

1. A ATMOSFERA E OS FENÔMENOS CLIMÁTICOS

1.1 INTRODUÇÃO

O planeta Terra é fisicamente constituído por um grande número de componentes que estão distribuídos no estado líquido, sólido ou gasoso. Tais componentes podem também ser didaticamente organizados em grandes agrupamentos (ou esferas) que unidos formam a estrutura do planeta, como a biosfera, a litosfera, a hidrosfera e a atmosfera. A atmosfera é um dos principais componentes da Terra, constituindo por um conjunto de gases e organizados em camadas, como discutido nas próximas seções deste capítulo.

Etimologicamente, o termo meteorologia deriva do latim *meteorum* que significa “coisas ou fenômenos que ocorrem suspensos na atmosfera”. A meteorologia é definida como o ramo da ciência dedicada aos processos e fenômenos da atmosfera, com foco especial na previsão do tempo. Tempo, por sua vez, é o termo utilizado para descrever o estado da atmosfera num dado momento, resultado do seu deslocamento e condicionado por uma variedade de processos e forças agindo nas três escalas espaço-temporais. Espacialmente, tais processos podem ocorrer desde a escala de milímetros chegando até a envolver grande parte da circunferência terrestre. As escalas temporais vão desde uma fração de segundos até meses, havendo fenômenos podem desenvolver-se até mesmo na escala de anos.

1.2 ESTRUTURA E COMPOSIÇÃO DA ATMOSFERA

O objeto de estudo da meteorologia é a estrutura e a movimentação da atmosfera. A meteorologia pode ser didaticamente subdividida quanto a escala espaço-temporal de interesse em micro, meso e macroescala, de acordo com o tipo e abrangência dos fenômenos que condicionam o tempo em uma dada região. Em algumas situações, utiliza-se também os termos global, regional e local para caracterizar essas escalas atmosféricas e os fenômenos a elas associados.

A atmosfera é o envelope gasoso que envolve o planeta Terra e que é composta por diversos gases e partículas dispersas numa camada com espessura máxima de cerca de 100 km de altitude. Se comparada com a Terra, a espessura da atmosfera não representa mais que 0,6% de seu diâmetro. Se considerarmos que, sob o ponto de vista meteorológico, a camada mais importante da atmosfera está restrita a 20 km de altitude, tem-se que essa espessura é menos de 0,2% do diâmetro terrestre (Figura 1.1). Proporcionalmente, a espessura da atmosfera em relação ao diâmetro da Terra é equivalente a espessura da camada de tinta que recobre uma bola de bilhar (Gore 2006).

Cerca de 50% da massa da atmosfera está concentrada nos primeiros 5 km de altitude e, até os 20 km, concentram-se mais de 95% da sua massa total. Essa variação na concentração de gases a partir da superfície do solo confere propriedades diferentes à medida que subimos a partir da superfície. Por isso, uma opção didática interessante é dividir a atmosfera em camadas com o objetivo de facilitar seu estudo e compreensão. Vale frisar, contudo, que essa divisão é meramente didática, de modo que a espessura das camadas não é fixa no tempo, mas apenas um referencial aproximado. Um critério que tem sido utilizado fundamenta-se na variação da temperatura com a altitude. De acordo com essa abordagem, a atmosfera pode ser dividida em quatro camadas (troposfera, estratosfera, mesosfera e termosfera) separadas por três zonas de transição (tropopausa, estratopausa e mesopausa) (Figura 1.1).

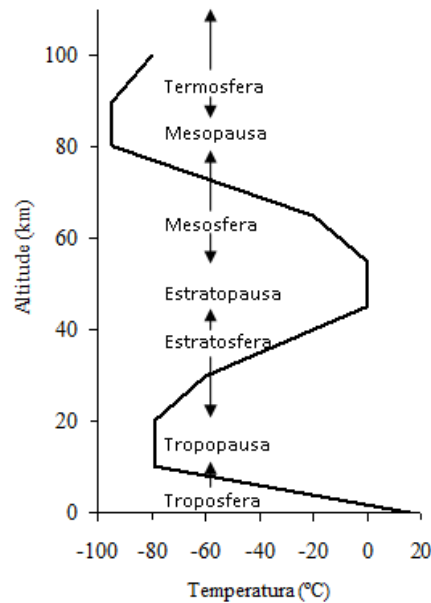


Figura 1.1. Variação vertical da temperatura do ar com as respectivas camadas homogêneas da atmosfera e zonas de transição. Fonte: Assunção, 2004.

A camada de interesse para esta obra é a que fica mais próxima da superfície, conhecida como troposfera. É ela que efetivamente interage com a vegetação. A troposfera pode ser subdividida em três outras camadas: 1) atmosfera livre; 2) camada limite planetária e; 3) a camada limite superficial (Figura 1.2). A camada limite superficial, por sua vez, pode também ser subdividida em duas subcamadas: 4) a camada rugosa superficial e; 5) camada laminar superficial. Dentre estas, a micrometeorologia dedica-se ao estudo das camadas 4 e 5, que sofrem forte influência das estruturas rugosas da superfície e do regime radiativo incidente, com variação diuturna definida. A camada rugosa se estende do topo dos elementos de rugosidade da superfície até duas ou três vezes a sua dimensão, enquanto a camada limite laminar é aquela que está em contato direto com os elementos de rugosidade da superfície e em condição não turbulenta. Ela possui apenas alguns milímetros de espessura e se reproduz sobre todas as estruturas presentes no ambiente, representando uma camada de transição entre um ponto em que a velocidade do vento é zero (ou muito próxima disso) e a camada onde o fluxo é caótico e o regime de vento é turbulento.

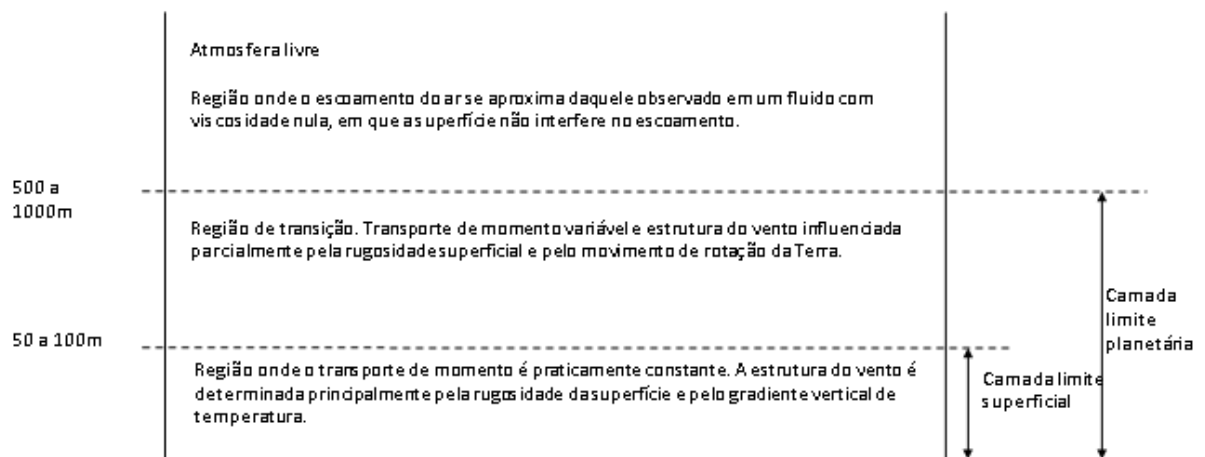


Figura 1.2. Representações das dimensões e principais características da troposfera.

A atmosfera compreende uma mistura de gases, vapor d'água e partículas dispersas, tendo como principais constituintes o nitrogênio, o oxigênio, o argônio, o dióxido de carbono e o vapor d'água (Tabela

1.1). Outros gases ocorrem em pequenas proporções, como o neônio, criptônio, hélio, metano e o hidrogênio e têm uma importância secundária sob o ponto de vista meteorológico. A atmosfera mantém-se aderida à crosta terrestre por causa da força da gravidade e, por isso, verifica-se a progressiva rarefação do ar com a altitude (Varejão-Silva, 2001).

Tabela 1.1. Fração com base em volume dos seis constituintes principais da atmosfera.

Constituinte	Fração com base em volume (%)	ppm _v
Nitrogênio (N)	78,084%	780,8401
Oxigênio (O ₂)	20,946%	209,460
Argônio (Ar)	0,934%	9,349
Dióxido de Carbono (CO ₂)	0,0390%	390,0
Neônio (Ne)	0,0018%	18,18
Hélio (He)	0,000524%	5,2

1.2.1 ESCALAS DOS FENÔMENOS ATMOSFÉRICOS

Fenômenos de grande escala são considerados como de macroescala e tratados no âmbito da meteorologia sinótica; fenômenos condicionados principalmente pela topografia são considerados fenômenos de mesoescala (Figura 1.3). A macroescala é condicionada principalmente por fatores de ordem geográfica e àqueles ligados à circulação atmosférica, com extensão entre 1000 e 5000km, proximidade com grandes massas de água ou forma dos continentes. Em resumo, os fatores que controlam o macroclima são a latitude, a altitude/relevo, oceanidade/continentalidade, distribuição de oceanos e continentes, movimentos da Terra; as correntes oceânicas, os centros de alta e baixa pressões semipermanentes e as grandes massas de ar, e as variações da composição atmosférica. A temperatura, por exemplo, na escala macroclimática, sofre influência da irradiância solar, ventos, nebulosidade, transporte convectivo de calor, e concentração de vapor d'água na atmosfera. A escala mesoclimática é condicionada pela topografia, em função do relevo da região. A exposição (N, S, E ou W), a configuração (vale, espigão, meia encosta), e o grau de inclinação do terreno determinam o clima local. Portanto, dentro do macroclima da região é possível que existam vários topoclímas. A configuração e a exposição do terreno podem modificar bastante os climas regionais, sendo de grande importância na agricultura, devendo ser levado em consideração no planejamento agrícola (Pereira et al., 2002).

O escopo da micrometeorologia é limitado aos fenômenos que se originam e que se desenvolvem na camada mais baixa da atmosfera, sujeita aos efeitos do atrito provocado pela superfície da Terra, conhecida como "camada limite planetária". A micrometeorologia é o ramo da meteorologia dedicada aos processos que ocorrem nas menores escalas espaço-temporais, que têm duração variando de segundos a minutos, numa escala espacial de um centímetro a um quilômetro. É nesta escala onde os fenômenos meteorológicos que importam para vida das plantas ocorre e é por isso que ele nos interessa mais no contexto desta obra.

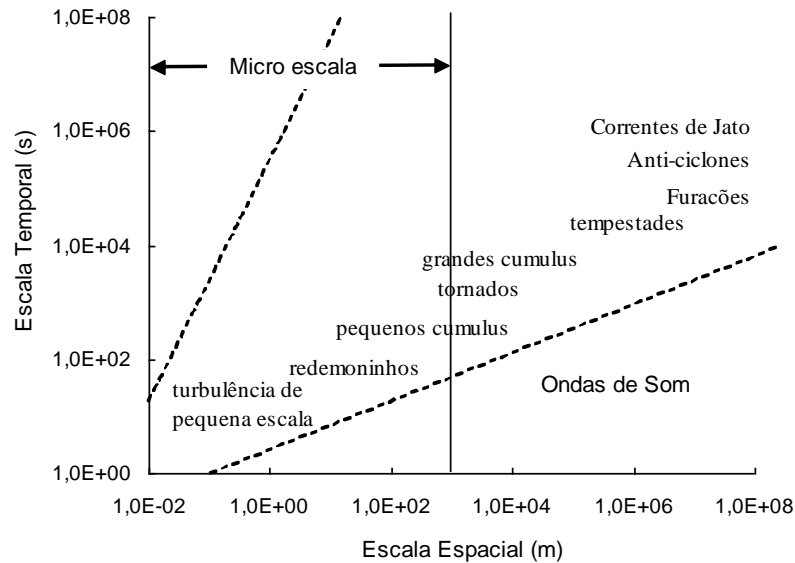


Figura 1.3 Escalas de tempo e espaço dos fenômenos atmosféricos, enfatizando o escopo da micrometeorologia. Modificado de Oke (1987).

Como mencionado, este texto tem enfoque no estudo das relações de troca entre a vegetação e a atmosfera na escala de uma cultura agrícola e, portanto, seu escopo é próximo daquele estudado pela micrometeorologia. No entanto, o texto vale-se grandemente de conceitos relacionados às escalas meso e macroclimática para interpretação de fenômenos que ocorrem na interface planta-atmosfera. A micrometeorologia lida em especial com as trocas de energia, massa e momento que ocorrem continuamente entre a atmosfera e a superfície da Terra. Assim, a variação vertical de elementos meteorológicos como a velocidade do vento, temperatura e umidade, bem como a concentração de gases são também objeto de estudo da micrometeorologia. A evapotranspiração, por exemplo, é um componente muito importante do balanço de energia de ecossistemas, controlado pelos processos de trocas gasosas entre as plantas e a atmosfera.

1.3 PAPEL BIOLÓGICO DA ATMOSFERA

A atmosfera é essencial à vida na Terra e para o balanço de energia do globo, interagindo com a radiação solar, seja por absorção (elevando o estado energético dos átomos e moléculas), seja por espalhamento (alterando a direção dos raios solares). Embora todos os constituintes atmosféricos tenham sua importância na dinâmica e estrutura da atmosfera, na manutenção da vida e na formação dos sistemas meteorológicos, o oxigênio, o ozônio, o vapor d'água e o dióxido de carbono merecem atenção especial quando se estuda a atmosfera sob o ponto de vista ambiental.

A importância do oxigênio está diretamente relacionada à manutenção da vida como agente essencial oxidante das substâncias orgânicas através do processo fisiológico da respiração. O oxigênio é um elemento gasoso incolor e inodoro e sua forma química mais comum é a de uma molécula com dois átomos (O_2). O oxigênio reage com a maioria dos outros elementos para formar óxidos e é o elemento mais abundante na crosta terrestre, representando 49,2%, em termos de massa, e 58% dos átomos (Duursma e Boisson, 1994). O oxigênio é um dos produtos do processo fotossintético, resultado de duas reações principais. Quando expostos à luz, os pigmentos fotossintéticos absorvem a energia radiante e procedem a fotólise da água, liberando elétrons para a redução de um nucleotídeo fosfatado conhecido como NADP que, por sua vez, atua durante a fase independente da luz para a redução do carbono presente no CO_2 a hidrato de carbono, numa via metabólica conhecida como Ciclo de Calvin.

Além da sua interferência decisiva na evolução do planeta e no desenvolvimento da vida na Terra, a concentração do oxigênio também teve uma forte influência da atividade biológica. Estima-se que se não houvesse vida da crosta terrestre, a concentração de O_2 seria muito mais baixa que os níveis atuais, já que ao longo da história da Terra, a concentração de O_2 partiu de valores próximos a 0,08%, há pouco mais de dois bilhões de anos atrás, até os cerca de 21% observados atualmente (Lenton, 2003).

A elevação da concentração de oxigênio na crosta terrestre deu origem a uma camada com maior concentração de ozônio (O_3) na alta atmosfera que atua como um protetor efetivo contra a incidência da radiação ultravioleta (UV) – com comprimento de onda menor que 242,5nm - emitida pelo Sol sobre a superfície terrestre (Miller Jr., 2006). O processo de absorção do UV se dá através da dissociação do O_3

quando as ondas UV incidem sobre ele, liberando átomos de oxigênio (O^{\cdot}) que, por sua vez, podem se combinar com outros componentes atmosféricos, tal como N_2 ou mesmo com outra molécula de O_2 , dando origem a uma nova molécula de ozônio, havendo neste caso liberação de energia química. A esta liberação de energia é que se atribui o aquecimento da atmosfera na camada próxima a 50 km de altitude, onde essa reação ocorre com maior frequência.

Por absorver radiação na faixa do ultravioleta, o ozônio tem uma grande importância como protetor da vida na Terra. Mas, como é possível depreender a partir dessa sucinta descrição, o ozônio é um gás muito instável que está continuamente em processo de decomposição e reconstituição, num ciclo contínuo e natural.

A presença de determinados gases, contudo, pode afetar esse balanço, sendo este o fator responsável por promover uma expressiva redução na concentração do ozônio na faixa atmosférica compreendida entre 15 e 35 km de altitude (Ayoade, 1996). Os benefícios da camada de ozônio são bem conhecidos atualmente e ainda não foi identificado outro constituinte atmosférico natural que desempenhe funções similares quanto à extinção do UV e proteção da vida na Terra. Na década de 70, pesquisadores apontaram para o fato que alguns compostos químicos fabricados pelo homem, com destaque para o clorofluorcarbono (CFC), contribuíam para a destruição da camada de ozônio, reduzindo perigosamente a sua espessura (Pickering e Owen, 1995). Na época, esses componentes químicos eram largamente utilizados na produção de refrigeradores, em sistemas de pressurização, como solventes na indústria eletrônica, produção de isopor e sprays, entre outros. Quando ascende às camadas mais altas da atmosfera, o átomo de cloro (Cl) liberado da molécula de CFC reage com o oxigênio, formando um composto muito estável que dificilmente se dissocia, interferindo no equilíbrio dinâmico do processo de formação do ozônio. Consciente do perigo que o afinamento na camada de ozônio significa ao meio ambiente e à saúde humana, a partir de 1º de janeiro de 1989 passou a vigorar o Protocolo de Montreal (UNEP, 1991). Esse tratado internacional passou a incentivar os países a eliminarem o consumo dos produtos químicos que destroem a camada de ozônio. Segundo estimativas da Divisão de Estatística das Nações Unidas, as emissões de CFCs caíram quase 95% em relação ao que era emitido em 1990, após a assinatura do protocolo.

Apesar da forte redução nas emissões, superando os limites estabelecidos na maioria dos países que aderiram ao acordo, os seus efeitos ainda não foram completamente sentidos pela humanidade. Isto é resultado do longo tempo de emissão descontrolada de compostos que demoram várias décadas, até séculos, para decompor-se e por ainda haver diversos tipos de aparelhos elétricos e utensílios domésticos de fabricação antiga, em pleno uso, que ainda utilizam o CFC como gás propelente.

Reduções na concentração de ozônio na estratosfera podem influir na temperatura da Terra porque maior quantidade de energia na faixa do ultravioleta chega à superfície, conforme se reduz a ozonoesfera, favorecendo o aquecimento do globo. Se comparado aos demais fatores que atuam no balanço de radiação da Terra, entretanto, este efeito tem pouca importância quantitativa, mas é relevante qualitativamente, promovendo aumento da incidência de casos de câncer em humanos e diminuição da capacidade fotossintética dos vegetais.

Maiores concentrações de vapor d'água são normalmente observadas em camadas atmosféricas próximas à superfície da Terra, podendo representar no máximo 4% em volume da composição do ar. Apesar dessa baixa concentração relativa, ele exerce função fundamental na composição climática e na presença de vida. As camadas de ar próximas à superfície das regiões tropicais quentes e úmidas podem conter grandes quantidades de vapor, enquanto as zonas polares e frias têm uma atmosfera mais seca. O vapor d'água tem a propriedade de absorver grandes quantidades de energia radiante na faixa do infravermelho, desempenhando papel fundamental no equilíbrio energético da atmosfera. Um exemplo interessante relacionado ao vapor d'água é que as geadas não ocorrem em noites com céu nublado, mas apenas em ocasiões em que a atmosfera tem baixos níveis de umidade. Isso porque nestas condições, a radiação de onda longa emitida pela Terra escapa em direção ao espaço sideral com conseqüente resfriamento da crosta terrestre. Em regiões com maior quantidade de vapor d'água na atmosfera, em contrapartida, a atmosfera atua absorvendo e reemitindo uma fração importante da energia radiante emitida pela Terra, mantendo a temperatura das camadas de ar que envolve a vegetação em níveis normalmente mais elevados do que nas regiões mais secas.

O CO_2 é uma molécula que resulta da respiração aeróbica dos seres vivos, da queima de combustíveis fósseis e das queimadas agrícolas e florestais. Devido à importância e extensão espacial que esses processos ocupam na dinâmica da matéria e da energia no globo terrestre, fica fácil entender por que ele é considerado o principal Gás de Efeito Estufa (GEE). Sua concentração vem aumentando continuamente desde a revolução industrial. Em meados do século 19, quando o consumo de combustíveis fósseis se intensificou. Estima-se que nos últimos 160 anos a concentração de CO_2 tenha saltado de 270ppm para cerca de 410ppm (Figura 1.4).

A Figura 1.4 ilustra os registros dos últimos quatro anos realizados pela estação de medidas da NASA situada na ilha de Mauna Loa, no Havaí. O CO_2 atua como um forte absorvedor da radiação de onda

longa, emitida preferencialmente pela superfície do solo, mantendo o equilíbrio no balanço de radiação da Terra. A esse processo de “aprisionamento” da radiação de onda longa emitida pela superfície dá-se o nome de efeito estufa, que é visto em detalhe no Capítulo 7. Os oceanos são os principais sumidouros de CO₂, além da biota terrestre, especialmente as florestas tropicais, que têm potencial de acúmulo de até 250 toneladas de carbono por hectare **no estágio clímax** (Gibbs, 2007).

As emissões mundiais de CO₂ diferem entre os países de acordo com seu desenvolvimento econômico e atividade industrial. De modo geral, conforme dados divulgados pelo Painel Intergovernamental para Mudanças Climáticas (IPCC), países desenvolvidos respondem pela maior parte das emissões, oriundas do funcionamento de indústrias, transporte urbano e rodoviário e geração de energia elétrica pela queima de combustíveis fósseis (carvão mineral e derivados de petróleo). Já nos países em desenvolvimento, como o Brasil, outros processos de ação humana respondem pela maior parte do CO₂ emitido, com destaque para a derrubada e queima de florestas.

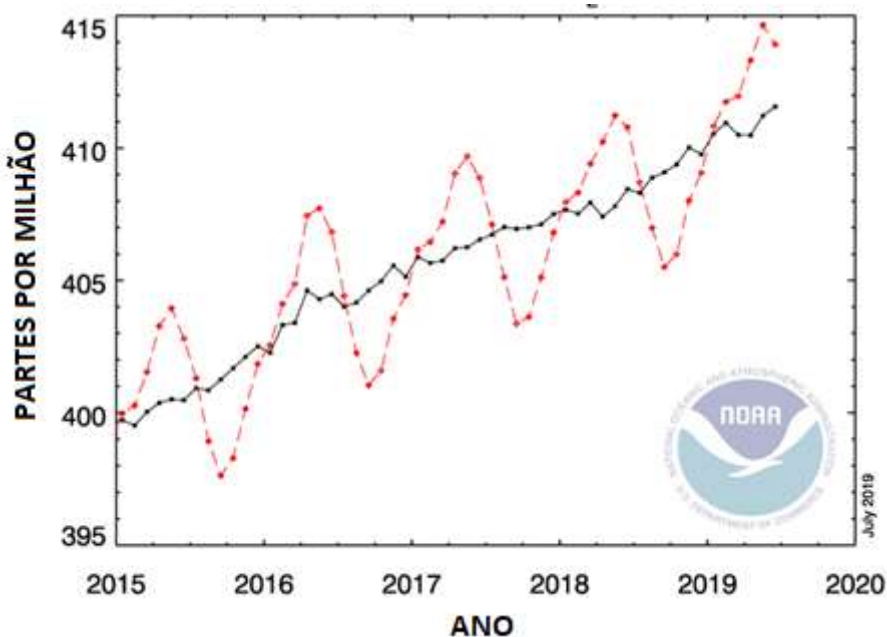


Figura 1.4. Variação mensal da concentração de dióxido de carbono na atmosfera entre 2015 e 2019 (linha vermelha) no observatório de Mauna Loa, Havaí. A linha preta mostra a média móvel de longo prazo. Fonte: Tans (2019).

O metano é outro GEE que teve sua concentração elevada a partir da revolução industrial. Estima-se que o potencial de “aprisionamento” de radiação de onda longa, também denominado potencial de aquecimento global (do inglês, *global warming potential. GWP*) pelo metano seja entre 10 e 20 vezes maior que o do CO₂. Entretanto, a concentração relativamente menor na atmosfera e a sua menor estabilidade temporal mantêm o dióxido de carbono como o centro das atenções quando o assunto é efeito estufa. O metano resulta da decomposição de matéria orgânica em ambiente anaeróbico e isso faz dos aterros sanitários uma importante fonte de metano antropogênico para a natureza. As áreas de cultivo do arroz irrigado, os gases oriundos da digestão dos animais ruminantes, as minas de carvão, a queima de biomassa, as refinarias de petróleo e os vazamentos nos sistemas de distribuição de gás natural são outras fontes de emissão de metano relacionadas às atividades humanas. Entre as fontes naturais, as áreas pantanosas merecem destaque.

O óxido nitroso (N₂O) é outro GEE que ganhou importância por causa do aumento rápido na sua concentração desde o início da era industrial. Estima-se que, entre 1980 e 1998, a concentração de N₂O tenha subido a uma taxa de 0,25% ao ano (IPCC, 2014). A principal fonte natural de emissão de N₂O é o solo agrícola e os oceanos e, dentre as fontes antrópicas, a queima de biomassa e as atividades industriais são apontadas como as principais (Tavares, 2004). A importância dada ao N₂O deve-se ao seu potencial de aquecimento global, que é cerca de 300 vezes maior que o do CO₂.

1.4 APLICAÇÕES DA MICROCLIMATOLOGIA E MICROMETEOROLOGIA

Embora a micrometeorologia trate de uma fina camada de ar que envolve os elementos terrestres e as culturas agrícolas, ela tem grande importância por tratar da camada onde a maior parte dos fenômenos atmosféricos que interferem sobre a vida das plantas e animais acontecem. Por exemplo, os processos de transferência turbulenta são responsáveis pelas trocas de massa e energia entre a vegetação e a atmosfera e, exatamente nessa camada mais próxima à superfície terrestre é onde se verifica a maior turbulência atmosférica. Sem os processos turbulentos, estima-se que esses processos de troca ocorreriam apenas em função dos processos moleculares, o que reduziria a magnitude das trocas em 10^{-3} ou 10^{-6} em relação às trocas em condições turbulentas (Arya, 2001).

As equações de fluxo a serem discutidas ao longo desta obra, que se baseiam no conceito de rugosidade aerodinâmica são muito utilizados em micrometeorologia para entender a interação ar-oceano, poluição atmosférica, hidrologia e na modelagem de larga escala da atmosfera. Nesses casos, os fluxos estão relacionados com o produto entre a velocidade do vento e a diferença entre os valores de uma grandeza entre duas alturas. Em agricultura, esta abordagem é a base para os estudos de evapotranspiração de culturas ou sobre o balanço de carbono e outros gases de efeito estufa. Por exemplo, toda a teoria que embasa a grande prática do manejo da irrigação de culturas vem deste tipo de estudo.

Outra aplicação bastante comum nos estudos de fluxos entre superfícies vegetais e a atmosfera é o conceito de resistência aerodinâmica, que permite uma aplicação relativamente simples para estimativa de fluxos de massa e energia a partir dos componentes de um sistema agrícola ou florestal.

O balanço radiativo de superfícies vegetadas é outro ponto de interesse da microclimatologia e da micrometeorologia. Ainda que se trate de um tema bastante complexo e relativamente pouco estudado pelas ciências correlatas, a compreensão quali-quantitativa dos fluxos energéticos permite antever a taxa fotossintética e o padrão de funcionamento térmico dos ecossistemas, além de explicar boa parte dos demais fluxos biogeoquímicos que atuam naquele ambiente.

O tamanho e a forma de uma copa, bem como a orientação das folhas que a compõem, determinam sua interação com a radiação solar, seu padrão térmico e suas taxas de assimilação de carbono e de transpiração. Tais aspectos estão relacionados com o conceito de arquitetura de copa e a orientação das folhas, caracterizada pelo ângulo de inclinação e seu azimute, são úteis indicadores sobre o funcionamento das espécies vegetais, e para a diferenciação entre cultivares.

Enfim, é na escala microclimatológica onde se encontra uma interface mais próxima com outras ciências agrônomicas, como a fitotecnia e a fisiologia vegetal. Os conceitos e técnicas de estudo que envolvem a microclimatologia são, portanto, bastante aplicados para a compreensão de uma série de práticas adotadas no processo de produção agrícola e florestal, comprovados empiricamente, mas as vezes sem a explicação teórica sobre seu funcionamento. Os conceitos físicos utilizados ao longo desta obra, espera-se, irão servir aos leitores como base para ampliação de seu entendimento dos processos produtivos agrícolas.

REFERÊNCIAS

- Assunção, J. V. Controle Ambiental do Ar. In: Philipi Jr.; Roméro, M.A.; Bruna, G.C (eds.). Curso de Gestão Ambiental. Barueri: Manole. 2004. p. 101-154.
- Ayoade, J. O. Introdução a climatologia para os trópicos. 4ª ed. Rio de Janeiro, 1996. 332p.
- Duursma, E.K. and Boisson, M.P.R.M. (1994). Global oceanic and atmospheric oxygen stability considered in relation to the carbon cycle and to different time scales. *Oceanologica Acta*, v.17, p.117-141.
- Gibbs, H.K.; Brown, S.; Niles, J.O.; Foley, J.A. Monitoring and estimating tropical forest carbon stocks: making REDD a reality. *Environmental Research Letters*. v.2, p.1-13, 2007.
- Gore, A., 2006. *An inconvenient truth: The planetary emergency of global warming and what we can do about it*, 1st ed. Rodale books, New York.
- Lenton, T.M. The coupled evolution of life and atmospheric oxygen. In: Rothschild, L.; Lister, A. *Evolution on Planet Earth: Impact of the Physical Environment*. p. 35-53. 2003.
- Miller Jr., G.T. *Ciência Ambiental*. São Paulo: Thonson. 501p. 2006.
- Oke, T.R., 1992. *Boundary layer climates*, 3rd ed. Taylor & Francis.

Cap. 1 - Microclimatologia agrícola: uma introdução biofísica da relação planta-atmosfera
Prof. Fábio R. Marin - ESALQ/USP

Pereira, A.R., Angelocci, L. R.; Sentelhas, P.C. 2002. Agrometeorologia: Fundamentos e Aplicações Práticas. Guaíba: Agropecuária.

Pickering, K.T.; Owen, L.A. An Introduction to Global Environmental Issues. Londres: Routledge, 1995.

Tavares, A.C. Mudanças Climáticas. In: Vitte, A.C.; Guerra, A.J.T. (Orgs.) Reflexões sobre a Geografia Física no Brasil. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 2004. 280p.

UNEP. Selected multilateral treaties in the field of the environment, v.2. Grotius Publications Ltda: Cambridge. 1991. 573p.

Varejão Silva, M.A. Meteorologia e Climatologia. Brasília: INMET, 2001, 525p.

Tans, P. NOAA/ESRL (www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/) and Dr. Ralph Keeling, Scripps Institution of Oceanography (scrippsco2.ucsd.edu/). Acessado em 11 de agosto de 2019.