

A ESTRUTURA DA ATMOSFERA DA TERRA

1. ORIGEM E COMPOSIÇÃO DA ATMOSFERA

Os teores da atmosfera da Terra em gases nobres (hélio, néon, árgon, cripton e xénon) são baixíssimos quando comparados com os do Sol e mesmo com os das atmosferas dos vários planetas exteriores do sistema solar. Eram estes gases que deveriam constituir a atmosfera em que a Terra se terá formado. E dessa atmosfera residual original pouco mais resta que vestígios.

Accepta-se hoje que esses gases se tenham escapado logo que a Terra se formou e, por isso, na fase inicial, a Terra não teria qualquer atmosfera, uma vez perdida a atmosfera original. A atmosfera que hoje observamos, que será uma atmosfera de terceira geração, teria resultado da emanção de substâncias voláteis do interior da Terra, juntamente com a actividade vulcânica. Partamos da hipótese de que, na fase inicial da sua existência, a Terra não teria sido rodeada por qualquer atmosfera. De facto, os elementos leves, tais como o hélio, o hidrogénio, etc., por terem uma densidade muito pequena, ter-se-iam escapado, devido aos valores elevados que caracterizam as suas velocidades moleculares, furtando-se ao efeito da gravidade.

Na fase inicial a Terra não teria oceanos; a superfície do globo seria povoada por vulcões em actividade, que lançariam, para o exterior, lavas, gases, principalmente hidrogénio, amoníaco, gases sulfurosos e vapores (constituídos principalmente por vapor de água). As moléculas de água lançadas pelas emissões vulcânicas sofriam, por acção da radiação solar, uma forte dissociação, quase imediata, originando hidrogénio e oxigénio. O hidrogénio, por ser muito leve, ter-se-ia

escapado da acção do campo gravítico da Terra e o oxigénio teria reagido com o metano (CH₄) e com o amoníaco (NH₃), para formar anidrido carbónico (CO₂) e libertar azoto (N). Por isso, aceita-se que a primeira atmosfera da Terra teria sido constituída por uma mistura em que predominavam estes dois gases. A transição para uma atmosfera do tipo da actual ter-se-ia dado através da fotossíntese, quando apareceu a vegetação.

Esta, ao absorver o anidrido carbónico, libertou o oxigénio que se foi acumulando e se juntou ao azoto já existente. Depois, à medida que a temperatura da Terra foi baixando e os processos iniciais da formação da atmosfera se estabilizaram, deu-se a condensação do vapor de água, cujo excesso se depositou nas depressões do globo, dando origem à formação dos oceanos. Por outro lado, as características físicas da substância água e os valores dominantes da temperatura na Terra permitem a existência daquela nas três fases, o que, por acção da radiação solar, levou ao estabelecimento do ciclo hidrológico. E assim, com os fenómenos de precipitação intensa que passaram a ocorrer, surgiram os cursos de água, os lagos, etc.

A atmosfera actual da Terra é constituída por uma mistura de gases cuja composição e concentrações se apresentam na Tábua I. A análise da Tábua I mostra imediatamente que os quatro componentes (azoto, oxigénio, árgon e anidrido carbónico) constituem 99,98 % em volume de toda a atmosfera. Observações da alta atmosfera indicam que as concentrações dos vários gases que figuram na Tábua I se mantêm praticamente constantes até uma altura de 80 km, formando uma mistura uniforme invariante. Por isso se chama por vezes a esta camada a *homosfera*, e à camada superior, em que as concentrações variam, com predomínio dos gases mais leves, a *heterosfera*.

Além destes gases devemos juntar o vapor de água, cuja ocorrência é muito variável no espaço e no tempo. Há também uma quantidade considerável de partículas suspensas na atmosfera, constituídas por cloreto de sódio, poeiras, fumos e matéria orgânica, que têm origem natural ou provêm da actividade humana. Estas partículas constituem uma suspensão coloidal da atmosfera. Por isso a matéria particulada se designa

por aerossol, como se formasse um colóide em que a fase dispersa é constituída pelas partículas e a fase dispersante pelo ar.

TABUA I

Composição média da atmosfera da Terra até cerca de 100 km

Gás constituinte	Concentração molecular	Peso molecular
Azoto (N ₂)	78,08	28,02
Oxigénio (O ₂)	20,94	32,00
Árgon (A)	0,93	39,44
Vapor de água (H ₂ O)	0-4	18,02
Dióx. de carbono (CO ₂)	325 (p.p.m.)	44,01
Néon (Ne)	18 (p.p.m.)	20,18
Hélio (He)	5 (p.p.m.)	4,00
Kripton (Kr)	1 (p.p.m.)	83,70
Hidrogénio (H)	0,5 (p.p.m.)	2,02
Ozono (O ₃)	0-12 (p.p.m.)	48,00

1.1 *Variação da Composição da Atmosfera com a Altitude; a Homosfera e a Heterosfera; a Exosfera*

Vejamos agora como varia a composição da atmosfera com a altitude. Os gases mais leves, como o hidrogénio e o hélio, são mais abundantes na alta atmosfera, porque o regime turbulento mais ou menos intenso da baixa atmosfera homogeniza a mistura e não facilita a separação dos gases, como aconteceria se ficassem sujeitos apenas à acção da difusão molecular e do campo gravítico da Terra. Vejamos porquê. Devido ao campo da gravidade da Terra, a atmosfera exerce uma força sobre a superfície do globo, que é o seu peso. A força por unidade de área devido ao peso da atmosfera pode constituir a pressão atmosférica. A pressão atmosférica média pode ser determinada aproximadamente por $\frac{M_a g}{\pi R^2}$, em que M_a é a massa total da atmosfera (5,14 × 10¹⁸ kg), g a aceleração média da gravidade (9,80 m/s²) e R o raio médio do globo (6,37 × 10⁶ m). A pressão média da atmosfera à superfície da Terra é 10 Pa [1 Pascal (Pa) <> 1 Newton/m² <> 10⁻² mb].

Na ausência de fontes ou de sumidouros, a razão das concentrações dos vários constituintes gasosos da atmosfera,

a um dado nível, é determinada por dois processos físicos que competem entre si: a difusão molecular e a mistura devida aos movimentos da atmosfera. A difusão, devida a movimentos aleatórios das moléculas, tenderia a originar uma atmosfera em que os gases seriam ordenados em altitude, de acordo com as suas massas moleculares, de modo que nos níveis mais elevados predominariam os gases mais leves (hidrogénio, hélio, etc.). Por outro lado, os constituintes da atmosfera comportam-se independentemente uns dos outros, de forma que a densidade de cada um decresce exponencialmente com a altitude e com uma rapidez tanto maior quanto maior for o seu peso molecular. Mas, com gases mais leves, as densidades decrescem menos rapidamente do que nos gases mais pesados.

A mistura turbulenta, em contraste com a difusão molecular, não é selectiva em relação aos pesos moleculares dos gases constituintes da atmosfera e, nas zonas da atmosfera em que se observa a turbulência, a composição tende a ser independente da altitude.

A eficácia da difusão molecular aumenta proporcionalmente com a raiz quadrada da velocidade do movimento molecular e com o livre percurso médio entre duas colisões. Quanto maior for a densidade de um gás, menor é o livre percurso médio e menos eficaz é a difusão. Em regime turbulento, o «percurso de mistura» é o equivalente ao livre percurso médio.

Entre os factores que influenciam a eficácia relativa dos dois processos, o mais importante é o aumento do livre percurso médio com a altitude. De facto, na baixa atmosfera o livre percurso médio é tão pequeno, que o tempo necessário para a separação, por difusão, dos componentes leves dos mais pesados é, em muitas ordens de grandeza, superior ao tempo necessário para se verificar a homogeneização por mistura turbulenta. Mas a uma altitude de 100 km os dois processos assumem igual importância, e acima daquela altitude a distribuição vertical dos gases passa a ser controlada quase exclusivamente pela difusão. A superfície de transição entre as regiões em que predomina a mistura turbulenta e aquela em que a difusão molecular é o factor dominante designa-se por *turbopausa*. A região inferior, em que a mistura tem uma

composição uniforme, foi a que designámos por *homosfera*, e a região acima, em que se observa separação dos gases em função das densidades, é a *heterosfera*.

A composição da parte inferior da heterosfera é fortemente influenciada pela fotodissociação do oxigénio molecular (diatómico), originando oxigénio atómico que passa a predominar acima de 120 km. A níveis mais elevados verifica-se, como referimos, um aumento considerável da abundância relativa dos constituintes mais leves devido aos efeitos da difusão. O azoto é o componente mais abundante da homosfera, mas a sua concentração diminui rapidamente acima da turbopausa. E, assim, a cerca de 500 km, a atmosfera é constituída predominantemente por oxigénio atómico, por traços de azoto e por hélio e por hidrogénio. Acima de 1000 km o hélio e o hidrogénio passam a ser os constituintes dominantes da atmosfera.

A estrutura da heterosfera é fortemente condicionada pela temperatura. Acima de 500 m, o livre percurso médio das moléculas é tão grande que as moléculas têm trajetórias balísticas como se fossem «foguetes de lágrimas». A velocidade de escape dum grave da Terra, \vec{v}_e é independente da sua massa, visto que no nível de escape, z , resulta energia cinética igual à energia potencial do grave: $\frac{1}{2} M \vec{v}_e^2 = M/gz$.

Como se vê, v_e depende apenas da altitude z . Para uma altitude da ordem de 500 km, v_e é cerca de 11 km/s. Por outro lado, como se sabe da teoria cinética dos gases, a velocidade média mais provável v_o de qualquer gás é dada por $v_o = \sqrt{2kT/M}$, em que k é a famosa constante de Boltzman ($k = 1,38 \times 10^{-23} \text{ J/}^\circ\text{C}$), T a temperatura absoluta e M o peso molecular da espécie química.

Devemos acentuar que se aceita o princípio da equipartição da energia entre os vários componentes, donde resulta que a velocidade média das moléculas dos gases mais leves é maior do que a dos mais pesados. Mas as velocidades das moléculas de cada um dos gases não são uniformes e distribuem-se em torno do valor médio (v_o) segundo uma lei bem conhecida, que é a *lei da distribuição de Maxwell*. Ora esta lei permite prever que cerca de 50 por cento das moléculas têm velocidades iguais ou inferiores a v_o , e que só

2 por cento das moléculas têm velocidades superiores a $2 v_0$, e que só uma em cada dez mil moléculas tem velocidades que excedem $3 v_0$, etc.

Na atmosfera da Terra as temperaturas na região de escape, ou *exosfera*, são da ordem de 600°K . Para o hidrogénio ($M = 1$), vem $v_0 \simeq 3 \text{ km/s}$. Portanto, para cada colisão, a probabilidade de escape ($v > v_e$) é da ordem de $\frac{1}{10^8}$. Mesmo com um valor tão baixo da probabilidade de escape, o tempo necessário para que todo o hidrogénio se escapasse da atmosfera é muito inferior à idade da Terra. É por isso que a concentração de hidrogénio livre na atmosfera é tão baixa, apesar da sua constante produção, devida à dissociação da água.

Para o oxigénio atómico ($M = 16$) $v_0 \simeq 0,8 \text{ km/s}$ e a probabilidade de escape é pequeníssima ($1/10^{24}$). Por isso a perda de oxigénio pela atmosfera da Terra é tão lenta e insignificante, que as perdas acumuladas, mesmo durante a vida da Terra, são quase inexistentes.

1.2 Os Componentes Variáveis da Atmosfera

Os gases não permanentes da atmosfera, tais como o ozono, o vapor de água e o anidrido carbónico, são os que apresentam maiores variações com a latitude e com a altitude e maiores flutuações no decurso do tempo. Como são absorventes e emissores selectivos da radiação solar e da radiação terrestre, vão influir decisivamente no balanço energético da Terra e modelar, portanto, a estrutura vertical da distribuição da temperatura na atmosfera livre.

O vapor de água constitui cerca de 3% da massa da atmosfera, com a concentração máxima junto à superfície do globo, mas diminui rapidamente com a altitude, de sorte que, a 10 ou a 12 km de altitude, é quase inexistente. O vapor de água é lançado na atmosfera através da evaporação da água, à superfície do globo, ou através da transpiração das plantas. À medida que é libertado dispersa-se na atmosfera por difusão e por mistura turbulenta. Depois é transportado pela circulação geral da atmosfera, que compreende todo o espectro das circulações desde as de microescala, de mesoescala, de escala sinóptica, até às da escala planetária. A turbulência é mais eficiente nas camadas inferiores da atmosfera, e pode even-

tualmente atingir as altitudes da tropopausa, principalmente na região das correntes de jacto.

A capacidade de retenção de vapor de água pela atmosfera depende da temperatura. É por isso que a razão de mistura ⁽¹⁾ do vapor de água é pequena nas massas de ar frio e muito pequena nos níveis mais elevados da troposfera.

O anidrido carbónico (dióxido de carbono CO_2) distribui-se quase uniformemente por toda a baixa atmosfera e tem uma concentração da ordem de 315 partes por milhão (p.p.m.), apresentando, no entanto, variações estacionais apreciáveis, principalmente nas latitudes mais elevadas. Assim, na latitude de 50° N a concentração varia entre 310 p.p.m. no fim do Verão e 318 p.p.m. na Primavera. Os valores baixos observados no Verão estão relacionados com a forte absorção e assimilação do anidrido carbónico pelas águas frias dos oceanos polares. Durante o ano verifica-se um transporte de anidrido carbónico das latitudes mais baixas para as latitudes mais elevadas, a fim de manter o equilíbrio do seu conteúdo total na atmosfera.

O ozono (O_3) encontra-se concentrado principalmente numa camada entre 20 e 40 km. A radiação ultravioleta, que é uma das componentes da radiação solar, ao atingir as camadas elevadas da atmosfera decompõe o oxigénio molecular nos dois átomos que constituem cada molécula (fotodissociação). Esta dissociação ($\text{O}_2 = \text{O} + \text{O}$) é particularmente eficiente na camada entre 80 e 100 km. Parte dos átomos de oxigénio (O) recombina-se novamente com moléculas de oxigénio (O_2) ainda não dissociadas, para formarem o ozono, seguindo um esquema da forma $\text{O} + \text{O}_2 + \text{M} = \text{O}_3 + \text{M}$, em que M representa um terceiro átomo, ou uma molécula estranha que absorve, por colisão, o excesso da quantidade de movimento e da energia que resultam da formação do ozono. Ora estas colisões de três corpos são pouco frequentes a 80 ou a 100 km, devido à baixa densidade da atmosfera, e abaixo de 35 km a radiação ultravioleta é praticamente inexistente, por ter sido absorvida nos níveis mais elevados. Por isso, a formação do ozono ocorre principalmente na

⁽¹⁾ Razão de mistura é a quantidade de vapor de água por grama de ar seco; avalia-se em g/kg.

camada entre 30 e 60 km, onde as colisões de átomos de oxigénio (O) com oxigénio molecular (O_2) são mais prováveis. Todavia, nem todo o ozono que vai formando se mantém. Parte é destruída por colisão com o oxigénio atómico para reconstituir o oxigénio molecular ($O_3 + O = O_2 + O_2$), e parte é destruída pela acção da radiação solar.

A formação e a autodestruição do ozono por processos fotoquímicos numa espécie de metamorfose cíclica, oxigénio-azoto-oxigénio, conduz à existência de ozono livre residual, em estado de quase equilíbrio, com um máximo da razão de mistura a cerca de 35 km, mas com valores apreciáveis aos níveis de 25 ou mesmo de 20 km. O máximo da concentração observa-se a um nível inferior ao da sua formação. Com efeito, ao ser transportado pelas circulações atmosféricas para níveis inferiores, fica menos sujeito à destruição, porque a radiação ultravioleta mais atenuada, devido à absorção que foi sofrendo, é agora menos intensa. Daí a maior possibilidade de acumulação que se verifica neste nível e o máximo da concentração a 35 km e a níveis inferiores. O ozono tem um papel importantíssimo na distribuição da radiação solar à superfície do globo, pela absorção selectiva que apresenta da radiação ultravioleta, que é assim filtrada nas camadas elevadas da atmosfera e não atinge a superfície do globo. A quantidade de ozono da atmosfera é no entanto pequena; de facto, se todo o ozono da atmosfera fosse trazido à superfície do globo, a espessura da camada resultante não ultrapassaria 3 mm.

A matéria particulada entra na atmosfera através das erupções vulcânicas, das tempestades de poeiras, da rebentação das ondas dos oceanos, das práticas agrícolas, da poluição, etc.

As partículas de maiores dimensões vão-se depositando lentamente ou são arrastadas pela precipitação, e o seu tempo de residência na atmosfera é de alguns dias, enquanto que as mais pequenas têm tempos de residência ligeiramente maiores. As que penetram na estratosfera podem, no entanto, ter tempo de residência da ordem de 1 a 3 anos. A condensação do vapor de água, com a formação das nuvens e a precipitação, são fundamentais para a lavagem da atmosfera. De facto, parte da matéria particulada constitui os núcleos de condensação em torno dos quais se dá a condensação do

vapor de água para formar as gotículas das nuvens e parte é arrastada pela precipitação.

1.3 *Variação da Composição da Atmosfera com a Latitude e com o Tempo*

As variações do vapor de água e do ozono na atmosfera, com a latitude e com o tempo, são particularmente importantes.

Como se mostra na figura 1, o máximo do ozono ocorre nos meses da Primavera, nas latitudes acima dos 50° N; a sul

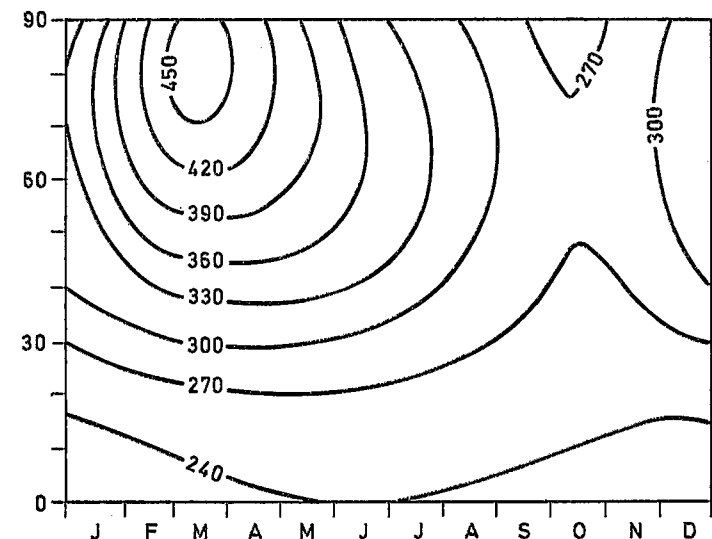


Fig. 1 — Variação média mensal do ozono da atmosfera no hemisfério norte, em unidade de 10^{-3} cm de ozono à temperatura e pressão normais.

de 30° N a concentração do ozono é quase constante no decurso do ano. Ora, se a distribuição do ozono resultasse apenas dos processos fotoquímicos, o máximo da concentração deveria observar-se em Junho na região equatorial, quando a radiação solar é mais intensa. Não é, no entanto, o que se observa, porque o ozono é transportado, meridionalmente, das regiões das baixas latitudes para as regiões de latitudes mais elevadas e a circulação responsável pelo transporte verifica-se dos níveis mais elevados (30-40 km) para os níveis mais baixos

(20-25 km), sendo esta circulação mais intensa durante o Inverno. Uma vez atingidas as latitudes elevadas, o ozono fica ali «armazenado» durante a noite polar, para vir a originar o máximo que se observa na Primavera. O modelo de circulação que se apresentou é muito esquemático e, na realidade, o processo do transporte do ozono é muito mais complexo. No hemisfério sul a distribuição espaço-temporal é análoga, mas o máximo das altitudes elevadas é menos intenso e ocorre mais tarde.

A quantidade de água retida pela atmosfera na fase vapor depende, como se disse, essencialmente da temperatura. É maior no Verão do que no Inverno e decresce quase exponencialmente com a altitude (fig. 2). Há, no entanto, excepções, como as que se verificam nas regiões dos desertos subtropicais. Se toda a água que existe na atmosfera se condensasse e se depositasse à superfície do globo, atingiria uma altura de 2 a 3 cm apenas. Na Tábua II indicam-se as quantidades de água contidas na atmosfera, sob a forma de vapor, durante as várias estações do ano, no hemisfério norte e no hemisfério sul.

Admitindo que a precipitação média é da ordem de 100 cm por ano, a quantidade de vapor de água armazenada na atmosfera (25 cm em média para toda a atmosfera) seria apenas suficiente para assegurar a precipitação durante 10 dias, aproximadamente. Com uma vida média tão curta do vapor de água na atmosfera, os valores da precipitação que de facto se observam só podem subsistir se se verificar um afluxo de vapor de água proveniente de outras regiões. Como se vê, a teoria da evaporação-precipitação *in situ* não é, por isso, de aceitar. As massas de ar ⁽²⁾ marítimo contêm, em geral, mais vapor de água do que as massas de ar continental. O mesmo se passa quando se comparam as massas de ar tropical (mais quente) com as massas de ar polar. É por isso que a alternância das massas de ar faz variar, numa dada região, a humidade da atmosfera no decurso do tempo. Note-se que a atmosfera não está, em geral, saturada

⁽²⁾ Massa de ar: extensa porção de ar da troposfera, com uma distribuição horizontal da temperatura e da humidade quase uniforme e com um gradiente vertical da temperatura quase constante.

de vapor de água, porque, à medida que se dá a evaporação ou evapotranspiração, as moléculas de água libertadas são removidas por difusão na atmosfera e transportadas para outras regiões pelas circulações locais e regionais da atmosfera ou pela sua circulação geral.

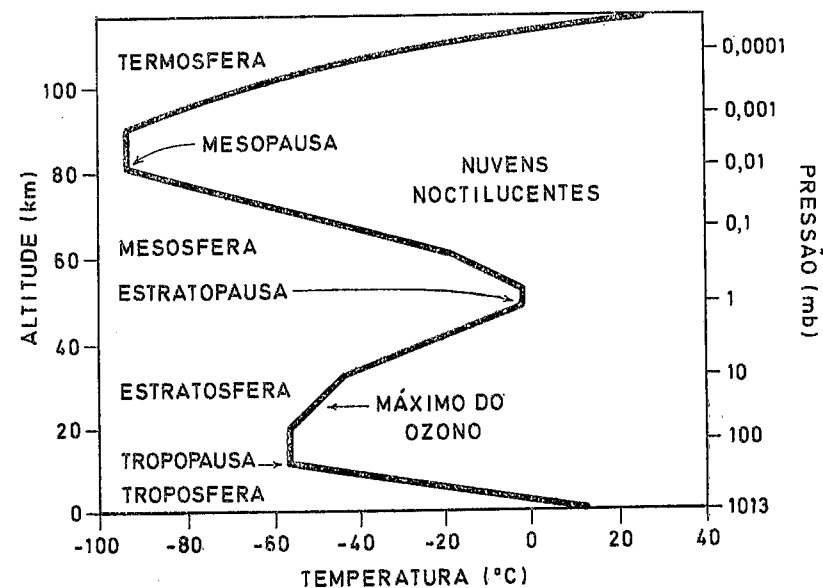


Fig. 2 — Perfil vertical da temperatura, mostrando as principais regiões da atmosfera.

O dióxido de carbono (CO_2) encontra-se praticamente espalhado por toda a baixa atmosfera e tem origem na acção dos organismos vivos dos continentes e dos oceanos.

O decaimento da matéria orgânica e a utilização de combustíveis fósseis constituem fontes adicionais, menores, mas mesmo assim importantes. É evidente que, se a produção de (CO_2) não fosse contrariada e compensada por alguns mecanismos naturais, a sua concentração deveria ter vindo a aumentar de forma regular e contínua no decurso do tempo. A fotossíntese, no entanto, constitui um mecanismo de equilíbrio dinâmico fundamental ao remover, durante o ano, aproximadamente cerca de 3 por cento da quantidade total de dióxido de carbono da atmosfera.

TABELA II

Estrutura da atmosfera, baseada na Atmosfera padrão dos Estados Unidos
(U. S. Standard Atmosphere 1962)

Alt. km	Pressão mb	Temperatura o K	Densid. kg./m ³	Peso molecular	Camada	
0	$1,01 \times 10^3$	288	$1,23 \times 10^0$	28,96	Troposfera	Homosfera
5	$5,40 \times 10^2$	256	$7,36 \times 10^{-1}$	28,96		
10	$2,65 \times 10^2$	223	$4,14 \times 10^{-1}$	28,96		
20	$5,53 \times 10^1$	217	$8,89 \times 10^{-2}$	28,96		
40	$2,87 \times 10^0$	250	$4,00 \times 10^{-3}$	28,96	Estratosfera	Homosfera
60	$2,25 \times 10^{-1}$	256	$3,06 \times 10^{-4}$	28,96		
80	$1,04 \times 10^{-2}$	181	$2,00 \times 10^{-5}$	28,96	Mesosfera	Homosfera
100	$3,01 \times 10^{-4}$	210	$4,97 \times 10^{-7}$	28,88		
150	$5,06 \times 10^{-6}$	893	$1,84 \times 10^{-9}$	26,92	Termosfera	Homosfera
200	$1,83 \times 10^{-6}$	1236	$3,32 \times 10^{-10}$	25,56		
300	$1,88 \times 10^{-7}$	1432	$3,59 \times 10^{-11}$	22,66	Exosfera	Heterosfera
400	$4,03 \times 10^{-8}$	1487	$6,50 \times 10^{-12}$	19,94		
500	$1,10 \times 10^{-8}$	1499	$1,58 \times 10^{-12}$	17,94		
600	$3,45 \times 10^{-9}$	1506	$4,64 \times 10^{-3}$	16,84		

Nos oceanos o dióxido de carbono vai dissolver-se e originar o carbonato de cálcio que constitui as conchas e os esqueletos da fauna marítima. Nos continentes a matéria orgânica transforma-se em húmus e depois, em parte, em combustíveis fósseis. Estas transformações nos oceanos e nos continentes, assim como as transformações entre os oceanos e a litosfera, envolvem escalas de tempo extremamente longas, comparadas com as que se observam na atmosfera. Os oceanos e a litosfera constituem, por isso, os grandes reservatórios naturais de (CO₂). Esta ajusta-se, devido à sua grande mobilidade, de tal forma que as transferências entre estes e outros reservatórios se encontram em estado de quase equilíbrio.

Pode, portanto, falar-se num ciclo de carbono no sistema climático geral. Há discrepâncias entre as quantidades de (CO₂) observadas e estimadas. Calcula-se que desde o início da revolução industrial, isto é, entre 1865 e 1970, a quantidade de anidrido carbónico aumentou de 294 para 321 (p.p.m.), cerca de 11 por cento, devido à utilização de combustíveis fósseis. Mas o aumento que se deveria ter verificado, quando se considera a quantidade de combustível utilizado, deveria ser da ordem dos 20 por cento. Aceita-se que a diferença (20-11%) tenha sido utilizada pela biosfera e absorvida pelos oceanos.

O dióxido de carbono tem uma importância decisiva na temperatura global da Terra. Constitui um absorvente e um emissor privilegiado da radiação de grande comprimento de onda no domínio do infravermelho. E assim, ao absorver a radiação terrestre emitida pelo globo e pela atmosfera e ao reemitir essa energia radiante para a Terra, o dióxido de carbono constitui como que uma camada protectora da temperatura do globo. Não seria difícil mostrar, por cálculos adequados, que a um aumento do valor actual de 320 (p.p.m.) para o valor de 370 (p.p.m.), que se prevê no ano 2000, na ausência doutros factores a temperatura da atmosfera junto ao globo deveria sofrer um aumento da ordem de 0,5° C.

As variações da concentração do ozono na troposfera estão associados às flutuações da radiação ultravioleta da radiação solar. Aceita-se hoje, no entanto, que há a possibilidade da existência doutros mecanismos, alguns mesmo de origem humana, que podem levar à destruição do ozono. Está neste

caso a oxidação pelo ozono dos metano-cloros que constituem o fréon e que, ao serem lançados na atmosfera, se difundem até atingirem a estratosfera. O fréon tem sido utilizado nos frigoríficos e como suporte de várias substâncias utilizadas sob a forma de *sprays*. As variações temporais das concentrações da matéria particulada são irregulares, como as que resultam de erupções vulcânicas, de tempestades de areia, da rebentação das vagas etc., ou progressivas, como acontece com as partículas de natureza antropogénica (fumos, agricultura, etc.).

Aceita-se que a contribuição da actividade humana para a matéria particulada, principalmente sob a forma de sulfatos e de partículas do solo, é cerca de 30 por cento da concentração total, e prevê-se que essa contribuição possa vir a duplicar no ano 2000. O aerossol na baixa atmosfera aumenta o albedo solar e, portanto, provoca um arrefecimento da atmosfera que, em parte, poderia compensar o aquecimento provocado pelo aumento do dióxido de carbono.

Estas considerações são importantes, quando se equaciona o problema da variabilidade climática da Terra e das suas possíveis causas. Se passarmos em revista as teorias da variação do clima, verificamos que estas assentam em causas externas e nas suas implicações para os mecanismos anteriormente enunciados: flutuações da radiação ultravioleta e consequente variação da concentração do ozono, com todas as suas consequências para o balanço energético da Terra; aumento do albedo, devido ao aumento de poeiras de origem vulcânica e outras, com a consequente ruptura do balanço energético e um arrefecimento resultante. A estas causas exteriores virão depois juntar-se os mecanismos de realimentação interna do sistema climático, tais como as interacções oceano-atmosfera, criosfera-atmosfera, criosfera-biosfera, etc.

1.4 As Partículas Electrizadas da Atmosfera

Ainda que a matéria electrizada da atmosfera constitua apenas uma fracção pequeníssima da sua massa total, desempenha um papel importantíssimo num vasto domínio dos fenómenos geofísicos, desde o relâmpago às auroras boreais, passando pela reflexão e pela refacção das ondas hertzianas,

originando as flutuações no campo geomagnético e mantendo o campo eléctrico entre a superfície do globo e a alta atmosfera. São vários os processos que conduzem ao aparecimento da carga eléctrica na atmosfera, que fundamentalmente resulta da interacção da radiação solar com a matéria que constitui a atmosfera. Com efeito, a radiação γ , os raios X e a radiação ultravioleta distante, provenientes do Sol, ionizam as moléculas da atmosfera. Acima de 60 km a radiação ionizante já foi praticamente toda consumida. Analisaremos mais tarde toda a problemática que envolve a existência de matéria ionizada na atmosfera.

2. As VÁRIAS REGIÕES DA ATMOSFERA

A atmosfera pode dividir-se num número de camadas horizontais bastante bem definidas, principalmente quando se toma para critério de definição das várias regiões da atmosfera a distribuição da temperatura com a altitude. A atmosfera apresenta, em geral, uma estrutura estratificada, o que tem sido confirmado pelas observações de altitude com radiossondagem, foguetões, satélites, etc. Duma forma geral, podemos dizer que a atmosfera é constituída por várias camadas (fig. 2): a *troposfera*, a *estratosfera*, a *mesosfera* e a *termosfera*. Os topos destas camadas designam-se por *tropopausa*, *estratopausa*, e *mesopausa*. Três destas camadas têm temperaturas relativamente elevadas: a troposfera, camada vizinha do globo, com uma espessura média de 10 km; a mesosfera, entre 50 e 60 km e a termosfera acima de 120 km. Estas camadas são separadas por duas camadas relativamente mais frias: a estratosfera, entre 10 e 30 km e a termosfera, acima de 80 km.

Este esquema, extremamente simplificado, dá apenas a distribuição estatística ideal. No caso real a estrutura é muito complexa, apresentando variações diárias, variações sazonais e mesmo anuais, principalmente nas camadas até 60 km. Na fig. 3 dá-se a distribuição média da temperatura num perfil da atmosfera que corresponde aos meses de Julho e de Janeiro e que põe em evidência a variabilidade da atmosfera, no decurso do ano, nas camadas inferiores.

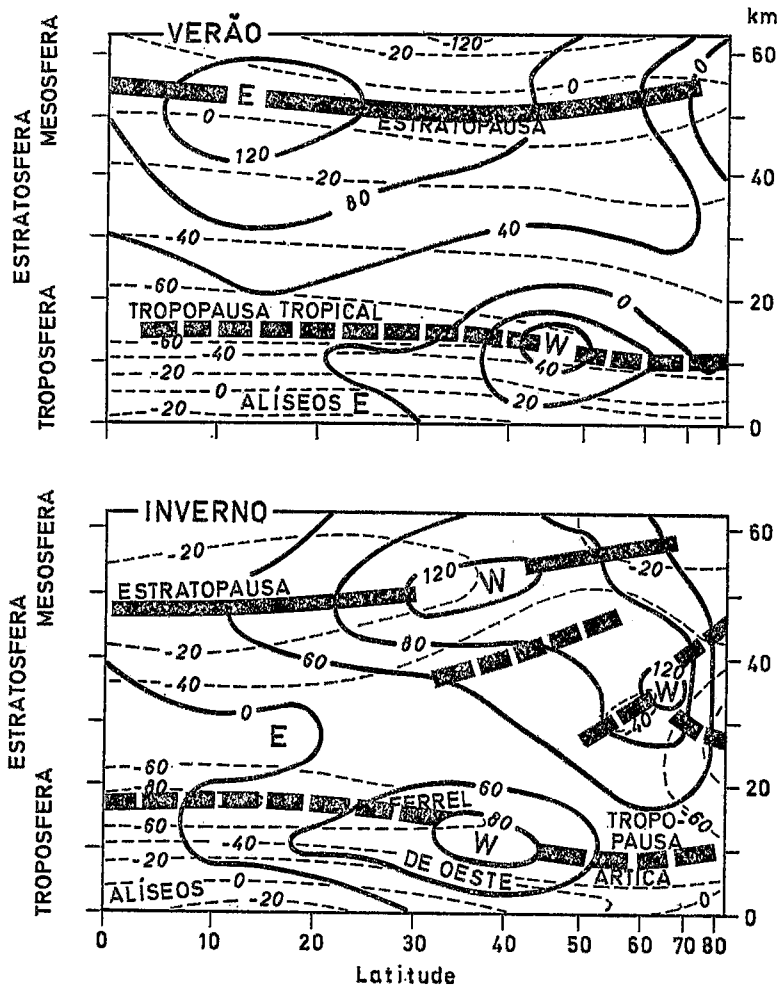


Fig. 3 — Perfil médio da atmosfera ao longo da vertical com as configurações médias das temperaturas ($^{\circ}\text{C}$) e das isotáxicas (m/s) para as estações de Verão e de Inverno.

2.1 A Troposfera

A camada inferior da atmosfera, junto ao globo, é como referimos designada por troposfera. É nesta camada que ocorrem os fenómenos meteorológicos mais variáveis, que caracterizam o estado do tempo. É dominada por uma turbulência que se pode considerar a várias escalas, desde os

pequenos turbilhões de microescala aos fenómenos de mesoescala, passando pelas perturbações sinópticas, até às grandes perturbações planetárias. Esta camada contém 75 por cento da massa total da atmosfera e, praticamente, todo o vapor de água e a maior parte da matéria particulada (aerossol).

Na troposfera a temperatura decresce, em geral, com a altitude e o gradiente vertical da temperatura é em média $6,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$. A troposfera é limitada pela tropopausa, que é caracterizada por uma zona de inversão de temperatura (isto é, com um gradiente de temperatura de sinal oposto), ou, noutros, por uma zona isotérmica em que a temperatura se mantém constante com a altitude. A troposfera aparece assim com uma identidade própria, constituindo um subsistema, bem definido, limitado pela inversão de temperatura superior que fixa os limites da convecção da camada limité planetária.

A altitude da base da tropopausa não é constante no espaço, nem no tempo. A altitude da tropopausa, num dado ponto do globo, está correlacionada com a pressão à superfície e com a temperatura do ar na troposfera, factores estes que, por sua vez, dependem da latitude, da estação do ano e estão sujeitos a variações no dia-a-dia. A altitude da tropopausa sofre, portanto, variações muito acentuadas de local para local no decurso do tempo (fig. 3). Em média, pode aceitar-se que a altitude da tropopausa varia entre 16 km no equador, onde o aquecimento da atmosfera é mais intenso e a turbulência mais acentuada, e de 6 a 8 km nas regiões polares.

A tropopausa não é uma camada contínua e pode apresentar dobras, ou mesmo rupturas (fig. 3). Nestas regiões verifica-se uma forte interacção da troposfera e da estratosfera, podendo ocorrer transferências importantes de massa e de energia entre a troposfera e a estratosfera. É assim que, provavelmente, o vapor de água penetra na estratosfera e o ozono é transportado para níveis inferiores da troposfera, nas regiões das latitudes médias. É por isso que, por exemplo, a concentração do ozono tende a ser mais elevada na retaguarda duma depressão, onde a altitude da tropopausa tende a ser mais baixa. Por vezes, este abaixamento da tropopausa resulta da subsidência da estratosfera, donde resulta um aquecimento da baixa estratosfera e um transporte de ozono para níveis inferiores.

Em geral, as rupturas da tropopausa dão-se na vizinhança superior das correntes de jacto, e sabe-se que abaixo destas correntes o gradiente vertical da temperatura tem valores muito mais acentuados e estão quase sempre associados às superfícies frontais hemisféricas. Note-se, ainda, que o ar mais frio da estratosfera (-80°C) ocorre na tropopausa das regiões equatoriais durante o Verão, quando a altitude da tropopausa atinge os valores mais elevados.

2.2 A Estratosfera

A estratosfera é a região da atmosfera que se estende desde a tropopausa até uma altitude da ordem de 50 km. A transição da troposfera para a estratosfera é marcada por uma variação abrupta das concentrações de alguns dos componentes variáveis da atmosfera; o vapor de água decresce rapidamente, enquanto a concentração do ozono aumenta consideravelmente nos primeiros quilómetros da estratosfera. Os gradientes elevados das concentrações, logo acima da tropopausa, indicam que há pouca mistura e uma interacção fraca do ar estratosférico, rico em ozono e relativamente seco, e do ar húmido e pobre em ozono, da troposfera. De facto, a estratosfera é caracterizada por uma quase inexistência de mistura, o que explica a permanência nesta região, durante longos intervalos de tempo, da matéria particular que consegue ultrapassar a tropopausa. A estrutura fortemente estratificada da estratosfera implica a grande estabilidade que caracteriza esta região da atmosfera.

Ainda que a estratosfera contenha a maior parte do ozono da atmosfera, com um máximo a cerca de 22 km, o valor mais elevado da temperatura que, resulta da absorção da radiação ultravioleta solar pelo ozono ocorre na estratopausa (fig. 2), onde a temperatura pode exceder 0°C (273°K). Como a densidade do ar nestes níveis elevados é muito pequena, a absorção, mesmo mais reduzida, da radiação solar, produz um aumento maior da temperatura. E assim, a temperatura aumenta com a altitude, a partir da tropopausa. No Inverno a estrutura é mais complexa. As temperaturas mais baixas da estratosfera encontram-se na tropopausa, onde a tempe-

ratura varia entre -80°C no equador e -45°C ou -50°C nas regiões das latitudes elevadas.

A temperatura da estratosfera sofre variações muito rápidas; e o fenómeno que na literatura da especialidade se designa por «aquecimento brusco da estratosfera» enquadra-se neste aquecimento súbito. Este está associado com a subsidência, que acompanha as variações da circulação geral da atmosfera na transição Inverno-Primavera, e as temperaturas a 25 km podem aumentar de -80°C para -40°C no período de dois dias. O arrefecimento durante o Outono processa-se de forma mais gradual, não dando, portanto, origem a ajustamentos bruscos das camadas da estratosfera com subsidência, que, por sua vez, provoca um aumento adiabático da temperatura.

Investigações recentes revelaram que a circulação na estratosfera tropical é caracterizada por um regime quase-bienal (período de 26 meses) com ventos de leste na camada entre 18 e 30 km durante 12 a 13 meses, alternando com ventos de oeste durante um período de tempo equivalente. A revisão começa por se verificar nos níveis elevados e leva, aproximadamente, 12 meses a propagar-se do nível de 30 km até ao nível de 18 km, ou seja de 10 a 60 mb.

A interdependência desta *oscilação bienal* com a circulação geral da atmosfera na troposfera não é ainda bem conhecida, nem muito clara, e pode dizer-se que constitui um dos grandes problemas por resolver do acoplamento entre os dois subsistemas que são a troposfera e a estratosfera.

2.3 A Atmosfera Superior

a) *Mesosfera*. — Acima da estratopausa a temperatura decresce novamente até atingir temperaturas da ordem de -90°C , à altitude de 80 km. Esta região da atmosfera é designada por *mesosfera*, mas a sua delimitação não é universalmente aceite. Para alguns autores, a mesosfera é a camada que vai de 20 km a 80 km.

Acima de 80 km a temperatura volta a crescer novamente, e a camada de inversão de temperatura que assim se forma é designada, como dissemos, por mesopausa. É na mesosfera que se observam, durante o Verão, nas latitudes elevadas,

as nuvens noctilucentes. A sua formação parece ser devida à presença de partículas meteoríticas que, actuando como núcleos de condensação, aglutinariam as moléculas de água

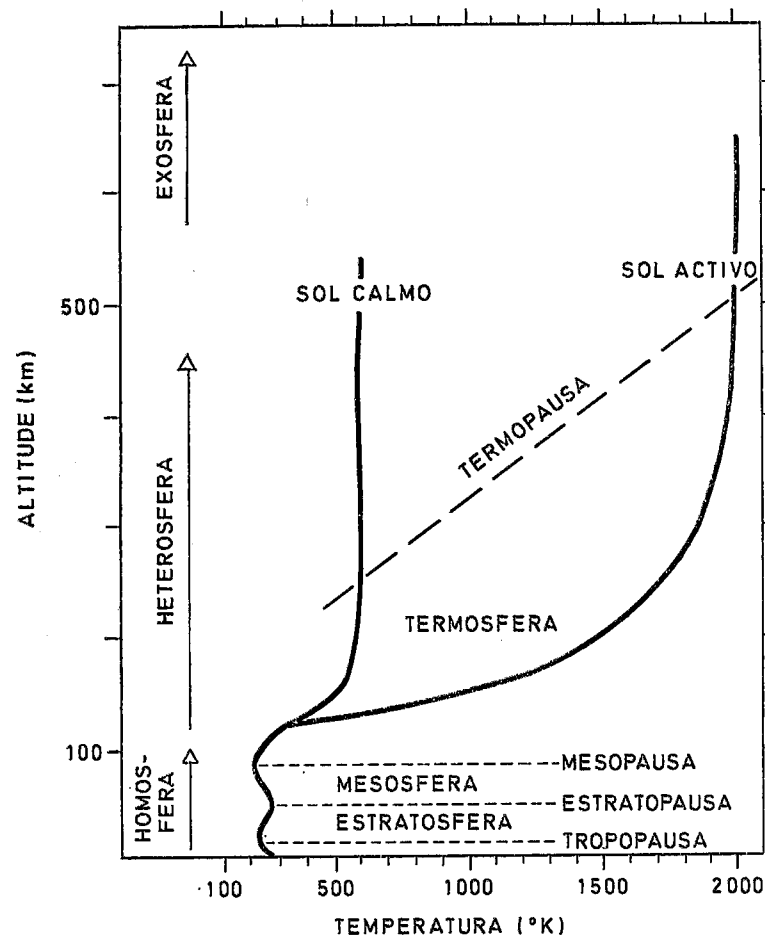


Fig. 4 — Distribuição vertical da temperatura na alta atmosfera.

residuais existentes, trazidas da estratosfera por convecção associada à diminuição vertical da temperatura na mesosfera. A concentração das partículas nas nuvens é muito pequena para que sejam facilmente visíveis da superfície do globo. No entanto, nas latitudes elevadas, principalmente durante

o longo crepúsculo do Verão, as nuvens noctilucentes continuam iluminadas pelo Sol, muito depois deste ter descido abaixo do horizonte. A pressão na mesosfera é muito baixa, decrescendo de 1 mb, a 50 km, até valores da ordem de 0,1 mb a 90 km.

b) *Termosfera e ionosfera.* — Acima da mesopausa a densidade da atmosfera é extremamente baixa, mas mesmo assim uma atmosfera tão tênue pode afectar, pelo atrito, as trajetórias das naves espaciais, acima de 250 km. A região inferior da termosfera é formada principalmente por azoto molecular (N_2) e por oxigénio molecular (O_2) e atómico (O) mas, acima de 200 km, o oxigénio atómico passa a predominar sobre o azoto (N_2 e N). Nesta região da atmosfera a temperatura aumenta com a altitude, devido à absorção da radiação ultravioleta pelo oxigénio atómico, podendo atingir valores de $1200^\circ K$ a cerca de 350 km. Devemos acentuar que estas temperaturas são essencialmente conceptuais e teóricas. São baseadas no conceito de temperatura da teoria cinética dos gases, em que o valor daquela é proporcional à energia cinética média por molécula.

Note-se que, devido à grande rarefacção que se observa na mesosfera, as velocidades das moléculas são muito elevadas e o livre percurso médio entre duas colisões consecutivas é muito grande. Nestes níveis as partículas neutras e as electrizadas movem-se mais ou menos independentemente e, portanto, não há razão para que as temperaturas dos dois tipos de partículas sejam as mesmas. Por exemplo, os satélites artificiais não atingem qualquer destas temperaturas devido à forte rarefacção do ar. As temperaturas na atmosfera superior e na exosfera sofrem variações diurnas muito acentuadas. São mais elevadas durante o dia e nos períodos de máximo das manchas solares, ainda que as variações resultem apenas das variações das velocidades das poucas moléculas existentes.

Acima de 100 km, a atmosfera vai sendo sucessivamente mais afectada pelas radiações de pequeno comprimento de onda (p.c.o.) na região do espectro que vai das radiações γ , passando pelas radiações X, até ao ultravioleta próximo. As radiações γ e X de menor comprimento de onda, ao atingirem

a atmosfera, começam por provocar ionização do oxigénio e do azoto, originando o aparecimento de electrões livres. As auroras boreais e austrais resultam da penetração de partículas ionizadas, originadas a cerca de 300 km, até níveis à altitude de 80 km, particularmente nas regiões vizinhas dos pólos magnéticos terrestres. No entanto, as auroras podem atingir altitudes da ordem de 1000 km, mostrando a enorme extensão da amostra, ainda que muitíssimo rarefeita.

Por sua vez usa-se o termo *ionosfera* para designar as camadas acima de 80 km em que há uma forte densidade de electrões. Esta é muito mais acentuada nas regiões entre 100 e 300 km. A ionosfera muitas vezes é designada por camada de Heaviside, em homenagem ao físico que previu a existência duma camada ionizada na atmosfera e os seus efeitos na propagação das ondas hertzianas.

Devido ao aumento rápido, com a altitude, do livre percurso médio das partículas e à transição para espécies de iões mais estáveis nos níveis elevados, os electrões livres produzidos pela radiação ionizante do Sol na alta atmosfera têm vidas médias superiores às dos que resultam de outros processos a níveis inferiores. É por isso que a maior parte dos electrões da atmosfera se encontra acima de 60 km, onde existem já em quantidade suficiente para afectar a propagação das ondas hertzianas.

A concentração de electrões livres aumenta com a altitude, tendo um valor relativamente pequeno a 60 km, para atingir um máximo a cerca de 300 km. Há regiões intermédias, em que o perfil da concentração de electrões com a altitude apresenta flutuações e, portanto, irregularidades no gradiente vertical da concentração que tem um efeito profundo na propagação das ondas hertzianas. As camadas de máximo correspondem às regiões D, E e F da ionosfera, cujas altitudes são da ordem de 80 km, 110 km e 300 km respectivamente. A região D é caracterizada por uma forte absorção das ondas de rádio, devido às colisões entre electrões e partículas neutras.

A densidade dos electrões na ionosfera diminui durante a noite, em resposta à interrupção do fluxo ionizante do Sol, permitindo que, nas regiões D e E, parte dos electrões se recombinem com iões positivos. Com o desaparecimento da

região D, a absorção das ondas hertzianas é muito atenuada, donde resulta a conhecida melhoria da propagação durante a noite. A região F não apresenta praticamente qualquer variação diurna.

c) *Exosfera e magnetosfera*. — A base da exosfera está localizada entre 500 e 750 km. Nesta região os átomos de oxigénio, de hidrogénio e de hélio estão parcialmente ionizados e constituem uma camada muito rarefeita e ténue. Nestas regiões as leis dos gases deixam de se verificar. Como vimos, os átomos de hidrogénio e de hélio, por serem muito leves, podem escapar-se para o espaço exterior, porque o livre percurso médio é muito grande, e a probabilidade de colisão, que os poderia deflectir novamente para a atmosfera, diminui rapidamente com a altitude.

O hidrogénio que se escapa é substituído pelo hidrogénio que resulta da dissociação do vapor de água e do metano (CH_4) nas vizinhanças da mesopausa, enquanto que o hélio resulta da acção da radiação cósmica sobre o azoto e da desintegração, lenta mas contínua, dos materiais radioactivos da crosta. Acima dos 500 km, a colisão entre as partículas individuais é tão pouco provável, que não há praticamente interacção das partículas neutras com as ionizadas. Nestes níveis o movimento das partículas ionizadas é condicionado fortemente pela presença das linhas de força do campo magnético terrestre. Por isso se chama a esta região a *magnetosfera* (fig. 5).

Em primeira aproximação, o campo magnético terrestre é equivalente ao que seria originado por um dipolo com o eixo inclinado em relação ao eixo da rotação terrestre com um ângulo de 11° . No entanto, as linhas de fluxo são um tanto distorcidas em relação às de um dipolo ideal, pela influência do *vento solar*, constituído por jactos de radiação corpuscular provenientes do Sol, com velocidades da ordem de 500 km/s.

A densidade das partículas ionizadas aumenta através da exosfera e na magnetosfera, acima de 200 km, predominam electrões e protões. Estas partículas concentram-se em duas regiões a cerca de 3000 e de 16 000 km da Terra, ao que se supõe, devido à acção do campo magnético terrestre, cons-

tituindo as camadas de Van Allen. A magnetosfera actua como um obstáculo ao vento solar, com a magnetopausa a separar as partículas de alta energia, do vento solar, das que são capturadas na magnetosfera. A magnetosfera prolonga-se

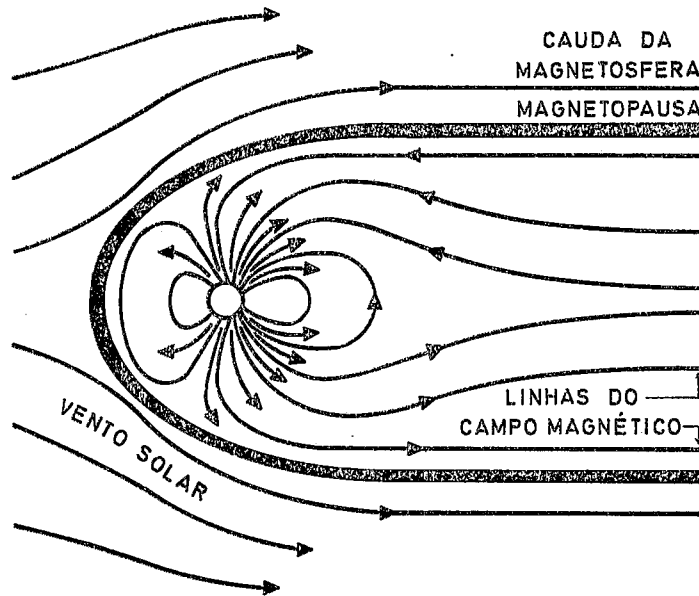


Fig. 5 — Configuração esquemática da magnetosfera.

por uma cauda no lado da sombra da Terra. Do lado da face iluminada a magnetosfera é comprimida pelo vento solar a uma distância de cerca de 10 raios da Terra (57 000 km). As camadas de Van Allen foram estudadas depois do Ano Geofísico Internacional (1958) e as implicações magneto-hidrodinâmicas permitiram explicar as perturbações da magnetosfera, associadas às protuberâncias solares.

Para além de 80 000 km, a atmosfera da Terra insere-se na do Sol e as noções de vento e de temperatura deixam de ter significado. Quando a atmosfera neutra da região E se move através das linhas de fluxo do campo magnético terrestre, dá-se a separação das partículas ionizadas dos electrões e originam-se correntes e tensões induzidas; o efeito é semelhante ao dum dínamo na geração da corrente eléctrica. E, assim, as correntes originadas na região E são responsáveis

pelas variações do campo geomagnético e pelas variações que induzem na região F.

3. NOMENCLATURA DAS REGIÕES DA ATMOSFERA. SÍNTESE

Como temos vindo a mostrar, as propriedades físicas e químicas da atmosfera terrestre variam apreciavelmente com a altitude e houve, por isso, vantagem em caracterizar as várias regiões, atribuindo a cada uma delas um termo descritivo.

Os sistemas de nomenclatura propostos para caracterizar a estrutura vertical da atmosfera partem da ideia de que ela é constituída por camadas aproximadamente esféricas e concêntricas. As várias camadas caracterizam-se por diferenças de grandezas e de parâmetros potencialmente mensuráveis, tais como a composição e actividade química, a temperatura, gradiente de temperatura, ionização, ou por uma combinação destes ou doutros parâmetros.

Utilizamos neste artigo a nomenclatura recomendada pela União Geodésica e Geofísica Internacional (UGGI). Cada termo descritivo é constituído por um radical indicador da característica definidora da camada, seguido do sufixo «sfera». O termo descritivo do limite superior de uma camada é constituído pelo radical do nome da camada, seguido do sufixo «pausa». E, assim, definimos a «tropopausa» (do grego «tropos») como o limite superior da «troposfera»; a «estrato-pausa» como o limite superior da «estratosfera», etc.

Em princípio, adoptamos quatro sistemas de nomenclatura, cada um deles baseado em um único parâmetro: composição, temperatura, ionização e actividade química.

Na Tábua II indicam-se os valores característicos da pressão, da temperatura, densidade e o peso molecular médio em cada uma das regiões da atmosfera para níveis seleccionados, tomando por base a atmosfera padrão dos Estados Unidos (1962).

3.1 Sistema Baseado na Temperatura e na Fuga Molecular

a) *Troposfera*. — É a região da atmosfera, a partir da superfície do globo, em que a temperatura decresce, em regra,

constantemente com a altitude. O gradiente nominal de decrescimento da temperatura é 6,5 graus/km, mas as inversões de temperatura são frequentes. A troposfera, no seio da qual ocorrem os fenómenos meteorológicos comuns, está em equilíbrio convectivo com a superfície do globo aquecida pela radiação solar. Na tropopausa, situada entre 6 e 18 km de altitude (mais alta e mais fria sobre o equador), ocorrem ventos fortes, por vezes concentrados nas «correntes de jacto», turbulência em ar limpo e nuvens do tipo cirrose, mais altas.

b) *Estratosfera*. — É a região imediatamente acima da troposfera; a temperatura passa a decrescer muito menos rapidamente com a altitude, podendo por vezes manter-se quase constante. É caracterizada por uma forte estabilidade e o movimento é predominantemente lamelar. É mais espessa sobre regiões polares e menos espessa ou mesmo inexistente sobre o equador. Perto da estratopausa, cuja altitude é cerca de 25 km nas latitudes médias, podem ocorrer nuvens «nacaradas».

c) *Mesosfera*. — É a região imediatamente acima da estratosfera; a temperatura começa por aumentar até um máximo (entre 0° e 30° C) situado a cerca de 50 km, baixando seguidamente até ao mínimo extremo (entre -80° e -110° C), a que corresponde a mesopausa, situada entre 70 e 85 km de altitude. A mesosfera é uma região relativamente quente entre duas regiões frias; desaparece a maioria dos meteoros.

d) *Termosfera*. — É a região imediatamente acima da mesosfera; a temperatura sobe a partir do mínimo na mesopausa e atinge valores da ordem de 1500° C; as condições físicas são completamente diferentes das das regiões inferiores. É a região de ocorrência das auroras polares. A fixação da termopausa resulta da consideração seguinte: a partir da base da exosfera o conceito de temperatura deixa de ser aplicável, porque o livre percurso médio das partículas é tão grande (da ordem de 100 km) que não há repartição uniforme da energia.

e) *Exosfera*. — É a região em que a fuga molecular para o espaço exterior é apreciável. A base da exosfera (nível crítico)

deverá estar situada em altitude superior a 300 km, possivelmente da ordem dos 1000 km. As espécies químicas leves podem escapar-se para o espaço em altitudes inferiores às da fuga das partículas mais pesadas. O campo magnético da Terra impede eficazmente a fuga das partículas electrizadas.

3.2 Sistema Baseado na Ionização

a) *Ionosfera*. — É um conjunto de regiões cuja ionização é suficientemente grande para afectar a propagação das ondas radioeléctricas. A região D, que é a mais baixa, está situada a cerca de 80 km de altitude durante o dia e desaparece durante a noite, subindo a base da ionosfera para cerca de 100 km. Admitia-se que o limite superior da ionosfera estava situado a cerca de 400 km de altitude; não parece legítimo fixá-lo, porque a acção das partículas electrizadas aumenta evidentemente com a razão crescente das concentrações em partículas electrizadas e em partículas neutras. Investigações recentes permitiram reconhecê-la a 100 km de altitude.

b) *Magnetosfera*. — É a região acima de 500 km, em que os movimentos das partículas carregadas são fortemente condicionados pelo campo magnético terrestre. É nesta região que se formam auroras boreais e austrais, devido a injeção de partículas de alta energia.

3.3 Sistema Baseado na Composição

a) *Homosfera*. — É a região, a partir da superfície do globo, em que a composição do ar, avaliada pela sua «massa molecular» média, se mantém substancialmente constante. A homopausa está situada entre 80 e 100 km de altitude. O facto de a maior parte do ozono atmosférico se encontrar nas proximidades da estratopausa não altera apreciavelmente a «massa molecular» média do ar.

b) *Heterosfera*. — É a região imediatamente acima da homosfera; a composição varia apreciavelmente, devido à dissociação e à separação dos gases por difusão e a «massa molecular» média do ar diminui. O oxigénio começa a disso-

ciar-se apreciavelmente no nível da homopausa; a dissociação do azoto começa em níveis muito mais altos; e a difusão no campo da gravidade conduz à separação dos vários constituintes da atmosfera, situando-se os constituintes mais leves nos níveis superiores. A «massa molecular» do ar, que é da ordem de 28,9 no nível da homopausa, passa para 16, a 500 km de altitude. A heterosfera não tem limite exterior.

3.4 Sistema baseado na actividade química

Quimiosfera. — É a região da atmosfera em que a actividade química (principalmente fotoquímica) é predominante. Está situada desde 20 até 110 km da altitude, aproximadamente. É nesta região que se verifica a ionização, a fotodissociação do oxigénio e do azoto, a formação do ozono, etc.

Nota final — Este trabalho foi realizado com a cooperação do Dr. Ilídio Martins, investigador do Instituto Geofísico D. Luís, a quem se agradece.

JOSÉ PINTO PEIXOTO

RÉSUMÉ

La structure de l'atmosphère terrestre. Présentation des idées récentes sur l'origine, la composition et la structure de l'atmosphère terrestre. A l'origine, la Terre aurait été dépourvue d'atmosphère puisque des gaz comme l'hélium et l'hydrogène étaient trop légers pour être retenus par la pesanteur terrestre. Les volcans actifs qui ont du couvrir la surface de notre planète éjectèrent des laves, des gaz et des vapeurs, surtout de la vapeur d'eau. Grâce à la radiation solaire et par photodissociation, les molécules d'eau libèrent l'hydrogène et l'oxygène. L'hydrogène, très léger, s'échappa et l'oxygène, réagissant avec l'ammoniac et le méthane, forma du nitrogène et de l'oxyde de carbone. C'est le mélange de ces deux gaz qui a dû constituer, à ce stade, l'atmosphère intermédiaire. Plus tard, sa composition évolua par photosynthèse, lorsque les premières plantes commencèrent à absorber l'oxyde de carbone et à libérer de l'oxygène. Le terme de cette évolution constitue l'atmosphère actuelle.

La composition de l'atmosphère est ensuite discutée, ainsi que la distribution de ses constituants gazeux, en fonction de l'altitude, en plusieurs couches concentriques. Ces divers constituants, ainsi que les particules solides, sont mentionnés et aussi l'influence de la vapeur

d'eau, de l'oxyde de carbone, de l'ozone, etc... sur le climat du globe et sa variabilité.

Bien que les ions ne représentent qu'une portion infime de la masse atmosphérique, ils ont un rôle décisif dans un large spectre de phénomènes géophysiques. C'est pourquoi quelques aspects de la formation et de la structure de l'ionosphère sont indiqués, ainsi que ceux de la constitution de la sphère magnétique.

Enfin, plusieurs systèmes de nomenclature des diverses couches de l'atmosphère sont présentés, selon des critères basés sur la distribution de la température, l'échappement des molécules, de l'ionisation ou de la composition.

SUMMARY

The structure of the Earth's atmosphere. The actual views on the origin, composition and structure of the Earth's atmosphere are presented. In primeval days the Earth must have been devoid of any atmosphere, since elements like the helium and the hydrogen were too light to be kept by the earth's gravity. The active volcanoes that must have covered the surface of our planet poured lava, gases and vapours, mainly water vapour. Due to the solar radiation and the photodissociation water molecules were split into hydrogen and oxygen. Hydrogen, being very light, escaped and oxygen reacted with ammonia and methane to form nitrogen and carbon dioxide. A mixture mainly of these two gases would have constituted at this stage an intermediate atmosphere. Later, its composition changed to the present state by photosynthesis, when the plants appeared and started absorbing carbon dioxide and liberating oxygen leading to our actual atmosphere.

Afterwards, we discuss the composition of the atmosphere and the distribution of its gaseous constituents as a function of height, forming several concentric layers. The variable constituents as well as the particulate matter are mentioned and the influence of the water vapour, carbon dioxide, ozone, etc. on the climate of the Earth and on its variability are also referred.

Although charged particles account for only a minute portion of the mass of the atmosphere, they have a decisive role on a wide range of geophysical phenomena. Thus, we give some aspects of the formation and of the structure of the ionosphere and of the constitution of the magnetosphere.

Finally, we presented various nomenclature systems of the different layers of the atmosphere according to criteria based on the temperature distribution and molecular escape, on the ionisation and on the composition.

BIBLIOGRAFIA

- CRAIG, R. A. (1965) — *The Upper Atmosphere: Meteorology and Physics*, Academic Press. N. York e Londres.
- (1968) — *The Edge of Space*, Doubleday & C.^a, Nova York.
- DAY, J. A. e G. L. STERUES (1970) — *Climate and Weather*, Addison-Wesley, Reading, Mass.
- GODY, R. M. e J. C. WALKER (1972) — *Atmospheres*, Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, N. Y. (Existe tradução em português).
- GODY, R. M. (1967) — *Atmospheric Radiation*, Clarendon Press, Oxford.
- MILLER, A. (1971) — *Meteorology*, Columbus, Ohio.
- PEIXOTO, J. P. (1969) — *Lições de Meteorologia*, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa.
- (1978) — *Lições de Termodinâmica*, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa.
- SUTTON, O. G. (1962) — *The Challenge of the Atmosphere*, Harper, Londres.