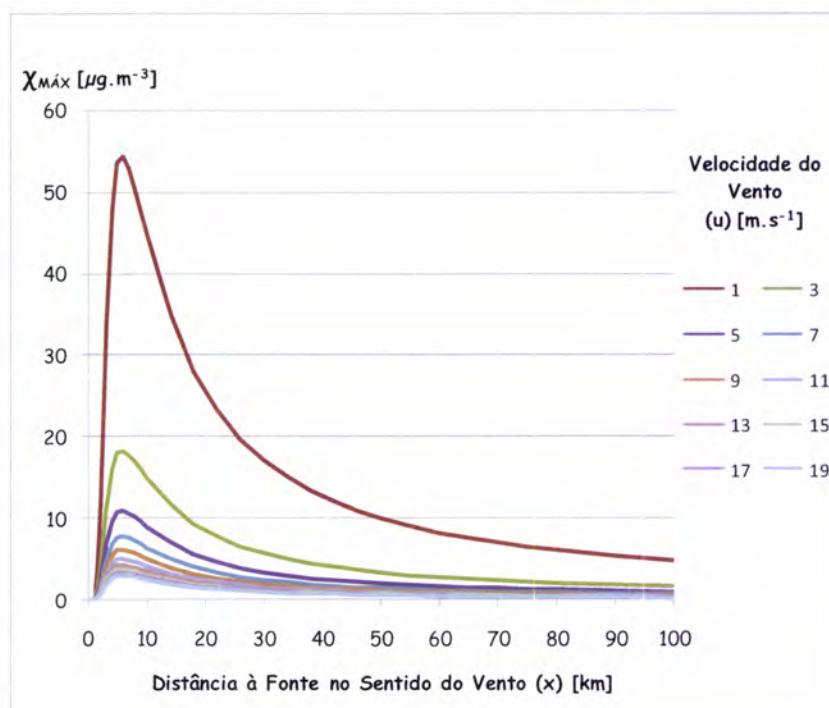


Figura 4.24 – Influência da velocidade do vento na difusão da pluma rural.

#### 4.4.5. DIFUSÃO DA PLUMA EM TERRENO URBANO

A Folha Pluma\_Urbana é idêntica à anterior e permite simular e representar graficamente a difusão de plumas sobre terreno urbano em função da velocidade do vento e da distância à fonte, na direção do vento. O utilizador introduz os dados da mesma forma e nas mesmas células. Considerando os mesmos dados (Figura 4.25), geram-se gráficos idênticos aos anteriores, representados nas Figuras 4.26 e 4.27.

**Nota 1 (Classe de Estabilidade):**

- 1 = Muito Instável (Classe A)
- 2 = Instabilidade Moderada (Classe B)
- 3 = Instável (Classe C)
- 4 = Neutra (Classe D)
- 5 = Levemente Estável (Classe E)
- 6 = Estável (Classe F)

| Velocidade do Vento (u) [m.s <sup>-1</sup> ] | 0,001 | 0,2 | 0,4 | 0,6 | 0,8 | 1  | 1,2 | 1,4 | 1,6 | 1,8 | 2   | 3  | 4  | 5  | 6  | 7  | 8  | 9  | 10 |
|--|-------|-----|-----|-----|-----|----|-----|-----|-----|-----|-----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 1  | 0     | 0   | 1   | 25  | 66  | 96 | 112 | 118 | 118 | 115 | 111 | 87 | 69 | 56 | 47 | 41 | 36 | 32 | 29 |
| 3  | 0     | 0   | 0   | 8   | 22  | 32 | 37  | 39  | 39  | 38  | 37  | 29 | 23 | 19 | 16 | 14 | 12 | 11 | 10 |
| 5  | 0     | 0   | 0   | 5   | 13  | 19 | 22  | 24  | 24  | 23  | 22  | 17 | 14 | 11 | 9  | 8  | 7  | 6  | 6  |
| 7  | 0     | 0   | 0   | 4   | 9   | 14 | 16  | 17  | 17  | 16  | 16  | 12 | 10 | 8  | 7  | 6  | 5  | 5  | 4  |
| 9  | 0     | 0   | 0   | 3   | 7   | 11 | 12  | 13  | 13  | 12  | 10  | 8  | 6  | 5  | 5  | 4  | 4  | 4  | 3  |
| 11   | 0     | 0   | 0   | 2   | 6   | 9  | 10  | 11  | 11  | 10  | 10  | 8  | 6  | 5  | 4  | 4  | 3  | 3  | 3  |
| 13   | 0     | 0   | 0   | 2   | 5   | 7  | 9   | 9   | 9   | 9   | 7   | 5  | 4  | 4  | 3  | 3  | 3  | 2  | 2  |
| 15   | 0     | 0   | 0   | 2   | 4   | 6  | 7   | 8   | 8   | 8   | 7   | 6  | 5  | 4  | 3  | 3  | 2  | 2  | 2  |
| 17   | 0     | 0   | 0   | 1   | 4   | 6  | 7   | 7   | 7   | 7   | 7   | 5  | 4  | 3  | 3  | 2  | 2  | 2  | 2  |
| 19   | 0     | 0   | 0   | 1   | 3   | 5  | 6   | 6   | 6   | 6   | 6   | 5  | 4  | 3  | 2  | 2  | 2  | 2  | 2  |

Figura 4.25 – Aspecto da folha de cálculo Pluma\_Urbana após introdução de dados.

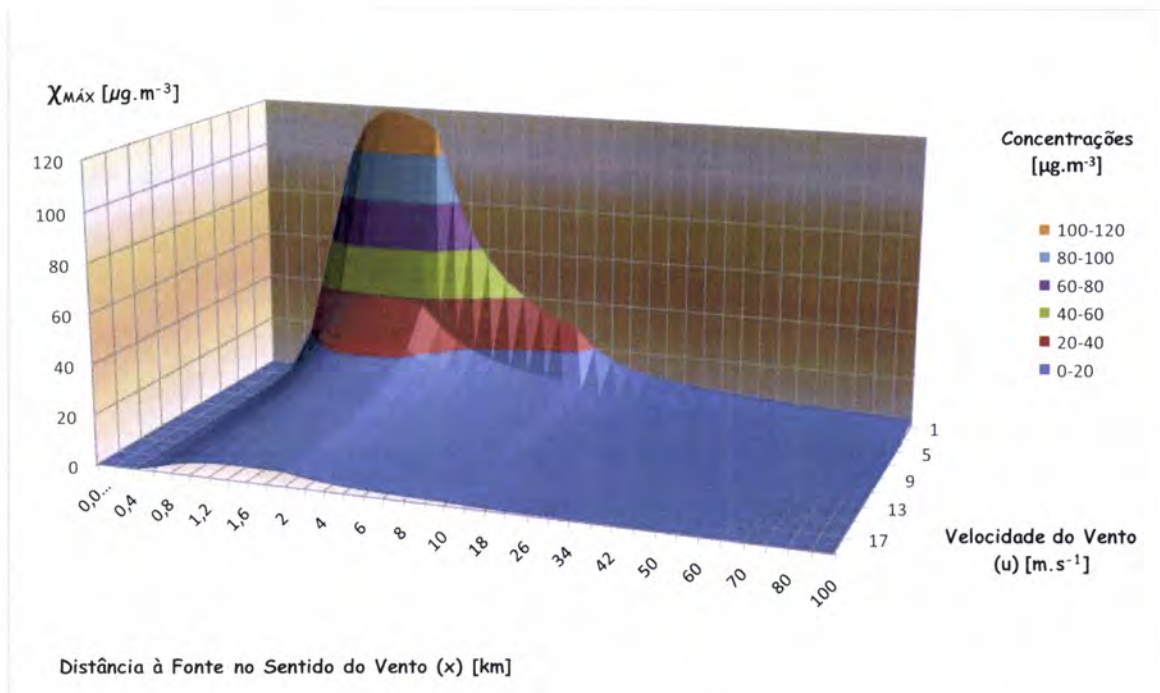


Figura 4.26 – Difusão da pluma urbana em representação 3D.

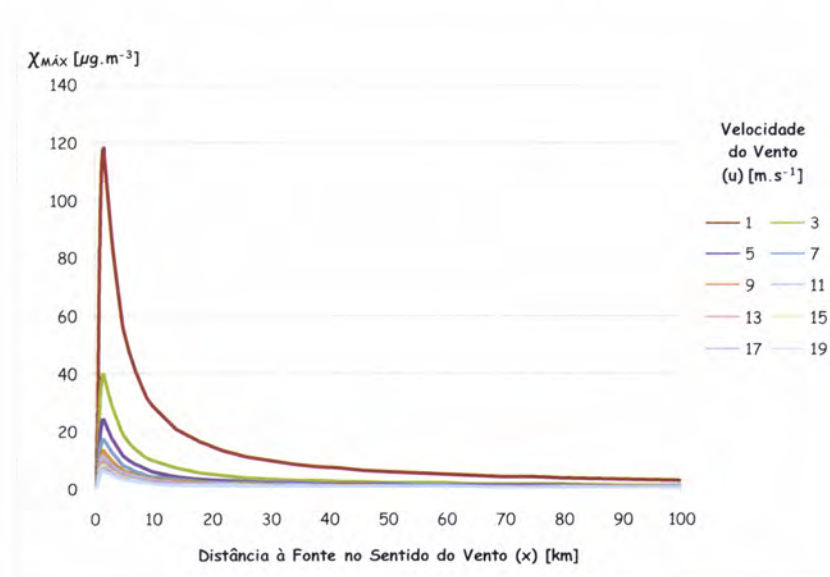


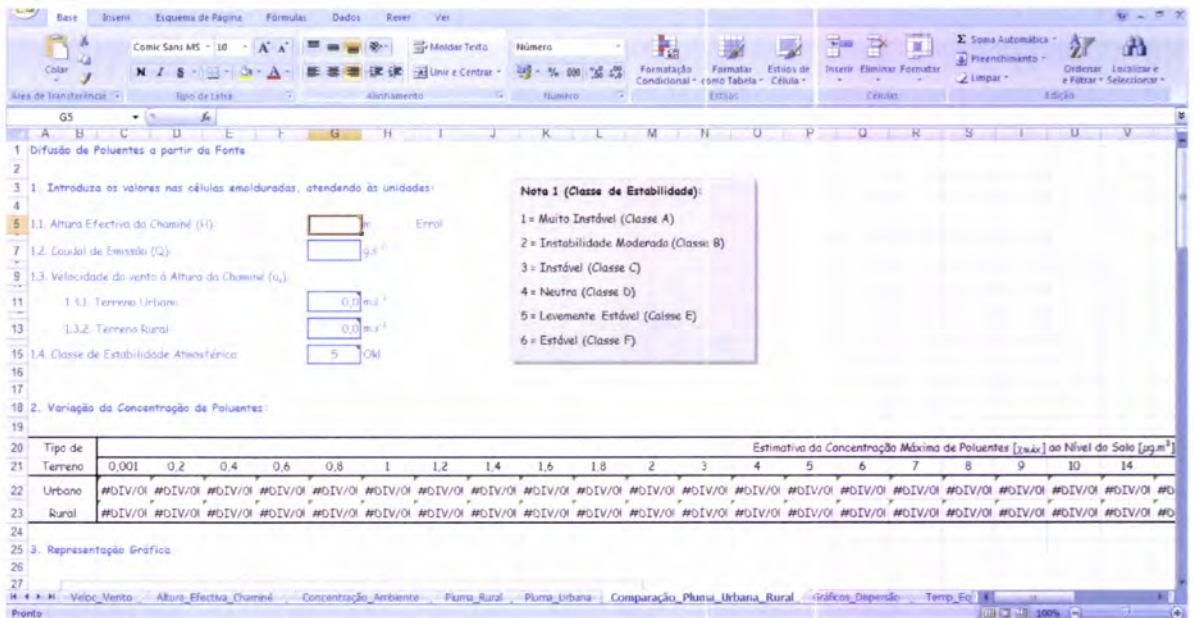
Figura 4.27 – Influência da velocidade do vento na difusão da pluma urbana.

#### 4.4.6. COMPARAÇÃO DA DIFUSÃO DE PLUMAS SOBRE TERRENO RURAL E URBANO

Na Folha Comparação\_Pluma\_Urbana\_Rural (Figura 4.28) podem simular-se diversas condições de emissão e comparar-se graficamente as respectivas dispersões sobre terreno rural e urbano. Como, em ambas as situações, são



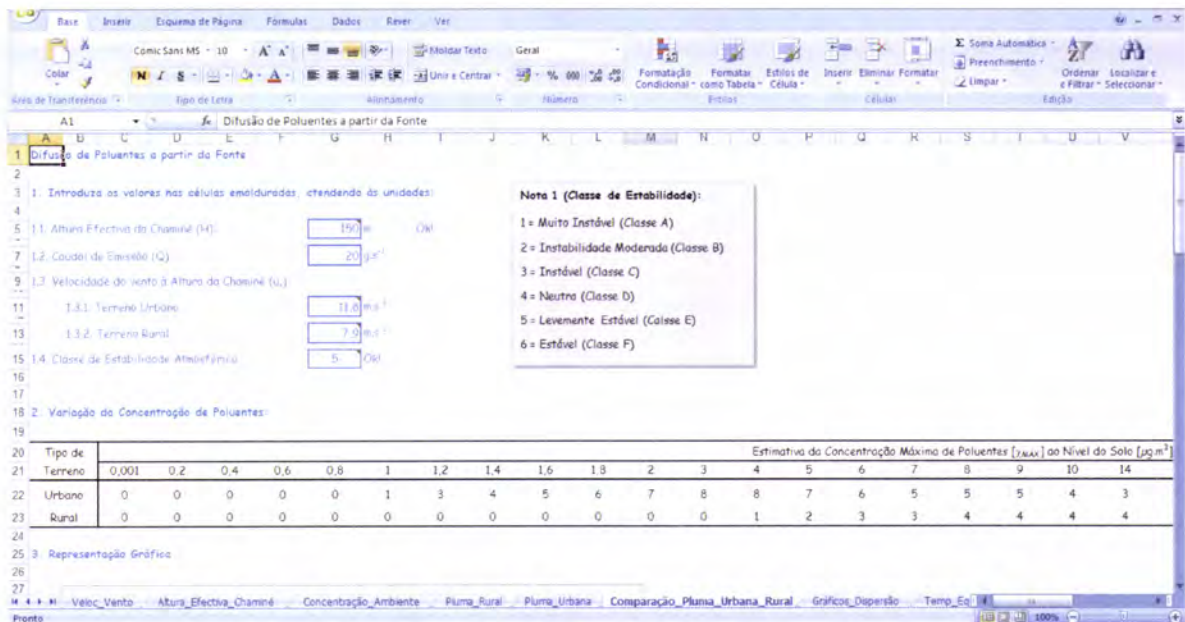
necessários os valores da velocidade do vento à altitude pretendida, existe necessidade de introduzir previamente os dados pretendidos na Folha Veloc\_Vento.



**Figura 4.28** – Aspecto da folha de cálculo Comparação\_Pluma\_Urbana\_Rural quando aberta.

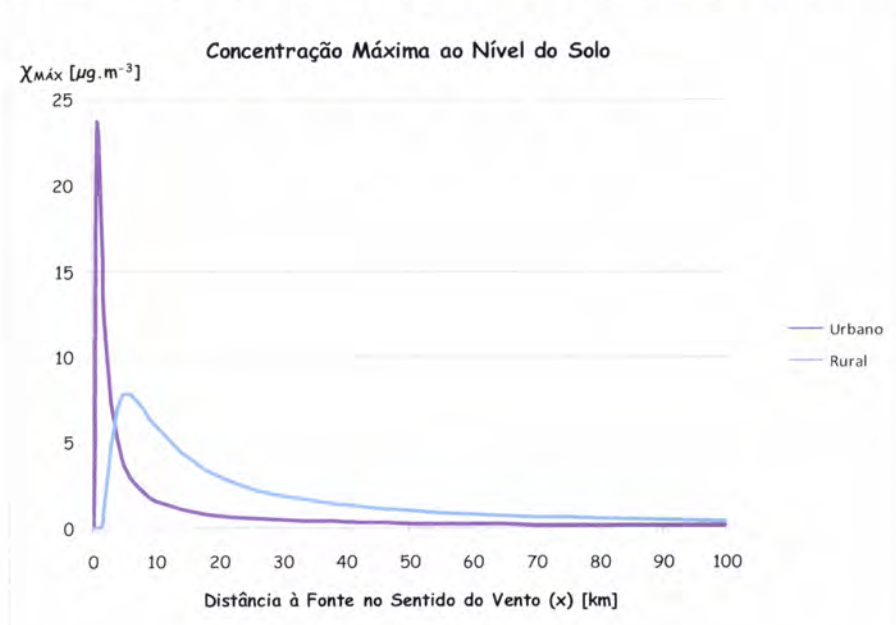
Suponhamos que pretendemos comparar as duas plumas nas seguintes condições de emissão: chaminé com 100 m de altura,  $u_{10} = 4 \text{ m.s}^{-1}$ , classe de estabilidade E, altura efectiva da chaminé, 150 m (este valor é obrigatoriamente superior ao da altura da chaminé, caso contrário aparece mensagem de erro, conforme se pode observar na Figura 4.28) e emissão de  $20 \text{ g.s}^{-1}$  de determinado poluente. Os três primeiros dados são introduzidos na Folha Veloc\_Vento conforme se descreveu em 4.4.1 e os restantes são introduzidos na Folha Comparação\_Pluma\_Urbana\_Rural (Figura 4.29) da seguinte forma:

| Célula | Valor a introduzir | Célula | Valor a introduzir |
|--------|--------------------|--------|--------------------|
| G5     | 150                | G7     | 20                 |



**Figura 4.29** – Aspecto da folha de cálculo Comparação\_Pluma\_Urbana\_Rural após introdução de dados.

No gráfico da Figura 4.30 pode comparar-se a evolução da concentração do poluente emitido, nas mesmas condições de emissão, das plumas sobre os dois tipos de terreno. A pluma urbana apresenta concentrações elevadas muito próximo da fonte de emissão que decrescem rapidamente com a distância à fonte, na direcção do vento; a pluma rural atinge a concentração máxima a uma distância superior da fonte, sendo, no entanto, o seu valor bastante inferior ao valor máximo da pluma urbana, e decresce mais lentamente na direcção do vento.



**Figura 4.30** – Comparação da dispersão da pluma urbana e rural, nas mesmas condições de emissão.



#### 4.4.7. DETERMINAÇÃO DA TEMPERATURA DE EQUILÍBRIO

A Folha de Cálculo Temp\_Equilíbrio permite calcular a temperatura à superfície do planeta em função da constante solar, do albedo planetário e do número de camadas atmosféricas consideradas. Os valores da constante solar e do albedo já se encontram introduzidos assim como os cálculos da temperatura à superfície sem atmosfera, com uma atmosfera constituída por uma camada e por duas camadas (Figura 4.31).

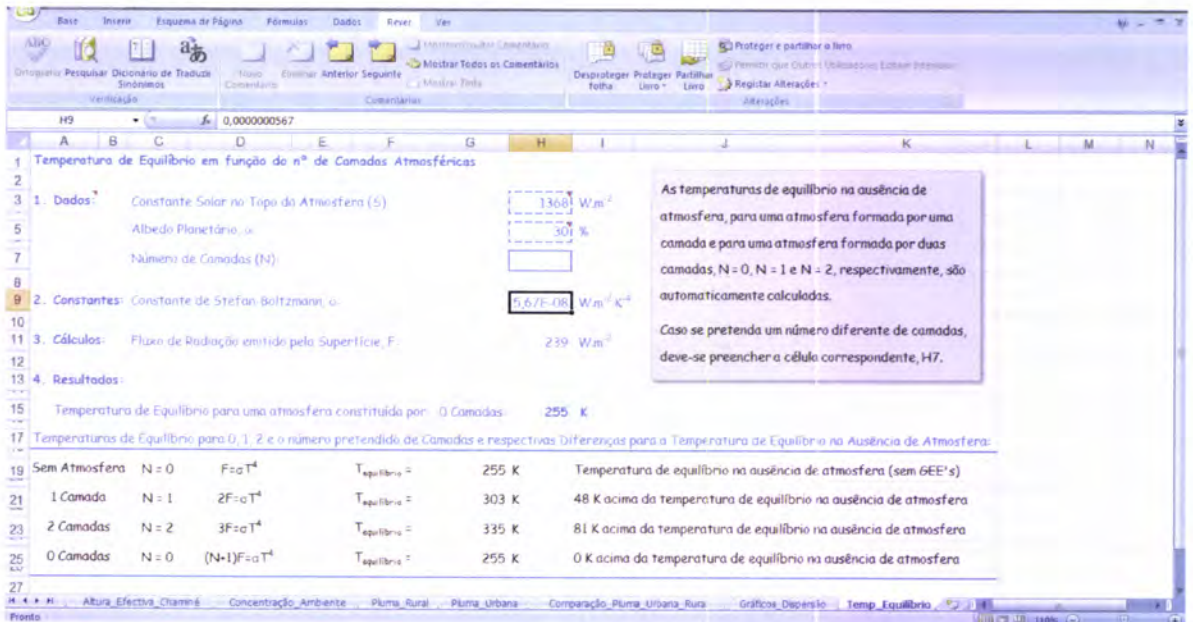


Figura 4.31 – Aspecto da folha de cálculo Temp\_Efectiva quando aberta.

O utilizador pode manter ou alterar os valores da constante solar e do albedo planetário, introduzindo os respectivos valores nas células H3 e H5. Para calcular a temperatura à superfície considerando uma atmosfera constituída por N camadas, basta atribuir o valor de N pretendido, por exemplo 5, na célula H7. Neste caso, a temperatura à superfície do planeta é 399 K (célula H15) e a diferença para a temperatura à superfície na ausência de atmosfera é 144 K (Figura 4.32).

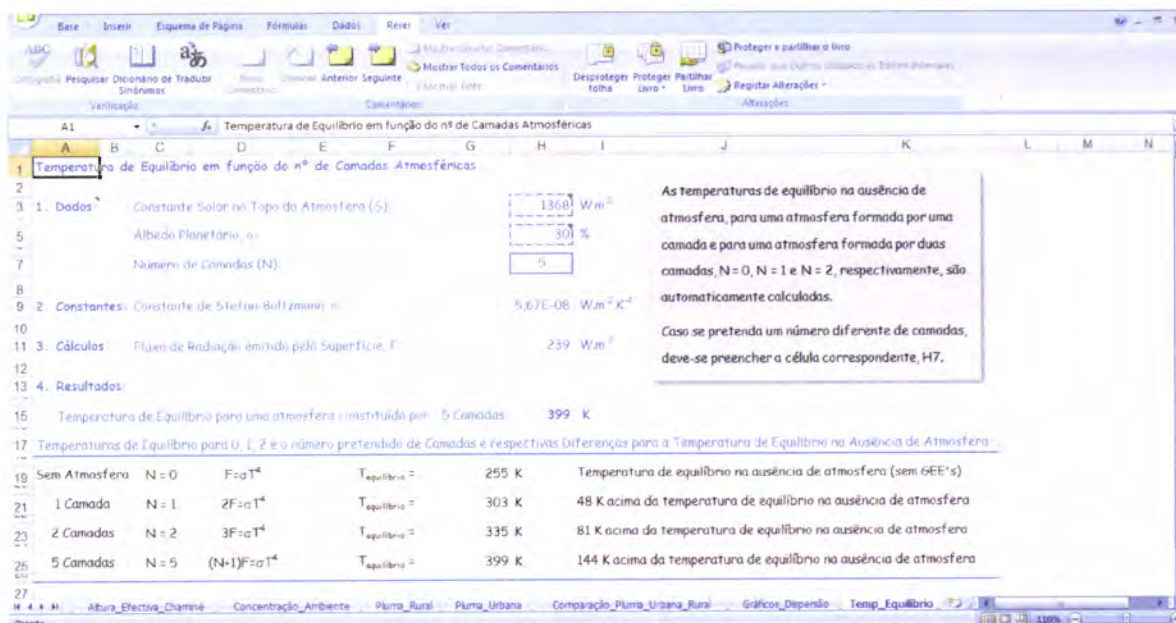


Figura 4.32 – Aspecto da folha de cálculo Temp\_Efectiva após introdução de dados.

#### 4.4.8. EXEMPLOS DE APLICAÇÃO

**Exemplo 2:** Idêntico ao exemplo 1, mas agora para condições de estabilidade estável.

Introduzem-se os dados requeridos para a determinação da velocidade do vento à altitude pretendida na Folha de Cálculo Veloc\_Vento (só muda a classe de estabilidade); a velocidade do vento a 200 m de altitude sobe para  $24.1 \text{ m.s}^{-1}$  (Figura 4.33). Da mesma forma, introduzem-se os valores requeridos nas Folhas de Cálculo Altura\_Efectiva\_Chaminé (Figura 4.34) e Concentração\_Ambiente (Figura 4.35). Note-se que para o cálculo da elevação da pluma é pedido um novo parâmetro: o gradiente vertical de temperatura ambiente,  $dT/dz$ . Este parâmetro apenas é solicitado nos casos das classes de estabilidade E ou F e, no caso de ser desconhecido, pode recorrer-se aos dados da tabela da Nota 3; neste exemplo escolheu-se o valor 0.020 (superior a 0.015, conforme a tabela). A elevação da pluma desce para 68 m, a altura efectiva da chaminé para 268 m e a concentração máxima ao nível do solo a 10 km de distância da fonte, na direcção do vento, desce para  $7.85 \mu\text{g.m}^{-3}$ . Os coeficientes de dispersão lateral e vertical descem para 492 m e 200 m, respectivamente.



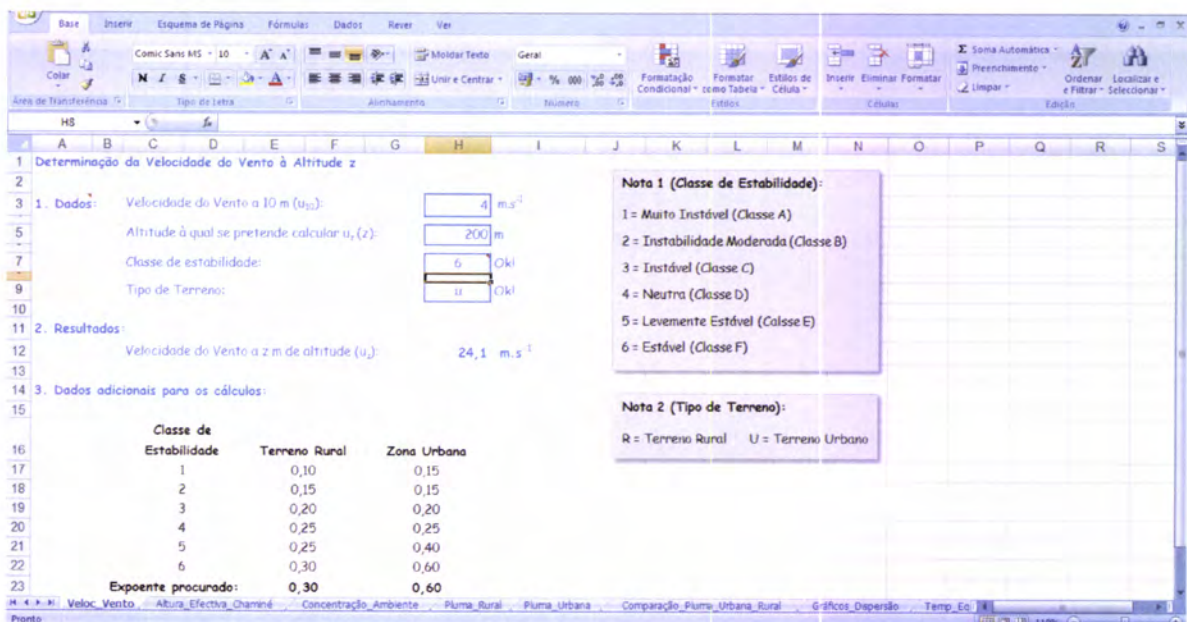


Figura 4.33 – Aspecto da folha de cálculo Veloc\_Vento após introdução dos dados do Exemplo 2.

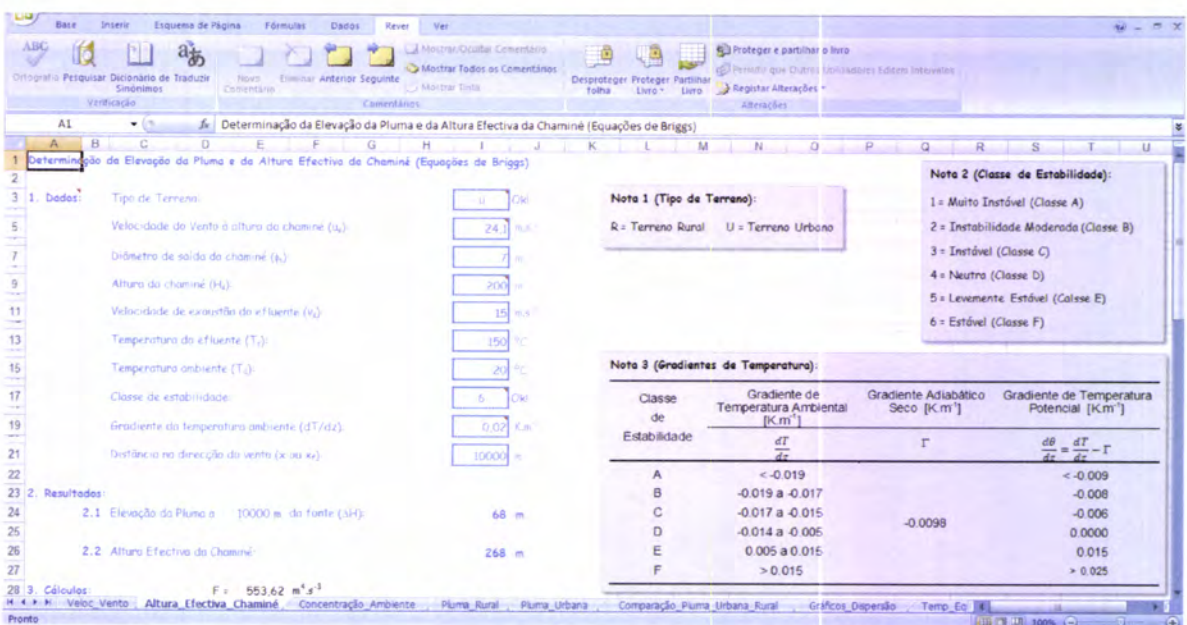
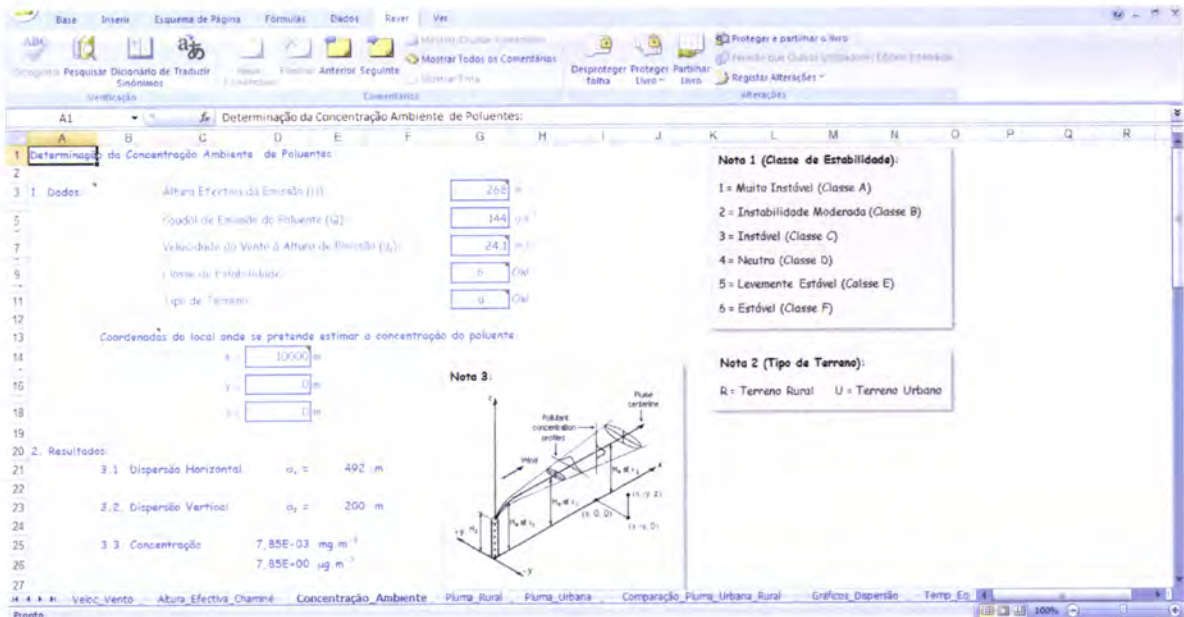


Figura 4.34 – Aspecto da folha de cálculo Altura\_Efectiva\_Chaminé após introdução dos dados do Exemplo 2.



**Figura 4.35** – Aspecto da folha de cálculo Concentração\_Ambiente após introdução dos dados do Exemplo 2.

**Exemplo 3:** Idêntico ao exemplo 1, mas admitindo zona rural e que se pretende determinar a concentração, ao nível do solo, a uma distância lateral do centro da pluma de 2 km.

Procede-se de forma idêntica ao Exemplo 1, pelo que só se mencionam as diferenças. Na Folha de Cálculo Veloc\_Vento opta-se por terreno rural, introduzindo r na célula H9 (Figura 4.36); a velocidade do vento a 200 m de altitude mantém-se a 8.5 m.s<sup>-1</sup> (nesta classe de estabilidade, os expoentes n são iguais independentemente do tipo de terreno). Os dados a introduzir na Folha de Cálculo Altura\_Efectiva\_Chaminé são exactamente os mesmos que no exemplo 1 (Figura 4.37) e a elevação da pluma e a altura efectiva da chaminé mantêm-se nos 203 m e 403 m, respectivamente. Na Folha de Cálculo Concentração\_Ambiente tem que se alterar o valor da célula D16 para 2000, equivalente aos 2 km de distância lateral do centro da pluma (Figura 4.38). A concentração ao nível do solo no local considerado desce para 1.48 x 10<sup>-3</sup> mg.m<sup>-3</sup> e os coeficientes de dispersão lateral e vertical são 549 m e 140 m, respectivamente.



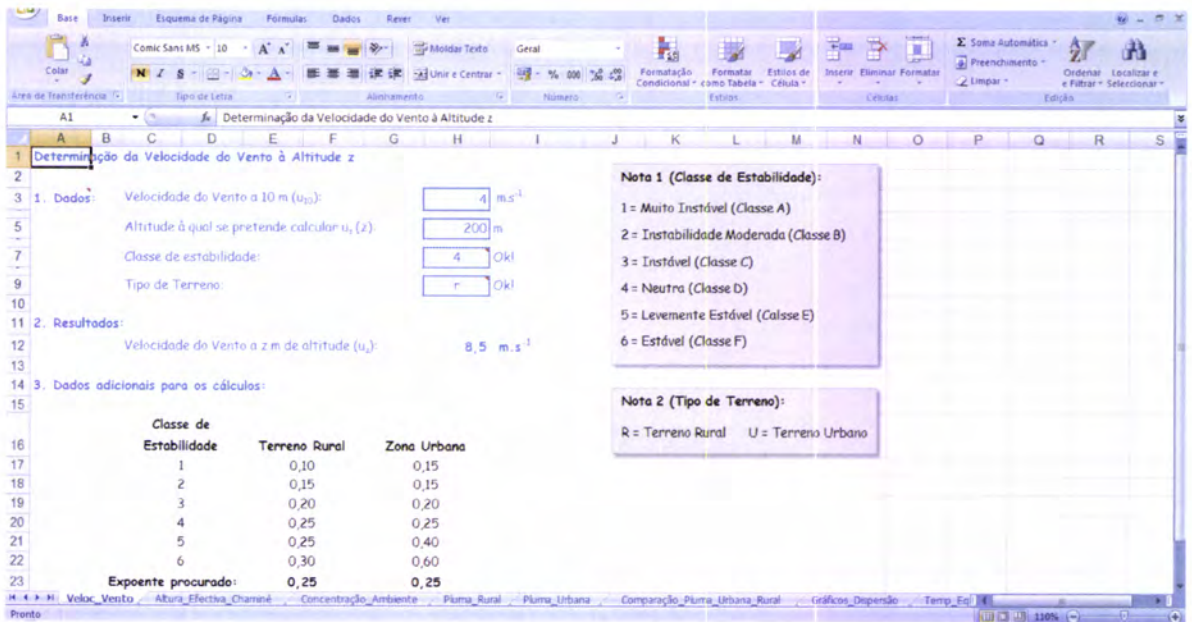


Figura 4.36 – Aspecto da folha de cálculo Veloc\_Vento após introdução dos dados do Exemplo 3.

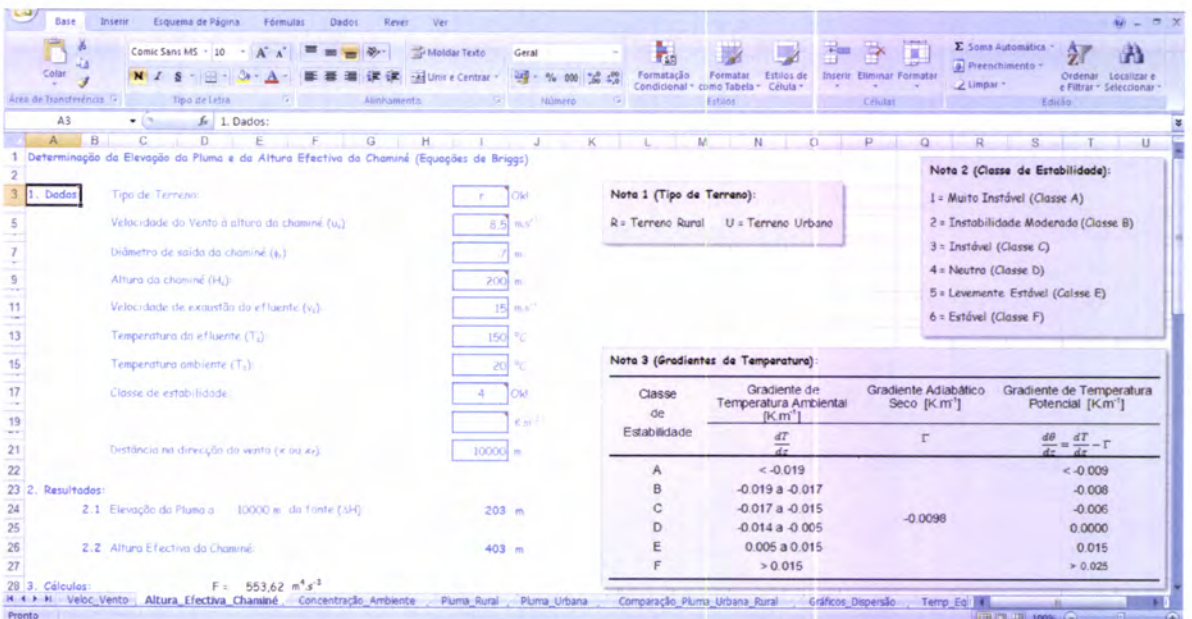
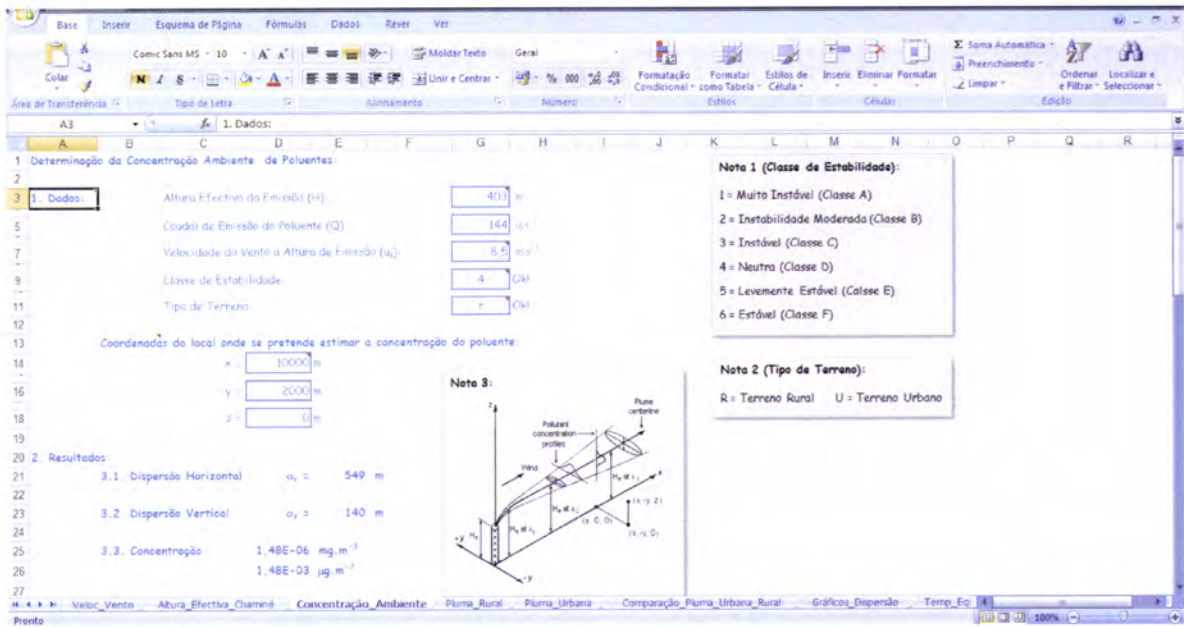


Figura 4.37 – Aspecto da folha de cálculo Altura\_Efectiva\_Chaminé após introdução dos dados do Exemplo 3.



**Figura 4.38** – Aspecto da folha de cálculo Concentração\_Ambiente após introdução dos dados do Exemplo 3.



## CONSIDERAÇÕES FINAIS

O objectivo principal deste trabalho foi o de proporcionar uma ferramenta de apoio ao ensino da Meteorologia e do Clima para professores e alunos do 12º ano de escolaridade, particularmente os que leccionam/estudam nas escolas secundárias que aderiram ao Projecto PROCLIRA. Envolveu uma pesquisa exaustiva de informação científica, muitas vezes dispersa, de forma a elaborar um documento que sintetize de forma simples e compreensível, adequado ao grau de escolaridade em causa, a informação necessária e indispensável à compreensão das alterações climáticas, desde as suas causas até aos seus eventuais efeitos.

Com o objectivo de proporcionar aos professores material de suporte à exposição de matérias relacionadas com o tema em causa e facilitar a compreensão dos conceitos descritos, o presente trabalho inclui uma forte componente gráfica. A indicação de *links* a páginas da *internet* onde se torna possível visualizar animações de algumas matérias em causa, designadamente o efeito de estufa, os efeitos de *feedback* das superfícies geladas ou os impactos de subidas do NMM em várias regiões costeiras, cumpre o mesmo propósito.

No primeiro capítulo analisa-se o Sistema Climático e os seus constituintes em termos das suas interacções dentro e entre os subsistemas e a composição e estrutura vertical da atmosfera. Abordam-se as classificações da atmosfera em função da temperatura, da sua composição e em função da ionização. Analisa-se a radiação, bem como algumas das leis físicas que governam o comportamento da radiação na atmosfera: Leis de Planck, de Stefan-Boltzmann e de Wien. Caracteriza-se a radiação solar e terrestre e faz-se o balanço radiativo do globo. Define-se albedo planetário e de superfície, bem como o seu papel no balanço radiativo, e efeito de estufa.

No segundo capítulo estabelece-se a diferença entre Tempo e Clima, definem-se conceitos básicos de Meteorologia e introduzem-se os factores responsáveis pela variabilidade climática. Nos factores internos detalham-se a teoria das placas tectónicas, as erupções vulcânicas, a teoria de Milankovitch e a actividade solar; relativamente aos factores externos, detalham-se o *El Niño*, a Oscilação do Atlântico Norte e a circulação oceânica.

No terceiro capítulo analisam-se as alterações climáticas como consequência da alteração da composição da atmosfera. Enunciam-se as fontes dos GEE's e efectua-se

um balanço de carbono no sistema climático, especificando as suas fontes e sumidouros. Estuda-se o forçamento radiativo do sistema climático, dominado pelos GEE's com elevados tempos de residência e introduzem-se os mecanismos de *feedback*, nomeadamente do vapor de água, das nuvens, dos aerossóis, das superfícies geladas e do dióxido de carbono. Sintetizam-se, ainda, as alterações já verificadas no clima e os respectivos impactos constantes no Quarto Relatório de Avaliação do IPCC (2007). Termina com uma breve análise das projecções das alterações futuras e dos seus impactos previstos.

Finalmente, no quarto capítulo introduzem-se e explica-se a forma de utilização das ferramentas desenvolvidas destinadas ao apoio de aulas práticas. Com o objectivo de as tornar acessíveis e de fácil utilização, foram desenvolvidas em Excel, programa do pacote básico do Office da Microsoft, existente em praticamente todos os computadores e designadas por EMA'sLab. A partir de dados fornecidos pelas EMA's instaladas nas escolas é possível determinar a classe de estabilidade de Pasquill-Gifford predominante; pode então simular-se uma qualquer situação de emissão de poluente (são dados três exemplos), e determinar-se a concentração esperada a uma determinada distância da fonte de emissão (chaminé ou solo), recorrendo ao Modelo Gaussiano e às equações de Briggs para determinação da elevação da pluma. A determinação dos coeficientes de dispersão (lateral e vertical) é efectuada através de expressões matemáticas que evitam a necessidade de recorrer aos ábacos de Pasquill-Gifford para determinação destes parâmetros. Desta forma, os seus valores são mais precisos uma vez que os ábacos mencionados são apresentados em escala logarítmica, o que dificulta a obtenção destes parâmetros. É ainda possível comparar a dispersão da pluma em função da classe de estabilidade, do tipo de terreno e da velocidade horizontal do vento, para situações idênticas de emissão, e simular o efeito de alterações das concentrações atmosféricas de GEE's na temperatura média à superfície do planeta.

O teste e validação das folhas de cálculo foram efectuados por introdução de dados constantes na bibliografia e comparação dos respectivos resultados. Foram ainda testadas no âmbito da disciplina Qualidade do Ar e Tratamento de Efluentes Gasosos, do terceiro ano do curso de Engenharia do Ambiente da Escola Superior de Tecnologia de Setúbal do Instituto Politécnico de Setúbal: foram resolvidos vários exercícios recorrendo à máquina de calcular e à utilização dos gráficos para determinação dos



coeficientes de dispersão de Pasquill-Gifford e os resultados obtidos foram comparados com os obtidos no EMA'sLab.

De acordo com o *feedback* dos professores do secundário que venham a utilizar o EMA'sLab, este pode ser facilmente alterado e adequado ao objectivo proposto.

Em trabalhos futuros poderão ser desenvolvidas outras ferramentas de grande interesse como, por exemplo, o cálculo da evapotranspiração. A determinação deste parâmetro teria importantes aplicações no balanço hídrico e na agricultura. Fica como sugestão para trabalhos futuros.





## **BIBLIOGRAFIA**

Ackerman, S. A., 2007: *Meteorology: Understanding the Atmosphere*, Thompson Brooks/Cole.

Ahrens, C. D., 2000: *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment*, Brooks/Cole.

Beychok, M. R., 2005, *Fundamentals of Stack Gas Dispersion*.

Chandra, S.; Ziemke, J. R.; Duncan, B. N.; Diehl, T. L.; Livesey, N. J.; Froidevaux, L. (2009). Effects of the 2006 El Niño on tropospheric ozone and carbon monoxide: implications for dynamics and biomass burning. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9:13, 4239-4249.

Costa, M. J., Silva, A. M., and Levizzani, V.: Aerosol Characterization and Direct Radiative Forcing Assessment over the Ocean – Part I: Methodology and sensitivity analysis, *J. Appl. Meteorol.*, 43, 1799–1817.

Costa, M. J.: Aerosol and cloud satellite remote sensing: monitoring and modelling using passive sensors, Ph.D. Thesis, Department of Physics, University of Évora, Portugal, 233 pp., 2004.

Decreto-Lei nº 276/99, de 23 de Julho.

EEA Report No 2/2004 (EEA R2, 2004): Impacts of Europe's changing climate - An indicator-based assessment, publicado em 18 de Agosto de 2004 pela Agência Europeia do Ambiente (EEA).

EEA Report No 4/2008 (EEA R4, 2008): Impacts of Europe's changing climate - 2008 indicator-based assessment, publicado em 5 de Maio de 2008 pela Agência Europeia do Ambiente (EEA).

EEA Technical Report No 4/2009 (EEA R4, 2009): Annual European Community greenhouse gas inventory 1990–2007 and inventory report 2009, publicado em 27 de Maio de 2009 pela Agência Europeia do Ambiente (EEA).

EEA Technical Report No 8/2009 (EEA TR8, 2009): European Community emission inventory report 1990–2007 under the UNECE Convention on Long-range Transboundary Air Pollution (LRTAP), publicado em 21 de Agosto de 2009 pela Agência Europeia do Ambiente (EEA).

Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D.W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz and R. Van Dorland, 2007: Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Gouveia C., R. M. Trigo, C. C. DaCamara, R. Libonati, J. M. C. Pereira, 2008: The North Atlantic Oscillation and European Vegetation Dynamics. *International Journal of Climatology*, 28, 1835–1847.

<http://www.meteo.pt/pt/oclima/normais/> (2009.07.01)

IPCC, 2001: *Climate Change 2001: Synthesis Report. A Contribution of Working Groups I, II, and III to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Watson, R.T. and the Core Writing Team (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, and New York, NY, USA, 398 pp.

IPCC, 2007: *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 976pp.

IPCC, 2007: *Climate Change 2007: Mitigation. Contribution of Working Group III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [B. Metz, O.R. Davidson, P.R. Bosch, R. Dave, L.A. Meyer (eds)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA., XXX pp.

IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

Jacobson, M. Z., 2005, *Fundamentals of Atmospheric Modelling*, Cambridge.

Keil, A.; Nils, T.; Gunawan, D.; Leemhuis, C. (2009). Vulnerability of smallholder farmers to ENSO-related drought in Indonesia. *Climate Research*, 38: 155-169. Department of Agricultural Economics and Social Sciences in the Tropics and Subtropics, Universitat Hohenheim (490a), 70593 Stuttgart, Germany.

Kiely, G., 1997: *Environmental Engineering*, McGraw-Hill.

Kyoto Protocol to the United Nations Framework Convention on Climate Change, United Nations, 1998 (<http://unfccc.int/resource/docs/convkp/kpeng.pdf>)

Molion, L.C.B., 2007: *Variabilidade e Alterações Climáticas*, Instituto de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, Alagoas, Brasil (<http://www.proclira.uevora.pt/pubcient.html>)

Myneni, R.B., Keeling, C.D., Tucker, C.J., Asrar, G. and Nemani, R.R., 1997. Increase plant growth in the northern high latitudes from 1981-1991. *Nature*, 386, 698-702.

Peel, M. C., Finlayson B. L. e McMahon T. A. (2007), Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11, 1633-1644



Piao, S., Ciais, P., Friedlingstein, P., Peylin, P., Reichstein, M., Luysaert, S., Margolis, H., Fang, J., Barr, A., Chen, A., Grelle, A., Hollinger, D.Y., Laurila, T., Lindroth, A., Richardson, A.D., and Vesala, T., 2008: Net carbon dioxide losses of northern ecosystems in response to autumn warming. *Nature*, 451, 49-52.

PNAC 2006 – Plano Nacional para as Alterações Climáticas 2006 publicado na Resolução do Conselho de Ministros nº 104/2006, de 23 de Agosto

Randall, D.A., R.A. Wood, S. Bony, R. Colman, T. Fichet, J. Fyfe, V. Kattsov, A. Pitman, J. Shukla, J. Srinivasan, R.J. Stouffer, A. Sumi and K.E. Taylor, 2007: Climate Models and Their Evaluation. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Resolução do Conselho de Ministros nº 1/2008 de 4 de Janeiro (PNALE II)

Resolução do Conselho de Ministros nº 104/2006, de 23 de Agosto (PNAC 2006)

Ruddiman, W. F., 2001, *Earth's Climate: Past and Future*, W.H. Freeman and Company, New York.

Santos, D. Santos, Costa, M. J., and Silva, A. M. (2008). Direct SW aerosol radiative forcing over Portugal. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8, 5771–5786.

Silva, A. M., Costa, M. J., Elias, T., Formenti, P., Belo, N., and Pereira, S.: Ground based aerosol monitoring at Évora, Portugal, *Global Change Newsletter*, 56, 6–9, 2003.

Stern Review on the economics of climate change - [http://www.hm-treasury.gov.uk/independent\\_reviews/stern\\_review\\_economics\\_climate\\_change/stern\\_review\\_report.cfm](http://www.hm-treasury.gov.uk/independent_reviews/stern_review_economics_climate_change/stern_review_report.cfm)

Stryer, L., 1996, *Bioquímica*, Editora Guanabara Koogan, S.A..

Stull, R. B., 2000, *Meteorology for Scientists and Engineers*, Brooks/Cole.

Thompson, G. R., 2007, *Earth Science and the Environment*, Thompson Brooks/Cole.

Trewartha, G. T. e Horn, L. H., 1980, *An Introduction to Climate*, McGraw-Hill.

Trigo R.M., Vaquero J.M, Alcoforado M.J., Barriendos M., Taborda J., Garcia-Herrera R., Luterbacher J. (2008) "Iberia in 1816, the year without a summer" *International Journal of Climatology*, 29: 99-115, DOI: 10.1002/joc.1693.

Wallace, J. M. e Hobbs, P. V., 2006, *Atmospheric Science: An Introductory Survey*, Academic Press.

Zhou, L., Tucker, C.J., Kaufmann, R.K., Slayback, D. Shabanov, N.V. and Myneni, R.B., 2001: Variations in northern vegetation activity inferred from satellite data of vegetation index during 1981 to 1999. *Journal of Geophysical Research*, 106, 20069-20083.



# ANEXOS





## **ANEXO I – CONCEITOS FUNDAMENTAIS**





Fluxo radiativo: quantidade de energia radiante que atravessa uma superfície na unidade de tempo. Exprime-se, no Sistema Internacional em watt (W).

Irradiância: quantidade de energia radiante que atravessa na unidade de tempo a unidade de área centrada num determinado ponto do espaço. Exprime-se, no Sistema Internacional em watt por metro quadrado ( $\text{W.m}^{-2}$ ).





## **ANEXO II - RADIAMENTO TÉRMICO**





Radiação é o processo pelo qual a energia pode ser transferida através do espaço sem necessidade de um meio ou suporte material. A energia radiante está associada a ondas electromagnéticas ou fótons.

Um corpo emite energia por incandescência quando a quantidade e qualidade da energia emitida dependem apenas da temperatura do corpo. A energia radiante resultante de emissão por incandescência, designa-se por radiação térmica. Um corpo negro é um corpo que emite por incandescência e que absorve toda a energia radiante que sobre ele incide, qualquer que seja o comprimento de onda, qualquer que seja o ângulo de incidência e qualquer que seja o estado de polarização da radiação incidente.

As leis do radiação térmica são as duas leis de Wien e a lei de Stefan-Boltzmann, estabelecidas no Séc. XIX. No início do Séc. XX, Max Planck, estabeleceu a expressão que permite obter a irradiância de um corpo negro para cada comprimento de onda (irradiância espectral) e para cada valor da temperatura. Esta expressão, conhecida por lei de Planck do radiação térmica, foi estabelecida com base na termodinâmica, aceitando a hipótese, avançada por Planck, de que as trocas de energia entre a matéria e o radiação, se fazem não continuamente mas por quanta de energia (hipótese dos quanta). Pode provar-se que as duas leis de Wien e a lei de Stefan-Boltzmann, se deduzem da lei de Planck, sendo portanto corolários desta lei. A lei de Planck descreve pois completamente o radiação térmica (ou o radiação do corpo negro). A lei de Kirchoff, relaciona as propriedades radiativas do corpo negro com as propriedades radiativas de um corpo real, não sendo portanto um corolário da lei de Planck. Esta lei pode demonstrar-se com facilidade em condições de equilíbrio termodinâmico, não estando no entanto limitada a condições de equilíbrio.





**ANEXO III – EXEMPLOS DE DETERMINAÇÃO DA ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA**

**Exemplo 1:**



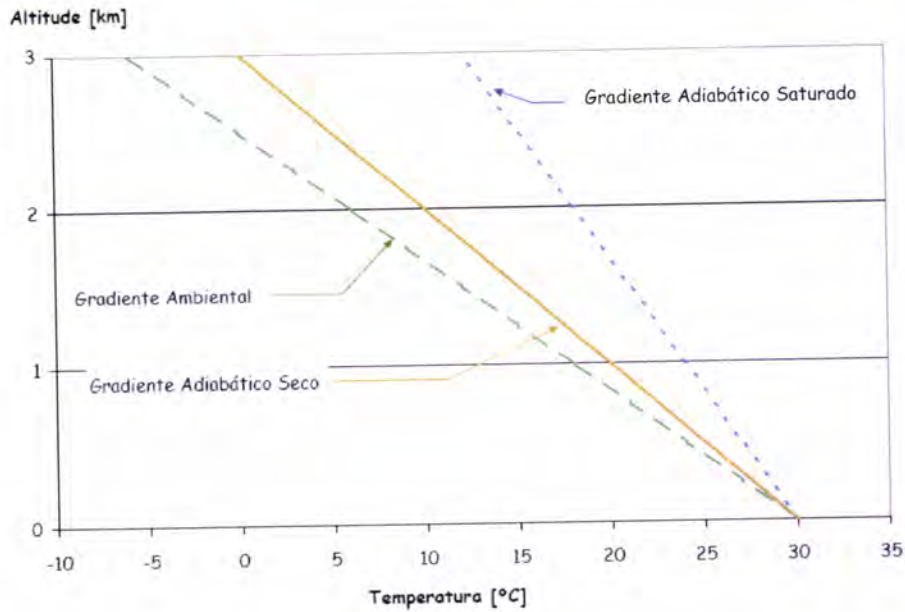


Figura A1.1 – Atmosfera absolutamente instável

### Análise do Exemplo 1:

- Determina-se o gradiente vertical de temperatura ambiental;
- Analisa-se a ascensão da partícula segundo o gradiente adiabático seco ( $\Gamma_d$ ):
  1. Ascensão adiabática da partícula até 1 km e comparação da sua temperatura com a temperatura ambiente: **mais quente**;
  2. Avaliar se a partícula, mais quente que o ar envolvente, tem tendência para subir ou para descer: **sobe**;
  3. Averiguar se o movimento continua na direcção inicial: **sim**.  
 ⇒ atmosfera **Instável**.
- Repetir os passos anteriores para uma ascensão segundo o gradiente adiabático saturado ( $\Gamma_m$ ).  
 ⇒ atmosfera **Instável**.

Então a Atmosfera é **Absolutamente Instável**.

Esta situação verifica-se quando o gradiente vertical de temperatura ambiental ( $\Gamma_e$ ) é superior aos gradientes adiabáticos seco e húmido:

$$\Gamma_e > \Gamma_d, \Gamma_m$$

## Exemplo 2:

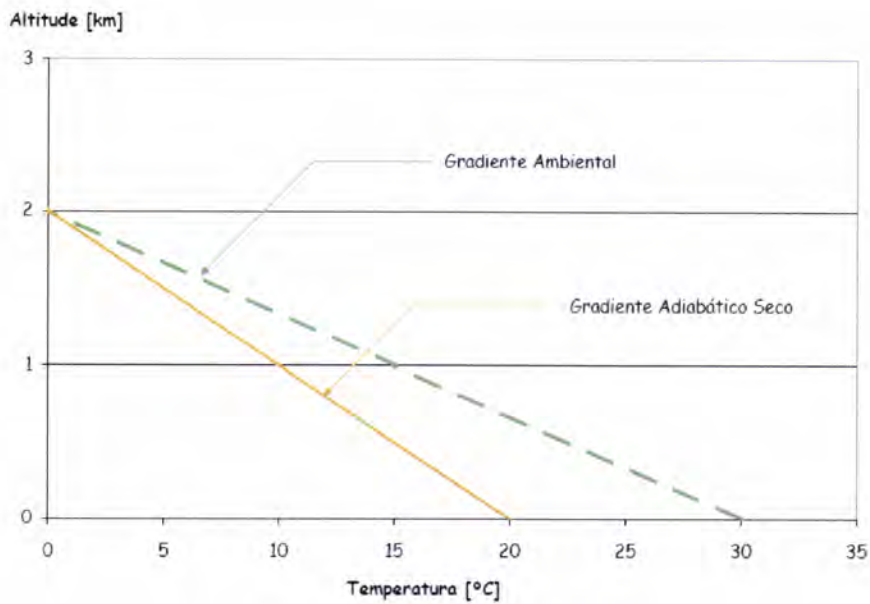


Figura A1.2 – Atmosfera instável

### Análise do Exemplo 2:

- Determina-se o gradiente ambiental;
- Analisa-se agora uma situação em que a partícula se encontra a 2 km de altitude e consideramos a descida da partícula segundo o gradiente adiabático seco ( $\Gamma_d$ ):
  1. Descida adiabática da partícula até 1 km e comparação da sua temperatura com a temperatura ambiente: **mais fria**;
  2. Avaliar se a partícula, mais fria que o ar envolvente, tem tendência para subir ou para descer: **desce**;
  3. Averiguar se o movimento continua na direcção inicial: **sim**.  
⇒ atmosfera **Instável**.

∴ **Instável** aplica-se tanto a movimentos ascendente como descendentes de ar.



### Exemplo 3:

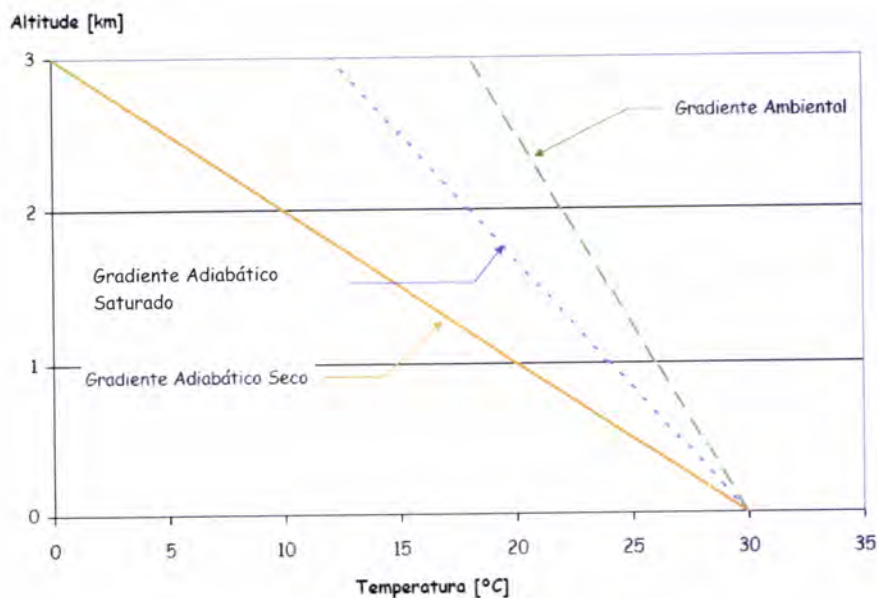


Figura A1.3 – Atmosfera absolutamente estável

#### Análise do Exemplo 3:

- Determina-se o gradiente vertical de temperatura ambiental;
- Analisa-se a ascensão da partícula segundo o gradiente adiabático seco ( $\Gamma_d$ ):
  1. Subida adiabática da partícula até 1 km e comparação da sua temperatura com a temperatura ambiente: **mais fria**;
  2. Avaliar se a partícula, mais fria que o ar envolvente, tem tendência para subir ou para descer: **desce**;
  3. Averiguar se o movimento continua na direcção inicial: **não**.  
⇒ atmosfera **Estável**.
- Repetir os passos anteriores para uma subida segundo o gradiente adiabático saturado ( $\Gamma_m$ ).  
⇒ atmosfera **Estável**.

Então a Atmosfera é **Absolutamente Estável**.

Esta situação verifica-se quando o gradiente ambiental ( $\Gamma_e$ ) é inferior aos gradientes adiabáticos seco e húmido:

$$\Gamma_e < \Gamma_d, \Gamma_m$$

#### Exemplo 4:

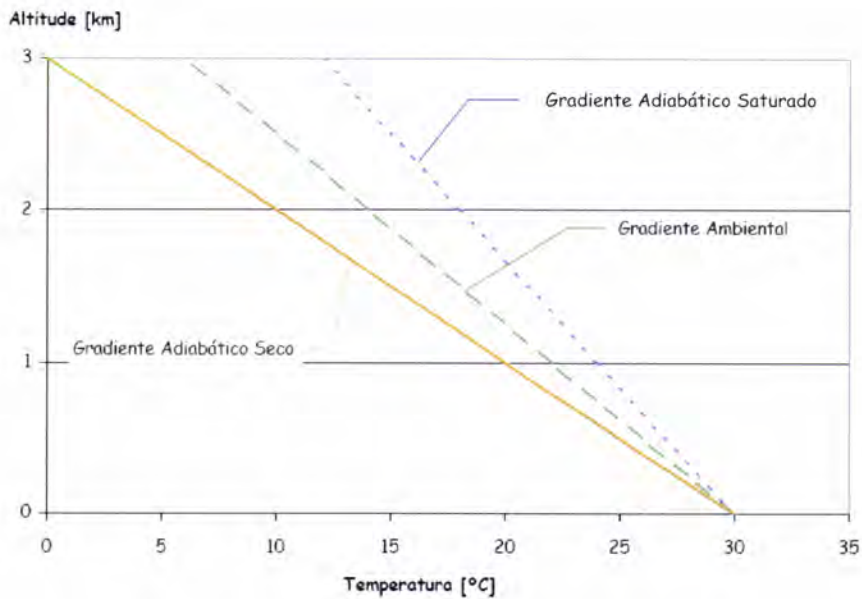


Figura A1.4 – Atmosfera condicionalmente estável

#### Análise do Exemplo 4:

- Determina-se o gradiente vertical de temperatura ambiental;
- Analisa-se a ascensão da partícula segundo o gradiente adiabático seco ( $\Gamma_d$ ):
  1. Subida adiabática da partícula até 1 km e comparação da sua temperatura com a temperatura ambiente: **mais fria**;
  2. Avaliar se a partícula, mais fria que o ar envolvente, tem tendência para subir ou para descer: **desce**;
  3. Averiguar se o movimento continua na direcção inicial: **não**.  
⇒ atmosfera **Estável**.
- Repetir os passos anteriores para uma subida segundo a adiabática húmida ( $\Gamma_m$ ).  
⇒ atmosfera **Instável**.

Então a Atmosfera é **Condicionalmente Estável**.

Esta situação verifica-se quando o gradiente vertical de temperatura ambiental ( $\Gamma_e$ ) é inferior ao gradiente adiabático seco mas superior ao gradiente adiabático húmido:

$$\Gamma_d > \Gamma_e > \Gamma_m$$

### Exemplo 5:

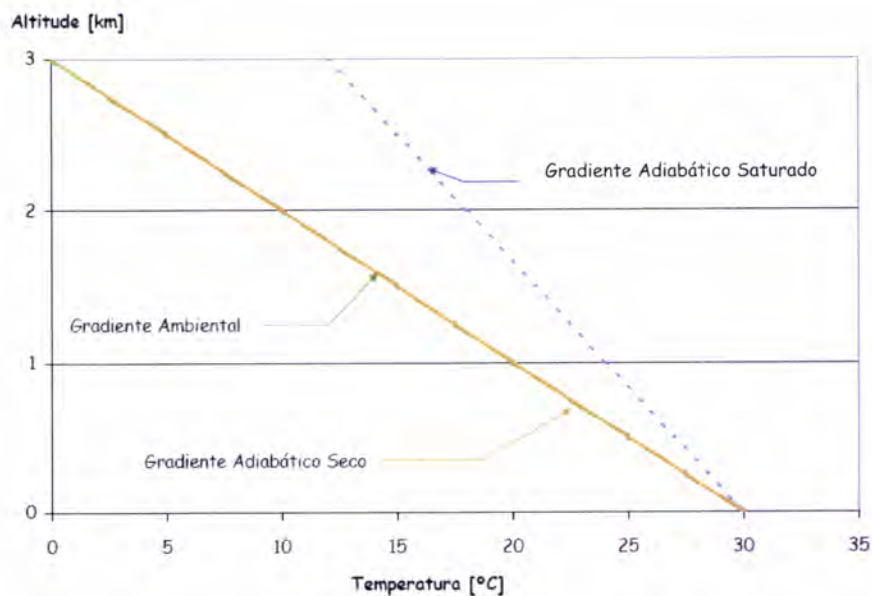


Figura A1.5 – Atmosfera neutra para partícula seca e instável para partícula húmida

#### Análise do Exemplo 5:

- Determina-se o gradiente vertical de temperatura ambiental;
- Analisa-se a ascensão da partícula segundo o gradiente adiabático seco ( $\Gamma_d$ ):
  1. Subida adiabática da partícula até 1 km e comparação da sua temperatura com a temperatura ambiente: igual;
  2. Avaliar se a partícula, à mesma temperatura que o ar envolvente, tem tendência para subir ou para descer: nenhuma;
  3. Averiguar se o movimento continua na direcção inicial ou na contrária: nenhuma.  
⇒ atmosfera **Neutra**.
- Repetir os passos anteriores para uma subida segundo o gradiente adiabático saturado ( $\Gamma_m$ ).  
⇒ atmosfera **Instável**.

Então a Atmosfera é **Neutra** para uma partícula seca e **Instável** para uma partícula saturada.

Esta situação verifica-se quando o gradiente ambiental ( $\Gamma_e$ ) coincide com o gradiente adiabático seco mas é superior ao gradiente adiabático húmido:

$$\Gamma_e = \Gamma_d > \Gamma_m$$



## Exemplo 6 – Ascensão Orográfica

Ocorre quando uma massa de ar húmido é forçada a subir a encosta de uma montanha:

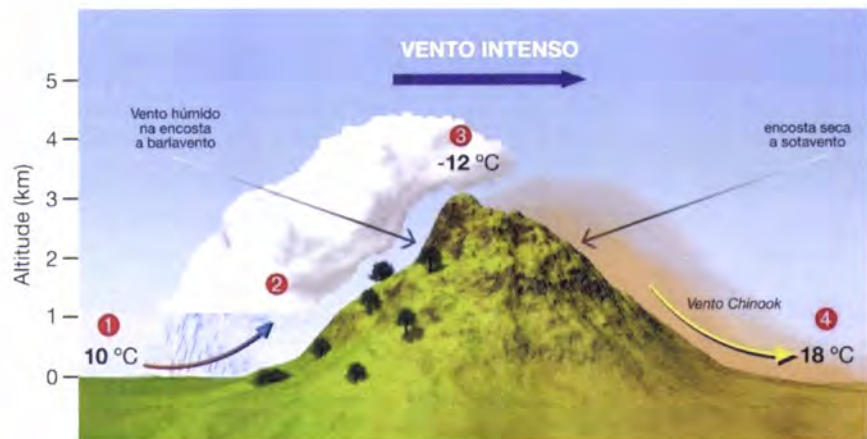


Figura A1.6 – Ascensão orográfica

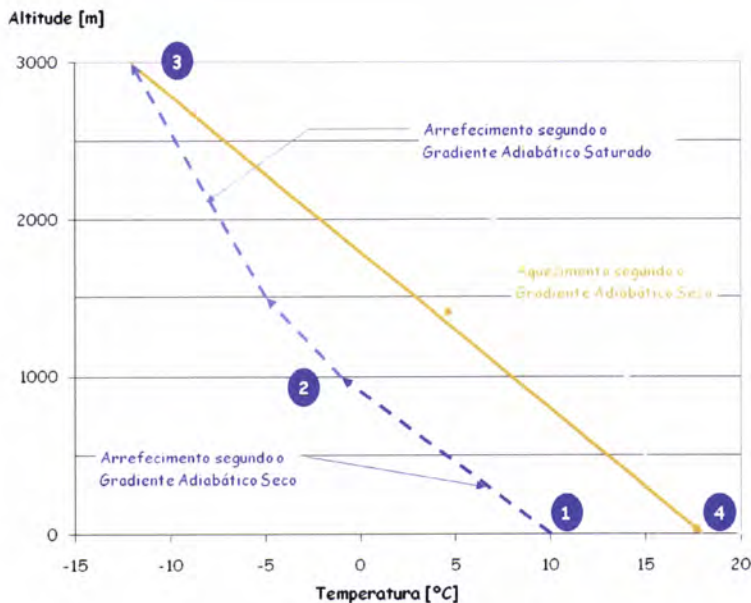


Figura A1.7 – Representação gráfica da ascensão orográfica

**1 - 2:** A massa de ar inicia a ascensão segundo o gradiente adiabático seco sobre a encosta da montanha e arrefece;

**2 - 3:** Aos 1000 m de altitude atinge o nível de saturação e passa a ascender segundo o gradiente adiabático saturado. A taxa de arrefecimento diminui devido ao calor latente libertado na condensação e ocorre a formação de nuvens e eventual precipitação;

**3 - 4:** À medida que o ar desce na encosta oposta, aquece de acordo com o gradiente adiabático seco. Desta forma, o vento torna-se mais seco e quente que inicialmente <sup>1)</sup>.

∴ Na encosta a jusante (barlavento) o ar é frio e húmido.

Na encosta a montante (sotavento) o ar é quente e seco e existe uma região muito seca onde não chove.

<sup>1)</sup> Nos Alpes (Europa) este vento seco e quente designa-se Föhn e nas Montanhas Rochosas (Estados Unidos) designa-se Chinook, à semelhança dos índios que habitavam esta região.

## Exemplo 7 – Nível de Condensação por Ascensão

Corresponde à altitude a que as nuvens se começam a formar:

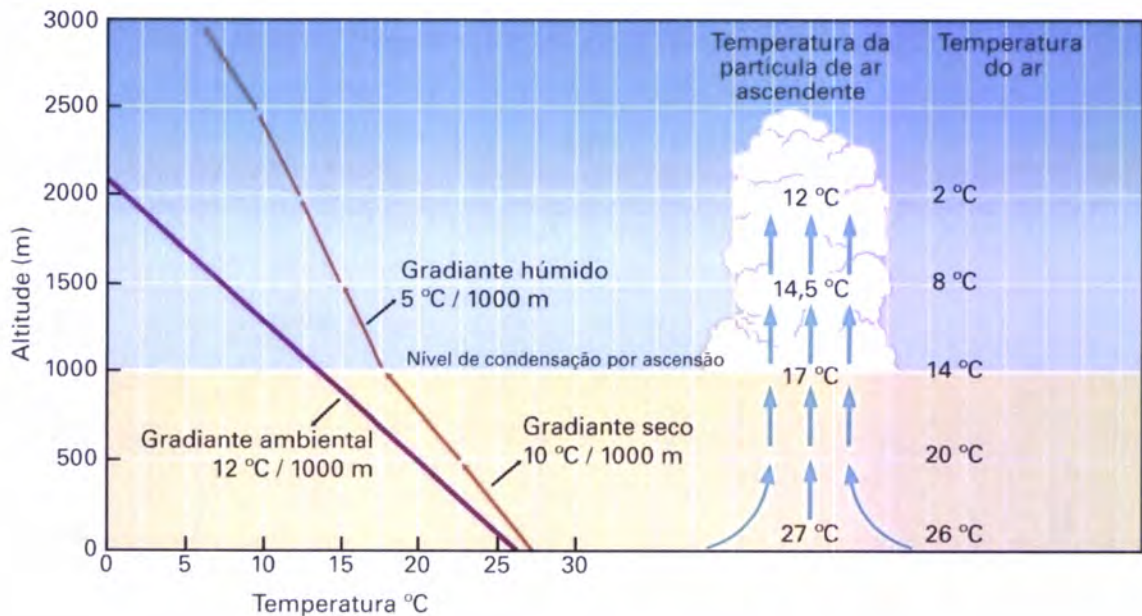
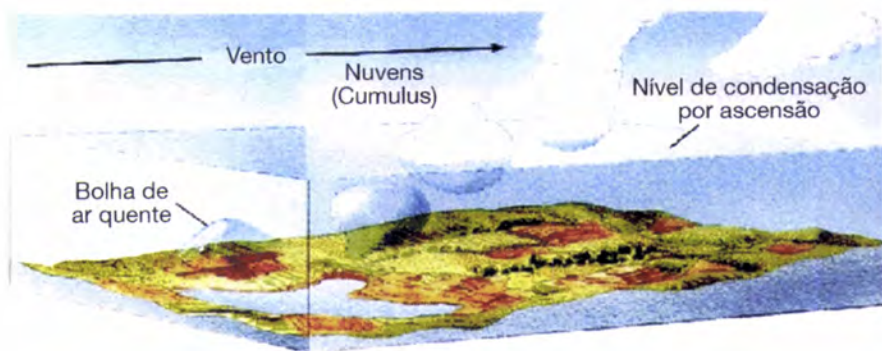


Figura A1.8 – Nível de condensação por ascensão (adaptada de John Wiley & Sons, Inc.)

- Determina-se o gradiente vertical de temperatura ambiental;
- Analisa-se a ascensão da partícula segundo o gradiente adiabático seco ( $\Gamma_d$ ):
  1. Subida adiabática da partícula até 1 km e comparação da sua temperatura com a temperatura ambiente: **mais quente**;
  2. Avaliar se a partícula, mais quente que o ar envolvente, tem tendência para subir ou para descer: **sobe**;
  3. Averiguar se o movimento continua na direcção inicial: **sim**.  
⇒ atmosfera **Instável**.
- A 1 km de altitude o ar torna-se saturado e a partícula passa a ascender segundo o gradiente adiabático saturado ( $\Gamma_m$ ).
- Repetindo os passos anteriores, agora acima de 1 km, verifica-se que a atmosfera permanece **Instável**. De facto, ainda se torna mais instável.
- **As condições favoráveis para o desenvolvimento de nuvens ocorrem em situações de Instabilidade com Ar Quente e Húmido, comuns nas regiões tropicais.**

Desta forma, muito embora os movimentos convectivos (subida/descida de ar) possam estar a ocorrer, só nos apercebemos deles quando observamos a formação de nuvens no Nível de Condensação por Ascensão frequentemente designado pela abreviatura LCL (Lifting Condensation Level).



**Figura A1.9** – Formação de nuvens no nível de condensação por ascensão (adaptada de John Wiley & Sons, Inc.)



## **ANEXO IV – TIPOS DE INVERSÕES TÉRMICAS**



1. **Radiação** – É a forma mais comum de inversão à superfície e ocorre quando a superfície do planeta arrefece rapidamente, causando o arrefecimento mais lento da camada de ar próxima da superfície. Este tipo de inversões tende a ocorrer nas madrugadas de dias de céu limpo e ventos calmos. Após o nascer do Sol, os poluentes encurralados pela inversão são rapidamente dispersos através de movimentos verticais anulando-se a inversão que, neste caso, é de curta duração.

Todavia, nalguns casos, o aquecimento diário não é suficiente para dissipar a inversão por radiação como acontece, por exemplo, quando se forma nevoeiro que impede a radiação de atingir a superfície. Nestas situações, a inversão pode subsistir por vários dias, particularmente em vales. Nestes locais, é aconselhável que as chaminés tenham altura suficiente para emitir os poluentes acima da camada de inversão.

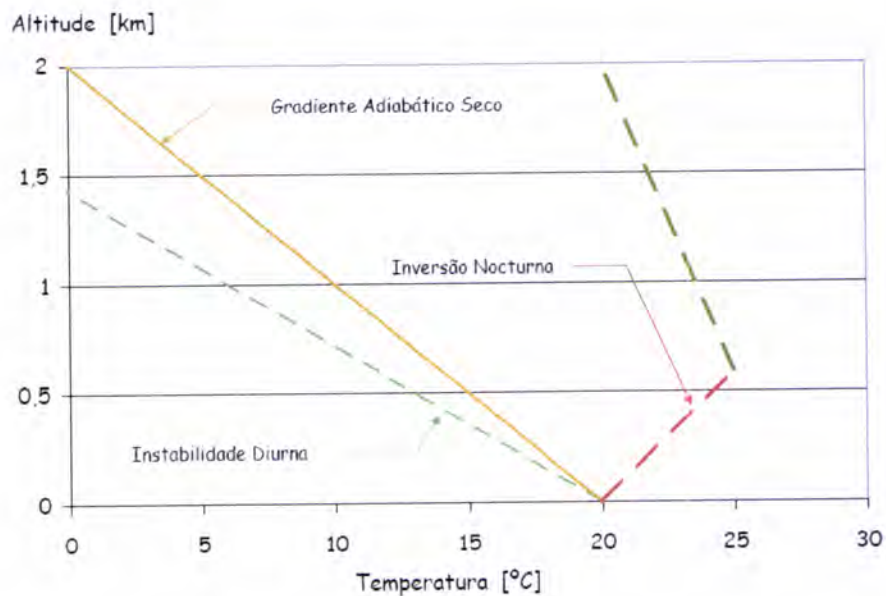


Figura A2.1 – Inversão por radiação. Ciclo diurno.

2. **Subsidência** – Este tipo de inversão está geralmente associado a Anticiclones (o ar desce e afasta-se do centro com um movimento rotacional no sentido dos ponteiros do relógio). Este fluxo de ar descendente provoca a subida da pressão na massa de ar abaixo, comprimindo-a e provocando o seu aquecimento segundo a adiabática seca.



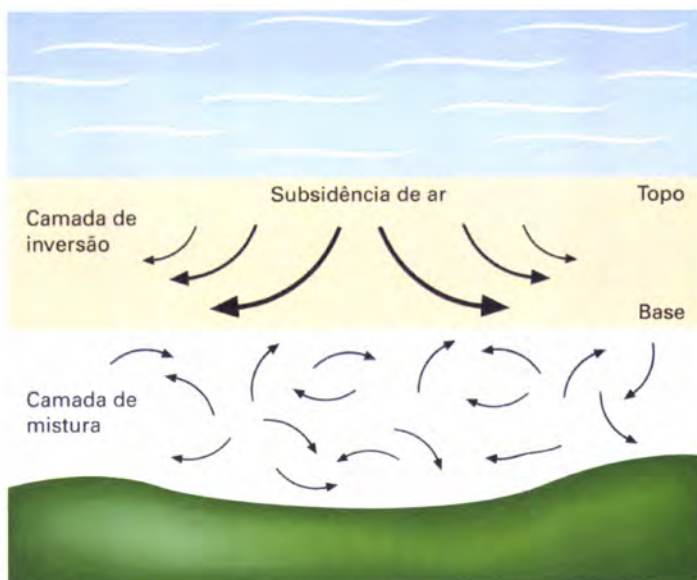


Figura A2.2 – Inversão por subsidência

Durante o dia, a inversão assim formada encontra-se frequentemente algumas centenas de metros acima da superfície (Figura A2.2). Durante a noite, devido ao arrefecimento da camada de ar junto à superfície, é frequente a base da camada de inversão descer, chegando a atingir o nível da superfície. De facto, em dias sem nuvens, característicos dos Anticiclones, estão reunidas as condições para a formação de inversão por radiação, pelo que pode ocorrer uma inversão junto à superfície à noite e uma inversão mais elevada durante o dia. Este tipo de inversões pode durar por diversos dias.

**3. Frentes** – À passagem de uma Frente, a massa de ar quente sobrepõe-se à massa de ar frio. Desta forma, os movimentos verticais na camada fria, mais próxima da superfície, são diminutos. A intensidade da inversão depende da diferença de temperaturas entre as duas massas de ar. Como as frentes se movem horizontalmente, a inversão dura pouco, e a ausência de movimentos verticais é compensada pelos ventos geralmente associados à passagem de uma frente. No entanto, quando as frentes se tornam estacionárias, as condições de inversão podem prolongar-se.

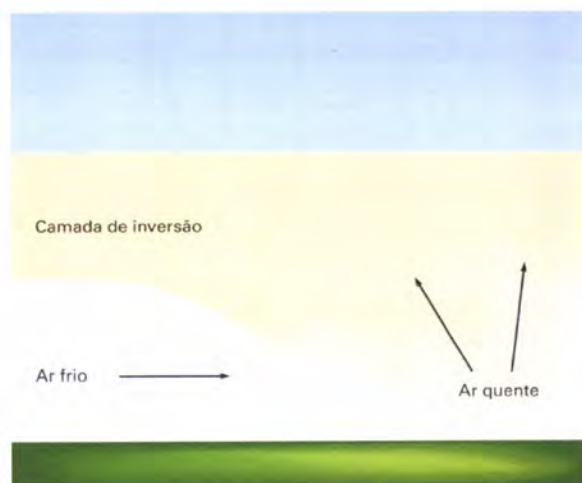


Figura A2.3 – Inversão devida a frente fria

**4. Advecção** – Inversões geralmente associadas a fluxos horizontais de ar quente. Quando uma massa de ar se move sobre uma superfície fria, o ar mais próximo da superfície arrefece devido aos

mecanismos de condução e convecção (parte esquerda da Figura A2.4). Este tipo de inversões é mais provável de ocorrer no Inverno com a passagem de massas de ar quente sobre superfícies cobertas de neve ou muito frias.

Pode ainda ocorrer inversão por advecção quando uma massa de ar quente é forçada a subir sobre uma massa de ar mais fria (parte direita da Figura A2.4).

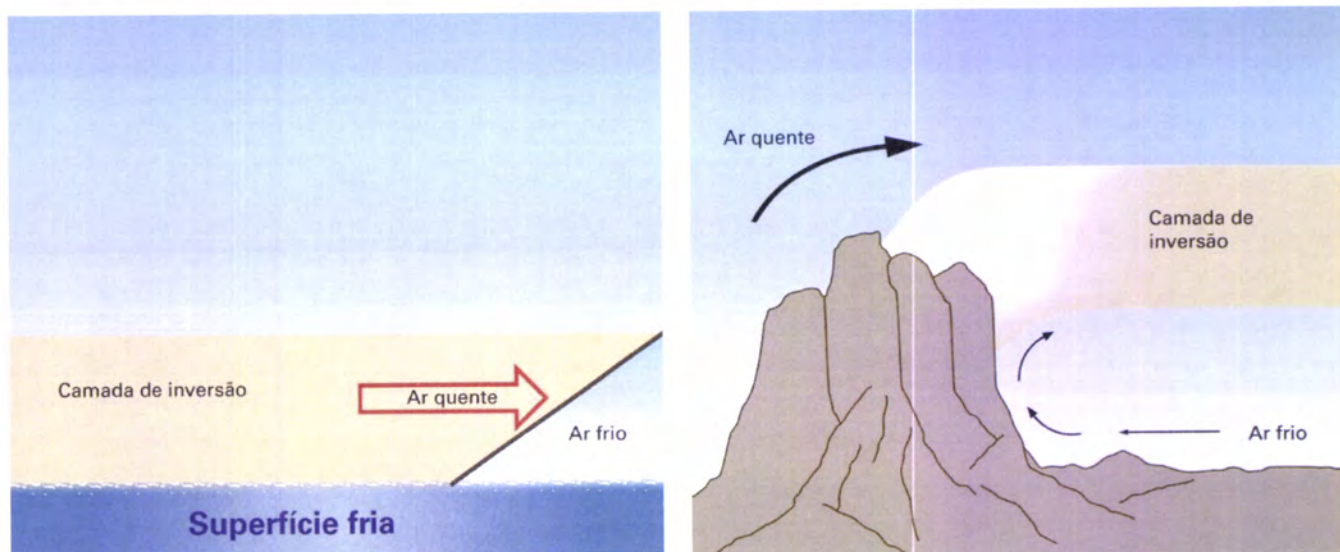


Figura A2.4 – Inversão por advecção





**ANEXO V – CENÁRIOS UTILIZADOS PELO IPCC NAS PROJECCÕES CLIMÁTICAS**



**CENÁRIOS DE EMISSÕES CONSIDERADOS NO RELATÓRIO ESPECIAL CENÁRIOS DE EMISSÕES (SRES – SPECIAL REPORT ON EMISSIONS SCENARIOS, 2000)**

**A1** – Família de cenários que considera um futuro de crescimento económico muito rápido, com a população global a atingir um pico em meados do século XXI após o que volta a decrescer. Prevê a adopção de novas tecnologias, mais limpas e eficientes. As principais questões subjacentes são a convergência entre as regiões, a capitação e o aumento das interações culturais e sociais, com uma redução substancial das diferenças regionais na renda *per capita*. Esta família desdobra-se em três grupos correspondentes a diferentes opções tecnológicas do sector energético:

**A1F1** – uso intensivo de combustíveis fósseis;

**A1T** – aposta nas fontes energéticas não fósseis e

**A1B** – equilíbrio entre as opções anteriores, sendo equilíbrio definido como não se depender muito de uma determinada fonte de energia, supondo-se que taxas similares de aperfeiçoamento se apliquem a todas as tecnologias de oferta de energia e uso final.

**A2** – Família de cenários que considera um mundo muito heterogéneo com enfoque na auto-suficiência e na preservação das identidades locais. Os padrões inter-regionais de fertilidade convergem muito lentamente, o que acarreta um aumento crescente da população. O desenvolvimento económico é orientado prioritariamente para a região, e o crescimento económico *per capita* e a mudança tecnológica são mais fragmentados e mais lentos do que nos outros contextos.

**B1** – Família de cenários que considera um mundo convergente com a mesma população global, que atinge o pico em meados do século e declina em seguida, como no contexto A1, mas com uma mudança rápida nas estruturas económicas em direcção a uma economia de serviços e informações, com reduções da intensidade material e a introdução de tecnologias limpas e eficientes em relação ao uso dos recursos. A ênfase está nas soluções globais para a sustentabilidade económica, social e ambiental, inclusive a melhoria da equidade, mas sem iniciativas adicionais relacionadas com o clima.

**B2** – Família de cenários que considera um mundo em que a ênfase está nas soluções locais para a sustentabilidade económica, social e ambiental. É um mundo em que a população global aumenta continuamente, a uma taxa inferior à do A2, com níveis intermediários de desenvolvimento económico e mudança tecnológica menos rápida e mais diversa do que nos contextos B1 e A1. O cenário também está orientado para a protecção ambiental e a equidade social, mas focaliza-se nos níveis local e regional.

Para cada um dos seis grupos de cenários A1B, A1FI, A1T, A2, B1 e B2 foi escolhido um cenário ilustrativo. Todos devem ser considerados igualmente consistentes.

Os cenários do SRES não envolvem iniciativas adicionais em relação ao clima, o que significa que nenhum cenário adopta explicitamente a implementação da Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Mudança do Clima ou as metas de redução de emissões do Protocolo de Quioto.

Estes cenários foram usados como hipótese de trabalho nas projecções para o clima do planeta no futuro.



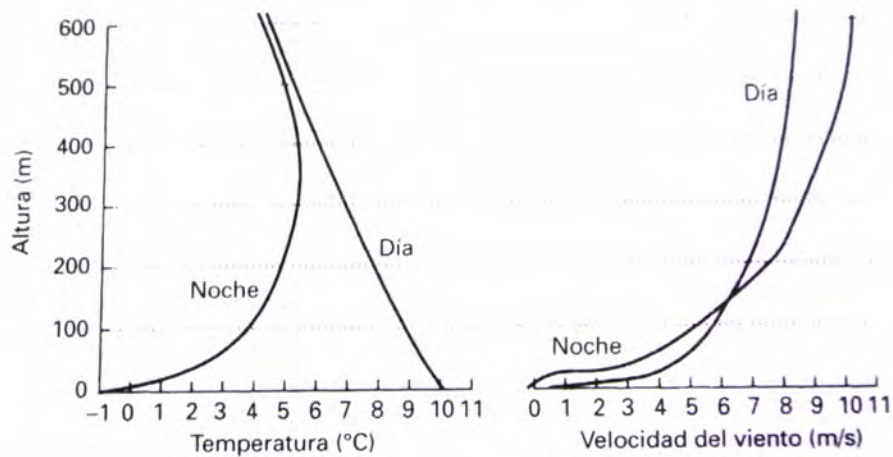


**ANEXO VI – TIPOS DE PLUMAS EM FUNÇÃO DA ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA**



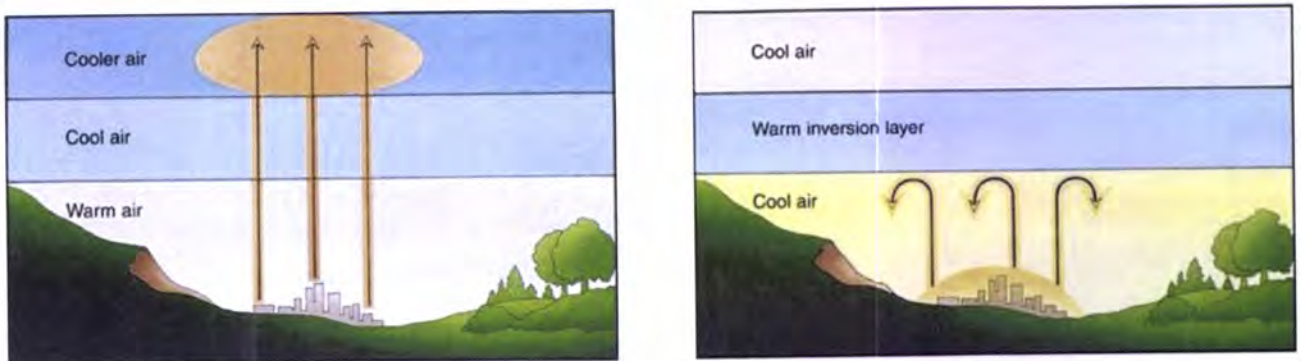


O conceito de **Estabilidade** envolve não só o conhecimento do gradiente vertical de temperatura, isto é, a **Estabilidade Estática**, como o **Perfil Vertical do Vento** pois há que considerar não apenas a produção térmica mas também a produção mecânica de turbulência. Na Figura A4.1 podem observar-se perfis típicos da variação da temperatura e da velocidade do vento com a altitude nos períodos diurno e nocturno.



**Figura A4.1** – Exemplos de variação da temperatura e da velocidade do vento com a altitude (Kiely, 1997).

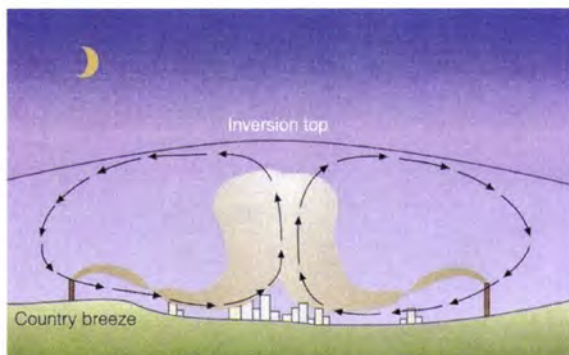
A Estabilidade Atmosférica na Camada Limite (primeiras centenas de metros acima da superfície) toma frequentemente valores muito diferentes dos observados na atmosfera livre (grosso modo, acima dos 1000 m). Nesta não se faz sentir o ciclo diurno de aquecimento/arrefecimento do solo e existe, em geral, estabilidade estática ( $\Delta T/\Delta z \approx -6.5 \text{ }^\circ\text{C/km}$ ). Na camada limite, com céu limpo, observa-se uma forte variação diurna: durante o dia o solo aquece provocando instabilidade, durante a noite gera estabilidade. No topo da camada limite observa-se geralmente uma camada de grande estabilidade (**Camada de Inversão**) em que a temperatura decresce muito lentamente, podendo mesmo crescer com a altitude. Esta zona funciona como uma **tampa** para a difusão vertical de poluentes, afectando de forma muito significativa o processo de dispersão (Figura A4.2).



**Figura A4.2** – Esquerda: Situação normal de dispersão dos poluentes atmosféricos; Direita: Situação de dispersão dos poluentes atmosféricos sob o efeito de inversão térmica ([dnr.wi.gov/air/pubinfo/airmatters/200802.html](http://dnr.wi.gov/air/pubinfo/airmatters/200802.html))

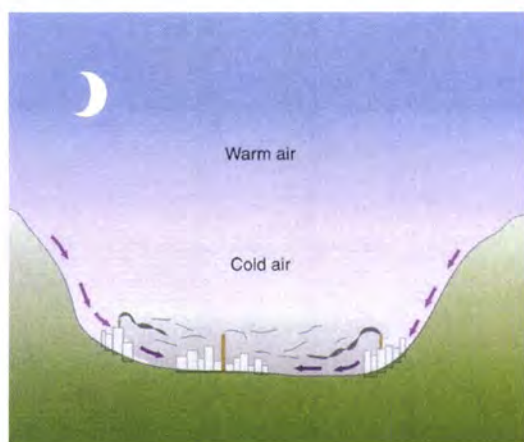
A presença de zonas urbanas altera a ocupação natural do solo e provoca um aumento da temperatura, relativamente às zonas cobertas de vegetação adjacentes. Este aumento local da temperatura promove

uma ligeira queda da pressão nas zonas urbanas. Consequentemente, em noites limpas e relativamente calmas, os poluentes são transportados pela **Brisa de Campo** dos subúrbios para o centro da cidade, onde ficam aprisionados na camada de **Inversão Térmica** originada pela **Ilha de Calor Urbana** (Figura A4.3).



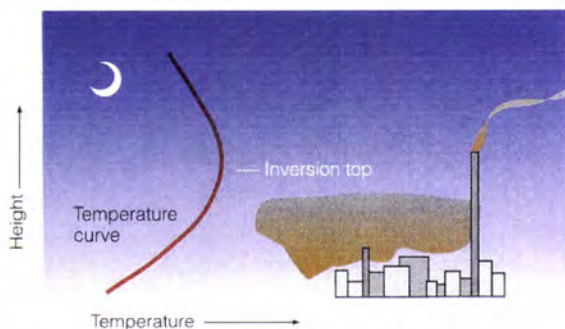
**Figura A4.3** – Ilha de calor urbana (Ahrens, 2000)

As zonas urbanas situadas em vales também são susceptíveis a episódios de elevadas concentrações de poluentes. No período noturno, o ar mais frio da montanha tende a descer para o vale intensificando uma provável inversão térmica por radiação já existente e empurrando os poluentes provenientes das indústrias existentes na periferia da cidade para o seu centro (Figura A4.4).



**Figura A4.4** – Brisa de mMontanha (Ahrens, 2000)

Uma possível solução para estas situações poderá ser a construção de chaminés com altura suficiente para emitirem os efluentes gasosos acima da camada de inversão (Figura A4.5).



**Figura A4.5** – As emissões das chaminés mais baixas ficam encurraladas na Camada de Inversão, enquanto as emissões da chaminé mais alta, acima da Camada de Inversão, se elevam, misturam e dispersam na direcção do vento (Ahrens, 2000)



As diferentes combinações de estabilidade no topo e na base da camada limite e a sua altura, dão origem a diferentes padrões de dispersão, com uma clara assinatura na forma das plumas produzidas em chaminés industriais.

### ESTABILIDADE E EVOLUÇÃO DA PLUMA

O grau de **Estabilidade Atmosférica** e a resultante **Altura da Camada de Mistura** têm um acentuado efeito sobre a concentração de poluentes no ar ambiente.

A combinação dos **Movimentos Verticais** com o **Fluxo Horizontal do Ar** influencia a dispersão da pluma emitida por uma chaminé.

**Looping** – pluma numa **camada limite muito instável** que resulta da turbulência causada pelas rápidas movimentações verticais do ar que induzem “excursões” verticais (*loops*) do ponto médio da pluma. Ocasionalmente podem ocorrer elevadas concentrações de poluentes ao nível do solo (Figura A4.6).



Figura A4.6 – Looping (Ahrens, 2000)

**Coning** – pluma numa **camada limite fracamente estável ou neutra**. Apresenta uma forma cônica. Ocorrem em dias nublados ou em dias de céu limpo após a dissipação de uma inversão térmica por radiação e antes de se estabelecerem condições de instabilidade (Figura A4.7).

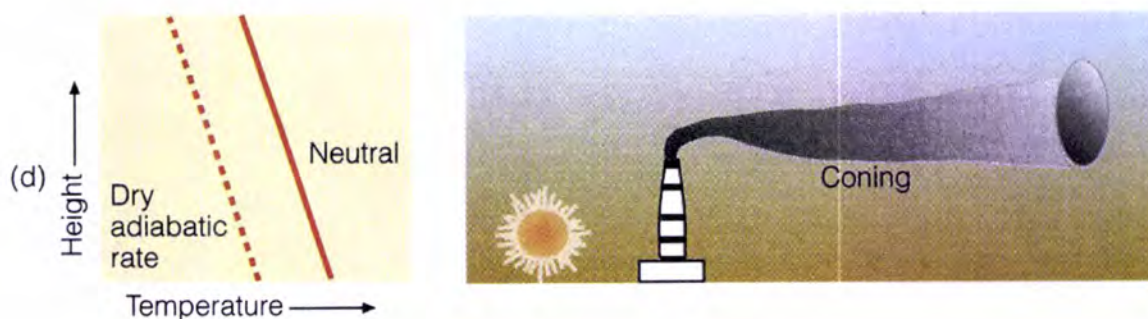


Figura A4.7 – Coning (Ahrens, 2000)

**Fanning** – pluma numa **camada limite estável**. A difusão vertical é muito dificultada devido à inversão, realizando-se quase toda a difusão no sentido do vento (plano horizontal), desde a fonte até uma grande



distância desta, dando origem a uma pluma em forma de leque (*fan*). Ocorrem frequentemente durante as madrugadas com inversão térmica por radiação (Figura A4.8).

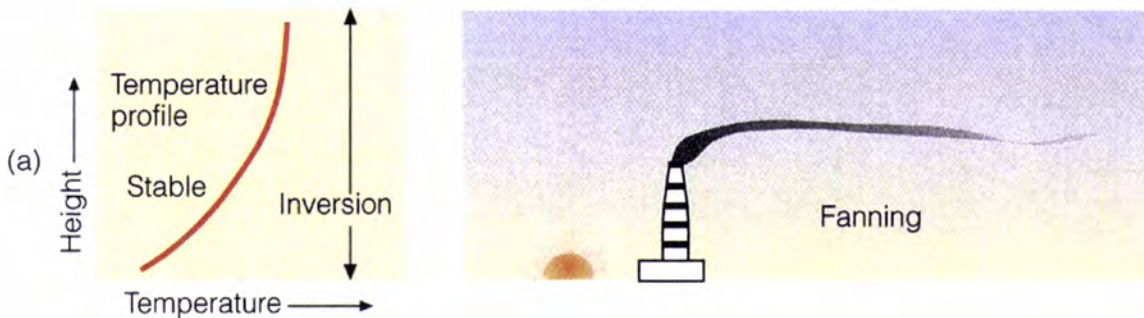


Figura A4.8 – Fanning (Ahrens, 2000)

**Lofting** – camada superficial muito estável (inversão nocturna), camada superior fracamente estável ou instável, inserção do poluente na camada superior onde a pluma fica retida (Figura A4.9).



Figura A4.9 – Lofting (Ahrens, 2000)

**Fumigação** – camada superficial instável, camada superior estável. A pluma é emitida abaixo de uma inversão térmica e misturada na camada superficial, atingindo-se valores muito elevados de concentração à superfície. Chaminés suficientemente altas podem prevenir estas situações (Figura A4.10).

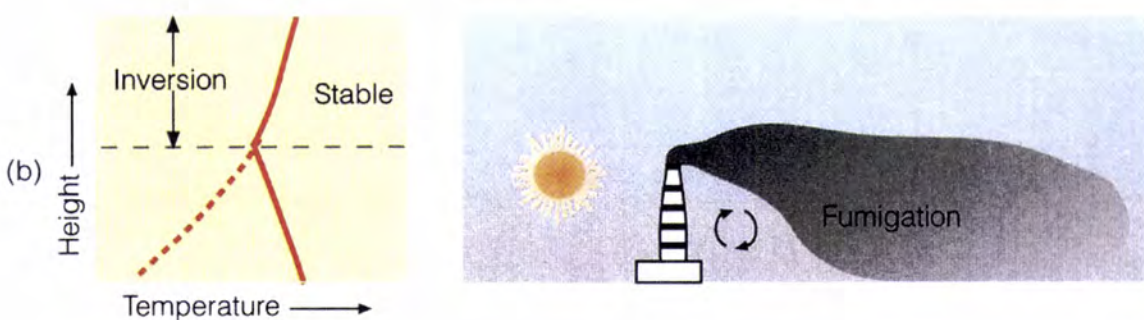
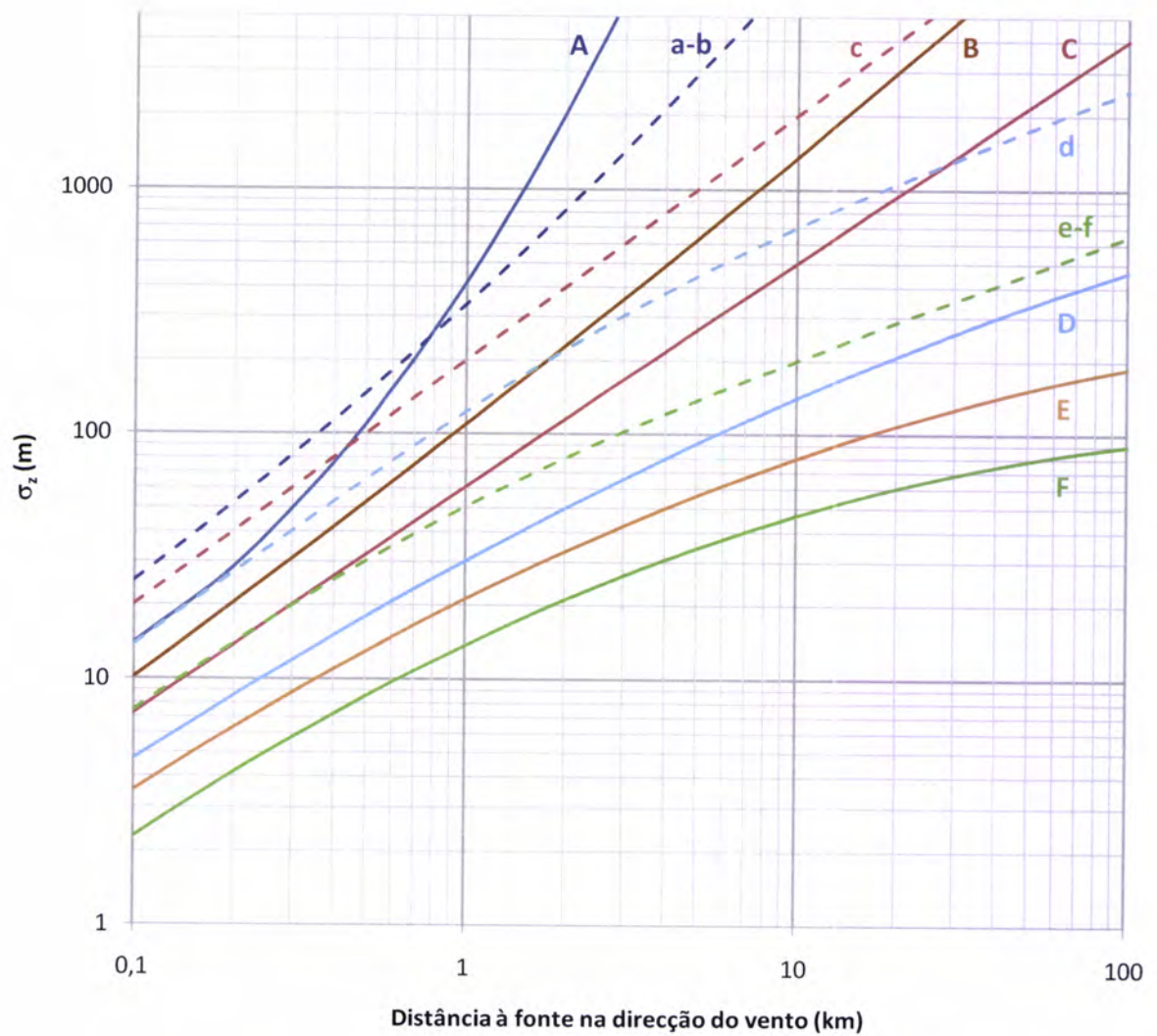


Figura A4.10 – Fumigação (Ahrens, 2000)

**ANEXO VII – GRÁFICOS DOS COEFICIENTES DE DISPERSÃO**

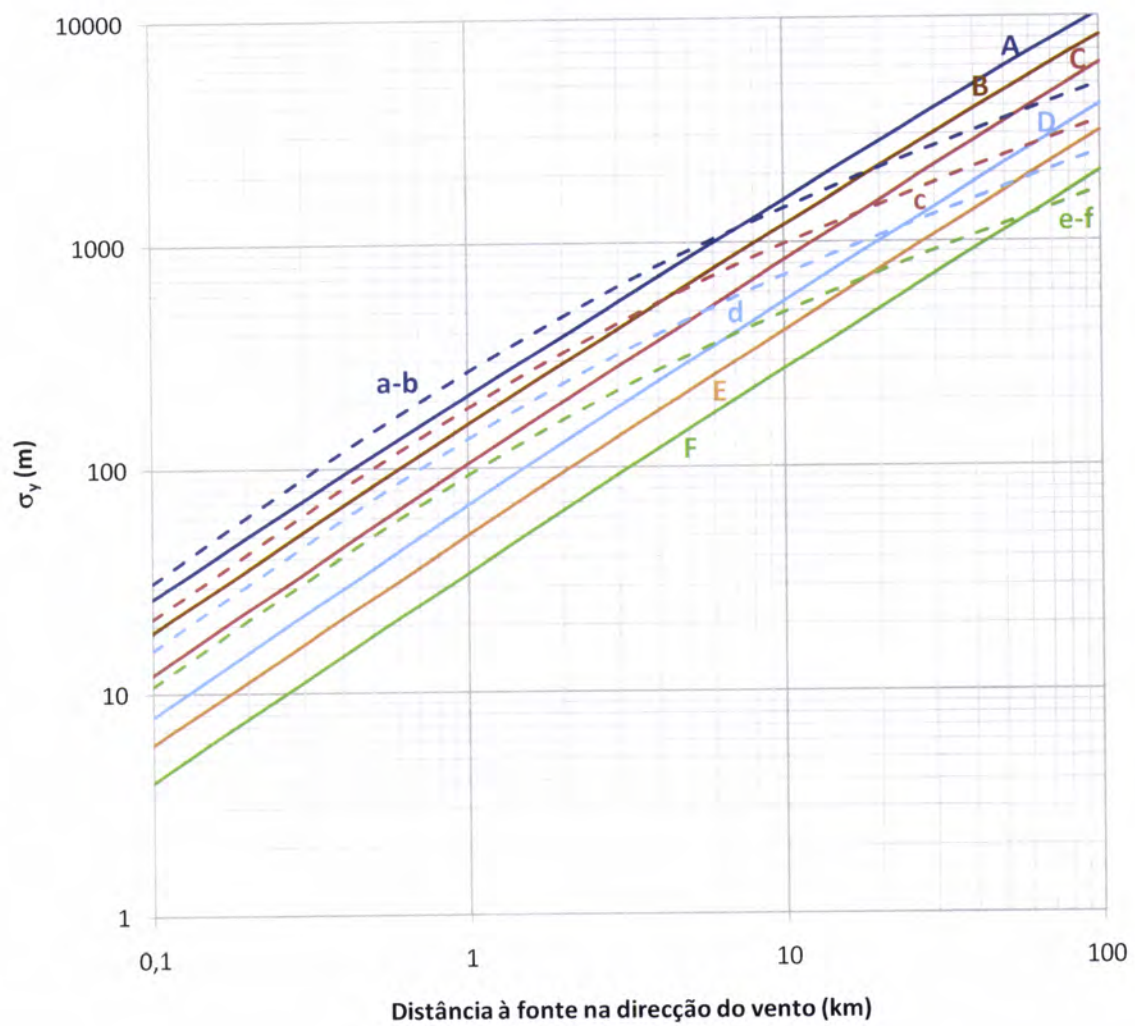






**Figura A5.1** – Coeficientes de dispersão vertical. As linhas contínuas representam valores para terreno rural e as tracejadas valores para terreno urbano.

of



**Figura A5.2** – Coeficientes de dispersão lateral. As linhas contínuas representam valores para terreno rural e as tracejadas valores para terreno urbano.