

**CHƯƠNG I:**  
**ĐỐI TƯỢNG, NHIỆM VỤ VÀ MỤC ĐÍCH**  
**CỦA KHOA HỌC ĐỊA LÝ THỔ NHƯỠNG**

**I. ĐỐI TƯỢNG, NHIỆM VỤ VÀ MỤC ĐÍCH CỦA ĐỊA LÝ THỔ NHƯỠNG.**

**1. Đối tượng nghiên cứu của địa lý thổ nhưỡng.**

Địa lý thổ nhưỡng là một bộ phận không thể tách rời của thổ nhưỡng học. Đối tượng nghiên cứu của nó là lớp đất nằm trên vỏ phong hoá hoặc còn gọi là lớp phủ thổ nhưỡng.

Như vậy, địa lý thổ nhưỡng và thổ nhưỡng học đều có một đối tượng nghiên cứu chung là đất. Song, sự khác nhau giữa chúng ở chỗ: Thổ nhưỡng học đứng trên quan điểm tổng hợp toàn diện để xem xét đất, còn địa lý thổ nhưỡng đứng trên quan điểm địa lý để nghiên cứu đất mà thổ nhưỡng học không thể nào đi sâu và toàn diện bằng địa lý thổ nhưỡng. Đồng thời, địa lý thổ nhưỡng không phải không đề cập tới những quan điểm khoa học khác để xem xét đất nhưng dù sao quan điểm địa lý vẫn được nhấn mạnh và chú ý hơn nhiều.

**2. Nhiệm vụ và mục đích của địa lý thổ nhưỡng.**

Như trên đã nói, lớp phủ thổ nhưỡng hay lớp đất nằm trên vỏ phong hoá là đối tượng nghiên cứu của địa lý thổ nhưỡng. Đất được hình thành từ đá, bị biến đổi theo thời gian dưới tác động của sinh vật trong điều kiện khí hậu và địa hình khác nhau.

Xuất phát từ quan điểm khoa học của Docusaép coi đất là một vật thể thiên nhiên độc lập, có lịch sử phát triển riêng, được hình thành do tác động tổng hợp của các yếu tố hình thành tự nhiên: Đá mẹ, sinh vật, khí hậu, địa hình và thời gian; Và xuất phát từ quan điểm địa lý để nghiên cứu đất nên địa lý thổ nhưỡng có những nhiệm vụ cơ bản sau:

a) Nghiên cứu quy luật tác động tương hỗ của các yếu tố hình thành đất trong sự phát sinh và phát triển lớp phủ thổ nhưỡng. Khi giải quyết nhiệm vụ này các nhà địa lý thổ nhưỡng muốn làm sáng tỏ các quy luật hình thành lớp phủ thổ nhưỡng.

b) Nghiên cứu các quy luật phân bố các loại đất khác nhau trên thế giới liên quan với sự thay đổi của điều kiện địa lý.

Giải quyết những nhiệm vụ cơ bản của địa lý thổ nhưỡng trên cho phép ta tiếp thu và nghiên cứu dễ dàng các tính chất của đất, nắm được quy luật phát sinh, phát triển của đất trong những điều kiện địa lý khác nhau. Nhờ kết quả đó mà có thể thực hiện được mục đích cuối cùng và cao cả của địa lý thổ nhưỡng là không ngừng nâng cao độ phì nhiêu đất và dinh dưỡng của cây trồng. Đặng không ngừng nâng cao năng suất và sản lượng của cây, nâng cao đời sống xã hội. Khi biết được những thay đổi có tính chất quy luật của lớp phủ thổ nhưỡng thì có thể biểu thị

## **MINH BOSS**

chúng trên bản đồ. Bản đồ thổ nhưỡng (trên quan điểm địa lý) được coi như mô hình cho phép ta thấy rõ những quy luật của lớp phủ thổ nhưỡng mà ta không thể thấy được khi nghiên cứu đất trực tiếp ở ngoài đồng.

Như vậy, bản đồ thổ nhưỡng là một trong những phương tiện chính của việc nghiên cứu trong phòng lớp phủ thổ nhưỡng, khi nó là kết quả nghiên cứu đất ở ngoài đồng - vậy, nghiên cứu lớp phủ thổ nhưỡng bắt đầu từ việc vẽ bản đồ thổ nhưỡng với tỉ lệ lớn bằng phương pháp vạch ra những quy luật địa hình thổ nhưỡng và các quy luật khác của vùng (của địa phương), kết thúc bằng sự xác định những quy luật địa lý chung của lớp phủ thổ nhưỡng qua bản đồ đất có tỷ lệ nhỏ.

### **II. PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU ĐỊA LÝ - THỔ NHƯỠNG**

Bất kỳ một môn khoa học nào muốn tồn tại và phát triển, muốn đạt được những kết quả to lớn về lý luận và thực tiễn không phải dừng lại ở chỗ xác định cho mình đối tượng, nhiệm vụ và mục đích đúng đắn mà còn phải tìm ra được phương pháp nghiên cứu khoa học, chính xác. Các phương pháp nghiên cứu thổ nhưỡng học nói chung và địa lý thổ nhưỡng nói riêng đều liên quan với học thuyết hình thành đất của V.V. Docusaép.

Điểm cốt lõi của học thuyết này là xem đất liên hệ chặt chẽ với điều kiện của môi trường xung quanh. Đất được hình thành do tác động đồng thời và tổng hợp của tất cả yếu tố hình thành đất. Kết quả của quá trình tác động đó tạo ra một loại đất có những tính chất nhất định.

## **CHƯƠNG II:**

### **ĐỊA HÌNH VÀ VAI TRÒ CỦA NÓ TRONG ĐỊA LÝ THỔ NHƯỠNG**

Địa hình là hình thái bề mặt của đất. Nó ảnh hưởng tới sự phân bố lại năng lượng và vật chất trong và trên bề mặt đất tới điều kiện khí hậu cụ thể của từng vùng.

#### **I. PHÂN LOẠI ĐỊA HÌNH**

Trước khi phân tích ảnh hưởng của địa hình tới sự hình thành đất, chúng ta xét khái quát sự phân loại địa hình để có những khái niệm cơ bản khi xét vấn đề trên.

Phân loại địa hình có nhiều cách và dựa vào nhiều đặc điểm khác nhau. Ở đây ta chỉ xét một số phân loại cơ bản.

##### **1. Dựa vào hình thái bề mặt người ta chia địa hình ra thành:**

a) *Địa hình đồng bằng (hay địa hình bằng phẳng):* Ở đây hình thái bề mặt đất ít bị phân cách, bề mặt đất tương đối đồng đều, không chênh lệch nhau nhiều.

b) *Địa hình đồi núi:* Ở đây bề mặt đất bị phân cách nhiều do sự chênh lệch về độ cao giữa đồi, núi và thung lũng.

Trên địa hình đồng bằng và đồi núi có các dạng địa hình lồi (như đồi, gò, đống) và địa hình lõm (hay trũng) như thung lũng, vạt đất sâu.

##### **2. Dựa vào độ cao (độ cao tuyệt đối và độ cao tương đối) địa hình được chia ra:**

Trong điều kiện cụ thể của nước ta về phương diện hình thành đất địa hình có thể chia làm 3 vùng:

- Vùng núi hay vùng thượng du ở độ cao > 500m so với mặt biển.
- Vùng đồi gò hay trung du ở độ cao 50-500m.
- Vùng đồng bằng ở độ cao < 50m.

Địa hình vùng đồi núi đặc trưng cho địa hình xói mòn, còn địa hình đồng bằng đặc trưng cho địa hình bồi tụ.

**3. Dựa vào phạm vi ảnh hưởng và mức độ tác dụng của địa hình** đối với những yếu tố khác của tự nhiên người ta chia ra địa hình lớn (đại địa hình), địa hình trung bình (trung địa hình) và địa hình nhỏ (tiểu địa hình). Tiêu chuẩn để phân chia ba loại địa hình này có thể khác nhau ít nhất ở những khoa học và tác giả khác nhau.

Ví dụ: Trong địa mạo học người ta chia ra: Địa hình lớn do đặc điểm bề mặt chung (như núi, đồi gò, thung lũng...) của một nước quyết định; và hình thái bề mặt của một vùng nhất định trong phạm vi hình thái bề mặt chung. Một số tác giả còn chia ra thêm địa hình trung bình. Đó là dạng trung gian của hai loại trên.

**4. Dựa vào phạm vi và mức độ tác dụng của địa hình** đến sự hình thành đất chúng ta có thể chia ra 3 loại địa hình sau:

a) *Địa hình lớn*: Đó là những dạng địa hình lớn nhất như đồng bằng bình nguyên, cao nguyên, dãy núi lớn. Dạng địa hình này ảnh hưởng tới sự vận chuyển của không khí đến sự hình thành khí hậu địa phương. Ở vùng núi địa hình này tạo ra quy luật biến đổi của khí hậu theo độ cao, hình thành quần thể thực vật và đất phù hợp với điều kiện khí hậu đó.

Sự phát sinh ra địa hình lớn liên quan với hiện tượng kiến tạo của vỏ đất.

b) *Địa hình trung bình*: Đó là dạng địa hình có kích thước trung bình, mức độ tác dụng hẹp như đồi, thung lũng bậc thang rộng. Nó ảnh hưởng trước hết đến sự phân bố lại lượng nước mưa trên bề mặt và điều chỉnh tỷ lệ nước chảy bề mặt và nước thấm sâu. Về sau nó ảnh hưởng đến hướng thấm sâu và tốc độ dòng chảy trong đất. Dòng nước này thấm sâu thẳng đứng ở bề mặt đất phẳng hoặc thấm xiên theo bề mặt sườn đồi.

Địa hình trung bình cũng ảnh hưởng tới sự phân bố lại nhiệt độ. Độ dốc và hướng dốc của đồi núi khác nhau sẽ nhận được năng lượng bức xạ mặt trời không giống nhau.

c) *Địa hình nhỏ* là dạng rất bé của địa hình như gò, đống, gổ trũng. Nó là nguyên nhân gây ra những dạng đất không đồng nhất chủ yếu do chế độ nước khác nhau.

Sự hình thành trong địa hình liên quan với quá trình địa chất ngoại sinh tạo ra sự nâng lên hoặc lõm xuống những bộ phận nhỏ của mặt đất.

## II. ẢNH HƯỞNG CỦA ĐỊA HÌNH TỚI SỰ HÌNH THÀNH ĐẤT.

Địa hình ảnh hưởng rất lớn tới sự hình thành đất. Điều kiện khí hậu cụ thể của một vùng, thành phần thực vật, sự vận chuyển các hợp chất hoà tan và phần tử rắn đều chịu ảnh hưởng của địa hình. Nói một cách khái quát là địa hình ảnh hưởng tới sự phân bố lại vật chất, nhiệt độ và nước trong đất.

### 1. Địa hình ảnh hưởng tới sự vận chuyển các phần tử rắn của đất.

Tùy theo địa hình cao hay thấp, bằng phẳng hay gồ ghề, độ dốc nhiều hoặc ít mà các vật liệu rắn vô cơ và hữu cơ được tích lũy tại chỗ hoặc bị rửa trôi do dòng nước mặt.

Ở những chỗ bằng phẳng, trên đường phân thủy, ở đâu các sản phẩm phong hoá và hình thành đất không bị rửa trôi và bào mòn hoặc bị rửa trôi và bào mòn không đáng kể tạo nên vỏ phong hoá tại chỗ. Và đất được hình thành ở đây gọi là đất tại chỗ hoặc đất địa thành.

Còn ở những địa hình thấp, trũng tích lũy các sản phẩm phong hoá và hình thành đất do dòng nước mặt mạng tới từ những vùng xung quanh hoặc từ xa tạo thành vỏ phong hoá tái trầm tích. Và, đất được hình thành ở đây gọi là đất thủy thành.

Số lượng và chất lượng của vật liệu bị dòng nước mặt lôi cuốn đi phụ thuộc vào độ dốc của địa hình, lượng nước và tốc độ dòng chảy. Độ dốc cao,

## MINH BOSS

lượng nước nhiều, tốc độ dòng chảy mạnh thì khối lượng lớn đất đá bị rửa trôi. Trong đó không chỉ bao gồm những phần tử nhỏ như mùn, sét, cát mà cả những phần tử lớn như sỏi, cuội, đá mảnh cũng bị lôi cuốn đi. Trái lại, độ dốc nhỏ, lượng nước ít, tốc độ dòng chảy chậm thì có những phần tử nhỏ bị rửa trôi.

Kết quả của quá trình vận chuyển vật chất này là ở địa hình xói mòn (vùng đồi núi) sẽ tạo thành những mương xói, rãnh sâu hoặc bào mòn bề mặt, còn những địa hình thấp sẽ được bồi đắp dần.

### **2. Địa hình ảnh hưởng tới sự phân bố lại lượng nước và sự di chuyển các dạng hoà tan của nguyên tố hoá học.**

Nước mưa sau khi rơi trên mặt đất không phải được phân bố đồng đều ở khắp mọi nơi. Những nơi địa hình dốc, không bằng phẳng lượng nước mưa thấm sâu ở phần trên dốc ít hơn phần dưới đồi và nơi trũng. Do nước chảy từ trên xuống nên thời gian nước thấm phần trên dốc ít hơn phần dưới dốc.

Nước sau khi đã thấm vào trong đất vẫn bị vận chuyển từ nơi cao xuống nơi thấp (nước mạch, nước ngầm). Đất ở địa hình thấp gần mạch nước ngầm hơn ở nơi cao.

Do địa hình cao thấp khác nhau, nên mặc dầu lúc đầu lượng nước mưa đồng đều ở khắp mọi nơi, nhưng sau đó nước chảy từ nơi cao đến nơi thấp. Kết quả là nơi thấp được phân phối nước nhiều hơn nơi cao.

Nước di chuyển từ nơi cao đến nơi thấp, từ tầng đất mặt xuống tầng đất sâu không chỉ lôi cuốn những phần tử đất đá rắn, mà còn hoà tan lôi cuốn cả những hợp chất dễ hoà tan, nhất là các nguyên tố kiềm và kiềm thổ bị rửa trôi theo dòng nước mặt hoặc nước thấm sâu.

### **3. Nhiệt độ và độ ẩm liên quan với độ cao tuyệt đối của địa hình.**

Nhiệt độ không khí trong vùng núi thường giảm theo độ cao. Tuy nhiên quy luật giảm nhiệt độ này có thể khác nhau và phụ thuộc vào độ cao của núi, hướng của sườn núi đối với bức xạ mặt trời và luồng vận chuyển của không khí, vào dạng địa hình và thời gian trong năm. Do những dạng trao đổi nhiệt khác nhau trong khí quyển (như hấp thụ và phản xạ nhiệt, bốc hơi nước và ngưng tụ hơi nước) nên nhiệt độ của không khí giảm trung bình từ 0,5 đến 0,6<sup>o</sup> mỗi khi độ cao nâng lên 100m.

Độ cao của địa hình không chỉ ảnh hưởng tới sự thay đổi của nhiệt độ mà còn làm thay đổi độ ẩm của khí quyển và của đất.

Ví dụ, ở vùng nhiệt đới ẩm của chúng ta, khi độ cao của địa hình càng lớn thì không những nhiệt độ càng giảm, mà độ ẩm của không khí và của đất cũng tăng. Theo O.A. Đrozдова, ở những vùng núi có rừng khi độ cao tăng lên 100m thì lượng mưa trung bình trong năm cũng tăng lên 100mm.

### **4. Địa hình ảnh hưởng tới sự phân bố lại năng lượng mặt trời và nước mưa.**

Sự phân bố lại năng lượng mặt trời lên bề mặt đất phụ thuộc vào nhiều đặc điểm của địa hình như độ dốc và hướng dốc của đồi núi ở bắc bán cầu. Những sườn núi phía bắc bao giờ cũng nhận được nhiệt bức xạ mặt trời ít hơn sườn phía

## MINH BOSS

nam. Ví dụ, trên núi Anpơ với độ cao 900m và độ sâu 80cm sườn phía bắc nhiệt độ của đất về mùa đông  $4,2^{\circ}$  về mùa hè  $15,3^{\circ}$ , còn ở sườn phía Nam về mùa đông là  $5,3^{\circ}$  và mùa hè là  $19,3^{\circ}$ .

Ở trên cùng sườn núi phía Nam nhưng dốc đứng về mùa hè nhận ít nhiệt hơn dốc thoải. Bởi vì ban trưa bức xạ mặt trời chiếu vào dốc đứng với góc xiên khá lớn (hoặc gần song song), còn đối với dốc thoải với góc xiên nhỏ (hoặc gần như thẳng góc). Về mùa đông thì trái lại dốc đứng nhận nhiệt bức xạ mặt trời nhiều hơn bề mặt phẳng.

Hướng dốc không chỉ ảnh hưởng tới nhiệt độ mà còn ảnh hưởng cả tới lượng nước nữa. Hướng dốc, sườn núi trực diện với hướng gió và mưa thì nhận được lượng nước nhiều so với hướng dốc, sườn núi đối diện bên kia.

Ví dụ, về mùa mưa ở nước ta gió và mưa thường vận chuyển theo hướng đông - nam vào đất liền nên sườn của những dãy núi hướng đông nam nhận được lượng mưa nhiều hơn so với sườn phía tây - bắc.

Chính vì sự thay đổi của nhiệt độ và độ ẩm (khí hậu) theo độ cao và hướng dốc cho nên ở mỗi độ cao nhất định đều có một loại quần thể thực vật và loại đất riêng phù hợp với độ cao đó; ngay trên một dãy núi nhưng sự phát triển của đất ở sườn phía đông khác sườn phía tây.

### 5. Ảnh hưởng của địa hình thấp tới sự hình thành đất.

Địa hình thấp hoặc trũng (địa hình bồi tụ) không những được tích lũy bồi đắp những vật liệu thô và mịn của đá và đất, những hợp chất vô cơ và hữu cơ hoà tan, nước từ những địa hình cao (địa hình xói mòn) vận chuyển xuống do nước mà còn chịu ảnh hưởng rất lớn của nước ngầm. Địa hình thấp đã tạo nên những loại đất thung lũng, đất đọng mùn sâu ở vùng đồi núi và đất bãi bồi và phù sa ở vùng đồng bằng. Thành phần, tính chất và cấu tạo của những loại đất này phụ thuộc vào nhiều những vật chất bồi đắp của những địa hình cao lân cận.

Địa hình thấp hoặc trũng lượng nước được tập trung nhiều từ các vùng cao xung quanh hoặc gần mạch nước ngầm. Nếu không được thoát nước đất ở đây dễ bị úng nước, các quá trình khử phát triển là tạo thành đất lầy, đất than bùn hoặc đất gây yếu hoặc mạnh.

Nếu mạch nước ngầm gần mặt đất sẽ ảnh hưởng lớn đến thành phần và tính chất của đất. Thành phần các hợp chất hoá học hoà tan trong nước ngầm sẽ thấm trực tiếp vào tầng đất mặt hoặc theo các mao quản leo lên tầng đất mặt. Khi nước bốc hơi những thành phần đó còn lại trong đất. Quá trình mặn hoá đất do nước ngầm mặn chính là do nguyên nhân trên.

### 6. Ý nghĩa của địa hình đối với công tác bản đồ nói chung và bản đồ đất nói riêng.

Địa hình là yếu tố hình thành đất quan trọng. Địa hình còn tác động với những yếu tố hình thành đất khác trong một vùng nhất định. Địa hình tạo ra những điều kiện cụ thể về khí hậu, thực vật, chế độ nước v.v... đã tạo ra quy luật biến đổi của đất trong một cảnh quan cụ thể.

## MINH BOSS

Mối liên hệ chặt chẽ của địa hình với quy luật phân bố đất cho phép Docychaev nêu ra quy luật về mối tương quan giữa hình thái bề mặt (địa hình) với đặc điểm đất của một vùng nhất định. Quy luật này là nguyên tắc quan trọng nhất cho công tác bản đồ địa lý và bản đồ đất.

Nghiên cứu ảnh hưởng của địa hình trung bình và nhỏ đối với cấu trúc của lớp vỏ thổ nhưỡng có ý nghĩa đặc biệt quan trọng trong công tác bản đồ đất. K.D. Glinca đặc biệt nhấn mạnh sự cần thiết phải nghiên cứu địa hình trong vùng đất nghiên cứu và khi đó không phải chỉ xét đến ảnh hưởng do địa hình lớn và trung bình, mà phải xét cả đến ảnh hưởng của hoạt động nhỏ tới đất.

Muốn xác định mối liên hệ của các thành phần địa hình khi lập bản đồ đất, trước hết phải biết chọn những địa hình điển hình của vùng đó. Những địa hình này là những điểm cơ bản (chìa khoá) cho công tác nghiên cứu tiếp tục sau này. Trên cơ sở nghiên cứu tỉ mỉ những địa hình điển hình người ta thiết lập mối quan hệ của mỗi loại địa hình với quần thể thực vật, với thành phần của đá mẹ và với đất. Điều đó có thể đạt được bằng cách nghiên cứu trực tiếp nhiều phẫu diện đất trong mỗi địa hình khác nhau. Sau đó khớp những loại đất khác nhau với các dạng địa hình trung bình và nhỏ của vùng nghiên cứu. Ở giai đoạn này người nghiên cứu sẽ thấy được sự cần thiết phải sử dụng rõ ràng những quy luật của địa hình ảnh hưởng tới sự hình thành đất như quy luật phân bố đất theo độ cao.

Việc thiết lập bản đồ đất trên cơ sở quy luật địa hình có thể làm nhanh và rút ngắn được quá trình lập bản đồ đất. Chính vì vậy, muốn lập bản đồ đất nhanh và chính xác phải dựa trên bản đồ địa hình.

Nhiều nhà địa lý - thổ nhưỡng sau nhiều năm nghiên cứu đã khẳng định sự phân bố của các loại đất (thuộc đơn vị nhỏ như chủng và biến chủng của đất) được quyết định do địa hình trung bình và nhỏ.

### **CHƯƠNG III:**

## **SỰ DI CHUYỂN VÀ BIẾN ĐỔI CỦA CÁC NGUYÊN TỐ HOÁ HỌC TRONG ĐẤT**

Các nguyên tố hoá học được giải phóng ra trong quá trình phong hoá và hình thành đất không phải là bất biến, không di chuyển và biến đổi. Trái lại, chúng tham gia rất tích cực vào sự di chuyển và biến đổi đó. Cụ thể, chúng tham gia mạnh mẽ và liên tục vào vòng tuần hoàn sinh học và địa chất học của vật chất.

Quá trình di chuyển và biến đổi hoá học các nguyên tố hoá học thực hiện trong đất, vỏ phong hoá và nước ngầm gọi là quá trình địa hoá.

Trong phạm vi chương này chỉ đề cập tới những quá trình địa hoá khác nhau xảy ra chủ yếu trong đất.

### **I. NGUYÊN TỐ HOÁ HỌC ĐẶC HIỆU.**

Quá trình địa hoá có nhiều loại khác nhau như: các quá trình oxy hoá, khử oxy, axit hoá, kiềm hoá v.v...; mỗi quá trình trên đều có chiều hướng và đặc điểm riêng, thực hiện với sự tham gia của một số hoặc một số nguyên tố hoá học dưới dạng ion hoặc hợp chất.

Không phải tất cả các nguyên tố hoá học trong đất hoặc vỏ phong hoá đều có khả năng quyết định chiều hướng và đặc điểm quá trình địa hoá, chỉ có một nguyên tố mới có khả năng này. Đó là các nguyên tố đặc hiệu. Nói một cách khác, nguyên tố hoá học đặc hiệu (gọi tắt là nguyên tố đặc hiệu) là nguyên tố quyết định chiều hướng và đặc điểm quá trình địa hoá trong những điều kiện nhất định. Ví dụ, Ôxy là nguyên tố đặc hiệu của quá trình oxy hoá, hydro là nguyên tố đặc hiệu của quá trình axit hoá.

Tính đặc hiệu của nguyên tố hoá học phụ thuộc vào hàm lượng và tính di chuyển của chúng.

Dựa vào hàm lượng, các nguyên tố hoá học chia làm 2 nhóm:

**1. Nhóm I**, bao gồm những nguyên tố hoá học có hàm lượng cao. Chúng là thành phần chủ yếu cấu tạo nên đất, và sinh vật (như O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, C, H, P, Cl, N). Chúng chiếm trên 99,5% trong lượng đất. Một số nguyên tố trong nhóm I này là những nguyên tố đặc hiệu, vì có khả năng di chuyển cao như O, H, Ca, S, K...

**2. Nhóm II**, bao gồm những nguyên tố hoá học với hàm lượng thấp (các nguyên tố hoá học còn lại). Tất cả chúng chiếm chưa đầy 0,5% trọng lượng đất. Vì hàm lượng quá thấp, nên chúng không ảnh hưởng quyết định đến điều kiện lý - hoá của môi trường, đến chiều hướng và đặc điểm quá trình địa hoá. Trong đa số trường hợp, hàm lượng mỗi nguyên tố trong nhóm này đều nhỏ hơn 0,01%.

Vì những lý do trên nên các nguyên tố trong nhóm II này không có tính đặc hiệu.

Các nguyên tố đặc hiệu lại chia thành hai nhóm nhỏ dựa vào trạng thái di chuyển và hoạt động của chúng. Nhóm thứ nhất bao gồm những nguyên tố và hợp chất hoạt động và di chuyển ở trạng thái khí như oxy, cacbonic, hydro sunfua, mêtan v.v... nhóm thứ hai bao gồm các nguyên tố và hợp chất hoạt động và di chuyển ở trạng thái dung dịch keo như các axit, bazơ, muối v.v...

## II. CÁC QUÁ TRÌNH ĐỊA HOÁ.

Các nguyên tố hoá học trong đất di chuyển và biến đổi trong các quá trình địa hoá khác nhau. Các quá trình địa hoá rất nhiều, dưới đây chỉ trình bày hạn chế một số quá trình chính và phổ biến nhất.

\* Các quá trình địa hoá gây ra do nguyên tố đặc hiệu ở trạng thái khí gồm có:

### 1. Quá trình ôxy hoá.

Quá trình ôxy hoá chủ yếu sinh ra do ôxy tự do với sự có mặt của những chất bị ôxy hoá mạnh như sắt, mangan, đồng, lưu huỳnh. Khi đó, đất thường có màu đỏ, nâu và vàng. Quá trình này có thể thực hiện ở đất kiềm có Eh thay đổi từ trên + 0,15 đến + 0,7 von, và cả ở đất chua có Eh từ -0,4 đến -0,5 von.

2. Quá trình khử không có hydrosunfua (hoặc quá trình gơ lây) xảy ra trong nước và đất không có ôxy tự do cùng các chất bị ôxy hoá mạnh hoặc ôxy có rất ít. Trong nước và đất khi đó chứa nhiều khí cacbonic, mêtan (không có hoặc có rất ít hydrosunfua). Trong điều kiện như vậy sắt và mangan có hoá trị 2 ( $Fe^{2+}$  và  $Mn^{2+}$ ) rất dễ di động. Chất khí đặc hiệu của quá trình này là cacbonic và mêtan. Quá trình này cũng xảy ra ở cả môi trường chua với Eh thấp từ -0,4 đến -0,5 von lẫn môi trường kiềm với Eh thấp hơn +0,15 von.

### 3. Quá trình khử hydro sunfua.

Quá trình này thực hiện trong nước và đất không có ôxy tự do và chất ôxy hoá mạnh khác, nhưng lại có rất nhiều hydro sunfua, một phần mêtan và các hydro sunfua khác. Trong trường hợp này sắt và các kim loại khác không di chuyển được, vì tạo thành những hợp chất sunfua không tan hoặc khó tan. Hợp chất đặc hiệu của quá trình này là hydro sunfua và một phần hydrocacbua. Quá trình này xảy ra chủ yếu ở môi trường kiềm, có Eh nhỏ hơn 0.

Sự khác nhau giữa hai quá trình khử trên không phải ở chỗ Eh khác nhau, mà ở chỗ có hay không có hydro sunfua.

Ở đây cũng phải nói thêm rằng, những nguyên tố và hợp chất hoá học hoạt động và di chuyển trong trạng thái khí không phải hoàn toàn không có trong dung dịch dưới dạng ion, phân tử hoặc trong thành phần các hợp chất (như ôxy có trong thành phần  $Na_2SO_4$ , cacbonic có trong  $CaCO_3$ ). Dù sao, chúng hoạt động và di chuyển trong trạng thái khí vẫn đặc trưng hơn nhiều so với trong dung dịch.

\* Các nguyên tố và hợp chất hoá học hoạt động và di chuyển trong trạng thái dung dịch thật hoặc dung dịch keo thường gặp là các ion: clo, sulfat, bicarbonat, canxi, manhê, natri, kali và các hợp chất của chúng.

Các nguyên tố và hợp chất trên trong nhiều trường hợp là nguyên tố hoặc hợp chất đặc hiệu của quá trình địa hoá xảy ra trong đất, quyết định điều kiện

## MINH BOSS

kiềm hoặc axit (chua) của đất. Các quá trình địa hoá gây ra các nguyên tố và hợp chất hoá học ở trạng thái dung dịch gồm có:

### 1. Quá trình sunfat hoá:

Quá trình sunfat hoá xảy ra trong đất chứa  $H_2S$  và  $S$ . Khi dung dịch đất giàu oxy thì  $H_2S$  và  $S$  bị oxy hoá (nhờ vi khuẩn lưu huỳnh và tạo thành  $H_2SO_4$ ). Kết quả là làm cho đất chua mạnh (do  $H_2SO_4$ , pH của đất có thể giảm tới 2-1), nên quá trình này còn gọi là quá trình axit hoá mạnh. Trong môi trường chua như vậy làm cho sắt, nhôm, đồng và một số kim loại khác có tính di động cao. Trong điều kiện nhiệt đới ẩm của anion  $SO_4^{2-}$  trong nước biển tác dụng với cation  $Al^{3+}$  trong hệ hấp phụ của đất tạo muối chua mặn - Sunfat nhôm. Muối này cùng với những muối khác của nước biển (chủ yếu là muối  $NaCl$ ) tạo thành đất chua mặn ở nước ta.

### 2. Quá trình axit hoá (chua hoá).

Quá trình này xảy ra do nước bị axit hoá bởi axit cacbonic và các axit hữu cơ khác, (trong đó có các axit mùn). Khi đó, pH của dung dịch đất giảm từ 6,5 đến 4, dung dịch đất chứa oxy và tính oxy hoá, Eh đạt tới trên + 0,4 vôn, đôi khi tới + 0,7 vôn.

Nước có tính axit sẽ tham gia tích cực vào sự phong hoá đá và khoáng chất. Những cation kiềm và kiềm thổ trong mạng lưới tinh thể khoáng dễ dàng bị tách ra ngoài dung dịch, đồng thời ion  $H^+$  của dung dịch sẽ thay vào những vị trí của cation kiềm và kiềm thổ trong mạng lưới tinh thể khoáng. Đồng thời với sự trao đổi cation này các khoáng còn bị hydrat hoá.

Nếu trong đất chứa các chất khử, nhất là sắt hoá trị hai thì chúng sẽ bị oxy hoá và làm cho đất có màu đỏ hoặc đỏ nâu.

Các khoáng phenpat và alumosilicat sẽ biến thành sét. Đó là kết quả điển hình của quá trình axit này.

Một đặc điểm cơ bản nữa của quá trình này là làm rửa trôi mạnh cacbonat và một phần Silic.

Kết quả của quá trình axit hoá là trong đất tích lũy tương đối nhiều sắt, nhôm và một số nguyên tố kiềm kém linh động.

Quá trình axit hoá xảy ra mạnh ở điều kiện khí hậu nhiệt đới nóng và ẩm, trong đất không có sunfua, cacbonat canxi và manhê, thạch cao và các muối dễ hoà tan.

Trong thời kỳ địa chất hiện nay, quá trình này xảy ra mạnh ở vùng khí cận nhiệt đới ẩm. Ở đây thực vật  $CO_2$  giải phóng ra nhiều  $CO_2$  và tạo thành mùn có tính linh động cao (axit fulvic). Thêm vào đó, lượng mưa lớn, nhiệt độ cao làm cho đá bị phá huỷ nhanh, mạnh và triệt để ở độ sâu có khi hàng chục mét. Vỏ phong hoá rất nghèo kiềm và kiềm thổ, mất một phần Silic, tích lũy tương đối nhiều hydrat oxyt sắt và nhôm. Nguyên tố đặc hiệu của quá trình địa hoá này là hydro và silic.

## MINH BOSS

Trong điều kiện khí hậu ẩm, nóng vừa phải (ôn hoà) quá trình này xảy ra yếu hơn, nông hơn, cation bị rửa trôi ít hơn, đất đá bị biến đổi kém hơn và tất nhiên, chua ít hơn so với đất nhiệt đới ẩm.

Những sản phẩm phong hoá của vùng nhiệt đới ẩm có màu nâu, vì ở đây trong quá trình phong hoá tạo thành limônit.

### 3. Quá trình trung hoà cacbonat.

Quá trình này liên quan với sự vận chuyển của nước chứa bicacbonat canxi. Trong nước ngoài canxi còn có manhê, natri, lưu huỳnh (dạng  $SO_4^{2-}$  linh động). Nhôm, sắt, chất mùn trong điều kiện này di động kém. Nguyên tố đặc hiệu của quá trình này là canxi (tính thoảng có cả manhê) và ion bicacbonat.

Trong các dãy núi đá vôi, canxi rửa trôi dưới dạng bicacbonat canxi, lâu ngày có thể tạo thành những hang động lớn hoặc những hang động ngầm (kavơ). Nếu canxi bị rửa trôi từ bề mặt đá thì tạo thành tầng rửa trôi canxi, đôi khi có màu đỏ.

Nước chứa  $Ca(HCO_3)_2$  có phản ứng trung tính hoặc kiềm yếu. Nước ngầm trong đất chứa  $Ca(HCO_3)_2$  sẽ leo theo mao quản lên tầng đất trên, gặp điều kiện thích hợp (thiếu  $CO_2$ ) bicacbonat canxi chuyển thành cacbonat canxi không tan và tích lũy lại ở đó thành tầng tích tụ cacbonat. Thông thường tầng đất mặt không có điều kiện tạo thành tầng cacbonat; vì ở đây dung dịch đất chứa nhiều  $CO_2$  (được tạo ra trong quá trình vô cơ hoá xác hữu cơ và do hoạt động sống của vi sinh vật). Do đó, ở tầng đất mặt  $CaCO_3$  dễ rửa trôi dưới dạng  $Ca(HCO_3)_2$ , gặp điều kiện thích hợp chúng kết tủa, tạo thành tầng cacbonat ở phía dưới. Tầng cacbonat tích tụ chặt thường được hình thành ở đất thảo nguyên

### 4. Quá trình Clo-sunfat hoá.

Quy trình này xảy ra do dung dịch đất chứa các muối clorua và sunfat. Trong hỗn hợp muối clorua và sunfat tùy thuộc vào hàm lượng clorua hoặc sunfat trội hơn mà dung dịch đất mặn clorua - sunfat hoặc mặn sunfat - clorua. Trong cả hai trường hợp mặn này dung dịch đất có phản ứng trung tính, theo quy luật, chứa oxy.

Những ion đặc hiệu của quá trình này là  $Cl^-$ ,  $SO_4^{2-}$  và  $Na^+$ .

Nước bề mặt (nước sông, nước hồ, nước biển tràn) và nước ngầm bị mặn Clorua-sunfat là những nguồn gây mặn cho đất ở ven biển hoặc đất liền.

### 5. Quá trình khử dolomit hoá

Quá trình dolomit phát triển trong đá và đất chứa lẫn lộn Canxit, dolomit và thạch cao. Dolomit -  $MgCO_3$ ,  $CaCO_3$  được hình thành do ngưng tụ cacbonat canxi và Manhê. Chúng kết chặt với nhau.

Trong trường hợp dung dịch chất chứa sunfat canxi thì dolomit nhanh chóng bị phá huỷ, tạo thành canxit thứ sinh và sunfat manhê.



$MgSO_4$  hoà tan trong dung dịch, vận chuyển đến những vùng thấp. Ở đây muối sunfat Manhê được tích lũy dần và làm cho đất bị mặn sunfat.

## 6. Quá trình thạch cao hoá

Quá trình này được sinh ra khi rửa trôi và tách dần các muối dễ hoà tan ra khỏi tầng đất mặn hỗn hợp. Kết quả là các muối kiềm sẽ bị rửa trôi dần, chỉ còn sunfat canxi ngâm nước. Đó chính là thạch cao -  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ .

Quá trình này thường gặp ở vùng khí hậu ẩm và bán ẩm. Ở sa mạc thạch cao thường chứa lẫn các muối dễ hoà tan.

## 7. Quá trình kiềm hoá mạnh.

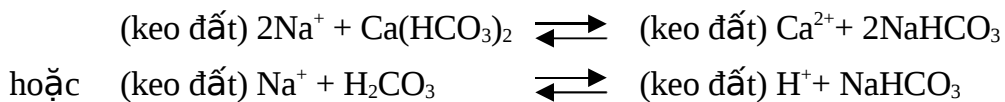
Quá trình này sinh ra do nước chứa nhiều cacbonat và bicacbonat kiềm (nhất là của natri) nên còn gọi là quá trình xôđa hoá. Và, nước có phản ứng kiềm mạnh, pH thường lớn hơn 8,5.

Quá trình kiềm hoá mạnh sinh ra trong những trường hợp sau:

a) Khi phong hoá đá và khoáng tạo ra những cation hoạt động mạnh ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ) nhiều hơn những anion hoạt động mạnh ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ ). Vì sự thiếu hụt của anion tác dụng với cation, nên dư ra một số cation kiềm và kiềm thổ (nhất là  $\text{Na}^+$  và  $\text{K}^+$ ). Chúng nhanh chóng tác dụng với nước tạo thành hydroxit kiềm. Nước trong thiên nhiên bao giờ cũng chứa một lượng  $\text{CO}_2$  nào đó, do vậy hydroxyt kiềm lại nhanh chóng chuyển thành cacbonat và bicacbonat kiềm.

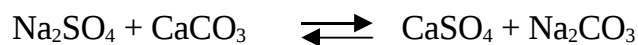
Sự tạo thành dung dịch bicacbonat natri khi phong hoá phenpat. Đó là thí dụ điển hình cho trường hợp trên.

b) Trong đất bicacbonat kiềm có thể tạo thành do phản ứng trao đổi sau (theo Gedrôl):



Trường hợp này thường thấy trong các tầng đất hoặc đá chứa natri trong phức hệ hấp phụ.

c) Theo Gilgar, cacbonat kiềm có thể được hình thành nhờ tác dụng của nước chứa sunfat natri hoà tan với cacbonat canxi.



Trường hợp này xảy ra khi nước chứa  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  thấm qua đá vôi.

Độ bền vững của nước chứa xôđa (hoặc chứa  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  và  $\text{NaHCO}_3$ ) phụ thuộc vào thành phần cơ giới và thành phần cation hấp phụ. Nếu nước xôđa di chuyển trong tầng đất sét và sét pha giàu canxi hấp phụ thì chúng sẽ nhanh bị biến đổi, không bền theo phản ứng trao đổi sau. (Sét)  $\text{Ca} +$



Vì vậy nước xôđa chỉ bền trong trầm tích vùn thô, nghèo keo, không bền trong sét và sét pha giàu canxi.

Quá trình kiềm hoá (hoặc xôđa hoá) rất phổ biến trong đất và vỏ phong hoá. Song, phụ thuộc vào điều kiện khí hậu từng vùng mà mức độ biểu hiện của nó khác nhau.

Ở vùng nhiệt đới ẩm đặc điểm của quá trình này (pH cao) rất ít gặp.

## MINH BOSS

Ở vùng sa mạc nước xôda không bền. Do sự vô cơ hoá và bốc hơi nước cao nên nước xôda dễ biến đổi và chuyển thành dạng sunfat (lúc đầu) và clorua (sau đó).

- Một số yếu tố hạn chế sự tồn tại lâu dài của nước xôda là sự có mặt của các muối canxi hoà tan như thạch cao và clorua canxi. Những muối này khi tác dụng với nước xôda tạo thành cacbonat canxi (hầu như không hoà tan trong môi trường kiềm) và các muối clorua và sunfat natri. Trong trường hợp này xôda chỉ được tích lũy lại sau khi đã tác dụng hết với thạch cao và clorua canxi.

Nước xôda hình thành thuận lợi nhất trong điều kiện khí hậu khô (nhưng không phải khí hậu sa mạc), tương ứng với các đới thảo nguyên rừng, bán nhiệt đới khô và savan. Trong điều kiện đặc biệt nước xôda có thể có ở sa mạc.

Silic, mùn (humát natri) và nhôm caluminat natri) dễ hoà tan và di chuyển mạnh trong nước xôda kiềm. Nhiều nguyên tố tạo thành những hợp chất khó tan trong môi trường kiềm và kiềm yếu, nhưng trong nước xôda chúng lại có khả năng di chuyển cao. Bởi vì, trong điều kiện này chúng tạo thành phức chất hoà tan.

### 8. Quá trình khử sunfat.

Quá trình khử sunfat phát triển ở những nơi nước lưu thông kém, nước tù đọng, nước không chứa oxy (vì oxy khó nhập vào). Trong trường hợp như vậy, để phân giải các hợp chất hữu cơ (mặc dù số lượng rất ít) vi sinh vật phải lấy oxy trong hợp chất vô cơ (chủ yếu trong muối sunfat để oxy hoá hợp chất hữu cơ. Do đó, sunfat bị khử thành  $H_2S$ , môi trường khử mạnh được hình thành, Eh giảm đến -0,25 von, đôi khi tới -0,5 von. Quá trình này xảy ra với sự tham gia của vi khuẩn khử sunfat như vibric desulfuricum, vibrio hydrosulfuricus v.v...

Quá trình khử sunfat thường xảy ra trong đất thảo nguyên, trong những vùng đất mặn gần biển, khí hậu ẩm.

Quá trình khử sunfat thường xảy ra cùng với quá trình oxy hoá chất hữu cơ và gôlây hoá.

Trong điều kiện của quá trình khử sunfat các kim loại tạo thành hợp chất sunfat khó tan, tính di chuyển kém. Hydroxyt và những hợp chất khác của sắt hoá trị ba trong đất sẽ bị khử trong quá trình này: sắt chuyển dạng sang sunfua sắt và tạo thành keo sunfua sắt màu đen (hydrotroilit mevcovit). Cần phải nói thêm là màu đen này của đất không chỉ do sunfua sắt, mà còn do cả chất hữu cơ. Khi đó hàm lượng sắt di chuyển không cao.

### III. VÁCH NGĂN ĐỊA HOÁ.

Như đã xét ở trên, các nguyên tố và hợp chất hoá học khi di chuyển có thể chuyển từ trạng thái hoà tan sang trạng thái không hoà tan và được tích lũy lại do nhiều nguyên nhân. Những vùng trong đất gây ra sự tích lũy và tập trung đó gọi là vách ngăn địa hoá. Vách ngăn địa hoá có thể lớn hoặc nhỏ, tùy thuộc vào điều kiện cụ thể từng nơi.

Các nguyên tố và hợp chất hoá học trong đất được tập trung và tích lũy lại do nhiều nguyên nhân, song có thể xếp vào ba nguyên nhân chính: sinh hoá học, lý - hoá học và cơ học. Và đó cũng là cơ sở để chia ra ba loại vách ngăn địa hoá.

**1. Vách ngăn sinh hoá** là biểu hiện phổ biến của sự tích lũy sinh học. Lớp phủ thực vật của đá liền có thể làm ví dụ cho loại vách ngăn này. Chúng tập trung trong thành phần của mình một lượng các nguyên tố C, O, H và N, cùng một lượng nhỏ các nguyên tố khác.

Tầng mùn của đất cũng thuộc loại vách ngăn sinh hoá. Do tích lũy sinh học nên trong mùn tích lũy một số nguyên tố kiềm.

Thế giới sinh vật đất cũng là vách ngăn địa hoá sinh hoá học đặc biệt, như tích lũy lưu huỳnh và sắt của vi khuẩn lưu huỳnh và sắt.

Những vách ngăn sinh hoá nói trên có vai trò quan trọng trong việc tập trung, tích lũy các nguyên tố hoá học, trong việc hình thành độ phì nhiêu của đất và phát triển của sinh vật.

## **2. Vách ngăn lý - hoá học** được chia thành nhiều loại nhỏ khác nhau.

+ Vách ngăn oxy hoá phát triển ở những nơi có sự thay đổi đột ngột của điều kiện khử bằng điều kiện oxy hoá, hoặc ở những chỗ chuyển tiếp từ điều kiện oxy hoá yếu đến oxy hoá mạnh hơn, hoặc từ nơi có điều kiện khử mạnh đến nơi có điều kiện khử yếu hơn.

+ Vách ngăn sắt hoặc sắt - mangan sinh ra trên chỗ tiếp giáp giữa nước giầy với nước chứa oxy hoặc với không khí. Ở những chỗ như vậy thường sinh ra sự oxy hoá sắt và mangan. Kết quả là hydroxyt sắt và mangan sẽ được tách ra từ nước giầy. Trong tầng gôlây của đất lấy sắt và mangan di động cao ( $Fe^{2+}$  và  $Mn^{2+}$ ), còn ở nơi gần bề mặt đất, do nhiều oxy của không khí tạo ra vách ngăn oxy, sắt bị kết tủa. Vùng ven bãi lầy, chân đồi. Ở đây nước ngầm chứa sắt hoá trị hai sẽ toả ra, gặp điều kiện thuận lợi sẽ tạo thành hydroxyt sắt.

+ Vách ngăn nhỏ của oxy đặt trưng cho những tầng sâu hơn của đầm lầy. Ở đây Eh tăng lên, chứa nhiều kết von sắt và mangan hoặc tạo thành những đường ống sắt - mangan xung quanh rễ cây chết.

+ Vách ngăn kiềm - nước axit (chua) chứa sắt di động, gặp điều kiện kiềm mạnh (nước xôda) sẽ bị kết tủa và lấp đầy những hang hốc, khe hở của đất hoặc tập trung thành những hạt kết von sắt. Trong vùng thảo nguyên rừng, tầng mặt của đất có pH chua yếu do phân huỷ thảm mục rừng. Trong môi trường cho dung dịch nước cacbonat hoà tan chuyển xuống sâu khoảng 1 đến 1,5 mét gặp vách ngăn kiềm và tích lũy lại thành tầng cacbonat tích tụ.

+ Vách ngăn bốc hơi sinh ra ở nơi bốc hơi mạnh của nước ngầm. Do nước bốc hơi nên những muối hoà tan trong nước ngầm được lắng đọng dần. Tầng thạch cao trong đất, những lớp vỏ muối đọng lại trên chỗ nước ngầm mặn bốc hơi mạnh đều là kết quả của quá trình trên.

+ Vách ngăn hấp phụ được hình thành trên chỗ đất giàu chất hấp phụ. Kết quả là trong sét, than bùn, than và những chất hấp phụ khác mang điện tích âm có thể tích lũy đồng, kẽm, thiếc và các kim loại khác. Những chất hấp phụ như bôcxít, hydroxyt sắt và một số chất hấp phụ khác mang điện tích dương và có khả năng hấp phụ amion. Nhờ hiện tượng hấp phụ này mà có thể giải thích cho sự có mặt thường xuyên của vanadi, photpho, asen trong keo hydroxyt sắt.

## MINH BOSS

+ Vách ngăn nhiệt động sinh ra ở chỗ có sự thay đổi đột ngột của nhiệt độ hoặc áp lực. Chế độ khí của nước trong đất liên quan chặt chẽ với vách ngăn này. Trong vùng có hang mạch ngầm (kastor), trên những chỗ lộ thiên, bề mặt nước ngầm thường xuyên kết tủa tuýp vôi do phá huỷ cân bằng cacbonat (áp lực hơi của  $\text{CO}_2$  bị giảm và từ dung dịch tách ra một phần  $\text{CaCO}_3$ ). Sự trầm tích như vậy của canxit đặc trưng không chỉ cho tầng thấm nước mà cả cho đất (tầng cacbonat tích tụ).

Sự tăng lên của nhiệt độ sẽ dẫn đến làm giảm tính tan của  $\text{CO}_2$  và tách ra canxi trong dung dịch bicacbonat canxi.

**3. Vách ngăn cơ học** được tạo thành trên chỗ thay đổi tốc độ di chuyển của nước hoặc của không khí mang vật chất trong trạng thái cân bằng, và chúng đặc trưng cho sự sa lắng hoặc lắng đọng.

Tuỳ theo điều kiện cụ thể từng nơi, từng chỗ, có thể trên cùng một chỗ, cùng một thời gian sẽ tồn tại một vài vách ngăn địa hoá. Thí dụ, trên điểm lộ thiên của mạch nước ngầm chứa  $\text{CO}_2$  vách ngăn nhiệt động cùng thực hiện đồng thời với vách ngăn oxy. Vì vậy, ở đây không chỉ  $\text{CaCO}_3$  kết tủa, mà cả hydroxyt sắt cũng bị tách ra từ nước glây. Trong tầng mùn của đất bao gồm cả vách ngăn sinh hoá học và vách ngăn hấp phụ. Tất cả những sự trùng lặp đó cho ta khái niệm vách ngăn địa hoá tổng hợp và có thể gọi chúng dưới tên sau: Vách ngăn sinh học - hấp phụ, vách ngăn nhiệt động - oxy v.v...

## CHƯƠNG IV: **QUAN ĐIỂM HIỆN ĐẠI VỀ SỰ THÀNH TẠO GLÂY VÀ NHỮNG TÍNH CHẤT CỦA ĐẤT GLÂY**

### **I. GLÂY VÀ QUÁ TRÌNH THÀNH TẠO.**

Glây - đặc trưng cho những đất bị ngập nước. Tên gọi glây do Vuxôtski gọi lần đầu: "Đó là tầng rắn, màu xám có ánh xanh". Bản chất của nó là sự khử các oxyt  $Fe^{+3}$  sang dạng  $Fe^{+2}$  và rửa trôi sắt khỏi tầng glây. Tác giả khẳng định, sự thành tạo  $Fe^{+2}$  chỉ xảy ra khi có mặt chất hữu cơ và dưới ảnh hưởng của vi sinh vật kỵ khí.  $Fe^{+2}$  thâm nhập vào dòng nước trọng lực và nước mao quản đến vùng thoáng khí, bị oxy hoá và kết tủa ở dạng hydroxyt  $Fe^{+3}$ . Trong quá trình thành tạo glây Vuxôtski phát hiện thấy rửa trôi cả nhôm, nhưng mức độ rửa trôi yếu hơn nhiều so với  $Fe^{+2}$ .

Như vậy theo Vuxôtski về phương diện hình thái thì glây được đặc trưng bởi màu lạnh (từ xám, xám trắng trong đất có thành phần cơ giới nhẹ! đến màu xanh và xám xanh ở những đất có thành phần cơ giới nặng).

Còn về phương diện hoá học thì đặc trưng bởi sự rửa trôi  $Fe^{2+}$ .

Những quan điểm hiện đại về sự thành tạo glây như sau:

Dấu hiệu hình thái điển hình của sự thành tạo glây là sự xuất hiện trong lát cắt đất màu lạnh đặc trưng. Dấu hiệu này có tính chất chung cho đa số các loại đất thuỷ thành, nghĩa là những loại đất được hình thành trong những điều kiện có ẩm độ dư thừa.

Thế nhưng cần nhấn mạnh rằng, những dấu hiệu màu sắc của quá trình glây có thể không được xuất hiện ở một số loại đất có dư thừa ẩm độ. Bởi vậy mức độ glây của đất có thể và không phải lúc nào cũng là đặc trưng cho ẩm độ dư thừa. Thí dụ, những đất dư thừa nước giàu oxy ở những vùng núi, ở vùng tuyết tan; những đất phát triển trên các trầm tích cacbonat, mặc dù có ẩm độ dư thừa song lại không xuất hiện màu đặc trưng của glây. Điều này được giải thích bằng tính ổn định tương đối của các thành phần hoá học và khoáng vật học của chúng, do đó làm cản trở hoạt tính di chuyển của Mn, Fe, Al và các kim loại khác.

Màu sắc của đất glây là trung tâm chú ý của nhiều nhà nghiên cứu. Cho nên vấn đề là ở chỗ phải tập trung giải thích cơ chế xuất hiện của màu sắc này.

Về vấn đề giải thích nguyên nhân của màu đặc trưng này cũng có nhiều ý kiến khác nhau:

Các nhà nghiên cứu Nhật Bản (Jamanako. Motomura 1964) khi nghiên cứu tương quan giữa màu sắc đất và lượng chứa  $Fe^{+2}$  thì tìm thấy mối tương quan thuận giữa nồng độ của  $Fe^{+2}$  và cường độ màu đặc trưng của tầng đất glây. Trong khi đó Bloomfield, 1950, 1951 lại cho rằng, màu xanh da trời của glây là kết quả của sự xuất hiện những khoáng chất mới trong những điều kiện hydrat hoá lâu dài. Bloomfield giải thích điều này bằng sự mất đi trong quá trình thành tạo glây các màng oxyt Fe.

## MINH BOSS

Trong thực tế, nhiều khoáng chất gặp trong đất có thể không màu hoặc có màu xanh lam. Không màu có: Thạch anh, Plagioklaz và hàng loạt khoáng sét thứ sinh như illit, cao linit. Bên cạnh các khoáng này, trong các tầng flây có nhiều khoáng không có màng oxyt Fe và có màu riêng của chính mình như màu xanh hoặc xanh da trời hoặc vàng. Thí dụ hydromica (Vecmiculit, glauconit, monmorilonit, nontronit, alofan...). Có lẽ những khoáng này sau khi được giải phóng khỏi những màng bảo vệ có thể tạo ra màu xanh xám hoặc xám xanh đặc trưng, màu này là dấu hiệu chẩn đoán có tính đặc trưng cho các tầng đất glây ở điều kiện nghiên cứu ngoài đồng.

Cũng trên quan điểm này Rôde (1972) đề nghị gọi glây là quá trình thành tạo các khoáng sét chứa protoxyt Fe ( $Fe^{+2}$ ).

Trong cơ chế giải phóng các hạt khoáng khỏi các màng hydroxyt Fe và chuyển biến các khoáng nguyên sinh và thứ sinh thì các chất hữu cơ sản sinh ra trong quá trình phân giải sản phẩm thực vật, có ý nghĩa quan trọng.

Laatsch, 1954 đã chỉ rõ, ý nghĩa của các axit "thực vật" trong quá trình hình thành những đốm, xám của quá trình glây trong vùng phân bố rẫy. Ông thấy, khi lọc dịch chiết nồng độ cao từ những di tích thực vật có màu nâu qua lớp đất thịt màu nâu thì sẽ được dịch lọc màu nâu - tím, còn lớp đất thịt có màu xám. Mặt khác chính sắt liên kết với các axit thực vật cho sol (thể keo lỏng) có màu tím. Sol này khi mất nước sẽ tạo nên những kết tủa màu xanh da trời tối. Bloomfield (1951) cũng cho biết, các dung dịch thu được khi men hoá cỏ hoặc lá cây nếu có Fe có màu xanh da trời.

Như vậy, màu đặc trưng của tầng glây có thể liên quan đến ba nguyên nhân:

- Sự mất các màng hydroxit Fe hoặc Al bảo vệ những hạt khoáng.
- Sự chuyển hoá các alumosilicat và
- Sự xuất hiện trên bề mặt các cấu trúc đất những gel hữu cơ - sắt có màu xanh xám hoặc tím và trở thành màu đen khi hong khô.

Những năm gần đây, vấn đề nghiên cứu quá trình glây đã được tiến hành theo chiều sâu. Người ta đặc biệt chú ý đến thành phần các bazơ hút thu. Verigina (1953) cho biết, sắt trao đổi có hoá trị 2 chứa trong thành phần của phức hệ hấp phụ chỉ ở những tầng đất glây mạnh và không có ở tầng đất bị glây yếu.

Khi bị ngập nước lâu dài và trong điều kiện kỵ khí mạnh thì protoxyt Fe, Al, Mn và  $H^+$  có thể thâm nhập vào phức hệ hút!thu.

Zavalixin (1957) thấy có sự tích lũy tương đối nhôm ở tầng!đất glây. Còn Vuxôtski (1951) cho rằng, sự khác biệt cơ bản của quá trình glây với quá trình podzol hoá là tính linh động tương đối không lớn của Al.

Afanasev (1930) cho biết, quá trình glây hoá chỉ xảy ra khi có chất hữu cơ và với sự tham gia của vi sinh vật. Quá trình glây hoá liên quan đến hiệu quả sống của nhiều vi khuẩn kỵ khí khác nhau thực hiện sự lên men axit béo của chất hữu cơ không chứa nitơ, quá trình phản nitrat hoá, phản sulfua hoá, khử fôtfat và các hợp chất khoáng oxy hoá khác. Kết quả của những quá trình này là sự tích lũy trong các tầng đất glây khí metan ( $CH_4$ );  $H_2$ ;  $CO_2$ ;  $NH_3$ ;  $H_2S$  và những hợp chất

## MINH BOSS

khác. Khử sắt và tích lũy dạng  $Fe^{2+}$  linh động là một trong những đặc điểm nổi bật của quá trình glây và được gây nên bởi hoạt động của các vi sinh vật kỵ khí.

Ở những đất bị ngập lâu, có tầng glây, điện thế oxy hoá khử không quá 200-300mV. Như vậy sẽ không thích hợp đối với hầu hết các thực vật.

Barzak (1960) cho biết, quá trình khử oxit Fe sang protoxit ( $Fe^{+3} \rightarrow Fe^{+2}$ ) chỉ được xảy ra khi có sự tham gia của các vi sinh vật dị dưỡng. Những vi sinh vật này nhờ sự phát triển rất nhanh trên nhiều cơ chất khác nhau chúng đã làm thay đổi pH và điện thế oxy hoá khử của đất. Sự tạo thành các axit hữu cơ,  $NH_3$ ; hấp thụ  $O_2$ , thải khí  $CO_2$  là sản phẩm tất yếu trong trao đổi chất của các vi sinh vật này là do vậy vai trò của các quá trình sinh học trong chu trình biến đổi Fe ở mức độ lớn được gây lên bởi hoạt động gián tiếp của các vi sinh vật này. Những vi sinh vật này, có khả năng khử  $Fe^{+3}$  và chỉ khi có chất hữu cơ.

Các điều kiện kỵ khí gây nên sự glây hoá đất chỉ khi có sự tham gia của vi sinh vật và có chất hữu cơ, đồng thời sự ảnh hưởng của quá trình glây đến thành phần khoáng của đất ở mức độ lớn phụ thuộc vào thành phần, số lượng và chất lượng của nó. Hơn nữa quá trình kỵ khí lâu dài gây nên sự ứ đọng nước và ảnh hưởng của chất hữu cơ dẫn đến việc tích lũy các thành phần của chất mùn và chúng có tác động công phá mạnh mẽ đến các khoáng nguyên sinh và thứ sinh. Sự chuyển hoá chất hữu cơ, quá trình thành tạo glây rõ ràng làm xúc tiến và khơi sâu ảnh hưởng của nó đến phần khoáng của đất.

## II. SỰ THAY ĐỔI CÁC TÍNH CHẤT HOÁ HỌC CỦA ĐÁ HÌNH THÀNH ĐẤT, DUNG DỊCH VÀ TÍNH LINH ĐỘNG CỦA CÁC KIM LOẠI TRONG GLÂY HOÁ.

Quá trình thí nghiệm cho thấy, quá trình kỵ khí trong những điều kiện ẩm dư thừa khi có chất hữu cơ đã gây nên sự axit hoá rõ rệt đá gốc, sự tách canxi và chuyển  $Fe^{+2}$  vào dung dịch. Còn Casatkin đã đi đến kết luận, quá trình kỵ khí kéo theo sự axit hoá và tách canxi của đất và kèm theo quá trình tích tụ.

Có 3 quá trình chính:

1. Do ảnh hưởng của các sản phẩm lên men kỵ khí các hydrat cacbon xảy ra sự chuyển hoá nhanh Ca (Mg); Fe và Al vào dung dịch.

2. Sự xuất hiện nồng độ cực đại các nguyên tố này trong dung dịch theo quy luật nhất định. Đỉnh rửa trôi của Fe xảy ra sau sự tích tụ nhanh mạnh các kim loại kiềm thổ. Sự gia tăng hàm lượng Al trong dung dịch chỉ xảy ra sau khi giảm nồng độ Fe, nói khác đi, sự chuyển hoá Al vào dung dịch ở lượng cực đại được bắt đầu sau khi rửa trôi khối chính Fe không silicat.

3. Sự rửa trôi Fe và Al ở công thức có sự phân huỷ kỵ khí người ta thấy, ngay sau khi tác động tương hỗ đá gốc và sản phẩm phân huỷ kỵ khí các loại đường lượng lớn  $Fe_2O_3$  và  $Al_2O_3$  đã xuất hiện tới 4/5 mẫu dịch lọc (27,2 và 27 mg/l  $Fe_2O_3$  và  $Al_2O_3$ ).

Ngược lại, trong quá trình phân huỷ kỵ khí chất hữu cơ và ở chế độ nước rửa, trong những điều kiện thử, sẽ xảy ra sự axit hoá môi trường, làm tăng độ ngọt tính tan của Al; Fe và những nguyên tố khác.

## MINH BOSS

Do ẩm độ dư thừa và chất hữu cơ bị phân giải trong điều kiện kỵ khí sẽ xảy ra sự thành tạo và tích lũy những hợp chất hữu cơ đặc hữu có những tính chất làm hoà tan và rửa trôi mạnh các kim loại hoá trị 2 và 3.

### III. SỰ CHUYỂN HOÁ CHẤT HỮU CƠ TRONG QUÁ TRÌNH GLÂY VÀ VAI TRÒ CỦA NÓ TRONG VIỆC DI CHUYỂN CỦA FE VÀ AL.

Năm 1900 Sibisev cho thấy, đất secnozem nằm gần chỗ từng bị trắng hoá (có màu trắng), tác giả cho rằng, có sự chuyển hoá hợp chất humin khi bị ứ nước lâu ngày thành các axit crenic và apocrenic (axit fulvic), làm tăng đáng kể quá trình rửa trôi.

Nozdrunova (1964) cho rằng, trong điều kiện ứ đọng nước lâu dài có thể có sự chuyển biến những hợp chất humin tương đối ổn định thành các axit fulvic linh động hơn và có khả năng công phá mạnh hơn.

Do ẩm độ dư thừa, trong thành phần chất hữu cơ của đất các hợp phần những chất hoạt động hoá học và dễ linh động tăng lên đáng kể, đó là các polifenol, các aminoaxit. Trong thành phần các chất hoà tan trong nước của đất glây được tích lũy tới 5-7% các axit hữu cơ chứa 1, 2 và 3 nhóm COOH (axit oxalic; fumaric, limonic).

Sự tích lũy axit fulvic và các hợp chất hữu cơ khác có khả năng thành tạo những phức hữu cơ - khoáng trong các đất glây, gây nên sự gia tăng đột ngột khả năng di chuyển không những ở Fe, mà cả Al nữa.

Sự gia tăng nồng độ những hợp chất hữu cơ phân tử bé và axit fulvic sẽ làm tăng đột ngột không những khả năng hoà tan của các hydroxyt Fe mà còn tăng khả năng khử của môi trường. Không những chỉ có H<sub>2</sub>; CH<sub>4</sub>; H<sub>2</sub>S được tích lũy khi phân giải kỵ khí chất hữu cơ, mà cả những hợp chất hữu cơ đơn giản, những axit fulvic đều trở thành các chất khử của Fe và những nguyên tố khác.

Dunchanfour (1964) cho biết, trong những điều kiện kỵ khí mạnh, tất cả nhôm tồn tại trong dung dịch ở dạng phức hữu cơ - khoáng, trong khi đó đối với Fe chỉ có cao nhất là 60-70% so với tổng số mà thôi. Rõ ràng, Al cũng di chuyển ở dạng phức hữu cơ - khoáng và nếu độ axit càng tăng, càng tăng khả năng của Al tạo thành các hợp chất bền vững với các axit fulvic.

### IV. SỰ BIẾN ĐỔI THÀNH PHẦN KHOÁNG CỦA ĐÁ GỐC TRONG QUÁ TRÌNH GLÂY HOÁ.

Trong những điều kiện kỵ khí và ở giai đoạn đầu của quá trình glây hoá sự huy động hydroxyt Fe tạo thành những cái màng trên bề mặt các hạt khoáng và chỉ sau đó những axit hữu cơ mới có đủ các alumosilicat được giải phóng khỏi oxyt Fe, thành tạo ra những phức hữu cơ - kim loại với Al và chuyển hoá Al vào dung dịch.

Do đó, glây hoá gây nên sự hoà tan oxyt Fe và làm tăng tính linh động của nguyên tố này, làm tăng nồng độ các axit hữu cơ có khả năng công phá, gián tiếp tạo ra những điều kiện thuận lợi cho sự di chuyển mạnh Al, Evseev (1969) chỉ rõ, những dịch chiết rút hữu cơ tách nhôm khỏi lưới tinh thể khoáng chất theo cường độ sau:

## MINH BOSS

Mutcovit > microclin > Vecmiculit > bentonit > caolinit

Sự tăng tính linh động của Al, có lẽ liên quan đến sự chuyển hoá vào trạng thái dung dịch ion Al hoá trị 3 từ các lớp octaedr và tetraed của lưới tinh thể các khoáng, cũng như đến sự thay thế đồng hình Al trong những điều kiện khử.

Như vậy, trong quá trình glây hoá xảy ra sự phá vỡ aluminosilicat và trong quá trình này những axit hữu cơ phân tử bé cũng như những axit mùn cao phân tử có khả năng phá huỷ các khoáng và chuyển hoá những nguyên tố kiềm và kiềm thổ, axit silic; Fe và Al vào dung dịch.

Sơ đồ dưới biểu thị sự chuyển hoá khối khoáng của các đá hình thành đất trong những điều kiện kỵ khí do ẩm độ dư thừa.

Phân huỷ sản phẩm thực vật trong những điều kiện kỵ khí.

Sự tích lũy các hợp phần có khả năng công phá

→ Sự hoà tan và rửa trôi cacbonat của các kim loại kiềm thổ →

Sự hoà tan hydroxyt Fe<sup>+3</sup> khử nó thành protoxyt.

Sự thành tạo các muối khoáng của Fe<sup>+2</sup> (chủ yếu cacbonat và bicarbonat) và các phức hữu cơ - khoáng với Fe<sup>+2</sup> và Fe<sup>+3</sup>

→ Giải phóng các hạt khoáng của đá gốc (hoặc đất) khỏi những màng hydroxyt Fe<sup>+3</sup> các aluminosilicat chuyển vào dung dịch những ion Fe từ những silicat nguyên sinh →

Sự thay thế đồng hình Al bởi những ion Fe<sup>+2</sup> từ mạng lưới tinh thể của các aluminosilicat (hydromica hoá nontronit hoá; clorit hoá)

Phân huỷ một số, chủ yếu là các khoáng nguyên sinh (amfibol; Clorit; mica)  
→ Sự xuất hiện các khoáng oxit trong những vùng thoáng khí - lapidocrokit; hydrogơtit; gơtit - thành tạo gipxit (tổng hợp khoáng thứ sinh). →

**CHƯƠNG V:**  
**NHỮNG QUY LUẬT CƠ BẢN VỀ SỰ PHÂN BỐ**  
**ĐỊA LÝ CỦA ĐẤT**

Sự phân bố đất trên mặt lục địa không phải trường hợp ngẫu nhiên mà nó liên quan có tính quy luật với sự phân bố các yếu tố hình thành đất chủ đạo - đó là thảm thực vật và điều kiện khí hậu.

Vì trong sự phân bố không gian của những yếu tố này đều được đặc trưng bởi tính quy luật nhất định. Tính quy luật này, luôn tồn tại trong sự phân bố lãnh thổ của đất.

Cuối thế kỷ XIX, Ducusalv Sibirsev đã phát hiện ra những quy luật tổng thể về sự phân bố địa lý của đất. Những quy luật này có tên gọi là quy luật phân đới ngang và quy luật phân bố theo độ cao.

Bản chất của hiện tượng phân đới lớp phủ thổ nhưỡng là những loại đất chính được phân bố trên bề mặt trái đất dưới dạng các dải, các đới, tạo nên những khối lục địa riêng biệt. Chính vì vậy cái tên gọi "đới" hay vùng trong tiếng Hy Lạp có nghĩa là các "dải".

Sự phân đới ngang được xuất hiện trên những bề mặt ngang rộng lớn, nghĩa là trong những điều kiện có địa hình chung bằng phẳng.

Sự phân đới theo độ cao được biểu hiện trên các sườn núi trong các điều kiện của địa hình đồi núi.

Tính địa đới theo độ cao đôi khi còn gọi là tính phân "dải" theo độ cao.

Tính phân đới ngang và phân đới theo độ cao hiện nay được xem là những quy luật cơ bản của địa lý thổ nhưỡng.

Ngoài ra viện sĩ Prasôlôp còn đưa ra quy luật phân đới địa phương của đất.

Ngoài các quy luật trên, đối với những vùng lãnh thổ hạn chế khác, còn có những khái niệm về vi đới và nội đới.

Như vậy, hiện nay trong vấn đề phân bố địa lý của đất có 5 quy luật sau:

1. Phân đới ngang
2. Phân đới theo độ cao (phân đới thẳng đứng)
3. Phân đới địa phương (phân đới theo tỉnh)
4. Vi đới
5. Nội đới

Tất cả những quy luật trên đều được biểu thị trên bản đồ thổ nhưỡng. Riêng vi đới chỉ được thể hiện trên các bản đồ thổ nhưỡng có tỷ lệ lớn (1:10.000 và lớn hơn nữa).

**I. PHÂN ĐỚI NANG**

## MINH BOSS

Đây là quy luật rộng lớn nhất trên toàn lục địa. Chúng ta biết, trong số 510 triệu km<sup>2</sup> bề mặt trái đất thì bề mặt lục địa chiếm khoảng 149 triệu km<sup>2</sup>. Trong đó nửa phần lục địa phía bắc chiếm 100,2 triệu km<sup>2</sup>, nửa phần lục địa phía nam chỉ chiếm 48,8 triệu km<sup>2</sup>. Chính sự phân bố lục địa như vậy, hơn 2/3 lục địa ở Bắc bán cầu, hco nên tính phân đới ngang được thể hiện rõ nhất ở nửa Bắc bán cầu. Phân đới ngang của Docutraep.

Theo Geresimov sự xuất hiện tính đới ngang của lớp phủ thổ nhưỡng được thể hiện ở 6 dải địa lý thổ nhưỡng và theo tác giả về thực chất đây là những dải khí hậu - sini vật - thổ nhưỡng. Những giải này phân bố trên bản đồ của thế giới như sau:

1. Cực bắc - từ cực bắc đến 70<sup>0</sup>-60<sup>0</sup> vĩ độ Bắc, gồm: những hòn đảo của đại dương băng hà bắc cực, bờ biển phía Bắc của Á - Âu và Bắc Mỹ.
2. Bắc bán cầu: giữa 70<sup>0</sup>-60<sup>0</sup> và 45<sup>0</sup> vĩ độ Bắc. Nó trải dài vùng (Á - Âu) và Bắc Mỹ.
3. Ngoài phần nhiệt đới phía Bắc. Giữa 45<sup>0</sup> và 25-15<sup>0</sup>. Nó trải dài ở Á - Âu, Bắc phi và Bắc Mỹ.
4. Nhiệt đới: Trong khoảng từ 25<sup>0</sup>-15<sup>0</sup> vĩ độ Bắc đến 20<sup>0</sup> vĩ độ Nam. Nó bao gồm toàn bộ dải trong xích đạo: Nam Á; Bắc Úc, Châu Phi và Nam Mỹ.
5. Ngoài phần nhiệt đới: Giữa 20<sup>0</sup> và 50<sup>0</sup> vĩ độ nam. Nó bao gồm phần lớn Úc châu, Nam Phi và phần Nam của Nam Mỹ.
6. Cực nam - từ 50<sup>0</sup> vĩ độ Nam đến cực Nam.

Sáu dải lục địa kể trên được tạo nên do sự phân bố nhiệt và nước, lượng nhiệt và nước lại được gây nên bởi sự thay đổi theo vĩ độ lượng bức xạ mặt trời cũng như vòng tuần hoàn chung của khí quyển.

Bởi vậy làm xuất hiện đặc trưng khí hậu của các dải:

Cực bắc: dải đặc biệt lạnh

Bắc bán cầu: gồm dải ôn hoà

Ngoài nhiệt đới: gồm dải khô hạn và ẩm áp

Nhiệt đới: dải nóng và ẩm

Về thành phần lớp phủ thổ nhưỡng, các dải cực bắc và bắc bán cầu được đặc trưng bởi tính đồng nhất tương đối, dải nhiệt đới ngược lại rất đa dạng, các dải ngoài nhiệt đới được đặc trưng bởi tính khác biệt lớn của lớp phủ thổ nhưỡng.

Tính phân đới ngang cũng được thể hiện ngay bên trong các dải địa lý thổ nhưỡng toàn cầu, nhưng không phải trên toàn bề mặt dải mà chỉ ở từng phần riêng biệt. Địa hình làm nảy nở tính phân đới ngang là địa hình đồng bằng. Tính bằng phẳng của địa hình trong phức hợp với tính rộng lớn của lãnh thổ tạo ra những tiền đề tốt nhất đặc trưng cho các vùng đất và phụ vùng và sự thay đổi của chúng trong hướng ngang.

## MINH BOSS

Như vậy, những phần riêng biệt của các dải địa cầu được phân hoá thành các loại vùng và vùng ranh giới của các dải riêng biệt lại được chia ra các vùng và phụ vùng mang tính chuyển tiếp (thí dụ: đài nguyên rừng, rừng thảo nguyên).

Cuối cùng tính phân đới ngang cũng được phân hoá ngay trong nội vùng đất và rêu chia ra phụ vùng. Điều này được gây nên một cách quy luật bởi sự thay đổi từ từ những yếu tố hình thành đất chủ đạo trong phạm vi của từng vùng một đó là: khí hậu và thảm thực vật.

Một thí dụ điển hình cho tính phân đới ngang là đồng bằng của nước Nga.

Xem bảng Nr.1

**Bảng Nr.1: Tính phân đới ngang của đồng bằng nước Nga**

| Các đới khí hậu sinh vật - thổ nhưỡng | Các vùng thực vật - thổ nhưỡng             | Các phụ vùng thực vật - thổ nhưỡng   |
|---------------------------------------|--|--|
| Bắc cực                               | - Bắc cực (sa mạc băng hà)<br>- Đài nguyên | - Đại nguyên bắc cực<br>- Đại nguyên điển hình<br>- Đại nguyên phía Nam<br>- Đại nguyên rừng   |
| Bắc bán cầu                           | - Podzol rừng                              | - Đất potzol đầm lầy của rừng Taiga Bắc<br>- Đất potzol điển hình của rừng Taiga trung tâm<br>- Đất potzol cỏ của các rừng hỗn giao                    |
|                                       | Rừng thảo nguyên                           | - Đất rừng màu xám của rừng lá rộng<br>- Đất đen rửa trôi và potzol hoá của vùng rừng thảo nguyên<br>- Đất đen đầy màu mỡ của vùng thảo nguyên đồng cỏ |
| Ngoại nhiệt đới phía Bắc              | Thảo nguyên đất đen                        | - Đất đen bình thường của vùng thảo nguyên có nhiều cỏ khác nhau.<br>- Đất đen miền Nam dải phía Nam của các thảo nguyên                               |

Đất

hạt dẻ

của

vùng

thảo

nguyên

khô

- Đất màu hạt dẻ sẫm dải phía Nam của vùng thảo nguyên- Đất hạt dẻ màu sáng

\_Sa mạc\_ - Đất nâu bán sa mạc- Đất ta cưa và nâu xám- Đất xám bán sa mạc cận nhiệt đới\_ Những vùng thực vật thổ nhưỡng tồn tại rõ ràng trong thiên nhiên

## MINH BOSS

gọi là các vùng tự nhiên. Thế nhưng gọi chúng là những vùng địa lý hay những vùng cảnh quan thì không hoàn toàn đúng. Bởi vì những nhân tố phi địa đới - địa hình, cấu trúc địa chất đã tạo nên những sự khác biệt rất lớn của những cảnh quan cụ thể trong phạm vi mỗi vùng thực vật - thổ nhưỡng.

Những vùng đất được minh họa và biểu thị trên bản đồ đất, nhưng về thực chất chỉ là sự phản ánh không gian của giai đoạn này hoặc khác của quá trình hình thành đất và ở đây động lực chủ yếu là khí hậu và thảm thực vật.

Bởi vậy, những vùng đất không phải là ổn định mà sẽ thay đổi theo thời gian và dịch chuyển trong không gian. Thí dụ từ nam đến bắc hoặc từ bắc xuống nam, điều này phụ thuộc bằng những dao động của khí hậu theo hướng nóng hoặc lạnh.

Theo Viliam thì tất cả các vùng thuộc phần Châu Âu của Liên Xô đang dịch chuyển chậm rãi và từ từ về phía bắc, những dải nguyên đang dần dần được thay thế bởi rừng; rừng bởi đồng cỏ, đồng cỏ bởi sa mạc.

Nhưng theo một số tác giả khác thì các vùng được dịch chuyển từ phía bắc xuống phía nam, nghĩa là rừng xâm chiếm các thảo nguyên.

### II. QUY LUẬT PHÂN ĐỚI THEO ĐỘ CAO.

Quy luật này xuất hiện ở những vùng núi trên các sườn, ở đây những loại đất riêng biệt tạo ra các dải trên các sườn và thay thế cho nhau theo độ cao.

Điều kiện tiên quyết để xuất hiện quy luật này là các kiểu địa hình núi. Khác với đồng bằng, địa hình miền núi được đặc trưng bởi những biên độ lớn dao động độ cao, đạt tới vài kilômét, điều này ảnh hưởng rõ đến sự thay đổi các điều kiện khí hậu và thảm thực vật, tới thảm phủ đất từ chân núi đến đỉnh.

Bản chất của quy luật phân đới theo độ cao là trên sườn núi, thảm phủ đất được phân bố thành hàng loạt các dải, tuần tự thay thế cho nhau từ chân núi đến đỉnh theo một trật tự, quy luật nhất định đúng như ở đồng bằng các vùng phân đới ngang cũng thay đổi từ xích đạo đến 2 cực.

Trật tự này được tạo ra bởi sự thay đổi các điều kiện khí hậu từ vùng nóng, khô đến vùng lạnh và ẩm ướt hơn, nghĩa là bởi sự thay đổi tương tự như ở các đồng bằng vĩ độ ôn hoà Á - Âu theo hướng từ nam lên bắc.

Như vậy, tính phân đới theo độ cao của đất có liên quan đến tính phân đới ngang và liên quan tới sự phân bố của các núi, với hiện tượng địa phương. Các đặc điểm địa phương của những điều kiện hình thành đất, đôi khi cũng thể hiện các dấu hiệu rõ ràng các vùng riêng biệt theo độ cao.

### III. TÍNH ĐỊA PHƯƠNG (TÍNH TỈNH) CỦA THẨM PHỦ ĐẤT

Bản chất của hiện tượng tỉnh hay địa phương trong phân bố địa lý đất là những phần riêng biệt của lục địa hoặc các phần riêng biệt các dải đất của các vùng và phụ vùng không đồng nhất về thành phần thảm phủ đất. Những phần này còn được gọi là những tỉnh đất. Chúng được phân biệt với các vùng lân cận bởi những đặc điểm điển hình của thảm phủ đất nói chung và sự xuất hiện các loại đất có tính địa phương nói riêng.

## MINH BOSS

Tính quy luật của các tỉnh đất được gây nên bởi những đặc thù có tính địa phương các yếu tố hình thành đất của tất cả, của một số hoặc một vài yếu tố riêng biệt (điều kiện khí hậu, cấu trúc địa chất, đặc điểm tạo sơn, thảm thực vật v.v...).

### **Hình 1: Tính phân đới của đất**

Cần chú ý là trong hệ thống các đơn vị phân vùng lãnh thổ người ta quy ước rằng những phần lục địa lớn liệt vào một hoặc một số dải đất trên bản đồ thổ những thể giới gọi là miền các phần lớn của miền là châu các phần lớn của châu là tỉnh, rồi tỉnh lại được chia ra các vùng, trong nhiều trường hợp, người ta còn chia ra các phụ châu, phụ tỉnh và các phụ vùng.

Các châu đất là những phần lãnh thổ tương đối lớn được phân ra theo đặc trưng chung của thảm phủ đất, theo kiểu phân đới chủ đạo - phân đới ngang hoặc thẳng đứng và theo đặc trưng thể hiện tính phân đới.

Tính phân đới được biểu hiện khá rõ ở những vùng Thái Bình Dương, dải ngoại nhiệt đới phía Bắc, bao gồm ở phía Tây: các vùng trung và nam Châu Âu, Liên Xô, Crum, Kavkazơ, Tiểu Á.

Ở phía đông; đông bắc Trung Quốc, Triều Tiên, Nhật Bản, ở đây từ bắc xuống nam, phân bố ba vùng đất:

1. Đất nâu rừng
2. Đất nâu của các rừng khô và cây bụi
3. Đất vùng cận nhiệt đới và đất đỏ

Trong phạm vi của những vùng đất được phân biệt ra các tỉnh đất riêng biệt khác nhau về thành phần của lớp phủ thổ những và đặc trưng của các loại đá chiếm ưu thế. Thí dụ: vùng đất đen của Liên Xô phân chia thành một số tỉnh: Ucraina; Trung Nga, ven biển Azov và Tây Sibiri.

Như vậy, hiện tượng phân tỉnh là cơ sở phân vùng thổ những cho bất kỳ lãnh thổ nào.

Đồng thời, trong thiên nhiên, các quy luật chủ yếu của địa lý thổ những được xuất hiện không đơn độc mà xen kẽ lẫn nhau và quy luật phân tỉnh quyết định biểu hiện không những cho phân đới ngang mà cả phân đới thẳng đứng theo độ cao.

#### **IV. VI ĐỚI**

Bản chất của vi đới trong địa lý thổ những là ở những nơi có địa hình lồi, lõm không mạnh thì những kiểu đất phụ địa phương được phân bố dưới dạng những vùng không lớn có tính địa phương - vi vùng. Quy luật này liên quan đến tính ưu việt cùng với các thành phần và hình dạng củ` trung và vi địa hình.

Ở các vùng khô hạn tính vi vùng thể hiện ở dạng phân đới theo hướng phơi, theo sườn bắc và nam và đường phân thủy.

## MINH BOSS

Thí dụ, ở phụ vùng đất đen dầy thì đất đen dầy như một kiểu phụ phân đới chiếm chỗ các đường phân thủy.

(Hình Nr.2).

1. Đất phù sa phân lớp của phần gần vùng sông của bãi bồi
2. Đất phù sa cấu trúc hạt phần trung tâm bãi bồi
3. Đất đầm lầy hoá phần gần bậc thềm bãi bồi
4. Đất phù sa cổ có cỏ
5. Đất potzol mạnh có cỏ
6. Đất potzol trung bình có cỏ
7. Đất potzol yếu có cỏ
8. Đất potzol mạnh có cỏ và podzol

### **Hình 2. Tính vi đới của đất**

Như vậy không những chỉ có vi địa hình gây nên vi khí hậu mà cả những vùng vi thực vật cũng phản ánh và gây ảnh hưởng đến quá trình hình thành đất và do đó tạo ra những vi vùng thổ nhưỡng.

#### **V. TÍNH NỘI ĐỚI.**

Bản chất của hiện tượng nội đới là trong phạm vi của một vùng gặp những xen lẫn vào phong chính của thảm phủ đất những loại đất kiểu khác.

Như vậy, tính nội vùng được biểu thị ở đặc trưng đặc biệt của sự phân bố đất - không phải ở dạng dải liên tục, vùng hoặc phụ vùng mà là ở dạng đốm riêng biệt, các đảo và làm tăng thêm tính phức tạp của thảm phủ đất.

Hiện tượng nội đới thường gặp ở vùng có đất Solonchat, solonet và solot.

#### **VI. SỰ PHÂN BỐ ĐẤT THEO ĐỘ CAO Ở VIỆT NAM.**

Đặc điểm điều kiện địa hình: Nước ta nằm từ 23°24' đến 8°30' vĩ độ bắc, nằm trong đai khí hậu nhiệt đới. Địa hình chia làm 3 vùng chính:

Đồng bằng từ 0-25m

Trung du từ 25-500m

Miền núi từ 500-1800m và cao hơn

Núi ở nước ta tập trung chủ yếu ở miền Bắc (3/4 diện tích) cho nên quy luật phân bố đất theo độ cao thể hiện một cách rõ rệt. Để so sánh điều kiện khí hậu ở độ cao khác nhau ta lấy hai địa điểm điển hình: Hà Nội và Sa-pa.

Sơ đồ bên biểu hiện tính đai cao chung cho cả Việt Nam (chủ yếu là miền Bắc). Song tính đai cao có đặc điểm nổi bật là tính địa phương. Tính địa phương thể hiện ở độ cao của mỗi đai và hệ thống các đai. Mỗi hệ thống núi có các hệ thống đai cao khác nhau và độ cao của các đai cũng thay đổi đáng kể. Bảng hệ thống đai cao dưới đây minh họa rõ điều đó (bảng Nr.2).

### **Bảng Nr.2. Hệ thống đai cao (Vĩ Tự Lập)**

## MINH BOSS

| Ranh giới phía trên của các đai cao<br>Các khu địa lý tự nhiên | Đai nhiệt đới ẩm | Đai ra nhiệt đới ẩm trên núi |            | Đai ôn đới, ẩm chân núi |
|--|------------------|------------------------------|------------|-------------------------|
|  |                  | Á đai dưới                   | Á đai trên |                         |
| Đông bắc   | 500-600m         | 1700                         | 2500m      | Không có                |
| Việt Bắc   | 600              | 1700                         | 2500       | Không có                |
| Hoà Bình - Thanh Hoá   | 600              | 1700                         | 2500       | Không có                |
| Jansipan - Puluông   | 700              | 1700                         | 2500       | Trên các đỉnh > 2500    |
| Tây Bắc  | 700              | 1700                         | 2500       | Đỉnh pusilung           |
| Nghệ Tĩnh  | 700              | 1700                         | 2500       | Không có                |
| Bình Trị Thiên   | 800-900          | 1800                         | 2500       | Không có                |

**Bảng Nr.3. Đặc điểm điều kiện khí hậu ở Hà Nội và Sa-pa**

| Địa điểm        | Điều kiện khí hậu                     | Tháng 1            | Tháng 6            | Cả năm             |
|-----------------|---------------------------------------|--------------------|--------------------|--------------------|
| Hà Nội - 20°59' | Nhiệt độ trung bình (O <sup>2</sup> ) | 15 <sup>0</sup> ,5 | 28,9               | 23 <sup>0</sup> ,4 |
| Cao 7m          | Độ ẩm (%)                             | 82,0               | 83,0               | 84,0               |
|                 | Lượng mưa (mm)                        | 22,0               | 252,0              | 1891,0             |
| Sa-pa 22°24'    | Nhiệt độ trung bình (O <sup>2</sup> ) | 8 <sup>0</sup> ,4  | 19 <sup>0</sup> ,4 | 15 <sup>0</sup> ,0 |
| Cao 1640m       | Độ ẩm (%)                             | 74,0               | 92,0               | 85,0               |
|                 | Lượng mưa (mm)                        | 73,0               | 341,0              | 2770,0             |
|                 | Lượng bốc hơi (-)                     | 50,0               | 30,0               | 493,0              |

Ở độ cao khác nhau các yếu tố khí hậu thay đổi và hoàn toàn không giống nhau. Chính vì vậy hình thành nên các loại đất khác nhau. Sơ đồ sau đây phản ánh sự phân bố đất khác nhau ở nước ta.

### Sơ đồ 1: Quy luật phân bố đất theo độ cao

Qua nghiên cứu một số loại đất chính có thể rút ra một số quy luật chung của sự phân bố đất theo độ cao như sau: (Miền Bắc Việt Nam).

1. Càng lên cao hàm lượng mùn trong đất tăng lên một cách rõ rệt: 1-3% đất phù sa đồng bằng, đất ở độ cao 500-700: 5%, đất feralitic mùn trên núi ở độ cao 1800m là 11%. Tốc độ phân giải chất hữu cơ giảm dần (dựa vào tỉ lệ C:N).

2. Càng lên cao màu đỏ điển hình của đất feralitic nhiệt đới dần dần được thay bằng màu vàng hay màu nâu. Nguyên nhân là do độ ẩm tăng làm cho quá trình thủy phân Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tăng (đỏ - vàng). Đặc biệt ở điều kiện thừa độ ẩm (rừng mù sương) suốt trong năm tạo điều kiện xuất hiện môi trường khử, dẫn tới hiện tượng rửa trôi sắt.

3. Các đất feralitic ở đồng bằng hay ở vùng đồi thường có kết von sắt, Mn hay tầng rắn feralitic. Song ở trên núi cao đất không có những hiện tượng này, chỉ đôi khi gặp kết von giã.

4. Càng lên cao theo quy luật chung tốc độ phong hoá và quá trình fer-litic của đất giảm dần (căn cứ vào thành phần lý học các cấp hạt). Bởi vì tốc độ phong hoá đá mẹ không những phụ thuộc vào điều kiện khí hậu, sinh vật (có liên quan, với

## MINH BOSS

độ cao) mà còn phụ thuộc vào đặc điểm, bản chất đá mẹ bị phong hoá và những điều kiện địa hình.

5. Với sự thay đổi độ cao, các tính chất của hợp chất hữu cơ cũng thay đổi (tỉ lệ C:N).

## **CHƯƠNG VI:** **CÁC ĐỚI ĐẤT**

### **ĐỚI ĐẤT TÀI NGUYÊN**

Đó là vùng cực Bắc. Ở Liên Xô vùng này chiếm khoảng 1,8 triệu km<sup>2</sup>, gầ 7,6% diện tích. Ngoài ra phân bố rộng ở vùng Bắc Mỹ. Diện tích tổng cộng những đồng bằng Đài nguyên toàn thế giới chiếm 4% diện tích lục địa.

#### **I. NHỮNG ĐẶC ĐIỂM CỦA ĐIỀU KIỆN HÌNH THÀNH ĐẤT.**

1. Tính khắc nghiệt của khí hậu, nhiệt độ trung bình năm từ -10<sup>0</sup>--17<sup>0</sup>C, thậm chí tháng 7 và 8 cũng có băng giá.

2. Mùa hè ngắn, thời kỳ sinh trưởng không dài quá 3 tháng. Trong khi đó, thời kỳ băng giá không có sự ấm áp là 6 tháng liền.

3. Lượng giáng thủy không lớn, ở phần Châu Âu 200-300mm/năm. Thảm tuyết phủ không lớn do có gió mạnh thổi (10-40m/gy) cho nên gây nên sự băng giá đất và thậm chí thổi bay cả những phần tử nhỏ của đất.

4. Luôn có tầng băng giá vĩnh cửu trong đất, trong đá. Trong quá trình hình thành đất, tầng băng giá vĩnh cửu đóng vai trò hai mặt:

a) Nó làm lạnh đất và do đó cản trở sự phát triển của quá trình hình thành đất.

b) Nước không thể thấm lọc được và ngấm xuống các tầng dưới, do đó, tầng trên thường bị lấy lợi và làm đầm lầy hoá đất, mặc dù lượng giáng thủy ít. Cho nên có thể nói, tầng băng giá vĩnh cửu là nhân tố có tính quyết định gây nên sự đầm lầy hoá đất ở vùng đài nguyên.

5. Do khí hậu khắc nghiệt và có tầng băng giá vĩnh cửu mà làm vắng một yếu tố hình thành đất quan trọng - đó là thảm thực vật. Thảm thực vật ở đây chủ yếu là những thực vật bậc thấp - rêu, địa y và rùng thì không có (do điều kiện quá khắc nghiệt). Đó cũng là một đặc điểm điển hình của cảnh quan đài nguyên.

6. Đá hình thành đất ở vùng đài nguyên chủ yếu là các trầm tích băng hà và sau đó là các lắng đọng nguồn gốc biển.

7. Thế giới động vật nghèo. Những động vật đào bới hầu như không có, do đó gần như không có ảnh hưởng của động vật đến quá trình hình thành đất.

#### **II. QUÁ TRÌNH HÌNH THÀNH ĐẤT VÀ ĐẤT ĐÀI NGUYÊN (TUNDRA)**

- Bản chất của quá trình đầm lầy hoá đất là than bùn hoá tầng đất mặt và gây hoá những tầng đất sâu hơn. Cả hai quá trình này đều liên quan đến việc dư thừa độ ẩm làm cho điều kiện kỵ khí chiếm ưu thế.

- Tầng đất ở đây thể hiện yếu; và đặc điểm chủ yếu của tất cả các loại đất là bề dày mỏng không vượt quá 20-30cm, rất ít khi đạt tới 40cm. Tầng đất mỏng

## MINH BOSS

liên quan đến sự thể hiện yếu của quá trình hình thành đất theo chiều sâu do có tầng băng vĩnh cửu.

### III. ĐẤT.

Đất vùng đài nguyên gồm các loại:

1. Đất đa giác; là loại thành tạo bề mặt điển hình nằm ở chính vùng Bắc Cực nhất, loại này thể hiện tính "đất" ít. Đó là bề mặt của cát, và do băng giá nứt nẻ thành các hình đa giác và ở những chỗ nứt nẻ có nhiều thực vật bậc thấp. Kích thước của một đa giác lớn đạt đến 6-10m, trung bình 1-2m. Nếu những đa giác này được bao phủ rêu, địa y thì đó là những loại đất sơ sinh có tầng mùn dày 2cm; hàm lượng mùn 1%.

2. Đất đầm lầy đài nguyên: đặc điểm điển hình xuất hiện tầng glây màu xanh nằm dưới ngay tầng thảm mục của rêu và địa y hoặc ngay bên trên tầng băng vĩnh cửu. Ở đất này tầng lầy không lớn, độ dày khoảng 8cm, dưới đó là tầng glây có những đốm xanh lẫn với các chất hữu cơ.

3. Đất podzol đầm lầy: Dưới lớp than bùn bề mặt dày khoảng 3cm là tầng podzol độ dày khoảng 10cm, dưới tầng này là tầng tích tụ chứa các hợp chất được rửa trôi của Fe, mùn.

Vùng đài nguyên thường chia ra 4 phụ vùng:

1. Đài nguyên Bắc cực; 2) Đài nguyên cận Bắc cực; 3) Đài nguyên phía nam hoặc đài nguyên cây bụi và 4) Đài nguyên rừng.

Ba vùng phụ đầu điển hình cho vùng đài nguyên, còn phụ vùng 4 là phụ vùng chuyển tiếp giữa đài nguyên và podzol.

*Phụ vùng 1):* Vùng đài nguyên Bắc cực phân bố ở những đảo của biển băng hà phía Bắc. Đặc điểm của phụ vùng này thảm cỏ thực vật sơ sinh: rêu, địa y nhưng không tạo thành lớp dày mà chỉ có ở những khe nứt, ngoài ra không có loại thực vật nào khác. Điều kiện hình thành đất cực kỳ khắc nghiệt và phổ biến là những đá mẹ vỡ nứt thành các đa giác.

*Phụ vùng 2):* Phụ vùng cận Bắc cực hoặc phụ vùng địa y - rêu, vùng này rêu, địa y phát triển thành lớp dày và đôi chỗ đã xuất hiện cây bụi và đất đầm lầy glây chiếm ưu thế.

*Phụ vùng 3) hoặc phụ vùng cây bụi:* Ở đây dạng cây bụi chiếm ưu thế, nhất là những thực vật đầm lầy. Do đó ở đây đất đầm lầy và đầm lầy podzol hoá chiếm ưu thế.

*Phụ vùng 4):* Phân bố ở phía Nam vùng đài nguyên và chuyển tiếp tới vùng podzol, đã xuất hiện nhiều cây rừng hình thành các rừng. Do đó xuất hiện đất podzol, đất đầm lầy và đầm lầy glây.

### IV. VẤN ĐỀ NÔNG NGHIỆP Ở VÙNG ĐÀI NGUYÊN.

- Vùng này xuất hiện nhiều rêu, địa y và là những thức ăn chính cho loài hươu Bắc cực.

## **MINH BOSS**

Đất vùng đài nguyên có đặc tính nông hoá là: tầng mùn mỏng, dự trữ dinh dưỡng ít, đặc biệt là P và N dễ tiêu vì quá trình nitrat hoá không phát triển. Phản ứng đất chua, mức độ bão hoà và các cation bazơ rất thấp. Hơn nữa, đất lại liên quan đến quá trình glây, chứa nhiều  $Fe^{+2}$  độc cho cây, bị lầy hoá do bên dưới có tầng băng vĩnh cửu. Tuy nhiên, vẫn có thể trồng khoai tây, các loại rau như: củ cải đường, củ cải tía, hành và lúa mì mùa đông.

Để khắc phục tầng băng vĩnh cửu, người ta đã thực hiện phương pháp sới đất - cày đất và đốt rêu để đẩy tầng băng vĩnh cửu đến 50-60cm, bên cạnh việc bón các loại phân hữu cơ và vô cơ.

### **ĐỚI ĐẤT PODZÔL**

- Vùng này chiếm diện tích khá lớn, phía Bắc giáp vùng đất đài nguyên và phía nam là miền đồng cỏ - rừng khoảng gần 31,5% toàn Liên Xô và chiếm tới 14 triệu  $km^2$ .

#### **I. ĐIỀU KIỆN HÌNH THÀNH ĐẤT.**

- Khí hậu vùng đất podzôl là khí hậu lạnh - ôn hoà và đủ nước. Lượng giáng thủy tương đối lớn, khoảng 550-600mm và phân bố đều một năm. Nhiệt độ trung bình năm khoảng  $3,5-4^0$  (Bảng Nr.4).

- Những nét đặc trưng cho khí hậu vùng này là tương đối mát. Nhiệt độ mùa hè trung bình là  $18-19^0$ . Mùa hè có ý nghĩa quyết định đối với quá trình hình thành đất. Về mùa hè quá trình hình thành đất xảy ra tương đối hoàn chỉnh và mạnh.

Nhiệt độ ôn hoà cho nước bốc hơi ít hơn nước mưa thấm vào đất. Đó là điều kiện tiên quyết để hình thành đất podzôl.

**Bảng 4. Diện tích đất podzôl ở lãnh thổ Liên Xô cũ và trên toàn lục địa**

|                              | Ở Liên xô             |                             | Toàn lục địa          |                             |
|------------------------------|-----------------------|-----------------------------|-----------------------|-----------------------------|
|                              | Triệu km <sup>2</sup> | % so với diện tích tự nhiên | Triệu km <sup>2</sup> | % so với diện tích tự nhiên |
| Vùng podzôl (phần đồng bằng) | 6,998                 | 31,4                        | 14,0                  | 9                           |
| Vùng podzôl miền núi         | 4.522                 | 20,3                        | 9,0                   | 6                           |
| Tổng                         | 11.520                | 51,7                        | 23,0                  | 15                          |

Lượng giáng thủy trung bình hàng năm và nhiệt độ ở các vùng podzôl.

|                    | Pháp | Mosckva | Jakutsk |
|--------------------|------|---------|---------|
| Giáng thủy         | 900  | 550     | 187     |
| Nhiệt độ không khí | 11,7 | 3,9     | -11,1   |

## II. QUÁ TRÌNH HÌNH THÀNH ĐẤT PODZÔL

Quá trình hình thành đất ở vùng podzôl được đặc trưng bởi 3 quá trình sau:

1. podzôl
2. mọc cỏ
3. glây

**1. Quá trình podzôl:** Quá trình này được thực hiện ở dưới rừng lá kim và có sự tham gia rất tích cực của hệ nấm.

Bản chất của quá trình này là sự phá huỷ sâu sắc các phần silicat và alumôsilicat của đất bởi các dung dịch axit và rửa trôi khỏi tầng trên những keo và các muối và bao gồm:

- a) Rửa trôi các sản phẩm cacbonat khỏi lớp đất bề mặt.
- b) Phân huỷ các silicat và alumosilicat bởi các dung dịch axit.
- c) Rửa trôi khỏi tầng trên các kim loại kiềm và kiềm thổ, Al, Fe và hình thành tầng tích tụ.
- d) Lắng đọng, tích lũy các sản phẩm rửa trôi ở những tầng sâu và tạo ra tầng tích tụ
- đ) Tích lũy tương đối ở các tầng trên SiO<sub>2</sub> và làm cho các tầng trên có màu trắng.

Cụ thể hoá các quá trình này theo Viliam là:

1.1. Những di tích thực vật được hình thành trong các rừng rậm dưới dạng thảm mục, bị phân huỷ trong các điều kiện hiếu khí dưới tác động của nấm làm sản sinh ra nhiều axit crenic.

## MINH BOSS

1.2. Sản phẩm phân huỷ axit hoá ở dạng những axit hữu cơ và axit crenic thâm nhập vào dung dịch đất, sẽ axit hoá nó.

1.3. Luôn có dòng nước mao quản đi xuống hướng tới tầng đất bị khô kiệt bởi hệ thống rễ cây rừng, mang xuống phía dưới tất cả các hợp chất hoà tan và trong đó có cả các muối của axit crenic (crenat).

1.4. Axit crenic, là nhân tố chủ yếu của quá trình podzôl hoá, axit này trước hết phá huỷ các  $\text{CaCO}_3$  và hình thành các crenat canxi, và rửa trôi khỏi uảng đất (giai đoạn đầu của quá trình podzôl hoá).

1.5. Ở giai đoạn 2 axit crenic phá huỷ các hợp chất Fe và Mn và tạo thành các crenat hoà tan với các nguyên tố này và chúng cũng bị rửa trôi xuống các tầng đất, do đó các tầng đất trên có màu sáng dần (giai đoạn 2 của quá trình podzôl hoá).

1.6. Axit crenic bắt đầu phản ứng với các alumosilicat và phân giải cao lanh, kết quả tạo thành các hợp chất Al hoà tan và cũng bị rửa trôi xuống dưới và tách ra các silic dạng vô định hình và chúng chen vào các khoảng trống tự do giữa các hạt đất làm tăng nét màu trắng của tầng podzôl và làm cho nó không có cấu trúc (pha 3). Do đó, dần dần hình thành podzôl không dẫn khí, màu trắng và không có cấu trúc.

1.7. Các crenat Fe, Al, Mn bị rửa trôi từ tầng trên xuống trong các điều kiện kỵ khí ở các tầng sâu sẽ bị khử do tác động của các vi khuẩn kỵ khí thành các apocrenat không tan trong nước và kết lại ở dạng khối vô định hình, tích lũy tại đây và hình thành tầng tích tụ (sự xuất hiện vi khuẩn thay thế nắm liên quan tới phản ứng trung tính của tầng này vì các axit tự do không thể xuống tới đây vì trên đường đi chúng đã bị các bazơ trung hoà).

Đất podzôl điển hình có đặc trưng là:

- Gần như hoàn toàn không có tầng mùn ( $A_1$ ), mà liền ngay dưới lớp thảm mục là tầng podzôl màu trắng ( $A_2$ ) đạt đến 30-35cm.

### 2. Bản chất của quá trình mọc cỏ.

Là sự tích lũy mạnh mẽ trong đất các chất hữu cơ do thảm cỏ bị chết vào cuối mùa thu. Trong những điều kiện thiếu nhiệt và dư thừa độ ẩm, sự phân huỷ xác hữu cơ không xảy ra được và đa số các di tích hữu cơ tồn đọng lại đến mùa xuân của năm sau. Khi đất bắt đầu trở lên ẩm và khô dần. Thế nhưng do thời gian ngắn tất cả khối di tích hữu cơ này không kịp phân giải cho đến khi xuất hiện thế hệ cỏ mới và cuối năm lại tích lũy cho đất các chất hữu cơ tươi. Do đó trong đất dần dần tích lũy các chất hữu cơ tạo thành tầng đất trên giàu mùn có màu đen. Và hình thành lên đất podzôl mọc cỏ (sơ đồ 2).

Sơ đồ 2. Sự phân bố đất podzôl và podzôl mọc cỏ trên các yếu tố địa hình

## ĐỚI ĐẤT XÁM RỪNG Ở VÙNG THẢO NGUYÊN RỪNG

## MINH BOSS

Liên thảo nguyên xen rừng gồm những nơi có rừng xen với những nơi thảo nguyên. Miền này, phía Bắc giáp với miền đất podzôl và phía Nam với miền đất secnozem.

Ở Liên Xô diện tích đất vùng này chiếm 3,2% so với diện tích đất tự nhiên và nó chiếm 62,5% của thế giới.

Ngoài ra chúng phân bố rải rác ở các nước như Ba Lan, Tiệp, Rumani, Hungari, Đức, Bắc Mỹ.

### I. ĐIỀU KIỆN HÌNH THÀNH ĐẤT.

- Khí hậu vùng này có phần lục địa hoá hơn so với vùng đất podzôl, nhưng ẩm hơn so với vùng đất secnozem. Khí hậu này rất thuận lợi cho cây rừng và cỏ.

Lượng giáng thuỷ khoảng 800mm/năm; nhiệt độ trung bình 4-5<sup>0</sup>/năm về mùa hè có thể đạt đến 20<sup>0</sup>C.

Các đặc điểm của đất xám rừng:

Đất này có đặc điểm trung gian giữa đất podzôl cỏ ở phía Bắc và đất secnozem Bắc ở phía Nam. Tuy nhiên đất này cũng có những điểm khác biệt:

1. Có màu xám của tầng mùn biến đổi từ màu xám trắng đến xám tối.
2. Cấu trúc hạt, tầng tích tụ B thể hiện rõ.
3. Xuất hiện nhiều bụi silic (tức là có dấu vết của quá trình podzôl hoá).

Người ta chia ra 3 loại đất xám rừng:

- Đất xám rừng sáng;
- Đất xám rừng;
- Đất xám rừng màu tối.

### II. SỰ PHÁT SINH CỦA ĐẤT XÁM RỪNG.

Hiện tồn tại 2 giả thiết: giả thiết thoái hoá và giả thiết tiến hoá.

1. Thuyết thoái hoá điển hình là Korchuncki. Ông cho rằng, những loại đất này có nguồn gốc từ đất secnozem điển hình, chúng dưới tác động của thảm rừng trong đồng cỏ và bắt đầu bị podzôl hoá và biến đổi dần thành đất xám podzôl hoá. Kết quả là những đặc trưng, điển hình của đất secnozem bị biến đổi theo chiều hướng xấu nghĩa là sự thoái hoá. Sự thoái hoá này theo một số tác giả xảy ra như sau:

a) Do kết quả phân huỷ mạnh mẽ chất hữu cơ xảy ra sự sáng dần của màu đen ở tầng mùn của đất secnozem điển hình và biến sang màu xám - đen.

b) Do tác động của các sản phẩm phân huỷ axit các di tích hữu cơ trong rừng, phản ứng trung hoà của đất secnozem điển hình biến sang phản ứng axit.

c) Do tác động của các dung dịch axit gây nên sự phân huỷ các silicat phức tạp và các alumosilicat của đất tới các bazơ tự do và silic.

d) Kết tủa silic trong môi trường axit dẫn đến sự hình thành các bụi silic màu trắng làm cho tầng mùn của đất secnozem thoái hoá có màu sáng.

## MINH BOSS

đ) Lọc qua đất có dung dịch axit gây nên sự rửa trôi các kiềm, Ca và Mg bị thay thế bởi ion  $H^+$  từ những hạt keo của đất secnozem điển hình.

e) Kết quả là xảy ra sự rửa trôi các hợp chất Fe và Al. Học thuyết thoái hoá đất secnozem liên quan tới sự lấn chiếm rừng vào đồng cỏ do thay đổi của khí hậu sang xu thế tăng ẩm độ.

2. Học thuyết tiến hoá: Đại diện cho học thuyết này là Viliams. Ông quan niệm về quá trình hình thành đất thống nhất, đất xám rừng được hình thành từ đất podzôl cỏ do kết quả của sự tăng cường của quá trình mọc cỏ, tiếp theo do tác động của thảm thực vật cỏ làm "secnozem", hoá những đất này.

Sự tác động tương hỗ của rừng và đồng cỏ theo Viliams được đặc trưng bằng sự xâm nhập của đồng cỏ vào rừng, nghĩa là có sự thay thế các vùng từ phía nam lên phía bắc. Do đó, theo Viliams sự thoái hoá đất secnozem không xảy ra ở phía Bắc vùng đất secnozem mà là ở phía Nam.

Sự phát triển tiến hoá của quá trình mọc cỏ trong vùng đồng cỏ rừng làm tăng cường sự tích lũy mùn trong đất, nitơ và các nguyên tố dinh dưỡng cho thực vật và làm yếu quá trình podzôl hoá, phù hợp với học thuyết tiến hoá thì đất trẻ nhất là đất xám sáng; sau đó là đất xám, xám đen và đất secnozem podzôl hoá.

Theo thuyết tiến hoá thì trẻ nhất là đất xám sáng, tiếp là đất xám, xám đen và cuối cùng là đất secnozem podzôl hoá.

### III. ĐẤT

Ở vùng này hình thành 2 loại đất:

Đất nâu rừng và đất xám rừng có cùng đặc điểm chung là quá trình rửa trôi và quá trình podzôl.

#### 1. Đất nâu rừng

Được hình thành trong khí hậu biển ẩm áp, mùa hè không nóng, thời gian ẩm áp kéo dài làm cho khoáng vật sơ sinh phong hoá tương đối nhanh và tạo thành sét, do đó trong phần đất tích lũy nhiều illit, monmorilonit và hydrat sắt, các loại kim loại kiềm bị rửa trôi và đất không lúc nào khô.

Quá trình podzôl hoá thể hiện yếu vì xác cây lá to trả lại cho đất nhiều bazơ, trong đó có canxi. Những bazơ trung hoà phần lớn các axit xuất hiện khi mùn hoá xác hữu cơ, cho nên rất ít axit tự do tác động đến  $R_2O_3$  và những khoáng vật khác. Kết quả là  $R_2O_3$  tích lũy trong các alumosilicat ở phần trên của phần diện.

Do tỷ lệ illit và monmorilonit khá, nên T khá cao, trong S thì  $Ca^{++}$  trội.

#### 2. Đất xám rừng

Khác với đất nâu rừng, đất xám rừng hình thành ở khí hậu lục địa, mùa đông có tuyết kéo dài, mùa hè ẩm ( $20-22^{\circ}$  vào tháng 7); lượng mưa hàng năm 400-600mm. Mùa xuân tuyết tan thì nước thấm xuống sâu, kéo theo những chất khoáng và hữu cơ, do đó hình thành tầng tích tụ sâu 4-5m.

Đất xám rừng hình thành dưới rừng lá rộng (sồi, giẻ...) xen kẽ với thảm cỏ tươi cung cấp cho đất nhiều bazơ nhưng chưa đủ để trung hoà những axit xuất

## MINH BOSS

hiện, nên một phần axit fulvie tự do hoà tan  $R_2O_3$  tạo thành fulvat sắt và theo dòng nước đi xuống và do đó có tầng tích tụ giàu  $R_2O_3$ .

Trong quá trình hình thành đất xám rừng, cũng thể hiện quá trình podzôl hoá nhưng yếu. T khá cao; trong S Ca chiếm ưu thế.

## ĐỚI ĐẤT SECNOZEM

### I. VỊ TRÍ ĐỊA LÝ

Bao gồm dải đồng cỏ rừng đến biên giới phía Bắc là đới đất xám rừng và biên giới phía Nam là đới đất hạt dẻ.

- Diện tích ở Liên Xô cũ 1,9km<sup>2</sup> chiếm 8,6% diện tích tự nhiên và chiếm 48,4% đất đen của toàn thế giới.

### II. ĐIỀU KIỆN HÌNH THÀNH ĐẤT.

- Khí hậu: Ấm ôn hoà, khô và có tính lục địa, nhiệt độ trung bình năm 15-20<sup>0</sup>; lượng mưa trung bình 400-500mm và phân bố không đều trong năm phần lớn (200m) mưa vào đầu mùa hè, khoảng 100mm vào mùa thu, phần còn lại vào mùa đông và xuân.

- Do mùa hè có nhiệt độ cao, độ ẩm tương đối của không khí thấp (45-60%), nên lượng bốc hơi khá mạnh, nên thiếu hụt nước ở phía Nam của đới. Trong khi đó ở phía Bắc của đới thì ngược lại.

- Ở đất secnozem chỉ có muối dễ tan được rửa trôi hoàn toàn và thạch cao xuống tầng không sâu lắm, do đó, đặc điểm điển hình của đất secnozem là xuất hiện tầng tích tụ cacbonat.

- Do đặc điểm của khí hậu, các chất hữu cơ bị phân huỷ không mạnh vì đa số di tích thực vật rơi vào đất vào giữa mùa hè, khi mà có thời kỳ khô hạn và thực vật chết hàng loạt. Do sự thiếu nước mà vi sinh vật hoạt động không mạnh mà xác thực vật giữ nguyên đến mùa xuân năm sau lúc này đất đủ nước trong một thời gian ngắn. Do đó phần chất hữu cơ bị khoáng hoá và phần lớn khác bị mùn hoá. Vì vậy trong đất secnozem chứa nhiều mùn.

**1. Thảm thực vật:** Chủ yếu là cỏ có thời kỳ sinh trưởng ngắn nhưng có đặc điểm:

- Hệ rễ chùm rất phát triển.
- Thảm cỏ đủ dày và tạo ra lớp phủ tốt.
- Cỏ chết vào thời kỳ nhất định của năm - giữa mùa hè.

Thảm cỏ này là nguồn cung cấp mùn cho đất, chất lượng cao. Do có thảm cỏ mà phát triển rất mạnh các động vật đào giúi, chúng nghiền nát các di tích hữu cơ, trộn đều với phần khoáng của đất.

## MINH BOSS

**2. Địa hình và đá mẹ:** Địa hình nhìn chung bằng phẳng, còn đá mẹ chủ yếu là hoàng thổ và các sản phẩm có nguồn gốc từ hoàng thổ và có thành phần cơ giới là thịt.

### 3. Phát sinh của đất secnozem:

Các nhà khoa học cho rằng, đất secnozem được hình thành do tác động của thảm thực vật cỏ lên các đá mẹ giàu Ca trong những điều kiện của khí hậu khô lục địa và ẩm ôn hoà. Tất cả các loại đất secnozem có các đặc trưng:

- Có tầng mùn màu đen, dày
- Có tầng cấu trúc hạt, cấu trúc viên rất tốt
- Xuất hiện tầng tích tụ cacbonat

Người ra chi ra: Đất đen miền Bắc (bị podzôl hoá); đất đen dày, đất đen rửa trôi, đất đen bình thường và đất đen miền Nam.

## ĐỚI ĐẤT HẠT DẼ

### I. VỊ TRÍ, DIỆN TÍCH

Nằm ở phía Nam của đới đất secnozem. Diện tích ở Liên Xô 1,2 triệu km<sup>2</sup>, chiếm gần 5,4% diện tích tự nhiên và 11,8% diện tích loại đất này của toàn thế giới.

### II. ĐIỀU KIỆN HÌNH THÀNH ĐẤT

- Khí hậu ẩm ôn hoà, khô và lục địa, nhiệt độ trung bình là 7-8<sup>0</sup> và chênh lệch rất lớn giữa các mùa (mùa hè 20-25<sup>0</sup>, mùa đông -7-17<sup>0</sup>); lượng giáng thủy trung bình năm là 250-350mm, nhiệt độ tương đối không khí thấp 50-60%, có gió mạnh và khô. Nhìn chung lượng bốc hơi vượt quá lượng giáng thủy; do đó quá trình rửa trôi yếu, chỉ có những muối dễ hoà tan, thạch cao mới bị rửa trôi.

### III. THẨM THỰC VẬT

Phân bố ở những vùng đồng cỏ khô, thưa thớt, địa hình nhìn chung bằng phẳng, đá mẹ là hoàng thổ, các sản phẩm của hoàng thổ, sét nhiễm mặn có nguồn gốc biển.

### IV. PHÁT SINH

Theo Viliams sự hình thành đới đất này liên quan đến sự thay đổi của các điều kiện khí hậu, thực vật mà trước đây là vùng đồng cỏ secnozem. Sự tăng cường tính khô hạn của khí hậu làm cho thảm thực vật trở lên xấu, phát triển quá trình hiếu khí - tăng quá trình khoáng hoá các chất hữu cơ. Do đó sự tích lũy mùn giảm và quá trình rửa trôi cũng giảm. Do giảm mùn, gia tăng lượng Na trong thành phần hấp phụ, nên làm xấu cấu trúc đất. Đất này có màu nâu sáng và gọi là đất hạt dẻ đó là màu của lượng mùn ít (xám) và của đá mẹ (nâu). Đặc điểm khác nữa là tầng mùn không dày, tích lũy nhiều thạch cao ở những tầng dưới.

## ĐÔI ĐẤT SA MẠC

### I. VỊ TRÍ

Thuộc vùng này gồm những vùng sa mạc và bán sa mạc, chiếm 2,1 triệu km<sup>2</sup>, chiếm 9,4% diện tích của Liên Xô và 17% diện tích lục địa.

### II. ĐIỀU KIỆN HÌNH THÀNH ĐẤT.

- Rất khô, lục địa, nóng về mùa hè, rất rét về mùa đông, nhiệt độ mùa hè trung bình: 26-30<sup>0</sup>; mùa đông -30<sup>0</sup>C. Lượng mưa trung bình 250mm, nhiệt độ tương đối của không khí 40-30<sup>0</sup> và có gió khô mạnh. Do đó khả năng rửa trôi rất yếu, ngay cả các muối dễ tan, cho nên cacbonat phân bố ngay tầng trên mặt và nhiều nơi bị nhiễm mặn.

### III. THỰC VẬT.

Thảm thực vật là những cây bụi và các loại cỏ chịu hạn, đa số thực vật vùng này có rễ chùm và là cỏ lâu năm, cho nên hàng năm không có nhiều di tích hữu cơ, tầng mùn rất mỏng 10-15cm.

### IV. ĐỊA HÌNH VÀ ĐÁ MẸ:

Cánh đồng bằng phẳng, đá mẹ rất đa dạng và bị nhiễm mặn bao gồm:

- Hoàng thổ điển hình
- Sét hoàng thổ
- Cát đệ tứ
- Cát phù sa cổ; phù sa và những sản phẩm phong hoá do gió.

## ĐẤT SOLONCHAT; SOLONET VÀ SOLOT

Các loại đất này là những loại đất nội vùng, xuất hiện xen kẽ ở những vùng đồng cỏ và sa mạc, tạo nên những đốm, đôi nơi những đốm này cũng rất lớn. Ở Liên Xô loại đất này chiếm 750.000km<sup>2</sup>, chiếm 3,4% tổng diện tích.

- Đặc điểm điển hình là xuất hiện các muối tan. Trong số chúng quan trọng là NaCl; Ca<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>; NaHCO<sub>3</sub>; Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>. Điều cơ bản nguồn tích lũy muối là những đá mẹ chứa muối phân bố nông và mặn hoá do nước ngầm. Đó là những trầm tích biển, lục địa do hiện tượng biển lùi.

Sự xuất hiện muối là do:

1. Dâng nước mao quản từ nước ngầm mặn (đây là nguyên nhân chính).
2. Do gió chuyển muối! cùng với bụi từ biển và các hồ nước mặn.
3. Do nước giáng thuỷ rửa muối từ những yếu tố địa hình cao xuống chỗ thấp.
4. Do sự khoáng hoá xác các thực vật ưa mặn (galofit), trong chúng chứa nhiều muối, đôi khi đến 50% trọng lượng chất khô.

## MINH BOSS

5. Do tưới tiêu không hợp lý.

Nghĩa là ở vùng này muối xâm nhập từ dưới lên và từ trên xuống.

Quá trình mặn hoá (đất Scholonchat) luôn gắn liền với quá trình Sololet hoá đất (đất Solonet) nhưng không được nhầm 2 quá trình này.

a) Quá trình mặn hoá là sự tích lũy trong đất (trong toàn pd hoặc từng tầng riêng biệt) các muối dễ tan. Còn

b) Quá trình solonet hoá - là quá trình thay thế các cation Ca; Mg ở keo đất bởi ion  $\text{Na}^+$

**Phân loại và cách gọi tên đất:** Các quá trình mặn hoá, thoát muối và solot hoá đất được biểu hiện ở các mức độ khác nhau và dẫn đến sự hình thành 3 kiểu đất cơ bản; Solonchat - là những đại diện điển hình của đất mặn hoặc đất solonet - loại đất nhiễm mặn. Và loại thứ ba chiếm vị trí đặc biệt là đất solot - một loại đất podzôl rất giàu silic vô định hình ở các tầng trên. Loại đất này được hình thành do kết quả của quá trình solot hoá, bản chất của nó là thay thế các ion  $\text{Na}^+$  hấp phụ bởi các ion  $\text{H}^+$ .

### 1. Solonchat:

Đó là những đất chứa trên 1% muối tan ở tầng mặt, thường gặp ở những vùng đồng cỏ và đặc biệt ở vùng sa mạc. Nó thể hiện ở những đóm xen lẫn với các loại đất khác. Để hình thành đất solonchat cần các điều kiện:

a) Mặn hoá đá mẹ và nước ngầm.

b) Độ sâu nước ngầm không lớn. Độ sâu tới hạn của nước ngầm nghĩa là độ sâu lớn nhất mà ở đó có thể bắt đầu làm mặn hoá các tầng đất trên và dao động từ 1,5-3,5m phụ thuộc vào thành phần cơ giới của đá mẹ.

c) Do bốc hơi trội hơn giáng thủy mà luôn có dòng mao quản dâng lên từ nước ngầm mang theo các muối. Do đó đất solonchat thường tập trung ở rìa những nơi có địa hình trũng, thấp, nghĩa là ở đây mực nước ngầm nông và muối có thể bị rửa từ nơi cao xuống. Như vậy, đất solonchat được hình thành chủ yếu do tác động của nước ngầm. Tác động của nước ngầm rất đa dạng.

Trong những trường hợp khi dâng nước ngầm theo mao quản không tới bề mặt đất mà chỉ làm mặn hoá những tầng dưới, nên tạo thành những loại đất solonchat hoá phân bố theo sườn của các nơi trũng, thậm chí thực vật gồm các loại galofit ưa muối, trong cơ thể chứa nhiều muối được bộ rễ hút từ các tầng sâu và khi bị phân huỷ những muối này hoàn lại vào đất ở các tầng trên. Như vậy, sự tích lũy sinh học làm tăng cường quá trình solonchat hoá.

Đặc điểm điển hình của đất solonchat là chứa nhiều muối ở tầng trên. Nếu hàm lượng muối không quá 4-5% không thể nhận biết theo các đặc điểm bề ngoài. Thường muối đọng thành các đóm, các ổ và đôi khi tạo thành một lớp màu trắng.

Phẫu diện thường ít phân tầng, không có cấu trúc, những tầng dưới rất ẩm. Người ta phân solonchat ra các loại: clorit, sulfat, sulfat-clorit; clorit-sulfat, xôđa...

Loại đất solonchat

Hàm lượng Cl trong cặn khô (%)

## MINH BOSS

|               |       |
|---------------|-------|
| Clorit        | > 40  |
| Clorit-sulfat | 40-25 |
| Sulfat-clorit | 25-10 |
| Sulfat        | < 10  |

### 2. Solonet:

Đó là những đất không chứa muối tan ở những tầng trên, nhưng rất giàu ion  $\text{Na}^+$ . Đất này phân bố rộng ở vùng đồng cỏ, vùng sa mạc. Quá trình solonet hoá xảy ra như sau:

1. Khi tác động dư thừa những muối natri, ion natri thay thế các ion Ca trên bề mặt hấp phụ.
2. Vì ion  $\text{Na}^+$  có khả năng tụ keo yếu, cho nên khi keo đất bão hoà những ion này chúng rời rạc và không có cấu trúc.
3. Khi tác động tương hỗ những ion Na với các  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  sẽ tạo thành xôđa.
4. Các keo mùn và keo khoáng thường bị các dung dịch xôđa tách ra dưới dạng sol và bị rửa trôi khỏi tầng bề mặt.
5. Ở tầng đất 25cm xảy ra sự tụ keo thành các gel có khả năng trương làm cho lớp đất này có tính dẻo lớn và không thấm nước.
6. Khi bị khô những tầng bão hoà bởi các keo bị tách ra dạng hình cột, tầng.

### 3. Solot:

Là loại đất được hình thành trong những vùng trũng của đồng cỏ nơi có dư thừa độ ẩm. Quá trình solot hoá theo Gedroit giống như quá trình podzôl hoá. Bản chất của nó là sự thay thế những ion Na hấp phụ bởi ion  $\text{H}^+$ , do đó phản ứng đất có tính axit, tăng khả năng hoà tan các chất mùn và làm phân huỷ phần alulosilicat của đất tới các hydrat Fe, Al và Silic.

Các hydrat Fe, Al bị rửa trôi xuống các tầng sâu hơn, còn Si tích lũy ở dạng vô định hình.

Sự khác biệt giữa Solot hoá và podzôl hoá là do Solot hoá là một quá trình xảy ra tương đối nhanh, mạnh và gây ra những thay đổi sâu sắc trong thành phần của đất vì nó phát triển trên những đất bão hoà ion Na (trên đất Solonet và Solonet hoá), những ion này làm phân tán các keo đất. Theo Gedroit thì Solot được hình thành từ solonet, còn những đất solot hoá từ những đất solonet hoá do kết quả của quá trình rửa muối, gây nên bởi sự thay thế những ion Na hấp phụ bằng những ion  $\text{H}^+$ .

Theo Viliams thì quá trình solot là 1 quá trình sinh học. Silic được tạo thành bằng con đường sinh học giải phóng ra khi khoáng hoá các sản phẩm thực vật đồng cỏ chứa đến 70%  $\text{SiO}_2$ . Trong điều kiện của phản ứng kiềm yếu.  $\text{SiO}_2$  có thể được hoà tan và di chuyển trong tầng đất cùng với dung dịch đất từ chỗ có địa hình cao xuống chỗ có địa hình thấp. Do quá trình hong khô lớp đất mặt, hướng ngang của dòng này sẽ chuyển sang hướng thẳng đứng và do đó bắt đầu nước dâng mao quản của dung dịch đất lên bề mặt, thêm vào đó là quá trình chuyển

## MINH BOSS

động từ trên xuống dưới của các silic vô định hình, và nước bị bốc hơi Si tách ra khỏi dung dịch và tạo thành những nền trắng ở rìa các phần cấu trúc, thành các khe nứt và sau đó chứa đầy vào những lỗ hổng không mao quản. Theo Viliams sự khác biệt giữa quá trình solot và podzôl là ở chỗ axit từ trên xuống dưới, còn quá trình solot lại ở phản ứng kiềm và từ dưới lên.

Cấu trúc của pb đất solot: Tầng A1 - tầng mùn màu tối. Sau đó là tầng A2 - tầng solot màu sáng và sau đó là tầng tích tụ - B1.

Thành phần hoá học - chứa hàm lượng mùn cao ở tầng A1 (9%) và giảm đột ngột xuống tầng A2.

## ĐỚI ĐẤT ĐỎ - LATERIT VÙNG NHIỆT ĐỚI

Đới đất này chiếm 24 triệu km<sup>2</sup> và 16% diện tích lục địa gồm phần lớn Nam phi vùng Châu Úc và nhiều nước vùng Đông Nam Châu Á.

### I. ĐẶC TRƯNG ĐIỀU KIỆN HÌNH THÀNH ĐẤT:

- Khí hậu nóng và ẩm, nhiệt độ trung bình năm 25-30<sup>0</sup>C, biên độ nhiệt độ của năm ít, lượng mưa nhiều (1000mm), có mưa rào và giông tạo nhiều O<sub>3</sub> và H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> và các oxit nitơ và tạo vón mưa axit nitric. Những hợp chất này là những chất oxy hoá mạnh được mang vào đất và xúc tiến quá trình oxy hoá và hoà tan các chất. Do đó tác động đến quá trình hình thành đất theo các đặc trưng sau:

1. Tất cả các quá trình hoá học và sinh hoá đều được tăng cường gấp bội và xảy ra nhanh, mạnh tới 3-4 lần so với miền khí hậu ôn hoà.

2. Do vậy, quy trình hình thành đất phát triển mạnh suốt quanh năm không có đứt quãng.

3. Quá trình hình thành đất diễn ra trong suốt tầng đất, suốt bề dày của đá mẹ, làm cho đất có tầng dày ở vùng nhiệt đới.

4. Quá trình hình thành đất tiến hành song song với quá trình feralit hoá đá mẹ.

### II. THẨM THỰC VẬT: CÓ NHỮNG ĐẶC ĐIỂM:

1. Là những loại rừng mưa ẩm ướt, cho khối lượng chất hữu cơ lớn tới 100-200 tấn/ha/năm.

2. Rừng lá rộng phát triển mạnh, rụng lá cho tới 50 tấn/ha.

3. Phát triển rộng rãi các loại rừng khô, cây bụi điển hình cho những vùng khô hạn. Thực vật đóng vai trò cung cấp chất hữu cơ, điều chỉnh nhiệt độ và độ ẩm đất.

Quá trình hình thành đất trong vùng đất đỏ laterit phát triển trên những sản phẩm phong hoá của đá biến chất và tinh thể (granit gơnai, đá sét, andezit). Những sản phẩm phong hoá này tạo ra vỏ phong hoá màu đỏ, dày hàng chục, vài chục mét.

## MINH BOSS

- Phong hoá hoá học các loại đá xảy ra rất mạnh do nhiệt độ cao, độ ẩm lớn laterit hoá các đá.

### III. BẢN CHẤT CỦA QUÁ TRÌNH LATERIT HOÁ ĐÁ.

Bản chất của quá trình laterit hoá các loại đá là sự phân huỷ sâu sắc tất cả các khoáng, ngoài thạch anh còn phá huỷ các nhân caolinit của các aluminosilicat và rửa trôi các kim loại kiềm và kiềm thổ, silic và làm giàu đá bởi những hydrat Fe; Al (trong một số trường hợp là Mn).

Trong sự phát triển của quá trình này chia làm 3 giai đoạn:

1. Ở giai đoạn đầu xảy ra sự phá huỷ tất cả các khoáng và tạo thành các oxit tự do, lúc này đá mẹ vẫn giữ được những sắc thái ban đầu. Sự xuất hiện các bazơ làm cho môi trường có phản ứng trung tính và kiềm.

2. Ở giai đoạn hai quá trình rửa trôi bởi dòng đi xuống chiếm ưu thế, các bazơ, các silic bị rửa trôi và xảy ra sự tích lũy tương đối hydrat Fe, Al. Số phận khác nhau của các hydrat này được giải thích là chúng bị tách ra ở trạng thái keo dưới dạng sol; các sol silic trong môi trường trung tính và kiềm không bị cứng lại, von tròn lại và do đó bị rửa trôi còn hydrat Fe, Al von tròn lại và bị giữ lại trong đá dưới dạng gel.

3. Ở giai đoạn ba: Phản ứng trung tính của môi trường chuyển sang axit, vì phần lớn bazơ bị rửa và hydrat Fe, Al lại trở lên linh động, trong thời kỳ thô của năm nó lại theo mao quản lên mặt đất, ở đây nó lại bị cứng lại von tròn và các gel của chúng bị dehydrat hoá, nghĩa là mất nước hydrat do đốt nóng đất và chuyển sang trạng thái không trao đổi.

Như vậy, nguyên nhân của sự làm giàu các tầng trên của vỏ phong hoá màu đỏ và đất phát triển trên chúng bởi các hydrat Fe, Al được xem là quá trình tụ keo không thuận nghịch do nhiệt độ cao ở vùng nhiệt đới.

### IV. THÀNH PHẦN HOÁ HỌC VÀ HÌNH THÁI ĐẤT LATERIT

- Như vậy, quá trình hình thành đất ở vùng đất đỏ - laterit xảy ra trong những điều kiện làm giàu đột ngột những tầng trên của đất bởi các hydrat Fe, Al tự do, đôi khi cả Mn và sự làm nghèo kiệt  $\text{SiO}_2$  và các bazơ.

- Mặt khác, hàm lượng nước liên kết hoá học lớn tới 25-30%, Silic chứa ít hơn khoảng 10%, ở các kim loại kiềm và kiềm thổ rất ít.

- Về thành phần hoá học đất laterit khác với đất màu đỏ khác về tỷ lệ số lượng giữa  $\text{SiO}_2$  và  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : ở đất laterit chứa tương đối ít  $\text{SiO}_2$ , còn ở đất màu đỏ khác thì hàm lượng  $\text{SiO}_2$  có thể từ 2-3 lần nhiều hơn.

## ĐỚI ĐẤT NHIỆT ĐỚI

### A. TÍNH CHẤT CHUNG VÀ NGUỒN GỐC NHỮNG LOẠI ĐẤT CHÍNH MIỀN NHIỆT ĐỚI.

Ở vùng khí hậu nóng, quá trình hình thành đất có 2 đặc trưng.

## MINH BOSS

- Quá trình phong hoá xảy ra mạnh.
- Trong một số trường hợp đất chuyển thành kết von và đá ong.

### I. QUÁ TRÌNH PHONG HOÁ:

- Ở vùng khí hậu nóng ẩm sự phong hoá xảy ra nhanh và hoàn toàn; trong môi trường trung tính hay hơi kiềm, những silicat phức tạp bị thuỷ phân hoàn toàn và giải phóng, không những oxyt Fe mà cả silic và Al - đó là phong hoá feralitic hay lateritic.

Ở môi trường ít chua hay kiềm, thì  $\text{SiO}_2$ , keo âm phân tán và rửa trôi xuống sâu cùng với bazơ, trái lại  $\text{Al}_2\text{O}_3$  và  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - keo dương tích lũy tại chỗ vì pH gần điểm đẳng điện của chúng.

Phong hoá feralitic có thể phân biệt theo những trường hợp:

- Ở đất tiêu thuỷ tốt (đất dốc) và phát sinh từ đá mẹ nghèo  $\text{SiO}_2$ , khá giàu bazơ và đủ thấm nước thì  $\text{SiO}_2$  giải phóng khi đá phong hoá sẽ phân tán mạnh, và bị rửa trôi nhiều cùng với bazơ, như vậy sét tạo thành ít và đất tích lũy nhiều  $\text{R}_2\text{O}_3$ , nhất là  $\text{Al}_2\text{O}_3$  tự do, đó là đất feralit điển hình với tỷ lệ  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  của sét < 1,7.

- Trường hợp  $\text{SiO}_2$  bị rửa trôi tương đối ít do đá mẹ rất giàu  $\text{SiO}_2$  (granit, nai) môi trường khá chua và tiêu thuỷ kém thì  $\text{SiO}_2$  và  $\text{Al}_2\text{O}_3$  dễ kết hợp với nhau để tạo thành caolinit - đó là hiện tượng Kaolin hoá. Như vậy, đất giàu Kaolinit, nghèo  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , tỷ lệ  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ít khi < 2.

- Trường hợp tiêu thuỷ kém đến nỗi sinh ra nước đọng thì không những  $\text{SiO}_2$  mà những bazơ cũng không bị rửa trôi. Nếu đá mẹ phong hoá giải phóng nhiều Ca và Mg (bazan) thì có điều kiện thuận tiện để tổng hợp nhiều sét giàu  $\text{SiO}_2$  (monmorilonit) và tạo nên đất nhiều Ca thuộc nhóm đất đen nhiệt đới (đất macgalit).

2. Ở khí hậu nóng và khô thì đá phong hoá không mạnh. Số lượng lớn oxyt Fe được giải phóng sẽ tích lũy; đồng thời do tiêu huỷ không đủ để rửa trôi  $\text{SiO}_2$  giải phóng ra nên tất cả  $\text{Al}_2\text{O}_3$  kết hợp với  $\text{SiO}_2$  và tạo thành sét (đất tích sắt nhiệt đới). Đất này không có  $\text{Al}_2\text{O}_3$  tự do (Bảng Nr.5).

Như vậy, sự phân bố những loại đất chính ở nhiệt đới liên hệ chủ yếu với:

a) Độ ẩm của khí hậu làm cho  $\text{SiO}_2$  bị rửa trôi mạnh hay yếu.

b) Điều kiện địa phương (dốc - tiêu huỷ tốt), tỷ lệ bazơ của đá mẹ; tác động đặc biệt đến sự kết hợp của  $\text{SiO}_2$  với  $\text{Al}_2\text{O}_3$  hoàn toàn hay không hoàn toàn.

**Bảng Nr.5. Điều kiện hình thành đất nhiệt đới**

| Đá mẹ                | Đá mẹ                                | Nghèo $\text{SiO}_2$<br>Giàu Ca; Mg | Đá mẹ  | Nghèo $\text{SiO}_2$<br>Giàu Ca; Mg |
|----------------------|--------------------------------------|-------------------------------------|--|-------------------------------------|
| Điều kiện thoát nước | Không thoát nước<br>(đất thuỷ thành) | Thoát nước<br>tốt (dốc)             | Điều kiện thoát nước thay<br>đổi theo độ dốc |                                     |

|                             |                   |  |   |
|-----------------------------|-------------------|--|---|
| Khí hậu<br>nhiệt đới<br>khô | Đất đen nhiệt đới | Đất feralit<br>điển hình<br>( $Al_2O_3$ ) tự do      | Đất feralit yếu<br>(Kaolinit, ít $Al_2O_3$ tự do) |
|                             |                   | Đất tích sắt nhiệt đới<br>(Không có $Al_2O_3$ tự do) |   |

**II. QUÁ TRÌNH FERALIT HOÁ.**

Trong điều kiện của khí hậu nóng và ẩm, dưới tác động mạnh của thực vật bậc thấp và cao nên khoáng vật nguyên sinh và thứ sinh đều không bền vững, cho nên ít các khoáng vật ferisilicat và alumosilicat, chúng sẽ bị phân huỷ thành  $SiO_2$ ;  $Fe_2O_3$  và  $Al_2O_3$ . Sự phân giải này diễn ra ở tầng dày vài thước đến hàng chục mét.

Nhiệt độ cao và đặc biệt mùa mưa xen kẽ mùa khô giúp sự hình thành những axit - hydrat ít nước như:

Gơtit:  $FeOOH$

Hydragillit:  $Al(OH)_3$

Bơmit:  $AlOOH$

Những oxy - hydrat sắt ít nước thì có màu đỏ gạch và làm cho đất có màu sẫm ấy. Cho nên sự tích lũy nhiều oxyhydrat sắt và nhôm trong quá trình hình thành đất được gọi là sự laterit hoá (chữ latin later - hòn gạch) hay feralit hoá. Kết quả của quá trình này tạo ra những đất laterit hay feralit, nghĩa là đất có chứa nhiều axit Fe và Al tự do.

Ngoài những oxit Fe ít nước có màu đỏ, còn hình thành oxit Fe nhiều nước có màu vàng, làm cho đất có cùng màu. Nhưng thường 2 màu này xen kẽ với nhau, bởi vậy đất có màu đỏ vàng hoặc vàng đỏ.

Trong khi oxit Fe và Al tích lũy thì những sản phẩm của sự phong hoá và hình thành đất ở khí hậu nóng và ẩm bị rửa trôi cùng với nước theo chiều sâu hoặc bề mặt, cho nên khi quá trình feralit phát triển thì tỷ lệ các chất ít di chuyển ( $Al_2O_3$ ;  $Fe_2O_3$ ) tăng dần, do đó tỷ lệ  $SiO_2$ ;  $Al_2O_3$ ;  $SiO_2$ ;  $Fe_2O_3$  và  $SiO_2/R_2O_3$  giảm đi.

Những đất chứa sét có tỷ lệ  $SiO_2: R_2O_3 < 2$  là đất feralit điển hình; tỷ lệ từ 2-3 là đất gần với đất feralit.

Những hydrat Fe; Al thường ở dạng keo lưỡng tính. Khi quá trình feralit phát triển và bazơ bị rửa trôi nhiều khi môi trường trở lên chua và hydrat Fe, Al sẽ đóng vai trò một keo dương, nên khả năng hấp phụ cation kém, trái lại anion lại cao, đặc biệt là đối với anion  $PO_4^{-3}$  thành  $FePO_4$  và  $AlPO_4$  rất khó hoà tan. Nên đất feralit thường rất nghèo lân (Sơ đồ Nr.3).

**Sơ đồ 3. Quá trình feralit**

**III. QUÁ TRÌNH HÌNH THÀNH GIÁP SẮT, KẾT VON VÀ ĐÁ ONG.**

1. Sự hình thành giáp sắt ( $Fe_2O_3$ ) liên quan đến:

## MINH BOSS

- Đất rừng bị thoái hoá ở nơi có mù khô và mùa ẩm rất rõ.
- Ở nơi mòng chảo có nước ngầm dễ đưa sắt  $Fe^{+2}$  theo mao quản, rồi  $Fe^{+2}$  kết tủa thành  $Fe^{+3}$  ở mặt đất thành giáp sắt ( $Fe_2O_3$ ) cứng rắn.
- Ở cuối dốc thì giáp sắt tạo thành do nước trong đất chảy theo dốc và tài sắt để kết tủa ở chân dốc.

### 2. Sự hình thành kết von và đá ong.

- Kết von là những vật rắn tích lũy nhiều sắt. Ở Việt Nam có 3 loại kết von:

+ Kết von tổ ong

+ Kết von tròn

+ Kết von giả

a) Kết von tổ ong: hay đá ong - là khối rắn hình lỗ chỗ tổ ong tạo nên do oxit sắt (đại bộ phận) và oxit nhôm (ít hơn) gắn những sản phẩm của đá bị phong hoá kết von tổ ong hình thành chính là do nước mao quản liên hệ với nước ngầm, chứa sắt và nhôm, sắt và nhôm di chuyển đến tầng đất nào đó gặp điều kiện thích hợp (pH, nồng độ tăng do nước bốc hơi,  $Fe^{+2}$  bị oxy hoá...) sẽ kết tủa và gắn những phân tử đất thành một khối hình tổ ong (bảng Nr.6).

Trường hợp thấy đá ong ở chân đồi là do Fe và Al bị nước đưa từ đỉnh đồi xuống kết tủa ở chỗ thấp. Có khi gặp đá ong ở nơi trũng giữa các đồi cao, Fe, Al ở nơi cao bị rửa trôi và tích tụ ở những chỗ thấp, đến mùa hanh nước bốc hơi hết hình thành màng sắt cứng dần dần tạo nên đá ong tảng.

Ở dưới nước không có đá ong, chỉ thấy rìa bờ suối chỗ có hiện tượng bốc hơi. Khi ở trong đất thì đá ong có thể cắt bằng dao, nhưng phơi ra không khí sẽ rắn như đá, nên thường dùng để xây dựng nhà cửa.

**Bảng 6. Thành phần của kết von tổ ong và kết von tròn**

| Loại kết von                                    | Tỷ lệ % trọng lượng kết von đã đốt |                  |                                |                                |                               | SiO <sub>2</sub>               | SiO <sub>2</sub>               | SiO <sub>2</sub>              |
|---|------------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------------------|
|   | Chất mất khi đốt                   | SiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
| Kết von tổ ong ở độ sâu 30-40cm Vĩnh Phú        | 5,64                               | 58,85            | 25,82                          | 13,50                          | 40,15                         | 7,38                           | 6,05                           | 3,32                          |
| Kết von tròn ở độ sâu 30-40cm phù sa cổ Sơn Tây | 10,02                              | 21,12            | 68,18                          | 8,42                           | 74,43                         | 4,28                           | 1,66                           | 1,20                          |

Kết von tổ ong chứa ít sắt nhưng nhiều nhôm, nhiều Silic so với kết von tròn.

b) Kết von tròn (kết von thật):

## MINH BOSS

Là những vật rắn trong hay gần tròn, kích thước từ 1-10mm, tích lũy rất nhiều sắt và căn bản được hình thành do những chất hoà tan trong dung dịch đất (đặc biệt là sắt) kết tủa theo vòng đồng tâm và chứa ít khoáng vật của đá mẹ. !Bề mặt kết von tròn thường màu đen nhưng ở trong là màu nâu. Những kết von tròn có thể gắn với nhau bởi xi măng sắt thành một khối rắn chặt, không thấm nước gọi là kết von tròn hay đá ong hạt đậu.

Kết von tròn hình thành chính do bazơ ngưng tụ, sắt... còn kết von tổ ong cấu tạo chính do dung dịch bốc hơi rồi sắt v.v... kết tủa.

- Thực vật có chỗ đại bộ phận là cây lá kim, có nơi cây lá kim hỗn giao với cây lá to, nhưng ở đâu cây gỗ cũng đi đôi với cỏ. Nét nổi bật của thảm thực vật là cây gỗ lẫn với cỏ cây gỗ chủ yếu là cây lá kim và hỗn giao giữa lá kim và lá rộng.

**Bảng 7: So sánh tỷ lệ bazơ giữa kết von tổ ong và kết von tròn**

| Loại kết von   | Theo phương pháp nung chảy (%) |      |                  |                   | Theo phương pháp HCl 30% |      |                  |                   |
|----------------|--------------------------------|------|------------------|-------------------|--------------------------|------|------------------|-------------------|
|                | CaO                            | MgO  | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O | CaO                      | MgO  | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O |
| Kết von tổ ong | 1,33                           | 0,43 | 0,21             | -                 | 0,180                    | -    | vết              | -                 |
| Kết von tròn   | 7,72                           | 3,65 | 1,30             | 0,72              | 2,94                     | 2,40 | 0,22             | 0,26              |

Như vậy kết von tròn có tỷ lệ bazơ nhiều hơn hẳn so với kết von tổ ong (bảng Nr.7).

Nếu so với phương pháp nung chảy thì:

- CaO hoà tan trong HCl 305 bằng gần 38%.

Kết von tròn CaO ở phương pháp nung chảy

MgO ≈ 69% ở phương pháp nung chảy.

Kết von tròn thường chứa nhiều Fe nhưng ít Al và Si. Kết von tròn thường liên quan với nước ngầm và tạo thành chính là do giòng nước trong đất tải sắt và nhôm từ nơi này đến nơi khác của phẫu diện đất.

c) *Kết von giả:*

Gồm những mảnh đá phong hoá và khoáng vật vỡ chủ yếu là thạch anh có lớp oxit Fe bọc ngoài, đôi khi dày vài dự thầu. Oxit Fe có thể theo kẽ nứt và thấm vào kết von giả. Chúng khác kết von thật ở hình dạng. Thường không tròn như kết von thật mà có hình dạng mảnh đá hay khoáng vật vỡ.

Kết von giả cũng bị xi măng sắt, nhôm, kết dính thành chùm kết von giả và đôi khi hình thành đá ong chặt.

Đá ong hình tổ ong và hình hạt đậu tạo thành do tích tụ cao độ sắt và nhôm (nhất là sắt) nhờ nước dẫn từ các điểm của pd và vỏ phong hoá hoặc từ nơi xa đưa đến.

Sự hình thành đá ong không phải là giai đoạn cuối của quá trình feralit. Giữa chúng chỉ có mối liên hệ căn bản là quá trình feralit giải phóng nhiều oxit Fe và Al. Một phần những oxit này di động, rồi tích tụ ở điều kiện nhất định để hình thành đá ong.

## MINH BOSS

Trong quá trình feralit có sự tích lũy tương đối  $R_2O_3$  ( $SiO_2$  giảm còn  $R_2O_3$  tăng). Đây là sự tích lũy Fe, Al tại chỗ (otocton). Còn trong quá trình hình thành đá ong có sự tích lũy tuyệt đối  $R_2O_3$  do  $R_2O_3$  tích tại chỗ và  $R_2O_3$  ở nơi khác đưa đến (đặc biệt là Fe).  $R_2O_3$  ở xa đưa đến gọi là  $R_2O_3$  alocton hay  $R_2O_3$  nhập nội.

Kết von ảnh hưởng xấu đến đất, đặc biệt là lý - hoá tính: giữ nước kém, dễ khô hạn, nhưng phụ thuộc vào số lượng và độ sâu của tầng kết von.

Đối với cây lúa kết von không đáng quan tâm vì ở điều kiện ngập nước thì  $Fe^3 \rightarrow Fe^{+2}$  và cày đất sẽ bị vỡ nát. Đáng ngại nhất là những cây trồng như cà phê, cao su, chè, cây ăn quả...

Kết von thật có tác hại hơn kết von giả. Và tỷ lệ kết von rất quan trọng. Nếu < 10% thì không có vấn đề gì. Và độ sâu 1m có thể trồng cây công nghiệp được.

## QUÁ TRÌNH PHÈN HOÁ

Hiện nay có nhiều quan điểm:

1. TS. Fridland cho rằng, S có trong nước biển theo thủy triều vào vùng nước lợ. Còn sắt, Al do các sản phẩm phong hoá theo dòng chảy ở dạng phù sa, tạo nên phèn. Tuy nhiên, quan điểm này không giải thích được có những nơi chế độ nước của các con sông giống nhau, ảnh hưởng thủy triều như nhau, nhưng có vùng tạo phèn có vùng không.

2. Moócmann cho rằng, sự hình thành phèn xuất hiện ở vùng nước lợ, có thủy triều xâm nhập và có sự tham gia của vi sinh vật với các giai đoạn sau:

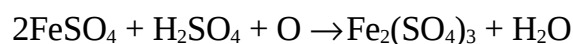
a) Ion  $SO_4^{2-}$  bị khử trong điều kiện thiếu oxy. Trong giai đoạn này phải có đầy đủ hữu cơ để làm nguồn thức ăn cho vi sinh vật thiobacillus.

b) Sau đó, phản ứng giữa  $H_2S$  với Fe có trong đất để tạo thành pyrite  $FeS_2$  (màu xám, sét).

Giai đoạn này nếu có  $CaCO_3$  thì không sinh ra phèn. Nhưng nếu thiếu Ca thì phản ứng tiếp tục ở giai đoạn 3.

c)  $FeS_2$  nếu có oxy thì oxy hoá để tạo thành  $FeSO_4$  và  $H_2SO_4$  theo phản ứng.

d) Sau khi đã có axit  $H_2SO_4$  và  $FeSO_4$  thì trong điều kiện có đủ oxy và vi sinh vật sẽ:

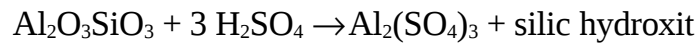


Màu vàng rơm (tầng Jarosite) chính là màu của  $Fe_2(SO_4)_3$ ...

Theo tác giả ở đây cũng có phản ứng thuận nghịch:



$H_2SO_4$  vừa được hình thành sẽ phản ứng mạnh với khoáng sét để tạo thành sulfat, Al, natri và kali theo phương trình:



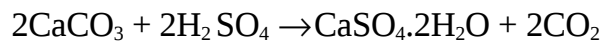
### ĐẤT PHÈN

3. Theo Van Rees có 3 điều kiện để hình thành đất phèn:

a)  $\text{SO}_4^{-2}$  có trong nước biển và trầm tích biển khi ở điều kiện khử sẽ tạo thành sunfat Fe và các sunfua khác.

b) Sau đó cần có môi trường oxy hoá để oxy hoá Sunfua Fe cho ra  $\text{Fe}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3$  hay  $\text{FeSO}_4$ . Đất trở nên chua, hoá phèn.

c) Nếu trong đất có  $\text{CaCO}_3$  thì phản ứng tiếp tục theo chiều hướng sau:



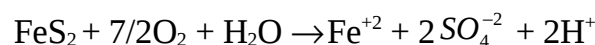
4. Gần đây Pons và Van Breeman đã xác định thêm về nguồn gốc của đất phèn:

a) Với đất phèn tiềm tàng: Sự hình thành đất này bao gồm sự tạo thành khoáng pyrite, chứa từ 2-10% trong đất. Sự tạo thành pyrite là do sự khử sunfat thành sunfit, dưới tác dụng của vi sinh vật. Sau đó sunfit ( $\text{H}_2\text{S}$ ) sẽ bị oxy hoá từng phần thành nguyên tố sunfua.

Sự tác động qua lại giữa các ion  $\text{Fe}^{+2}$  và  $\text{Fe}^{+3}$  với sunfit và nguyên tố sunfua cũng có sự tham gia của vi sinh vật. Như vậy sự tạo thành pyrite ( $\text{FeS}$  và  $\text{FeS}_2$ ) cần có: sunfat, Fe, chất hữu cơ đã phân huỷ, vi khuẩn có khả năng khử sunfat trong điều kiện kỵ khí và háo khí xảy ra luân phiên. Ở vùng nhiệt đới, dưới các rừng lấy lợi, vật liệu hữu cơ rất nhiều. Ở đây mức thuỷ triều cao hay thấp có ảnh hưởng tới thời gian thoáng khí và kỵ khí. Pyrite được hình thành và tích tụ nhiều ở vùng kênh rạch có ảnh hưởng của thuỷ triều. Thật vậy, những nơi có thuỷ triều chênh lệch ít và không có nước biển tràn vào thì tầng pyrite mỏng. Ở vùng bờ biển mới bồi đắp thường chứa ít pyrite vì chưa đủ thời gian lắng đọng. Bởi vì muốn tạo được 1% pyrite trong đất phải mất từ 50-1000 năm.

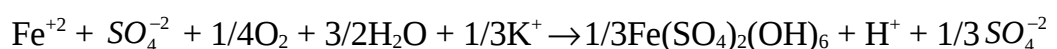
b) Đất phèn hoạt động (cố định).

- Khi đất phèn, tiềm tàng bị thoáng khí và mức nước ngầm giảm hạ xuống dưới tầng pyrite, nghĩa là vào mùa khô, mặt đất nứt nẻ, thì pyrite bị oxy hoá thành  $\text{FeS}_2$  dễ hoà tan và axit  $\text{H}_2\text{SO}_4$ .



Phản ứng sẽ được tăng cường khi có mặt vi khuẩn Thiobacillus và những vi khuẩn khác có thể sống được ở  $\text{pH} \leq 2$ .

Vi khuẩn Thiobacillus Ferroxidans đã tham gia trong quá trình chuyển hoá  $\text{Fe}^{+2} \rightarrow \text{Fe}^{+3}$  để tạo thành phèn.



Sự xuất hiện của  $\text{Fe}^{+3}$  dưới dạng  $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$  và của  $\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$  đã làm cho đất có màu vàng đặc trưng.

## MINH BOSS

Khi đã xuất hiện màu vàng rơm (Jarosite) tức là đất phèn tiềm tàng đã chuyển sang phèn hoạt động.

5. Theo một số tác giả Việt Nam thì:

Vào thời kỳ địa chất cách đây 5-6 ngàn năm, do biển nâng lên hạ xuống tạo một vùng biển cạn và bùn, biển, trên bùn biển mọc rừng sú vẹt, chúng bị vùi lấp dưới các phù sa cận sinh và phù sa mới. Sự phân huỷ của các sú vẹt và nước thủy triều xâm nhập tạo ra nhiều S và đó là nguồn gốc  $SO_4^{-2}$ . Sự tạo thành  $SO_4^{-2}$  có thể bằng 2 con đường.

a)  $SO_4^{-2}$  hay các dạng S được tích lũy trong cây sú vẹt. Rừng sú vẹt trong điều kiện nước lợ bùn biển phát triển mạnh và sau đó bị vùi lấp. Quá trình phân giải yếm khí có sự tham gia của vi khuẩn Clostridium, Thiobacillus thiooxidans để tạo ra số sản phẩm là  $CO_2$ , axit hữu cơ, S hữu cơ, S và  $H_2S$ .

b) Sự tạo thành  $SO_4^{-2}$  là S hay  $SO_4^{-2}$  có trong mẫu chất, nước biển xâm nhập theo thủy triều vào vùng bùn mặn có sú vẹt hay không có sú vẹt.

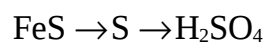
- Tổ hợp thứ 2 góp phần hình thành phèn là Fe. Ở nhiệt đới quá trình feralit phát triển mạnh, nghĩa là Fe có nhiều và do phù sa sông chuyển ra bờ biển. Và sự tạo thành FeS hoặc  $FeS_2$  xảy ra vừa bằng con đường hoá học vừa do vi sinh vật sắt,  $FeS_2$ .

Ở đây,  $FeS_2$  ổn định hơn, nếu FeS dễ dàng chuyển sang  $FeS_2$ .

Khi trong đất có pyrite thì xảy ra 2 trường hợp.

a) Nếu đất ngập nước thường xuyên, ở trạng thái khử, không có  $CaCO_3$  thì đất này gọi là đất phèn tiềm tàng.

b) Nếu đất bị oxy xâm nhập, quá trình oxy hoá xảy ra mạnh và tạo nhiều  $H_2SO_4$ .



Đồng thời với sự tạo thành  $H_2SO_4$  trong đất, sản phẩm oxy hoá, còn có muối của chúng nữa, ví dụ  $FeSO_4$ .

- Trong dung dịch  $FeSO_4$  một phần phân ly thành  $Fe^{+2}$  và  $SO_4^{-2}$ , mặt khác  $Fe^{+2}$  lại có thể tạo thành  $Fe^{+3}$  dạng sulfat hay dạng  $Fe(OH)_3$ . Chúng ta thấy màu vàng váng có ánh nổi lên trên mặt nước, đó là hỗn hợp của  $Fe_2(SO_4)_3$  và  $Fe(OH)_3 \cdot 3H_2O$ .

- Khi đã có nhiều  $H_2SO_4$  nó sẽ tác dụng với các alumosilicat trong đất và giải phóng ra nhiều  $Al^{+3}$  độc và  $pH \leq 2$  và tạo thành phèn  $Al_2(SO_4)_3$ .