



Sự ô nhiễm toàn cầu

Bởi:

PGS. TS. NGUYỄN Phạm Văn Huân

voer_nguyenthanhson

duvantoan

Mở đầu

Gia nhập từ những nguồn khác nhau, các chất làm ô nhiễm được mang đi trong khí quyển bởi những dòng không khí có trật tự (trung bình trong những khoảng thời gian nhỏ hoặc lớn) và lan truyền dưới ảnh hưởng của xáo trộn rối.

Hệ thống các dòng không khí trong khí quyển khá phức tạp. Thông thường, người ta phân biệt chuyển động qui mô vừa, synop và toàn cầu với các kích thước phương ngang tuần tự không vượt quá 100?200, 1000?2000 km và vài nghìn km. Không khí khí quyển di chuyển không chỉ theo phương ngang, mà cả phương thẳng đứng. Dưới tác động của trao đổi rối và những chuyển động thẳng đứng, sẽ diễn ra sự vận chuyển tạp chất từ các lớp khí quyển này tới các lớp khác (chẳng hạn, từ lớp đối lưu sang lớp bình lưu). Thời gian lưu lại trung bình của tạp chất không rơi lắng (nhẹ) bằng khoảng 2 năm trong lớp bình lưu, 1?4 tháng trong lớp đối lưu thượng và 6?10 ngày trong lớp đối lưu hạ. Với khoảng thời gian tồn tại như vậy, các tạp chất kịp lan truyền đi xa nhiều nghìn kilômet khỏi nơi chúng gia nhập vào khí quyển. Với tốc độ trung bình (khoảng 30?35 m/s) của các dòng hướng tây vẫn quan trắc thấy trong lớp đối lưu thượng và lớp bình lưu hạ ở các vĩ độ trung bình, sơn khí kịp lan vòng quanh địa cầu trong vòng 10?12 ngày. Tốc độ chuyển động của không khí trong phương kinh tuyến nhỏ hơn nhiều so với tốc độ vĩ hướng. Do đó, sơn khí lan truyền từ đới vĩ độ này tới đới vĩ độ khác, hoặc từ bán cầu bắc tới bán cầu nam, chậm hơn nhiều so với lan truyền trên phương vĩ tuyến.

Quan trắc về gió và các đại lượng khí tượng khác ở nhiều vùng của Trái Đất hoàn toàn chưa đủ. Nếu theo dõi sự lan truyền của sơn khí, chúng ta có thể ước lượng được tốc độ của các dòng không khí. Với vai trò đó, các tạp chất được sử dụng như là những vật đánh dấu (trasser) các dòng khí quyển toàn cầu và sự trao đổi rối.

Các tạp chất phóng xạ

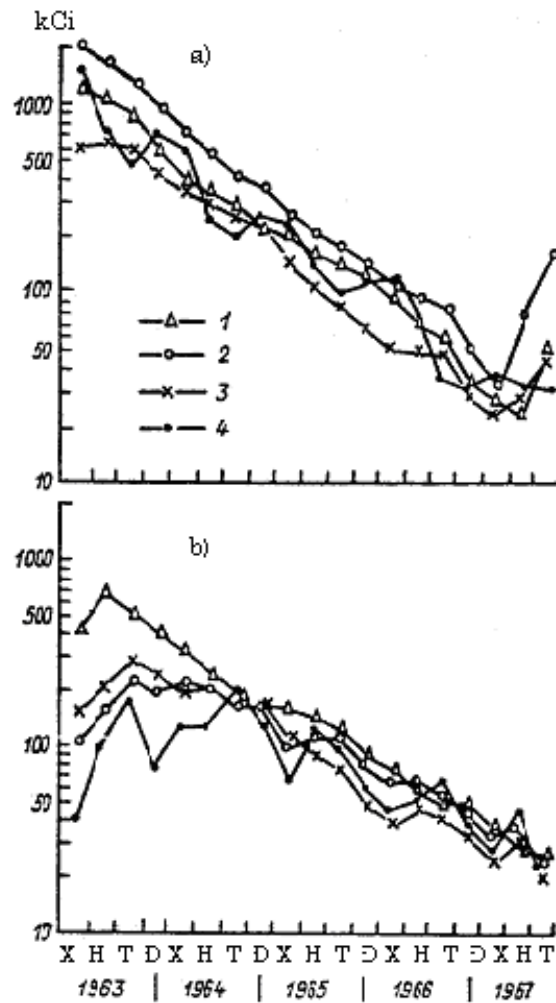
Những thập niên gần đây người ta nhận được dữ liệu đầy đủ hơn cả về sự lan truyền các tạp chất phóng xạ, bởi vì chính những tạp chất đó là nguy hiểm nhất, và đặc biệt càng nguy hiểm khi “ki nguyên nguyên tử” bắt đầu diễn ra (từ những năm bốn mươi).

Độ phóng xạ của khí quyển đã tăng lên mạnh trong những năm 50 và đầu những năm 60 do các vụ thử vũ khí hạt nhân lan tràn. Mặc dù năm 1963 đã cấm thử vũ khí trong khí quyển và trong vũ trụ, một số nước (Trung Quốc, Pháp) không tham gia Hiệp ước và tiếp tục thử vũ khí hạt nhân. Hậu quả là vấn đề ô nhiễm phóng xạ khí quyển vẫn giữ nguyên tính thời sự cho đến tận ngày nay.

Các tạp chất phóng xạ nhập vào khí quyển từ bốn nguồn và tuân tự được chia thành bốn nhóm. Nhóm thứ nhất gồm các đồng vị của một số nguyên tố phóng xạ có trong vỏ Trái Đất và các sản phẩm phân hủy những chất đó: radôn (^{222}Rn), ^{210}Pb (RaD), ^{210}Bi (RaE), ^{210}Po (RaF)... Nhóm thứ hai gồm các đồng vị nguồn gốc vũ trụ tạo thành trong khi tương tác các nguyên tử không khí với bức xạ vũ trụ: ^{22}Na , ^7Be , ^{32}P , ^{33}P , ^{14}C , ^3H ... Các đồng vị nguồn gốc nhân tạo - sản phẩm các vụ nổ hạt nhân (^{14}C , ^3H , ^{131}I , ^{90}Sr , ^{137}Cs , ^{144}Ce , ^{95}Zr ...) - tuân tự làm thành các nhóm thứ ba và thứ bốn.

Phần lớn các đồng vị phóng xạ trong khí quyển liên kết với những hạt sôn khí. Sự rơi lắng những hạt này trong trường trọng lực và sự rửa trôi bởi giáng thủy một mặt sẽ làm phức tạp hóa việc sử dụng những quan trắc lan truyền đồng vị với tư cách là những vật đánh dấu các dòng không khí, nhưng mặt khác - cho phép ta lợi dụng những quan trắc này để nghiên cứu các quá trình hình thành mây, sương mù và giáng thủy. Đo hàm lượng đồng vị được thực hiện trong các quả cầu thám không, phòng thám không, máy bay và trong các thiết bị đặt mặt đất bằng cách thổi một lượng không khí nhất định qua những bộ lọc hiệu năng cao và sau đó xác định các đồng vị bức xạ beta nhờ phép phân tích hóa phóng xạ và các đồng vị phóng xạ gamma nhờ phép phân tích trắc phổ. Số lượng lần đo trong khí quyển tự do tương đối ít (vì rất khó khăn và đắt giá). Đó chủ yếu chỉ là những lần đo các sản phẩm nổ hạt nhân trên một số vùng địa lý riêng biệt. Chúng tôi sẽ dẫn một số dữ liệu về sự biến thiên hàm lượng các chất phóng xạ trong khí quyển tự do và ở lân cận mặt đất.

Trên hình 3.1 dẫn những trị số trung bình mùa của hàm lượng tổng cộng ^{90}Sr trong vùng nút đối lưu (9?15 km), trong lớp bình lưu hạ (21 km) và bình lưu trung (21?40 km). Độ phóng xạ ^{90}Sr đã đạt những trị số cực đại ở bắc bán cầu vào mùa xuân năm 1963, bởi vì trong nhiều năm trước năm đó đã có nhiều vụ thử vũ khí hạt nhân trong khí quyển thuộc bắc bán cầu. Ở nam bán cầu, hàm lượng ^{90}Sr đã đạt cực đại sau khoảng nửa năm, và giá trị độ phóng xạ nhỏ hơn một số lần so với ở bắc bán cầu.



Hình 3.1. Biến thiên theo thời gian hàm lượng tổng cộng ^{90}Sr ở bán cầu bắc (a)

và nam (b) trong các lớp 21?40 km (1); 15?21 km tại vĩ độ $30^{\circ}90^{\circ}$ (2) và $0^{\circ}30^{\circ}$ (3), $9^{\circ}15$ km tại vĩ độ $30^{\circ}90^{\circ}$ (4)

Đ - mùa đông, X - mùa xuân, H - mùa hè, T - mùa thu

Sau năm 1963, Liên Xô, Mỹ và Anh không thử vũ khí hạt nhân trong khí quyển nữa, kết quả là hàm lượng ^{90}Sr (cũng như các đồng vị phóng xạ khác) trong lớp bình lưu giảm (một chút tăng ở nửa sau năm 1967 tại bắc bán cầu có lẽ là do các vụ nổ hạt nhân của Trung Quốc hay Pháp). Trong lớp dưới ($0^{\circ}15$ km) tại đới vĩ độ $30^{\circ}90^{\circ}$ ở cả hai bán cầu hàm lượng ^{90}Sr cực đại vào mùa đông và xuân và cực tiểu vào mùa thu. Theo các số liệu quan trắc trong các buồng thám không (trên vĩ độ 31°) ở lớp 24?32 km, biến trình năm hàm lượng ^{90}Sr có dạng ngược lại: cực đại - mùa hè và thu, cực tiểu - cuối đông và xuân. Như vậy, một lượng lớn các sản phẩm nổ hạt nhân từ lớp bình lưu trung tại các vĩ

độ trung bình và cao đi vào lớp bình lưu hạ và sau đó vào lớp đối lưu, dẫn tới cực đại rơi lắng và hàm lượng ^{90}Sr vào mùa thu ở gần mặt đất.

Mặc dù các vụ nổ hạt nhân được tiến hành trên những độ cao và những vĩ độ khác nhau, nhưng chỉ khoảng trong một năm sau vụ nổ, trên bức tranh phân bố các sản phẩm phóng xạ ở lớp bình lưu quan sát thấy nhiều nét giống nhau. Cực đại nồng độ tất cả các đồng vị nằm tại lớp bình lưu chí tuyến trong lớp 20-50 km, các cực đại thứ sinh - trong lớp bình lưu hạ và lớp đối lưu thượng các vĩ độ trung bình và cao của bắc bán cầu.

Tổng lượng rơi sôn khí phóng xạ được xác định trên lục địa và các đại dương bằng cách thu nhận các mẫu trên những bảng bẫy có tính chất dính hoặc cấu trúc vải, các rãnh bẫy thành cao khác nhau, các bình bẫy thành cao thường đặt trên độ cao 1 m. Những đợt đo như vậy trong 20-25 năm gần đây đang được tiến hành một cách hệ thống hầu như ở tất cả các nước công nghiệp phát triển nhằm kiểm soát vô tuyến sự rơi các sản phẩm nổ hạt nhân xuống đất. Khối lượng chủ yếu các sôn khí phóng xạ được rửa trôi từ khí quyển và rơi xuống đất cùng với giáng thủy. Một bộ phận nhập cùng với bụi và các sôn khí dạng rắn khác (gọi là rơi khô). Việc tổng hợp các kết quả quan trắc trên mạng lưới trạm và các tàu cho phép lập các bản đồ rơi sôn khí phóng xạ toàn cầu (thí dụ, ^{90}Sr), đã dẫn tới kết luận rằng khối lượng sản phẩm nổ hạt nhân chủ yếu (theo tình hình năm 1967) nằm ở bắc bán cầu với hàm lượng cực đại ở đới 30-50 °VB. Theo số liệu đo đạc tại hơn 100 điểm phân bố gần 80 °KT trong đới 70 °VB - 60 °VN, nồng độ ^{90}Sr ở lớp sát đất cực đại vào tháng ba - tháng sáu trong đới 20-40 °VB, trong đó từ năm 1963 đến năm 1967 các trị số cực đại đã giảm khoảng 20 lần. Ở nam bán cầu, cực đại ^{90}Sr đã đạt được muộn hơn (vào cuối năm 1964) cũng trong đới 20-30 °VN, trong đó nồng độ ^{90}Sr ở nam bán cầu khoảng 10 lần nhỏ hơn so với ở bắc bán cầu.

Chúng tôi cũng sẽ dẫn thông tin về tốc độ rửa rơi (v_m) và rơi khô (v_c) các sôn khí phóng xạ (các tốc độ này có mặt trong những biểu thức tính thông lượng tạp chất rơi xuống mặt đất: $Q_m = v_m C$ và $Q_c = v_c C$, trong đó C - nồng độ thể tích tạp chất tại $z = 0$). Tốc độ v_c đo được (theo dữ liệu của nhiều tác giả khác nhau) từ một vài phần trăm đến 0,5-1,0 cm/s, tốc độ tổng cộng $v_m + v_c$ - từ 0,1-0,3 đến 2-4 cm/s, và nó tăng khi lượng giáng thủy tháng tăng.

Bán chu kỳ rửa rơi hay *thời gian triệt giảm* τ (sau thời gian bằng τ , nồng độ tạp chất giảm $e = 2,72...$ lần) có bậc 10^3-10^4 s trong mây và 10^4-10^5 s trong giáng thủy (theo dữ liệu của B. I. Sturo, K. P. Makhonko và nnk.). I. L. Korol đã thử ước lượng các trị số τ lấy trung bình theo các đới vĩ độ (có tính tới lượng và thời gian kéo dài giáng thủy cũng như độ cao biên trên của mây). Chúng bằng khoảng $2,5 \cdot 10^5$ s ở khu vực xích đạo (10 °VB -20 °VN), $4 \cdot 10^5$ s - tại các vùng cận nhiệt đới và vĩ độ trung bình và 10^6 s ở các vĩ độ cao ($\varphi > 65^\circ$).

Người ta nhận thấy có mối liên hệ trực tiếp giữa nồng độ ^{137}Cs và hoạt độ của Mặt Trời.

Các vụ nổ hạt nhân thực hiện ở Trung quốc đang tiếp tục làm ô nhiễm khí quyển bằng các tạp chất phóng xạ. Được mang đi bởi các dòng không khí, chúng cũng rơi xuống

lãnh thổ Liên Xô. Sau mỗi vụ nổ, qua một khoảng thời gian lớn hay nhỏ (tùy thuộc độ cao nâng lên của các sản phẩm nổ) thì nồng độ và sự rơi lắng các tạp chất xuống mặt đất tăng lên. Các mức ô nhiễm ở Liên Xô tăng lên về trung bình từ phía bắc xuống phía nam, và từ phía tây sang phía đông. Những mức ô nhiễm phóng xạ cao nhất đã quan trắc thấy ở vùng Primore, Trung Á và Ngoại Kavkaz (theo số liệu của K. P. Makhonko và nnk., các năm 1975-1980).

Thời gian gần đây, người ta đã tiến hành đánh giá về sự biến đổi có thể có của trạng thái môi trường dưới ảnh hưởng của việc sử dụng tràn lan vũ khí hạt nhân trong các cuộc chiến. Theo báo cáo của Học viện Quốc gia Hoa Kỳ, do một nhóm nhà chuyên môn và chuyên gia chuẩn bị, thì khi kích nổ nguồn dự trữ hạt nhân tổng công suất 10^4 triệu tấn (tức tương ứng với khoảng nửa công suất đã tích lũy) có thể gây nên những biến đổi sau đây trong môi trường:

- a) Phát thải ôxit nitơ vào lớp bình lưu sẽ kéo theo sự giảm sút hàm lượng chung của ôzôn 30-70 %;
- b) Giảm nhập lượng bức xạ cực tím sẽ làm giảm đáng kể sản lượng nền nông nghiệp;
- c) Các tia phóng xạ gây tổn thương cho mọi sự sống trên Trái Đất, làm gia tăng các bệnh ung thư và các bệnh liên quan đến gen.

Tuy nhiên, nhóm này đã đi đến kết luận rằng, mặc dù đòn tổng tấn công hạt nhân sẽ gây nên những hủy hoại to lớn, song các hậu quả của nó không mang tính thảm họa ở qui mô toàn cầu trong khoảng thời gian một số thập niên, bởi vì sau 2-4 năm sẽ phục hồi hàm lượng ôzôn trong khí quyển, còn sau 25 năm toàn bộ sinh quyển sẽ trở lại trạng thái bình thường (ngoại trừ những quốc gia bị tấn công trực tiếp).

Liên hiệp các nhà khoa học Mỹ đã không đồng ý với kết luận này, bởi vì khoa học hiện nay chưa đánh giá được một cách đủ xác định những hậu quả sinh học và kinh tế của những vụ nổ với công suất cỡ 10^4 triệu tấn.

Theo những ước lượng của Iu. A. Izrael, V. N. Petrov và Đ. A. Severov, khi xảy ra vụ nổ công suất một số triệu tấn thì tổng hàm lượng ôzôn trong một cột thẳng đứng tại vùng nổ sẽ giảm đi 20-25 % và phục hồi khoảng sau 1 ngày, dưới ảnh hưởng của vụ nổ với công suất một vài chục triệu tấn - giảm 75-80 % và chu kỳ phục hồi tăng lên đến khoảng tuần lễ.

Nếu như ở bắc bán cầu sẽ tiến hành những vụ nổ tổng công suất 10^4 triệu tấn, thì tùy thuộc độ cao ổn định của đám mây nổ hạt nhân, sẽ thiết lập một trạng thái trong đó hàm lượng ôzôn trong toàn khí quyển của bán cầu chỉ còn từ 40 đến 70 % lượng tự nhiên của nó. Iu. A. Izrael chỉ ra rằng những kết quả tác động của các vụ nổ tới sinh quyển và môi trường sống sẽ gồm:

Sự ô nhiễm toàn cầu

- a) Sự ô nhiễm phóng xạ môi trường dẫn tới sự tổn thương tia xạ (bức xạ gamma và beta) và sự biến đổi các tính chất điện của khí quyển (bao gồm cả của quyển ion);
- b) Sự ô nhiễm khí quyển bởi sơn khí, kèm theo sự biến đổi các tính chất bức xạ của khí quyển và hệ quả là sự biến đổi thời tiết và khí hậu;
- c) Sự ô nhiễm khí quyển bởi những chất dạng khí (mêtan, êtilen và các khí khác) ảnh hưởng tới các dòng bức xạ của Mặt Trời và của Trái Đất và chế độ nhiệt của khí quyển;
- d) Hòa hoãn tràn lan trong các thành phố, rừng, trên những khu vực khai thác khí và dầu.

Phân tích những tác động đó sẽ dẫn tới kết luận: những vụ nổ hạt nhân, đặc biệt khi sử dụng rộng, sẽ dẫn tới không chỉ những tác động hủy hoại qui mô địa phương, mà còn gây nên những xáo trộn toàn cầu nghiêm trọng - mang lại những biến đổi khí hậu không đảo ngược được, sự phá hủy lớp ôzôn của Trái Đất, xáo trộn hoàn toàn sinh quyển.

Độ cao nâng lên của mây hạt nhân

Trong vụ nổ hạt nhân sẽ tạo thành một quả cầu lửa nóng, là nguồn phát xạ ánh sáng và sóng va đập. Tại thời điểm nổ, nhiệt độ của quả cầu lửa bằng một số triệu độ Kelvin. Tuy nhiên, chỉ qua 10⁻¹⁵ s sau khi nổ, nhiệt độ của nó giảm xuống đến 2 000⁻³ 000 K và quả cầu ngừng phát sáng. Tới thời điểm kết thúc phát sáng, áp suất các khí ở bên trong quả cầu thực tế không khác biệt so với áp suất không khí xung quanh.

Người ta qui ước chia các vụ nổ hạt nhân thành các vụ nổ trong không khí, trên mặt đất và trong lòng đất (hay dưới nước). Với vụ nổ trong không khí, quả cầu lửa không tiếp xúc với mặt đất và toàn bộ bụi phóng xạ chỉ tạo thành từ tàn dư phóng xạ (các mảnh vụn) của quả bom, nó bốc hơi trong khi nổ và sau đó ngưng tụ trong khi nguội lạnh. Với vụ nổ trên mặt đất, quả cầu lửa tiếp xúc với mặt đất, do đó rất nhiều đất đá bị vỡ vụn chủ yếu trong giai đoạn nhiệt độ quả cầu lửa còn khá cao, sẽ cuốn hút vào quả cầu lửa. Trong điều kiện đó, lớp đất đá bề mặt trong bán kính vài trăm mét bị bốc hơi và trộn lẫn với các sản phẩm phóng xạ của vụ nổ. Những hạt rắn tạo thành trong quá trình nguội dần sẽ chính là các vật mang tính phóng xạ.

Vì nhiệt độ các chất khí bên trong quả cầu T_i cao hơn nhiều so với nhiệt độ không khí xung quanh T , còn áp suất thực tế như nhau, mật độ các khí ρ_i nhỏ hơn nhiều so với mật độ không khí quyển ρ bao quanh quả cầu ($\rho_i < \rho$). Nhờ đó lực nổi bắt đầu tác động (lực nổi này bằng hiệu hai lực: lực đẩy Acsimet và lực trọng trường). Gia tốc thẳng đứng của quả cầu sẽ bằng

$$\frac{d^2z}{dt^2} = \frac{g(T_i - T)}{T}$$

Vì gia tốc này dương, nên quả cầu sau một thời gian “treo bất động” sẽ tách khỏi mặt đất và bắt đầu nâng lên với tốc độ tăng dần. Tuy nhiên, với thời gian, lực nổi và gia tốc do nó sinh ra giảm dần (do hiệu nhiệt độ $T_i - T$ giảm). Sự giảm nhiệt độ của quả cầu đang nâng lên gây bởi ba nguyên nhân: a) do sự giãn nở đoạn nhiệt, b) do sự thu hút (liên kết) với không khí lạnh hơn của môi trường xung quanh, c) do mất nhiệt trong khi phát xạ. Ước lượng độ nguội dần của quả cầu dưới ảnh hưởng của sự giãn nở đoạn nhiệt có thể thực hiện theo phương trình đoạn nhiệt (phương trình Poisson) *

$$T_i = T_{i0} \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{\chi-1}{\chi}}, \quad (3.1)$$

trong đó T_{i0}, p_0 - nhiệt độ và áp suất khí trong quả cầu tại độ cao mực xuất phát (từ đó bắt đầu nâng lên). Hằng số $\chi = c_p / c_v$, có mặt trong phương trình này bằng tỉ số các nhiệt dung, thực tế không khác với trị số của nó trong trường hợp không khí quyển ($\chi \approx 1,40$), vì khối lượng khí chủ yếu trong quả cầu là không khí.

Tính toán theo phương trình (3.1) cho thấy rằng, chỉ bằng ảnh hưởng của sự giãn nở đoạn nhiệt không thể giải thích được sự hạ nhiệt độ quả cầu mà ta quan trắc được. Trong thực tế, nếu $T_{i0} = 3000 \text{ K}$, thì nhiệt độ quả cầu tính theo phương trình (3.1) tại độ cao khoảng 16 km ($p \approx 0,1 p_0$) bằng 1560 K, tại độ cao 30–32 km ($p \approx 0,001 p_0$) - gần 800 K. Tại độ cao 16 km hiệu các nhiệt độ của quả cầu và của môi trường xung quanh (nhiệt độ môi trường xung quanh khoảng 220–225 K) sẽ vẫn còn bằng khoảng 1340 K nếu như sự nguội dần diễn ra chỉ do sự giãn nở đoạn nhiệt. Dĩ nhiên rằng, với sự hiện diện một hiệu nhiệt độ lớn như vậy, thì quả cầu tiếp tục nâng lên cao. Nhưng theo số liệu quan trắc, nhiệt độ quả cầu tại độ cao giữa 10 và 20 km (tùy thuộc công suất vụ nổ) không còn khác với nhiệt độ khí quyển nữa và quả cầu ngừng nâng lên. Như vậy, ta đi đến kết luận rằng sự giãn nở đoạn nhiệt là nguyên nhân quan trọng làm nguội dần quả cầu, song hoàn toàn không phải là nguyên nhân duy nhất (thậm chí không phải là nguyên nhân chính).

Nhân tố chính có tác dụng làm lạnh quả cầu và làm tăng thể tích của nó - đó là sự lôi cuốn (sự liên kết) không khí xung quanh vào trong đám mây phóng xạ đang nâng lên. Thể tích quả cầu tại độ cao cực đại khoảng 1 000 lần lớn hơn so với tại mực xuất phát; trong khi đó do sự giãn nở đoạn nhiệt thể tích chỉ tăng lên 5?6 lần. Cơ chế lôi cuốn chủ yếu là cơ chế rối, một số hạt không khí di chuyển từ khí quyển vào trong đám mây, một

số hạt khác - từ đám mây ra ngoài khí quyển. Trong quá trình những chuyển động này, diễn ra sự vận chuyển nhiệt và các tạp chất phóng xạ từ đám mây ra khí quyển.

Kể từ thời điểm quả cầu ngừng phát sáng, tức không còn là quả cầu lửa nữa, thì như các ước lượng định lượng cho thấy, nhân tố thứ ba - sự phát xạ của đám mây - không còn vai trò gì đáng kể làm nguội lạnh đám mây.

Trong thành phần của đám mây, bên cạnh các hạt phóng xạ còn có những giọt nước. Chúng xuất hiện do sự ngưng tụ lượng hơi nước đã tạo thành do kết quả bốc hơi nước chứa trong đất và được nâng lên khí quyển tại vùng trũng tâm nổ. Hơi nước đi vào đám mây còn là hơi nước từ khí quyển xung quanh bị lôi cuốn vào cùng với không khí. Chừng nào nhiệt độ quả cầu cao hơn nhiệt độ tới hạn của nước (bằng 647 K), thì hơi nước không ngưng tụ. Sau khi đạt nhiệt độ bằng 647 K, nhiệt độ giảm tiếp kèm theo sự ngưng tụ hơi nước và tạo ra các giọt nước. Màu của đám mây: trắng và xám, chứng tỏ đám mây hạt nhân có chứa các giọt nước. Còn trước khi bắt đầu quá trình ngưng tụ, màu của quả cầu lúc đầu trắng lóa, sau đó là màu đỏ lửa và nâu tối.

Trong thời gian nâng lên, đám mây có dạng hình cây nấm. Phần trên của cây nấm lúc đầu giống như một xoáy toroit mạnh, tốc độ quay của nó chậm dần trong khi nâng lên cao. Tại độ cao cực đại, đám mây khá đồng nhất trong toàn thể tích của nó và có dạng một hình ellipsoit tròn xoay.

Sự nâng lên của đám mây diễn ra cho đến khi nào nhiệt độ của nó bắt đầu bằng nhiệt độ của khí quyển xung quanh. Về phương diện vật lý, rõ ràng rằng sự nguội lạnh đám mây do tác động xáo trộn (lôi cuốn) với không khí xung quanh (mà nhân tố này là nhân tố chính) sẽ diễn ra càng chậm nếu kích thước ban đầu của quả cầu lửa càng lớn. Về phần mình, kích thước của quả cầu lửa càng lớn thì vụ nổ càng mạnh. Như vậy, ta có kết luận rằng độ cao nâng lên cực đại của đám mây phóng xạ, cũng như kích thước của nó tại độ cao đó, tăng lên theo sự tăng công suất

của vụ nổ hạt nhân

Đơn vị công suất vụ nổ là lượng nhiệt tỏa ra khi nổ 1 tấn trotil.

. Trong bảng 3.1 dẫn các trị số độ cao cực đại của đám mây hạt nhân, các kích thước trong phương thẳng đứng và phương ngang của nó ứng với công suất nổ khác nhau và một trạng thái trung bình của khí quyển.

Bảng 3.1. Độ cao nâng cực đại và kích thước đám mây nổ hạt nhân mặt đất

Công suất nổ, ngàn tấn	
Độ cao mây, km	
trên	dưới

Bán kính mây, km	Công suất nổ, ngàn tấn						
Độ cao mây, km							
trên	Dưới						
Bán kính mây, km							
0,5	2,7	2,1	0,7	100	14,6	11,0	6,1
1	3,3	2,4	0,9	200	17,0	12,0	8,0
2	4,6	3,7	1,2	500	19,0	13,0	12,0
5	7,0	5,5	1,7	1 000	21,0	14,5	16,0
10	8,2	6,7	2,3	2 000	23,0	15,0	22,0
20	10,0	8,2	3,1	5 000	27,0	16,0	29,0
50	12,5	9,8	4,6				

Từ bảng 3.1 suy ra rằng độ cao nâng lên cực đại biến thiên giữa 2,7 và 27 km, còn bán kính - giữa 0,7 và 29 km tương ứng với biến thiên công suất vụ nổ (tương đương trotil) từ 500 tấn đến 5 triệu tấn. Ngoài công suất vụ nổ, các nhân tố khí tượng, trước hết là phân bố nhiệt độ và tốc độ gió theo độ cao (phân tầng nhiệt và gió) có ảnh hưởng tới độ cao nâng lên của mây hạt nhân. Về mặt vật lý, hiển nhiên rằng phân tầng nhiệt của lớp khí quyển càng ổn định thì độ cao san bằng nhiệt độ và độ cao nâng lên của mây hạt nhân càng nhỏ.

Ảnh hưởng của các điều kiện khí tượng tới độ cao mây hạt nhân

Giả sử hạt xê dịch theo phương thẳng đứng từ mực z_1 , tại đó nó có khối lượng M và nhiệt độ thế vị $\theta_i(z)$ tới mực $z + \delta z$, nơi nó có khối lượng bằng $M + \delta M$ và nhiệt độ thế vị $\theta_i(z + \delta z)$. Tăng khối lượng hạt lên một lượng δM đã diễn ra do sự liên kết không khí xung quanh với hạt. Ta kí hiệu nhiệt độ thế vị của không khí xung quanh tại độ cao z là $\theta(z)$. Trên cơ sở định luật bảo toàn nhiệt lượng* có thể viết

$$(M + \delta M)\theta_i(z + \delta z) = M\theta_i(z) + \delta M\theta(z),$$

từ đó

$$\theta_i(z + \delta z) = \frac{M\theta_i(z) + \delta M\theta(z)}{M + \delta M}. \quad (3.2)$$

Biểu diễn nhiệt độ thế vị $\theta(z + \delta z)$ tại độ cao $z + \delta z$ dưới dạng tổng $\theta(z + \delta z) = \theta(z) + \delta\theta$, ta lập hiệu

$$\Delta\theta = \theta_i(z + \delta z) - \theta(z + \delta z),$$

biểu thức này nếu tính tới (3.2) được viết dưới dạng

$$\Delta\theta(z + \delta z) = \frac{M[\theta_i(z) - \theta(z)] - M\delta\theta - \delta M\delta\theta}{M + \delta M}. \quad (3.3)$$

Số hạng cuối cùng ở tử số biểu thức này nhỏ không đáng kể so với các số hạng khác. Ta viết hiệu $\Delta\theta(z + \delta z)$ dưới dạng

$$\Delta\theta(z + \delta z) = \Delta\theta(z) + \frac{d\Delta\theta}{dz}\delta z = [\theta_i(z) - \theta(z)] + \frac{d\Delta\theta}{dz}\delta z$$

và thế vào (3.3) ta có

$$\frac{d\Delta\theta}{dz} + \frac{1}{M} \frac{dM}{dz} \Delta\theta + \frac{d\theta}{dz} = 0, \quad (3.4)$$

trong đó các gia lượng (các vi phân) được biểu diễn dưới dạng $\delta\theta = (d\theta/dz)\delta z$ và $\delta M = (dM/dz)\delta z$ và cắt bỏ số hạng nhỏ

$$(d\Delta\theta/dz)(dM/dz)(\delta z/M)$$

ở vế trái của (3.4).

Phương trình (3.4) là phương trình vi phân bậc một đối với hiệu chưa biết ($\Delta\theta$) giữa các nhiệt độ thế vị của hạt (mây) và của khí quyển. Trong trường hợp tổng quát, các đại lượng

$$\alpha = \frac{1}{M} \frac{dM}{dz} \quad \text{và} \quad \gamma_\theta = \frac{d\theta}{dz}$$

có mặt ở vế trái (3.4) là những hàm khá phức tạp của độ cao. Khó nhất là xác định đại lượng α , nó biểu diễn khối lượng của không khí bị lôi cuốn trên khối lượng đơn vị của hạt, tức tốc độ lôi cuốn riêng.

Một giả thiết đơn giản nhất có thể đặt ra đối với các đại lượng α và γ_θ - đó là giả thiết chúng không phụ thuộc vào độ cao ($\alpha \approx \text{const}$, $\gamma_\theta \approx \text{const}$). Với giả thiết này, nghiệm của phương trình (3.4) sẽ có dạng

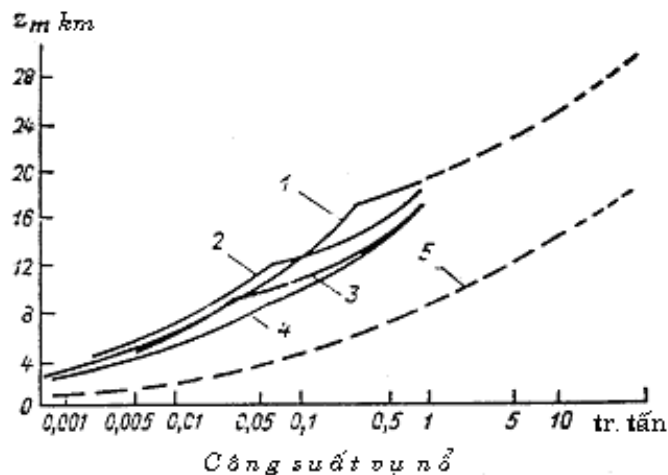
$$\Delta\theta = \left(\Delta\theta_0 + \frac{\gamma_\theta}{\alpha} \right) \exp(-\alpha z) - \frac{\gamma_\theta}{\alpha}, \quad (3.5)$$

trong đó $\Delta\theta_0$ - hiệu các nhiệt độ thế vị ở mực xuất phát ($z = 0$).

Độ cao nâng lên của đám mây z_m được xác định từ điều kiện $\Delta\theta = 0$. Trong (3.5), nếu cho $z = z_m$ và $\Delta\theta = 0$, ta được công thức sau đây đối với z_m :

$$z_m = \frac{1}{\alpha} \ln \frac{\alpha}{\gamma_\theta} \left(\Delta\theta_0 + \frac{\gamma_\theta}{\alpha} \right). \quad (3.6)$$

Công thức (3.6) có thể sử dụng chỉ trong những trường hợp khi độ cao nâng lên của đám mây không vượt ra khỏi phạm vi lớp đối lưu. Tuy nhiên, việc khái quát hóa các công thức (3.5) và (3.6) sang các trường hợp khi z_m vượt trên độ cao nút đối lưu không phải là khó. Trên thực tế, nếu $\Delta\theta_H$ - hiệu số giữa các nhiệt độ thế vị của mây và khí quyển tại mực nút đối lưu ($z = H$) được tính theo (3.5), thì nghiệm của phương trình (3.4) khi $z > H$ có thể viết dưới dạng



Hình 3.2. Độ cao nâng lên của mây hạt nhân ở các đối vĩ độ khác nhau

1 - nhiệt đới, 2, 3 - các vĩ độ trung bình, mùa hè (2) và mùa đông (3), 4 - các vĩ độ cao, 5 - độ dày mây; những điểm gấp khúc trên các đường cong tương ứng với độ cao nút đối lưu

$$\Delta\theta = \left(\Delta\theta_{\nu} + \frac{\gamma'_{\theta}}{\alpha'} \right) \exp[\alpha'(z-H)] - \frac{\gamma'_{\theta}}{\alpha'}, \quad (3.7)$$

trong đó γ'_{θ} và α' – các trị số của những tham số γ_{θ} và α ở cao hơn nút đối lưu (vì trong lớp bình lưu phân tầng gần với phân tầng đẳng nhiệt, nên γ_{θ} có thể cho bằng 10 K/km). Công thức rút ra từ (3.7) cho độ cao nâng lên của mây z_m có dạng

$$z_m = H + \frac{1}{\alpha'} \ln \frac{\alpha' / \gamma'_{\theta}}{\Delta\theta_{\nu} + \gamma'_{\theta} / \alpha'}. \quad (3.8)$$

Hiệu $\Delta\theta_{\nu}$ có mặt ở đây được tìm theo (3.5):

$$\Delta\theta_{\nu} = \left(\Delta\theta_0 + \frac{\gamma_{\theta}}{\alpha} \right) \exp(-\alpha H) - \frac{\gamma_{\theta}}{\alpha}. \quad (3.9)$$

Kết quả tính toán z_m theo các công thức (3.8) và (3.9) với các giá trị H , γ_{θ} trung bình đối với một số đới vĩ độ (vùng nhiệt đới, các vĩ độ trung bình mùa hè và mùa đông, Bắc Băng Dương) và

$$\gamma'_{\theta} = 10 \text{ K/km}, \quad \alpha = 5 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^{-1} \text{ được dẫn trên hình 3.2.}$$

Sự lắng đọng mây phóng xạ xuống mặt đất

Sự nâng lên của mây nở hạt nhân sẽ kết thúc khi nhiệt độ của nó bằng nhiệt độ không khí xung quanh. Sau đó, chuyển động của mây được quyết định bởi hai nhân tố: tác động của trọng lực kết hợp với các lực cản từ phía không khí và trường gió. Dưới tác động của nhân tố thứ nhất, diễn ra quá trình hạ xuống của các hạt phóng xạ, dưới tác động của nhân tố thứ hai - quá trình vận chuyển mây trong phương ngang.

Ta xét ảnh hưởng của tốc độ gió lên quá trình lắng đọng mây phóng xạ. Đơn giản nhất vấn đề này được giải quyết trong trường hợp mây cấu tạo từ các hạt cùng kích thước và tốc độ gió không đổi cả về cường độ lẫn hướng trên tất cả các độ cao. Trong trường hợp lý tưởng này, các quỹ đạo của các hạt sẽ là những đường thẳng với góc nghiêng so với trục x (hướng dọc theo gió) bằng tỉ số w/c (w -tốc độ rơi của các hạt, c -tốc độ gió). Khoảng cách trên phương ngang x_1 mà một hạt nằm ở độ cao z_1 tại thời điểm ban đầu di chuyển được, được xác định từ quan hệ

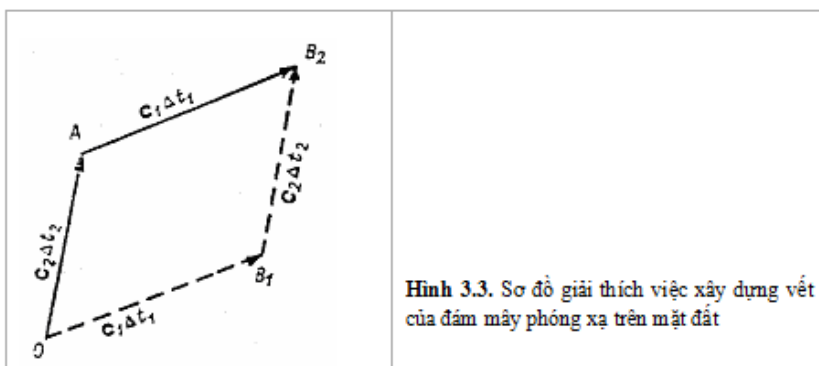
$$t_1 = \frac{z_1}{w} = \frac{x_1}{c}, \quad (3.10)$$

từ đó $x_1 = \frac{c}{w} z_1$, ở đây t_1 – thời gian rơi của hạt từ độ cao z_1 .

Trong trường hợp này, vết của đám mây trên mặt đất về hình dạng sẽ trùng với dạng của đám mây tại thời điểm đạt độ cao cực đại. Theo (3.10), ta có c lớn hơn w bao nhiêu lần, thì chiều dài của vết sẽ lớn hơn độ cao mây ngần ấy lần.

Trong những điều kiện thực, mây phóng xạ gồm các hạt kích thước khác nhau, còn tốc độ gió biến thiên với độ cao về độ lớn và hướng.

Chúng ta sẽ xem rằng phân bố tốc độ gió với độ cao cho đến thời điểm nổ hạt nhân được biết. Nó có thể nhận được hoặc bằng quan trắc trực tiếp (cách tin cậy nhất), hoặc dựa trên dự báo. Ta chia lớp khí quyển giữa mặt đất và ranh giới trên của đám mây phóng xạ thành một số lớp, độ dày mỗi lớp được chọn sao cho trong phạm vi từng lớp tốc độ gió (độ lớn và hướng) có thể xem là không phụ thuộc độ cao.



Giả sử c_1, c_2, \dots, c_n chỉ các vectơ tốc độ gió trong các lớp 1, 2, 3, ..., n với độ dày khoảng 1 km (số thứ tự lớp tăng từ mặt đất tới đỉnh đám mây).

Ta theo dõi sự lắng đọng của các hạt mây với kích thước xác định nào đó. Tốc độ rơi các hạt phụ thuộc vào bán kính r và độ cao z .

Nếu độ dày các lớp được chọn sao cho các hạt kích thước cố định đi qua các lớp trong cùng một thời

gian ($\Delta t_i = \Delta z_i / w_i = \text{const}$), thì rõ ràng độ dày các lớp đó càng lên cao càng phải tăng lên (w_i tăng khi tăng độ cao).

Tất cả các hạt từ lớp thứ nhất lắng xuống đất sau thời gian $\Delta t_1 = \Delta z_1 / w_1$. Trong đó, vết phóng xạ trên mặt đất trùng về hướng với vectơ tốc độ gió \mathbf{c}_1 trong lớp này (vectơ \mathbf{OB}_1 trên hình 3.3). Chiều dài vết l_1 sẽ bằng

$$l_1 = c_1 \Delta t_1 = \frac{c_1}{w_1} \Delta z_1.$$

Ta sẽ theo dõi chuyển động các hạt từ lớp thứ hai *. Trong suốt khoảng thời gian $\Delta t_2 = \Delta z_2 / w_2$, các hạt phóng xạ của lớp này sẽ di chuyển trên phương ngang theo hướng vectơ \mathbf{c}_2 . Đến cuối khoảng Δt_2 , các hạt của lớp thứ hai sẽ di chuyển trên phương ngang một khoảng cách $l_2 = c_2 \Delta t_2$ tới điểm A (xem hình 3.3). Trong suốt khoảng thời gian tiếp theo Δt_1 , các hạt của lớp thứ hai sẽ di chuyển trên phương ngang theo hướng vectơ tốc độ \mathbf{c}_1 . Đến cuối khoảng thời gian $\Delta t_2 + \Delta t_1$, các hạt của lớp thứ hai sẽ rơi xuống đất tại điểm B_2 . Như vậy, để xác định vị trí các hạt rơi xuống đất từ lớp thứ hai, cần cộng các vectơ $\mathbf{c}_2 \Delta t_2$ và $\mathbf{c}_1 \Delta t_1$:

$$\mathbf{OB}_2 = \mathbf{c}_2 \Delta t_2 + \mathbf{c}_1 \Delta t_1.$$

Dễ thấy rằng, chúng ta sẽ đi đến chính điểm B_2 , nếu từ chân tâm nổ O lúc đầu ta đặt vectơ $\mathbf{OB}_1 = \mathbf{c}_1 \Delta t_1$, sau đó ta cộng nó với vectơ $\mathbf{B}_1 \mathbf{B}_2 = \mathbf{c}_2 \Delta t_2$, tức trong biểu thức cuối cùng ta đổi chỗ các số hạng. Rơi xuống điểm B_1 sẽ là những hạt mà tại thời điểm ban đầu nằm ở ranh giới trên của lớp thứ nhất.

Bằng cách lập luận đúng như vậy, chúng ta sẽ chỉ ra rằng để xác định vị trí điểm B_i trên mặt đất mà những hạt phóng xạ tại thời điểm đầu nằm ở ranh giới trên của lớp i sẽ rơi xuống đó, ta cần xây dựng tổng các vectơ

$$\mathbf{c}_1 \Delta t_1, \mathbf{c}_2 \Delta t_2, \dots, \mathbf{c}_{i-1} \Delta t_{i-1}, \mathbf{c}_i \Delta t_i.$$

Trong đó gốc của vectơ thứ nhất là chân tâm nổ, còn đầu mút của mỗi vectơ trước là gốc của các vectơ tiếp theo (hình 3.4).

Vì độ dày các lớp đã được chọn sao cho thời gian rơi của các hạt trong từng lớp cũng là một ($\Delta t_1 = \Delta t_2 = \dots = \Delta t_n$), nên thay vì xây dựng tổng các vectơ $\mathbf{c}_1 \Delta t_1, \mathbf{c}_2 \Delta t_2, \dots$ có thể xây dựng tổng các vectơ tốc độ gió $\mathbf{c}_1, \mathbf{c}_2, \dots$. Sự thay thế như vậy có lẽ sẽ có nghĩa là chỉ thay đổi tỉ lệ của phép dựng đồ thị.

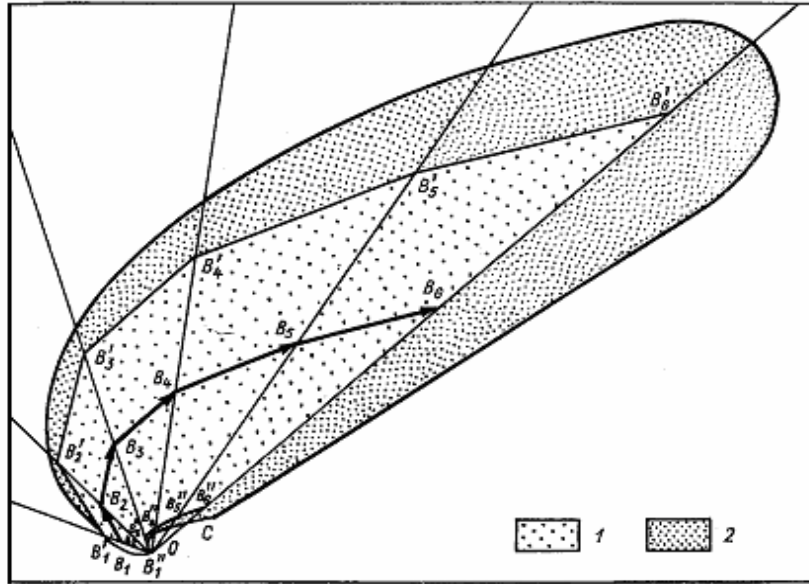
Tất cả những lập luận trước đây tương ứng với các hạt bán kính xác định. Đối với các hạt bán kính khác, hướng chuyển động trong mỗi lớp sẽ giữ nguyên như trong trường hợp thứ nhất, nhưng độ dài các vectơ $\mathbf{OB}_1, \mathbf{B}_1 \mathbf{B}_2, \dots$ sẽ thay đổi. Ta kí hiệu z' và z'' là các bán kính lớn nhất và bé nhất * của các hạt phóng xạ gặp thấy trong mây, còn w' và w'' – tuần tự các tốc độ rơi của các hạt đó. Thời gian rơi của các hạt bán kính r' và r'' qua lớp thứ i ta sẽ tìm từ các biểu thức:

$$\Delta t_i' = \frac{\Delta z_i}{w_i'}; \quad \Delta t_i'' = \frac{\Delta z_i}{w_i''}.$$

Vì mỗi phụ thuộc của tốc độ rơi từ độ cao (qua nhiệt độ) đối với các hạt bán kính khác nhau thực tế như nhau, nên chuyển sang các hạt kích thước khác không ảnh hưởng tới việc chọn độ dày lớp: nếu các

lớp được chọn sao cho $\Delta t_1 = \Delta t_2 = \dots = \Delta t$, thì ta cũng có $\Delta t'_1 = \Delta t'_2 = \dots = \Delta t'$, $\Delta t''_1 = \Delta t''_2 = \dots = \Delta t''$. Nhưng dĩ nhiên $\Delta t \neq \Delta t' \neq \Delta t''$, cụ thể là $\Delta t' > \Delta t > \Delta t''$. Quãng đường mà các hạt có bán kính cực tiểu đi được trên phương ngang sau khoảng thời gian $\Delta t'_i$, trong khoảng thời gian đó chúng nằm ở trong lớp Δz_i , bằng $c_1 \Delta t_i$. Vì đoạn $OB_1 = c_1 \Delta t$, nên

$$c_1 \Delta t' = c_1 \Delta t \frac{\Delta t'}{\Delta t} = OB_1 \frac{\Delta t'}{\Delta t}.$$

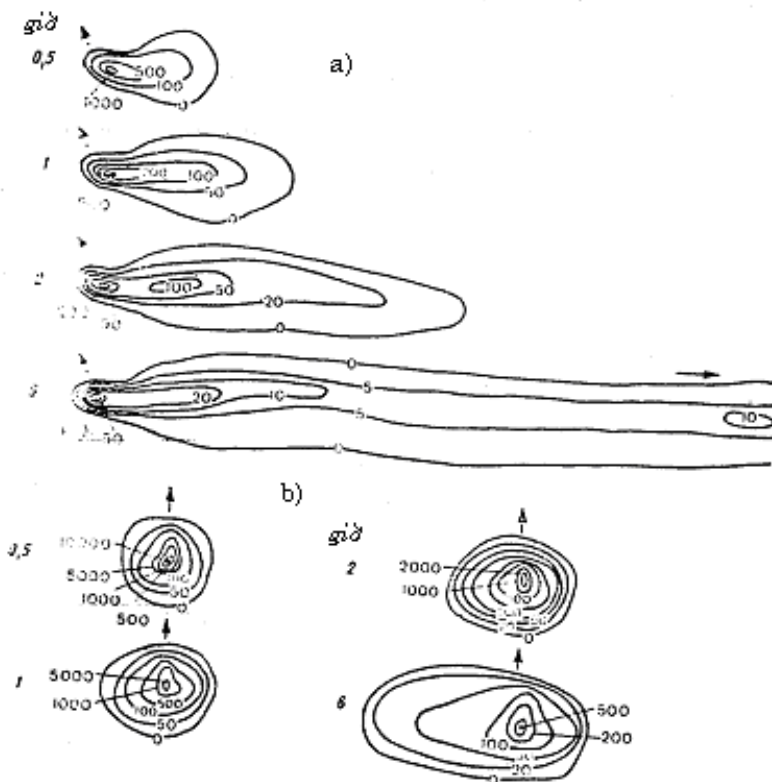


Hình 3.4. Diện tích nhiễm phóng xạ khi tốc độ gió biến đổi theo độ cao
1 - diện tích rơi phóng xạ, 2 - hiệu chỉnh do khúc tán rôi

Nếu tốc độ gió biến đổi theo thời gian, thì dựng toán đồ thứ hai tương ứng với các điều kiện sẽ diễn ra sau 2, 4, 6 giờ kể từ thời điểm nổ. Vùng rơi của các hạt ứng với thời điểm đã cho được xác định bằng cách nội suy giữa các toán đồ liên tiếp nhau.

Thông thường, tổng thời gian rơi lắng gần của các sản phẩm phóng xạ vụ nổ hạt nhân bằng 6-8 giờ đối với những quả bom công suất trung bình và lớn. Kích thước của vùng chịu nhiễm dao động trong những phạm vi rộng tùy thuộc vào tốc độ gió và sự biến thiên của nó với độ cao. Với tư cách làm thí dụ, trên hình 3.5 dẫn những diện tích nhiễm phóng xạ được tính bằng máy tính ứng với hai dạng phân bố tốc độ gió theo độ cao sau 0,5, 1, 2 và 6 giờ kể từ thời điểm nổ (công suất vụ nổ 1 triệu tấn). Trường hợp thứ nhất trong số những trường hợp đó - tốc độ gió đã ít biến đổi về hướng cho tới những độ cao lớn (gần 20 km); do đó, các đường đẳng mức phóng xạ trông giống như những hình ellip vươn dài trên hướng gió. Trong trường hợp thứ hai, tốc độ gió trong lớp đến 20 km biến đổi mạnh về hướng, do đó, các đường đẳng mức phóng xạ có dạng gần với đường tròn.

Diện tích nhiễm trong trường hợp thứ hai nhỏ hơn rất nhiều, còn mức phóng xạ lớn hơn so với trường hợp thứ nhất.



Hình 3.5. Thí dụ tính diện tích nhiễm phóng xạ sau 0,5, 1, 2 và 6 giờ kể từ thời điểm nổ ứng với gió ít biến đổi tới độ cao 20 km (a) và ứng với hướng gió biến đổi mạnh tới độ cao 20 km (b)

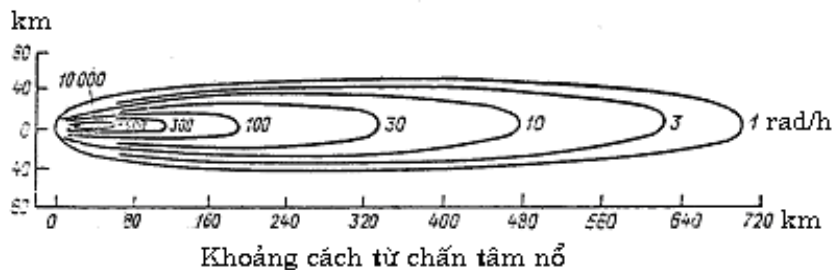
Các chữ số trên đường đẳng trị - mức phóng xạ (R/h)

Vì trong khí quyển có rất nhiều dạng trắc diện tốc độ gió, nên từ những gì vừa nhận xét trên đây, suy ra rằng diện tích vùng nhiễm các hạt phóng xạ có thể có hình dạng rất khác nhau cho dù các vụ nổ công suất như nhau.

Gió trung bình. Ngoài sơ đồ dự báo tình hình phóng xạ ở khu vực nổ hạt nhân đã xem xét trên đây có tính đến sự biến đổi của tốc độ gió, còn một phương pháp phổ biến rộng rãi nữa, đó là phương pháp dự báo theo cái gọi là gió trung bình, hay gió trung bình hữu hiệu. Đó là tổng vectơ các tốc độ gió từ mặt đất tới đỉnh trên vòm mây hạt nhân tại thời điểm mây đạt độ cao cực đại, đem chia cho số vectơ đã được lấy tổng.

Bằng phương pháp đồ thị, gió trung bình được xác định như sau. Từ chân tâm nỏ, ta đặt các vectơ tốc độ gió giống như khi xây dựng hình 3.4. Nếu bây giờ nối điểm O trên hình này với đầu mút của vectơ tiếp theo (tức với điểm B_i) và đoạn OB_i chia ra thành sáu phần bằng nhau (trong trường hợp này), thì vectơ OC sẽ là gió trung bình (về môđun và hướng). Nếu dự báo tình hình phóng xạ được thực hiện theo gió trung bình, thì các đường đẳng mức phóng xạ được biểu diễn dưới dạng những hình ellip với trục lớn phụ thuộc vào tốc độ gió trung bình, còn trục nhỏ bằng khoảng 0,1 độ dài trục lớn (hình 3.6).

Từ những lập luận trên, rút ra rằng gió trung bình trong lớp từ mặt đất đến mực z_n có thể với độ chính xác thỏa mãn thay thế bởi tốc độ gió c^* tại độ cao z^* ở giữa lớp đó: $z^* = z_n / 2$. Thật vậy, với độ cao vòm trên của đám mây hạt nhân (tại thời điểm nó ổn định) bằng 6 km, với tư cách là gió trung bình có thể sử dụng tốc độ gió đo ở độ cao 3 km, hay gió địa chuyển xác định theo bản đồ khí áp mặt 700 hPa; với độ cao vòm trên 9–11 km (công suất vụ nổ 10–20 nghìn tấn), với độ chính xác hoàn toàn thỏa mãn, gió trung bình bằng tốc độ gió đo ở độ cao 5 km, hay gió địa chuyển xác định theo bản đồ khí áp mặt 500 hPa. Các số liệu gió lấy từ bản đồ 300 hPa có thể sử dụng để dự báo tình hình phóng xạ (theo hệ phương pháp gió trung bình) xảy ra với những vụ nổ công suất 20–50 nghìn tấn.



Hình 3.6. Sơ đồ xây dựng vết mây phóng xạ trên mặt đất

Từ những lập luận và những thí dụ trên đây, suy ra rằng dự báo tình hình phóng xạ theo gió trung bình có thể sử dụng chỉ với tư cách là phép gần đúng thứ nhất (khá thô).

Vấn đề ôzôn khí quyển

Ôxy ba nguyên tử (O_3) gọi là ôzôn. Mặc dù với lượng vô cùng nhỏ trong khí quyển, nó đang giữ vai trò cực kỳ quan trọng trong các quá trình và hiện tượng khí quyển. Lớp ôzôn có chức năng như một chiếc khiên che chắn cho các cơ thể sống, kể cả con người, khỏi tác động hủy diệt của bức xạ cực tím khắc nghiệt của Mặt Trời.

Ôzôn hấp thụ mạnh bức xạ cực tím với bước sóng 0,22–0,29 μm (với cực đại hấp thụ tại $\lambda = 0,255 \mu\text{m}$).

Các chỉ số hấp thụ ôzôn trong vùng phổ này lớn đến mức bức xạ Mặt Trời hoàn toàn bị hấp thụ ngay ở phần cao nhất của lớp ôzôn - trên độ cao 45?50 km và hơn. Nhờ đó, nhiệt độ không khí ở phần trên của lớp bình lưu (trên độ cao khoảng 50 km) tăng đến những trị số gần bằng không.

Các tia cực tím có hoạt tính sinh học cao: chúng làm chết nhiều loại vi khuẩn, làm rám nắng và thậm chí gây bỏng da người, trợ giúp thành tạo vitamin D trong cơ thể thúc đẩy tăng trưởng và ngăn ngừa bệnh còi xương trẻ em. Tuy nhiên, chỉ những liều lượng không lớn, bức xạ cực tím mới có ích. Chúng ta được biết những tác hại của sự phơi nắng thái quá và liên hệ của nó với bệnh ung thư. Và đó là trong điều kiện chỉ có một phần rất nhỏ các tia hoạt tính sinh học (với bước sóng 0,29?0,32 μm) đi tới mặt đất. Trong trường hợp không có quyển ôzôn, thì những tia cực tím hoạt tính sinh học có khả năng làm thay đổi hẳn tất cả các quá trình sinh học, và có thể là toàn bộ sự sống hữu cơ trên Trái Đất. Từ đó trở nên dễ hiểu, vì sao người ta rất chú ý tới công cuộc nghiên cứu ôzôn khí quyển. Mối quan tâm này đặc biệt mạnh mẽ hơn trong những năm gần đây, sau khi người ta phát hiện thấy sự giảm sút đột ngột hàm lượng ôzôn phía trên lục địa Nam Cực - hiện tượng “lỗ thủng ôzôn”.

Chúng tôi sẽ đưa ra một số dẫn liệu về ôzôn (thông tin đầy đủ hơn có trong các giáo trình chuyên môn khác). Ôzôn được quan sát thấy trong lớp từ mặt đất tới độ cao khoảng 70 km, nhưng khối lượng chủ yếu của nó tập trung trong lớp 15?55 km và cực đại nồng độ ở lớp 20?25 km. Tổng hàm lượng ôzôn (X) biểu diễn thành một cột thẳng đứng, nếu qui nó về áp suất tiêu chuẩn (1013 hPa) tại nhiệt độ 0 °C, dao động từ 1 đến 6 mm. Đại lượng X được gọi là độ dày qui chuẩn của lớp ôzôn.

Theo những số liệu đo hàm lượng ôzôn bằng những thiết bị thám sát ôzôn và từ vệ tinh (bắt đầu từ tháng tám năm 1967), hàm lượng riêng ôzôn (tỉ số mật độ ôzôn trên mật độ không khí, thường được biểu diễn thành phần triệu của đơn vị, tức đại lượng $10^6 \gamma$) về trung bình theo bắc bán cầu đã đạt cực tiểu (gần 288 phần triệu) vào các năm 1961–1962, cực đại (khoảng 308 phần triệu) - các năm 1972–1974. Về trung bình theo nam bán cầu, trị số cực đại (gần 305 phần triệu) đạt vào năm 1958, cực tiểu (gần 295 phần triệu) - các năm 1964–1965.]

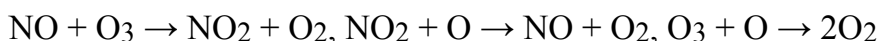
Trong vòng một năm, cực đại r được quan sát thấy vào mùa xuân, còn cực tiểu - mùa thu. Về trung bình theo bắc bán cầu, r bằng 330–350 phần triệu vào tháng tư và 270–275 phần triệu vào tháng mười. Ở các vĩ độ cao, các trị số cực đại r (mùa xuân) cao hơn so với trung bình bán cầu. Thật vậy, cực đại r ở nam bán cầu mùa xuân (tháng mười) đạt 340 phần triệu tại vùng cận cực và 410 phần triệu - tại vùng cực.

Hàm lượng ôzôn trong những thập niên gần đây về trung bình theo các bán cầu và theo toàn địa cầu nói chung tăng (ở bắc bán cầu tăng khoảng 40 phần triệu trong thời kỳ 1956–1970). Tuy nhiên, quan sát thấy những dao động lớn của r từ năm này tới năm khác. Thật vậy, đầu những năm sáu mươi hàm lượng ôzôn giảm, người ta cho rằng điều đó liên quan tới sự tăng nồng độ các ôxit nitơ (có tác động phá hủy ôzôn) trong lớp bình lưu do ảnh hưởng của những vụ thử vũ khí hạt nhân lan tràn trong những năm ấy (một số tác giả khác đã liên hệ những dao động nồng độ ôzôn với hoạt độ Mặt Trời).

Mặc dù về những dao động hàm lượng ôzôn trước đây cũng đã được biết, song nó giảm đột ngột bên trên Nam Cực là một điều bất ngờ. Thay vì cực đại thông thường quan sát thấy vào mùa xuân (thường lớn hơn 340 phần triệu), bắt đầu từ năm 1979 vào tháng mười mỗi năm, cho đến tận 1986, đã quan sát thấy sự giảm mạnh tổng hàm lượng ôzôn - lỗ thủng ôzôn đã hình thành. Diện tích lỗ thủng mỗi năm một lớn hơn, đạt tới một số triệu kilômet vuông vào các năm 1984?1985.

Bắt đầu từ năm 1982, ở tâm lỗ thủng bắt đầu hình thành một vùng cực đại tương đối hàm lượng ôzôn (gần 250 phần triệu), xung quanh nó duy trì một vòng hàm lượng ôzôn thấp.

Một số giả thuyết về sự thành tạo lỗ thủng ôzôn đã được đưa ra. Giả thuyết thứ nhất liên hệ sự hình thành lỗ thủng với chu trình 11 năm của hoạt động Mặt Trời. Các năm 1975?1986 ứng với chu trình thứ 21 rất mạnh của hoạt động Mặt Trời (tại cực đại hoạt độ, số vết đen trên Mặt Trời trong chu trình này đã đạt tới 170, trong khi ở điều kiện trung bình, số đó chỉ là 100?110). Do ảnh hưởng của bức xạ Mặt Trời, trong lớp trung quyển và lớp bình lưu thượng, hàm lượng các ôxit nitơ tăng - vào những năm cực đại hoạt độ, tăng 50?60 % so với điều kiện trung bình. Sự vận chuyển NO_x tiếp sau tới phần giữa của lớp bình lưu (độ cao 20?30 km) và những phản ứng quang hóa của chu trình nitơ



dẫn tới làm giảm hàm lượng ôzôn. Ngoài chu trình nitơ, các phản ứng của các chu trình clo, hydrôgen, brom-clo và một số chu trình khác có thể làm giảm O_3 , trong đó các phản ứng xảy ra nhanh hơn nhiều nếu có mặt các mây trong lớp bình lưu.

Tuy nhiên, cơ chế quang hóa nitơ liên quan với hoạt độ Mặt Trời mâu thuẫn với một thực tế là trong chu trình thứ 19, cũng là một chu trình rất mạnh (số vết đen lúc cực đại đạt tới 180), nhưng người ta không hề quan sát thấy một sự giảm hàm lượng ôzôn đáng kể.

Giả thuyết thứ hai liên hệ sự thành tạo lỗ thủng ôzôn với hoàn lưu chung khí quyển. Nếu như hoàn lưu làm tăng dòng các ôxit nitơ nguồn gốc nhân sinh (cũng như các ôxit clo, brom...) từ các vĩ độ thấp và trung bình đi tới các vĩ độ cao, thì do ảnh hưởng của các phản ứng đã nói tới ở trên, hàm lượng ôzôn sẽ giảm.

Sự vận chuyển các tạp chất nhân sinh được thực hiện bởi những dòng không khí chuyển động có trật tự (kiểu các nhân hoàn lưu) cũng như trong quá trình di chuyển các xoáy synop (xoáy thuận và xoáy nghịch) giữa các đới vĩ độ.

Tuy nhiên, ta không hiểu tại sao ở bắc bán cầu, nơi các hợp chất của clo, brom và các hợp chất khác phá hủy ôzôn nhập vào lớp bình lưu nhiều hơn so với ở nam bán cầu mà cơ chế liên quan tới vận chuyển các tạp chất nhân sinh lại không hề biểu lộ, không trong một mùa nào cả.

Vấn đề ôzôn nói chung và lỗ thủng ôzôn nói riêng cần phải được nghiên cứu tiếp về mặt lý thuyết và thực nghiệm.