

Các đồng vị ngắn ngày

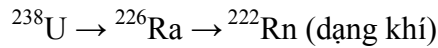
Nguyễn Văn Phở, Viện Địa chất,
Viện Khoa học và Công nghệ Việt Nam,
Ngõ 84, Phố Chùa Láng, Đống Đa, Hà Nội

1. Giới thiệu

Các đồng vị tự nhiên và các đồng vị nhân tạo có chu kỳ bán rã ngắn có thể sử dụng để nghiên cứu các quá trình địa chất và những biến đổi trên mặt. Sự thoát khí radon từ dưới sâu có thể sử dụng để đánh giá hoạt động đứt gãy và đánh giá mức độ ô nhiễm khí phóng xạ. Các đồng vị phóng xạ ^{210}Pb hay ^{137}Cs từ khí quyển rơi vào các trầm tích bề mặt có thể sử dụng để nghiên cứu bồi lắng.

2. Đồng vị radon (^{222}Rn)

Trong các đá dưới sâu luôn chứa các đồng vị phóng xạ như urani, thori, radi, kali 40. Trong quá trình phân rã, chúng tạo ra các nguyên tố dạng khí (còn gọi là khí eman) bao gồm radon (Rn), thoron (Th) và actinon (Ac), trong số các khí phóng xạ này chỉ có ^{222}Rn được là sản phẩm phân rã từ ^{238}U có chu kỳ bán rã dài nhất (3,83 ngày-đêm).



Các khí này được chứa trong các lỗ hổng trong các đá, chúng khuếch tán và lan truyền từ đối tượng eman hoá theo hướng nồng độ và áp suất giảm, một phần các khí phóng xạ đi vào khí quyển. Nồng độ khí eman trong không gian lỗ hổng phụ thuộc vào nồng độ các nguyên tố phóng xạ trong các đá, vào môi trường xung quanh và được xác định bởi hệ số eman hoá.

Hệ số khuếch tán D là tham số chính của quá trình khuếch tán. Ý nghĩa vật lý của nó được rút ra từ định luật thứ nhất của Fish:

$$dm = -DS \frac{dC}{dx} dt$$

Trong đó: dm : khối lượng vật chất khuếch tán trong thời gian dt qua diện tích S vuông góc với hướng trục x , $\frac{dC}{dx}$ là gradien nồng độ theo hướng trục x .

$$\text{Khi } S = 1 \text{ cm}^2, \frac{dC}{dx} = 1 \text{ thì } D = \frac{dm}{dt}$$

Vậy hệ số khuếch tán tính bằng khối lượng vật chất đi qua diện tích 1cm^2 trong 1 giây khi gradien nồng độ bằng 1. Đơn vị là cm^2/s . Gọi Q là dòng eman do khuếch tán và đối lưu theo hướng trục x (từ dưới lên), ta có dạng vi phân cân bằng lượng eman trong lớp dx như sau:

$$\frac{\partial}{\partial t}(N\eta S dx) = Q - (Q - dQ) - \lambda N\eta S dx + a_0 S dx$$

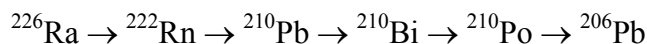
Trong đó: N - nồng độ eman trong lỗ rỗng đo được trong đá có độ xốp η , Bq/cm^3 , A_0 - lượng eman tự do thoát vào đá, Bq , λ - hằng số phân rã của eman. Dòng eman do khuếch tán và đối lưu theo hướng trục x :

$$Q = Dx \frac{\partial N}{\partial x} S + N\eta V_x S$$

Ta có thể coi các đá dưới sâu là lớp eman hoá vô hạn. Trong thực tế, quá trình khuếch tán là không dừng $\partial N \neq 0$ và tốc độ đối lưu $v \neq 0$ thì bài toán trở nên phức tạp hơn, việc giải các phương trình vi phân để diễn tả quá trình khuếch tán di chuyển khí eman sẽ khó khăn hơn.

3. Đồng vị chì ^{210}Pb

Chì 210 (^{210}Pb) cũng là sản phẩm phân rã trung gian tự nhiên của dãy phân rã urani 238. Thông qua quá trình phân rã ^{238}U tạo ra sản phẩm trung gian ^{226}Ra , từ đó hình thành ^{222}Rn dạng khí. Một lượng Rn khuếch tán vào khí quyển, tại đó chúng phân rã thành ^{210}Pb có chu kỳ bán rã là 22,26 năm (Lambert và Nezamin, 1965):



Thời gian trú ngụ của ^{210}Pb trong khí quyển là khoảng trên dưới 30 ngày tùy vào vĩ độ của Trái đất và điều kiện khí hậu. ^{210}Pb trở lại mặt đất thông qua các hạt bụi và ngưng giao của khí quyển. ^{210}Pb rơi vào nước trên mặt nhanh chóng bị thu gom bởi vật chất lơ lửng, đặc biệt là hydroxit Fe và Mg, rồi lắng đọng cùng trầm tích. Phần lớn ^{210}Pb đi vào trầm tích các hồ trực tiếp từ khí quyển và hàm lượng ^{210}Pb giảm theo logarit tự nhiên với chiều sâu (hay còn gọi là ^{210}Pb biến thiên), tức là:

$$C = C_0 \cdot e^{-\lambda t}$$

Trong đó: C_0 - hoạt tính của ^{210}Pb rơi xuống ban đầu ở khoảng giữa nước và trầm tích. C - hoạt tính của ^{210}Pb tại thời điểm t , λ - hằng số phân rã ^{210}Pb (0.0311/năm).

Hầu như tất cả các trầm tích đều chứa thành phần ^{210}Pb tự nhiên được thành tạo trong môi cân bằng với ^{226}Ra tồn tại trong các pha trầm tích mảnh vụn. Hàm lượng này thấp và rất ít thay đổi nên người ta gọi là ^{210}Pb nền. Như vậy, hoạt tính của ^{210}Pb biến thiên là hiệu của tổng hoạt tính ^{210}Pb trong mẫu với hoạt tính ^{210}Pb nền. Từ sự biến thiên hàm lượng ^{210}Pb theo chiều sâu người ta đưa mô hình tính toán tốc độ bồi lắng.

Trong mô hình đơn giản, sự biến đổi hàm lượng ^{210}Pb biến thiên theo độ sâu trầm tích tuân theo hàm số mũ cơ số e , với khối lượng khô tổng thể của trầm tích (m) được biểu diễn theo phương trình sau:

$$C = C_0 \cdot e^{-\lambda m/r} \quad (5-1)$$

Trong đó: r - tốc độ bồi lắng tính bằng khối lượng khô ($\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{năm}$).

Trong mô hình này, thông lượng ^{210}Pb biến thiên đi vào trầm tích được xem là một hằng số, còn tốc độ bồi lắng thay đổi tự do. Tuổi của trầm (t) được tính theo công thức:

$$t = 1/\lambda \ln [A_0/A_i] \quad (5-2)$$

Trong đó: A_0 - tổng lượng ^{210}Pb biến thiên có trong trầm tích (dpm/cm^2). A_i - tổng lượng ^{210}Pb biến thiên có trong lớp i

Tổng lượng ^{210}Pb biến thiên trong trầm tích được tính theo công thức:

$$A_0 = \sum_{i=1}^n S_i b_i \quad (5-3)$$

Trong đó: S_i - hàm lượng ^{210}Pb biến thiên trong lớp i (dpm/g); b_i - khối lượng trầm tích khô g/cm^2 tương ứng; A_i cũng được tính bằng cách tương tự như trên.

Tốc độ bồi lắng R được tính theo công thức:

$$R = (C_z - C_0) / (d_0 - d_z) \quad (5-4)$$

Trong đó :

C_z, C_o - lượng ^{210}Pb trong trầm tích ở đáy và đỉnh cột mẫu

d_z, d_o - năm tương ứng

4. Tư liệu Việt Nam

Ở Việt Nam việc sử dụng các đồng ngân ngày đã được ứng dụng để nghiên cứu hoạt động đứt gãy và bồi lắng hồ chứa, cửa sông.

Tài liệu đọc thêm

Gasparini P. and Mantovani M. S. M., 1978. Radon anomalies and volcanic eruptions, J. Volcanol. Geoth. Res., 3, 325–341,.

El-Daoushy F., Olson K and Garcio-Tenorio R., 1991. Accuracies in Po-210 determination for lead-210 dating. *Hydrobiologia* 214: 43-52,