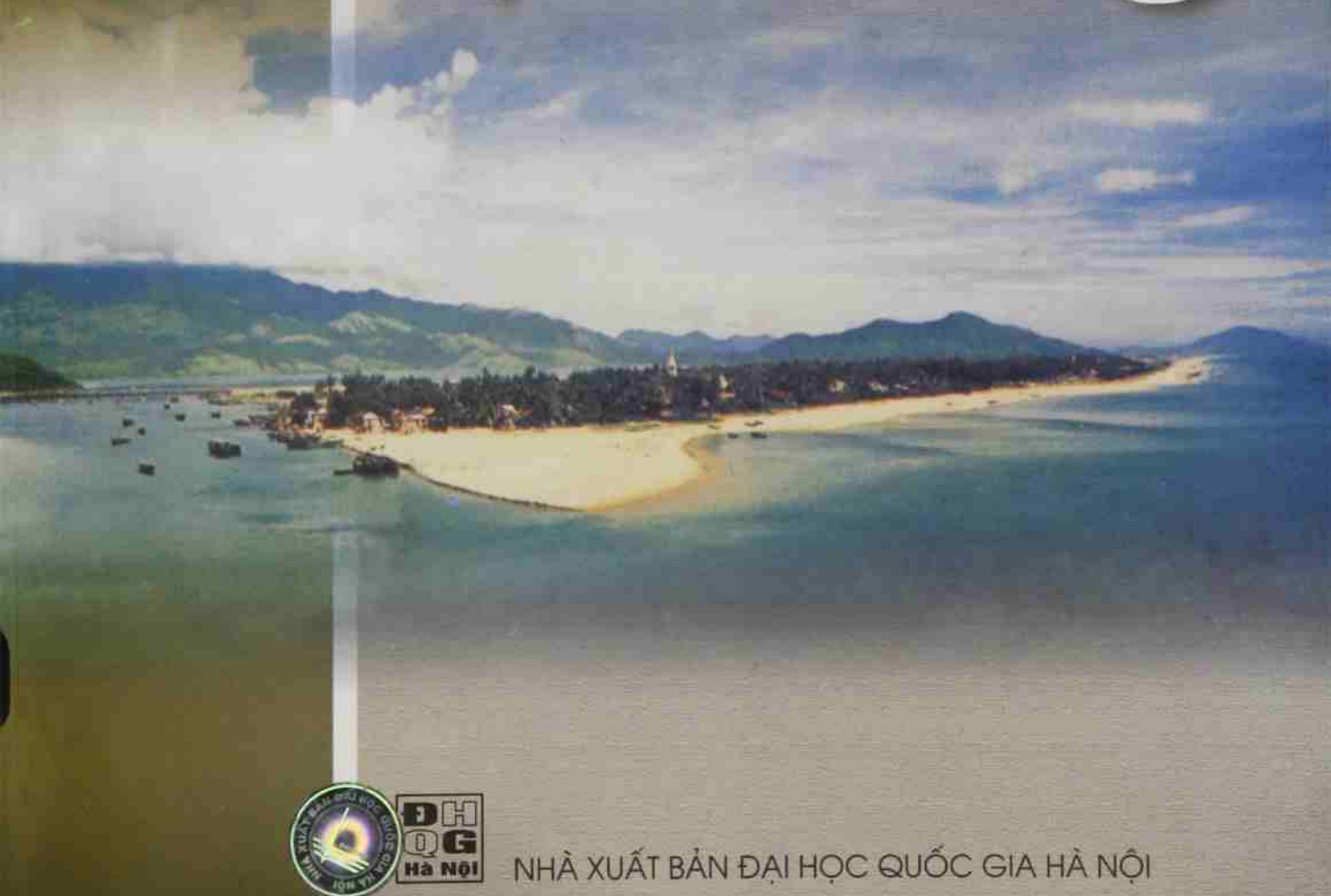


ĐÀO ĐÌNH BẮC

ĐỊA MẠO

Đại Cương



NHÀ XUẤT BẢN ĐẠI HỌC QUỐC GIA HÀ NỘI

ĐÀO ĐÌNH BẮC

ĐỊA MẠO ĐẠI CƯƠNG

(In lần thứ hai)



NHÀ XUẤT BẢN ĐẠI HỌC QUỐC GIA HÀ NỘI

NHÀ XUẤT BẢN ĐẠI HỌC QUỐC GIA HÀ NỘI

16 Hàng Chuối - Hai Bà Trưng - Hà Nội

Điện thoại: (04) 9715012; (04) 7685236. Fax: (04) 9714899

E-mail: nxb@vnu.edu.vn

★ ★ ★

Chịu trách nhiệm xuất bản:

Giám đốc: PHÙNG QUỐC BẢO

Tổng biên tập: PHẠM THÀNH HƯNG

Biên tập:

ĐÀO ĐÌNH BẮC

Biên tập tái bản:

NGUYỄN THẾ HIỆN

Trình bày bìa:

NGỌC ANH

ĐỊA MẠO ĐẠI CƯƠNG

Mã số: 1K – 05046 – 02304

In 1000 cuốn, khổ 19 x 26,5 tại Xí nghiệp in Báo Nhi đồng

Số xuất bản: 146/113/XB – QLXB, ngày 10/2/2004. Số trích ngang: 187 KH/XB

In xong và nộp lưu chiểu quý III năm 2004.

LỜI NÓI ĐẦU

Địa mạo Đại cương là một trong những môn học cơ sở của địa lí học. Nó đi sâu nghiên cứu địa hình bề mặt Trái Đất về các mặt hình thái, nguồn gốc phát sinh và lịch sử phát triển.

Địa lí học, xét về bản chất là khoa học về sự tổ chức không gian của bề mặt Trái Đất và xem không gian ấy như một thể thống nhất gồm nhiều nhân tố cấu thành luôn luôn tác động qua lại với nhau. Mọi sự biến động trong bất kì mắt xích nào của hệ thống này đều kéo theo những biến đổi tương ứng trong những yếu tố khác, và do đó làm biến đổi cả hệ thống. Trong số những hợp phần cơ bản của hệ thống địa lí, trước hết phải kể đến địa hình như là bộ khung cứng của nó, có chức năng quy định sự tiếp nhận và phân bố lại năng lượng và vật chất của cả hệ thống. Nhà địa lí luôn gắn bó với địa hình trong mọi hành động của mình, bất luận đó là việc nghiên cứu hiện trạng tự nhiên của một vùng địa lí, hay là việc tác động lên địa hình trong những hoạt động quy hoạch và tổ chức lãnh thổ, v.v. Vì vậy, muốn tổ chức không gian địa lí đạt hiệu quả mong muốn, nhà địa lí phải *hiểu thấu đáo những quy luật cơ bản trong thành tạo, phát triển và phân bố của địa hình*, hay là *địa mạo học*.

Với cách tư duy này, chúng tôi xây dựng nội dung giáo trình *Địa mạo Đại cương* nhằm đáp ứng hai yêu cầu sau đây:

- Cố gắng tinh giản theo yêu cầu của cải cách giáo dục ở bậc đại học, tránh lặp lại những vấn đề đã có trong nội dung của các môn học khác, gợi mở cho học sinh những hướng suy nghĩ về những vấn đề được đặt ra;
- Cung cấp khối lượng kiến thức tối thiểu cần thiết cho học sinh về địa mạo học, đủ để tạo dễ dàng cho việc học tập các môn học khác và làm cơ sở khoa học cho những hoạt động sử dụng và cải tạo địa hình sau này.

Nhân đây, cần phải nói thêm rằng, hiện nay có nhiều cách khác nhau trong cơ cấu nội dung giáo trình địa mạo học, tùy theo ý đồ khoa học của các tác giả. Chẳng hạn, có nhiều nhà địa mạo Anh, Pháp viết giáo trình này theo dạng “*Cơ sở địa mạo học*” (Fundamentals of geomorphology), trong đó trình bày những vấn đề cơ bản, nhưng thiên về hướng phục vụ cho một trường phái khoa học nào đó, ví dụ cho kiến tạo mảng hay kiến tạo toàn cầu, địa mạo cấu trúc, hoặc cho trường phái địa mạo khí hậu. Ngay trong cuốn giáo trình “*Địa mạo đại cương*” của các nhà địa mạo Xô Viết (Leont'ev, Rychagov, 1979), nội dung cũng mang sắc thái này. Cách làm đó là

hợp lí đối với hoàn cảnh những quốc gia đã có nhiều sách địa mạo học viết bằng tiếng mẹ đẻ, bởi vì khi đó sinh viên có thể dễ dàng tham khảo các sách cẩm nang để học những kiến thức cơ bản về địa mạo học, đồng thời đọc những sách thuộc loại nói trên để cập nhật kiến thức về những vấn đề của địa mạo học hiện đại.

Trong trường hợp nước ta, có lẽ hợp lí hơn, nếu chọn phương án viết giáo trình dưới dạng cẩm nang địa mạo học, hay là “địa mạo đại cương”, bởi vì sách giáo khoa về môn học này bằng tiếng Việt còn quá thiếu thốn, trong khi việc đọc bằng tiếng nước ngoài thực tế còn đang ở mức độ rất khó khăn. Trong hơn ba chục năm giảng dạy, chúng tôi đã thấy tính ưu việt của cách truyền thụ kiến thức này, và thực tế công tác của các thế hệ sinh viên địa mạo và địa lí được đào tạo trước đây đã chứng minh điều đó.

Phù hợp với logic đó, nội dung của giáo trình “địa mạo đại cương” được cơ cấu như sau:

- Phần thứ nhất: những vấn đề chung. Phần này sẽ cung cấp những kiến thức cơ bản về địa mạo học, đó là: những điểm phương pháp luận, những khái niệm cơ bản về địa hình, các nguyên tắc phân loại địa hình. Phần trình bày về các nhân tố thành tạo địa hình sẽ được chú ý đặc biệt, như những nguyên lí chung trong phát sinh và phát triển của địa hình.
- Phần thứ hai được xem như phần áp dụng những quy luật phát sinh, phát triển địa hình vào hoạt động địa mạo của từng tác nhân cụ thể. Tuy nhiên, ở đây không trình bày về mọi nhân tố như những cẩm nang, mà đã có sự lựa chọn những quá trình đặc trưng cho địa bàn hoạt động của các nhà địa mạo Việt Nam. Vì vậy, một số quá trình, như băng tuyết, đông kết vĩnh cửu, đã được cố ý bỏ qua.
- Vì giáo trình này được soạn cho sinh viên ngành địa lí nói chung, phần lớn sau đó không được học các giáo trình địa mạo chuyên sâu khác, nên tác giả chủ trương trình bày ngắn gọn ở đây cả một số khái niệm về địa mạo bờ và đáy biển và về bản đồ địa mạo.

Sau khi nghiên cứu tác dụng tạo hình thái của từng quá trình riêng rẽ, sẽ có phần trình bày về tác dụng tổng hợp của chúng trong các môi trường miền núi, đồng bằng và cao nguyên, qua đó nêu ra những kết luận về những con đường phát triển của địa hình trên mặt đất.

Khi viết giáo trình này, tác giả gặp một khó khăn lớn là mâu thuẫn giữa một bên là ý nguyện cung cấp tương đối đầy đủ kiến thức địa mạo học cho sinh viên địa lí, và mặt khác là giới hạn về số học trình được dành cho môn học này. Giải quyết mâu thuẫn này là một việc rất khó nên không tránh khỏi thiếu sót, rất mong được sự góp ý của đồng nghiệp và đông đảo sinh viên.

Tác giả

PHẦN THỨ NHẤT

NHỮNG VẤN ĐỀ CHUNG

MỞ ĐẦU

1. ĐỊNH NGHĨA KHOA HỌC ĐỊA MẠO. ĐỐI TƯỢNG NGHIÊN CỨU CỦA ĐỊA MẠO HỌC

Khoa học địa lí là một trong những khoa học cổ nhất của nhân loại và bao gồm nhiều bộ phận như địa lí tự nhiên, địa lí kinh tế, trong đó thực chất là cả những tập hợp của nhiều bộ môn địa lí chuyên ngành có liên quan mật thiết với nhau. Chẳng hạn, trong khối các khoa học địa lí tự nhiên có những khoa học bộ phận như địa lí tự nhiên đại cương, địa lí tự nhiên khu vực, cảnh quan học, địa mạo học, cổ địa lí, khí hậu học, hải dương học, thủy văn lục địa, địa lí thổ nhưỡng, địa lí động vật, địa lí thực vật v.v. Khối các khoa học địa lí kinh tế-nhân văn cũng bao gồm nhiều khoa học bộ phận, như cơ sở địa lí kinh tế học, địa lí kinh tế các ngành (công nghiệp, nông nghiệp, giao thông vận tải v.v.), địa lí dân cư, địa lí đô thị v.v.

Tuy vậy, không phải tất cả các ngành khoa học bộ phận này đều phát triển đồng thời với nhau, mà theo quy luật phát triển chung của mọi ngành khoa học, chúng đã hình thành dần dần theo đà tích lũy tài liệu thực tế và tri thức của loài người, nghĩa là từ một ngành khoa học rộng dần tách ra những bộ phận chuyên sâu, chuyên môn hóa trên nền tảng một hệ thống thống nhất. Địa mạo học là một ngành khoa học tách ra từ địa lí tự nhiên, song lịch sử tồn tại của nó như một khoa học độc lập còn rất ngắn ngủi (nhân đây nhắc lại rằng một ngành khoa học độc lập phải có cơ sở lí thuyết hoàn chỉnh, một hệ thống phương pháp và đối tượng nghiên cứu độc lập). Từ nửa đầu thế kỉ 19 về trước, những tài liệu về địa hình mặt đất (đối tượng nghiên cứu của địa mạo học) chỉ được thu thập một cách “nhân tiện” trong khi tiến hành những công trình nghiên cứu địa lí, địa chất, sinh vật học và thổ nhưỡng. Thêm vào đó, đó mới chỉ là những tài liệu mang tính mô tả, phần nhiều mới chỉ dừng ở mức trả lời câu hỏi “hiện tại thế nào”, còn bỏ lửng việc giải đáp các câu hỏi “tại sao”, “sẽ thế nào”. Thời đó các nhà địa lí còn xa lạ với tư tưởng về sự phát triển có tính quy luật của các dạng địa hình, do vậy, chưa thể có khoa học địa

mạo. Chỉ sau khi xuất hiện những công trình nghiên cứu tổng quát nổi tiếng của các nhà địa lí và địa chất, như Powell, Gilbert, Davis, Richthofen, A. Penck và nhất là của W. Penck thời kì cuối thế kỉ 19 - đầu thế kỉ 20, khoa học địa mạo mới được hình thành như chúng ta thấy ngày nay: *Địa mạo học là một bộ môn khoa học nghiên cứu địa hình bề mặt Trái Đất về các mặt hình thái, nguồn gốc phát sinh và lịch sử phát triển*. Nó không những nghiên cứu những quy luật biến đổi hiện tại mà cả quá khứ cũng như hướng phát triển tương lai của địa hình mặt đất.

2. SỰ HÌNH THÀNH VÀ PHÁT TRIỂN CỦA ĐỊA MẠO HỌC

Về vị trí của địa mạo học trong khối các khoa học về Trái Đất, cho đến nay vẫn còn những ý kiến khác nhau. Đa số tác giả cho rằng nó là một khoa học trong số các khoa học địa lí, bởi vì nó phát triển từ địa lí tự nhiên, nhất là đối tượng nghiên cứu của địa mạo học, tức là địa hình, là một hợp phần quan trọng bậc nhất của môi trường địa lí. Một số tác giả khác, mà chủ yếu là các nhà địa chất, cho rằng địa mạo học nằm trong khối khoa học địa chất, bởi vì địa hình liên quan mật thiết với cấu trúc và lịch sử phát triển địa chất. Mặt khác, nhiều công trình đặt nền móng đầu tiên cho sự ra đời của địa mạo học lại chủ yếu do các nhà địa chất thực hiện: Lyell với những giải thích về hiện tượng bào mòn đất đá bởi nước mưa, băng giá và các dòng chảy, Davis với thuyết về “chu trình xâm thực” và nhất là W. Penck với tác phẩm “Phân tích hình thái”, v.v. Mỗi liên hệ ấy càng củng cố thêm quan điểm thứ hai.

Tuy nhiên, phải thừa nhận rằng, nếu xuất phát từ nhiệm vụ của địa mạo học, ta thấy ngay rằng muốn nghiên cứu được đầy đủ các khía cạnh của địa hình bề mặt Trái Đất, nhà địa mạo phải cần đến cả hai lĩnh vực kiến thức này. Ví dụ, địa hình sườn trong một khối granit không chỉ phụ thuộc vào các đặc tính cơ - lí - hóa học của đá granit, mà còn phụ thuộc vào khí hậu địa phương là yếu tố quy định chế độ hoạt động của nước chảy trên mặt và thấm thực vật, và điều đó không chỉ đối với hiện tại mà cả trong quá khứ. Như vậy, địa mạo học nằm ở miền liên thông giữa các khoa học địa lí và địa chất.

Việc xếp khoa học địa mạo vào nhóm khoa học nào một cách dứt khoát, như vậy là rất khó, nhưng ta không thể không quan tâm đến vấn đề này, bởi vì nó có ảnh hưởng trực tiếp tới chương trình đào tạo: không thể coi nhẹ các kiến thức địa chất, nhưng cũng không thể thiếu kiến thức về địa lí tự nhiên nói chung.

Với nhiệm vụ phải giải thích và phân loại các dạng địa hình, nhà địa mạo cần nghiên cứu trước hết những gì phụ thuộc vào các nhân tố đặc thù của thạch quyển, gọi là các *tác nhân nội lực* hay *nội sinh*. Thực vậy, địa hình được sinh ra trước hết là nhờ có những vận động của vỏ Trái Đất, gọi chung là các *vận động tạo núi* và *tạo lục*. Cách sắp xếp của các tầng đá trong mỗi dạng địa hình lại phụ thuộc vào những

biến dạng sinh ra bởi những hoạt động *kiến sinh* hay *kiến tạo*. Kể từ khi một khối thạch quyển nâng lên khỏi mặt biển (đúng ra là bắt đầu vào phạm vi hoạt động của sóng biển), nếu điều kiện khí hậu cho phép thì các quá trình *xâm thực*, *bào mòn* bắt đầu hoạt động và các dạng địa hình đang trong quá trình thành tạo bởi các hoạt động tạo núi và kiến tạo sẽ bắt đầu bị *chia cắt*, *điều khắc*, *chạm trở*, đó là quá trình *tạo hình thái*, để sinh ra các dạng *chạm trở-hình thái*, hay là các *dạng địa hình điều khắc*, mang dấu ấn rõ rệt của các *quá trình ngoại sinh* (hay *ngoại lực*).

Như vậy, có thể nói, địa mạo học có nhiều cái chung cả với địa chất lẫn địa lí tự nhiên, song cũng có những khác biệt. Đối với địa chất, điểm khác biệt căn bản là địa mạo nghiên cứu mặt đất và thông thường là đối với những dạng đang tồn tại, còn địa chất có đối tượng nghiên cứu là vỏ Trái Đất, lòng đất, những lực hoạt động trong lòng đất và sự phát triển của Trái Đất trong quá khứ. Khác với địa lí tự nhiên, địa mạo học có đối tượng nghiên cứu hẹp hơn: nó chủ yếu nghiên cứu hợp phần địa hình trong cảnh quan địa lí. Đến nay, địa mạo học đã xây dựng được cho mình một hệ thống phương pháp nghiên cứu toàn diện, lại có một cơ sở lí thuyết hoàn chỉnh, đối tượng nghiên cứu rõ ràng, nên nó xứng đáng được xếp ngang hàng với các khoa học khác về Trái Đất, chẳng hạn như khoáng vật học hoặc bản đồ học, v.v.

Những kiến thức về địa mạo học cũng rất cần thiết đối với các khoa học khác về Trái Đất, nhất là trong các lĩnh vực kiến tạo, đặc biệt là *tân kiến tạo*, địa chất cấu tạo, địa chất Đệ tứ, cảnh quan, thổ nhưỡng học và địa lí thực vật, v.v. Nhiều khi nhờ áp dụng phương pháp địa mạo mà công việc nghiên cứu của một số ngành khoa học nói trên đạt được hiệu quả tốt hơn, nhanh hơn và ít tốn kém hơn, chẳng hạn như trong nghiên cứu địa chất cấu tạo, tân kiến tạo, lập bản đồ địa chất, tìm kiếm sa khoáng và dầu mỏ, v.v. Có thể nói rằng, ngày nay khoa học địa mạo đã thâm nhập vào mọi lĩnh vực có liên quan đến điều tra, khai thác hợp lí tài nguyên thiên nhiên và bảo vệ môi trường.

Lúc đầu, địa mạo học mới chỉ bao gồm hai bộ phận là địa mạo đại cương và địa mạo khu vực. Địa mạo đại cương có nhiệm vụ nghiên cứu những quy luật chung về hình thái, nguồn gốc, lịch sử và động học của địa hình với hai bộ phận chính liên quan mật thiết với nhau là địa mạo lục địa và địa mạo biển. Còn địa mạo khu vực thì áp dụng những lí thuyết ấy vào việc giải quyết những vấn đề địa mạo của từng lãnh thổ riêng biệt. Ngày nay, bản thân địa mạo đại cương cũng đã tách ra thành địa mạo hành tinh, địa mạo cấu trúc, địa mạo động lực, địa mạo khí hậu, cổ địa mạo và địa mạo lí thuyết.

Những hiểu biết về địa mạo học ngày càng tham gia có kết quả vào việc giải quyết những nhiệm vụ của nhu cầu thực tiễn và dần dần đã hình thành bộ môn địa mạo ứng dụng. Mục đích của nó là chỉ ra những khả năng và phương pháp ứng

dụng các kết quả nghiên cứu của địa mạo học vào các nghiên cứu địa lí, địa chất, trong tìm kiếm thăm dò khoáng sản và trong các hoạt động kinh tế đa dạng (trong xây dựng đường sá, cầu cống, công trình công nghiệp, đô thị, phát triển du lịch, thiết kế, quy hoạch đồng ruộng, v.v.). Ngày nay, vấn đề môi trường đã trở nên cấp bách, những kiến thức về hợp phần địa hình của môi trường đã trở nên rất hữu ích, bởi vì chính địa hình hiện thời cùng với lịch sử phát triển trong quá khứ và tương lai của nó là yếu tố quyết định sự phân bố năng lượng của các tổng thể địa lí và diễn biến của mọi quá trình tự nhiên khác, nghĩa là môi trường. Chính trên quan điểm đó, ta có thể nói đến “Địa mạo môi trường và các tai biến thiên nhiên và kĩ thuật”. Một bộ môn hết sức quan trọng của địa mạo học là thành lập bản đồ địa mạo. Các bản đồ địa mạo đã có những đóng góp lớn trong việc thể hiện những tri thức địa mạo nói chung và tạo ra khả năng sử dụng rộng rãi những tri thức ấy.

3. MỘT SỐ ĐIỂM PHƯƠNG PHÁP LUẬN CỦA ĐỊA MẠO HỌC

Để đảm đương được những vai trò nêu trên, địa mạo học phải luôn luôn kiên trì những điểm phương pháp luận sau đây:

- Địa mạo học xem địa hình như những sự vật có phát sinh, phát triển theo logic tiến hóa và là kết quả của tác động tương hỗ và đồng thời lên bề mặt Trái Đất của các quá trình nội sinh và ngoại sinh. Hai nhóm động lực này luôn đồng thời tồn tại và gây những tác động ngược nhau đối với mặt đất. Tùy thuộc vào tương quan mạnh yếu giữa chúng mà địa hình mặt đất sẽ phát triển theo những khuynh hướng khác nhau.

- Địa hình phải được nghiên cứu trong mối liên hệ cụ thể và chặt chẽ với đặc điểm của môi trường địa lí, xem nó như là một trong những hợp phần của môi trường vốn có khả năng tự điều chỉnh, nghĩa là nó luôn luôn có quan hệ tương hỗ và quan hệ chi phối nhân-quả với những hợp phần khác của môi trường địa lí. Nói cách khác, khi nghiên cứu địa hình ta phải chú ý đầy đủ đến toàn bộ quan hệ qua lại phức tạp giữa các địa quyển: thạch quyển, khí quyển, thủy quyển và sinh quyển, kể cả những tác động của con người. Theo đó, nhiệm vụ của địa mạo có thể tóm tắt trong những hướng sau đây:

- 1) Nghiên cứu đặc điểm hình thái của địa hình: xác định kích thước các dạng sơ đẳng (các chỉ tiêu trắc lượng-hình thái), mô tả diện mạo, cách sắp xếp, đặc điểm định hướng của chúng trong không gian và quan hệ giữa chúng với nhau về hướng.

- 2) Xác định nguồn gốc phát sinh và các bước phát triển của các dạng địa hình và những tập hợp của chúng (tức là các kiểu địa hình).

- 3) Nghiên cứu tính quy luật phát triển địa hình trong từng môi trường địa lí đặc thù và trên cơ sở đó xây dựng hệ thống phân loại địa hình theo nguồn gốc phát sinh.

4) Phát hiện những tập hợp khách quan của các dạng địa hình có liên quan với nhau về nguồn gốc phát sinh, lặp đi, lặp lại trong không gian một cách có quy luật, xuất hiện trong những điều kiện cấu trúc địa chất nhất định, hoặc trong những cách kết hợp nhất định của các nhân tố tạo địa hình (tức là những kiểu địa hình theo nguồn gốc phát sinh).

5) Nghiên cứu sự phân bố địa lí của các dạng và kiểu địa hình trong mối liên hệ với tính phân đới khí hậu hoặc bởi cách sắp xếp của các khối lục địa và đại dương.

Trong mỗi hướng nghiên cứu như vậy đều phải luôn luôn có quan điểm lịch sử, tức là nghiên cứu địa hình trong trạng thái vận động và phát triển.

4. VỀ CÁC PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU CỦA ĐỊA MẠO HỌC

Địa hình mặt đất là một hợp phần quan trọng của môi trường địa lí, đồng thời là sản phẩm của lịch sử phát triển địa chất. Nó phát triển trên nền tảng tương tác của hai nhóm tác nhân nội lực và ngoại lực. Trong tiến trình lịch sử địa chất, tương quan giữa hai nhóm động lực này luôn luôn thay đổi, do đó bản thân địa hình cũng luôn luôn biến đổi. Đó là nguyên nhân khiến cho địa hình mặt đất hết sức đa dạng và để có thể hiểu được bản chất của tính đa dạng ấy, địa mạo học phải sử dụng cả một hệ thống phong phú phương pháp nghiên cứu và, điều đặc biệt quan trọng là địa hình phải được nghiên cứu trong mối liên hệ chặt chẽ với hoàn cảnh môi trường địa lí cụ thể. Dưới đây sẽ liệt kê vắn tắt về những phương pháp này.

1) Phương pháp hình thái

Mục đích của phương pháp này là thông qua nghiên cứu định tính (mô tả diện mạo) và định lượng (đo đạc, phân tích các thông số trắc lượng-hình thái) địa hình mà góp phần giải quyết các vấn đề nguồn gốc và động thái của nó. Trong thực tiễn nhiều khi bản thân sự hiện diện của những dạng địa hình nào đó đã nói lên hoàn cảnh địa lí đã sinh ra chúng và cấu tạo địa chất trên đó chúng phát triển.

2) Phương pháp nham tướng - hình thái

Nội dung của phương pháp này là giải thích những đặc điểm hình thái và đặc điểm địa mạo nói chung thông qua các kết quả nghiên cứu nham tướng trầm tích. Ví dụ, tướng tích tụ đê cát ven bờ giải thích nguồn gốc biển của các giồng cát và cồn cát ven rìa các châu thổ, tướng hòng núi lửa của tập hợp khoáng vật giúp ta kết luận về nguồn gốc núi lửa của nhiều quả đồi rải rác ở Đông Nam Bộ và Tây Nguyên. Việc nghiên cứu nham tướng của các *trầm tích liên hệ* (*trầm tích so sánh*, *trầm tích nghịch đảo*) có ý nghĩa to lớn trong việc xác định tuổi và điều kiện thành tạo của địa hình.

3) Phương pháp địa mạo - cấu trúc

Nhằm xác định mối liên hệ giữa hình thái địa hình với cấu trúc địa chất về các mặt cấu trúc kiến tạo và thạch học, tìm ra sự phụ thuộc của hình thái địa hình đối với các điều kiện cấu trúc và thạch học trên cơ sở hiện tượng xâm thực chọn lọc (các loại đá mềm bị xâm thực mạnh hơn so với các loại đá cứng). Phương pháp này cũng là xuất phát điểm của bộ môn địa mạo-cấu trúc có vai trò to lớn trong những thành tựu của địa mạo học suốt nửa thế kỷ qua.

4) Phương pháp tân kiến tạo - hình thái

Đây là một phương pháp nhằm giải thích các đặc điểm địa mạo bằng mối quan hệ giữa địa hình với những biểu hiện của vận động tân kiến tạo. Phương pháp này được xây dựng trên cơ sở luận điểm cho rằng đại bộ phận địa hình mà ta thấy hiện nay đều được hình thành với vai trò chủ đạo của các vận động tân kiến tạo, nhất là đối với địa hình miền núi và các vùng sụt võng tân kiến tạo. Các vận động tân kiến tạo, dù là nâng hay hạ, đều ảnh hưởng trực tiếp tới cường độ hoạt động của các quá trình ngoại sinh, do đó, ảnh hưởng rất lớn tới đường nét và cách sắp xếp của các dạng địa hình.

5) Phương pháp địa lí - hình thái

Cơ sở lí luận của phương pháp này xuất phát từ tính thống nhất của môi trường địa lí, nghĩa là khả năng tự điều chỉnh của nó, mà trong đó địa hình là một hợp phần. Khi môi trường địa lí biến đổi tức là điều kiện phát triển địa hình thay đổi, do đó địa hình tồn tại trước đó không còn phù hợp với hoàn cảnh mới và phải bị biến đổi theo (giống như sự thích nghi của cơ thể đối với sự thay đổi của môi trường). Trái lại, khi địa hình biến đổi thì các yếu tố khác của môi trường địa lí cũng bị biến đổi theo, (ví dụ sau khi xuất hiện một dãy núi cao, nó sẽ làm thay đổi điều kiện phân chia nước, chắn mưa và ngăn cản sự lưu thông của các khí đoàn, v.v.). Phương pháp địa lí - hình thái, do đó, có mục đích giải thích địa hình qua việc nghiên cứu các điều kiện địa lí và sự biến đổi của chúng.

6) Phương pháp địa mạo động lực được sử dụng để phát hiện sự biến đổi của địa hình, tìm ra những động lực và quá trình tác động lên địa hình trong mối liên hệ với điều kiện cấu trúc địa chất, vận động tân kiến tạo và những điều kiện khí hậu hiện đại. Phương pháp này không những giúp giải thích mà còn dự báo được sự phát triển của địa hình. Ví dụ, các khối trượt đất thường phát triển trên những cấu tạo địa chất có thể nằm trùng với hướng dốc của sườn và có những lớp đá thấm nước (ví dụ cát, cát kết) xen kẽ với những lớp không thấm nước (sét, đá sét). Vì vậy, trong những điều kiện tương tự thì rất có thể xảy ra hiện tượng trượt đất.

7) Phương pháp cổ địa mạo được áp dụng trong nghiên cứu nhằm dựng lại các giai đoạn của lịch sử phát triển địa hình, xác định tuổi địa hình. Nó có tác dụng to lớn trong các công trình nghiên cứu tìm kiếm khoáng sản sa khoáng, tìm kiếm và đánh giá tiềm năng và chất lượng nước ngầm, v.v. Cơ sở lí luận của phương pháp này là thuyết thực tại luận, dùng những quy luật phát triển địa hình hiện tại để soi sáng cho đặc điểm địa mạo trong quá khứ.

Những phương pháp nghiên cứu được trình bày vắn tắt trên đây cho ta ý niệm về hướng nghiên cứu của địa mạo học, còn trong từng trường hợp cụ thể, người ta phải áp dụng thêm hàng loạt phương pháp bổ trợ.

Phương pháp tuy nhiều như vậy, nhưng khi tiến hành những công trình nghiên cứu địa mạo, ta không thể chỉ sử dụng chúng một cách riêng rẽ mà phải vận dụng quan điểm tổng hợp, phải biết kết hợp nhiều phương pháp theo yêu cầu cụ thể. Cách làm như vậy được gọi là *phân tích địa mạo*.

Trong hệ thống các phương pháp nghiên cứu địa mạo còn phải kể đến một số phương pháp, đúng hơn là những *kĩ thuật*, hiện đại rất hữu hiệu. Đó là *kĩ thuật viễn thám* và *công nghệ GIS (hệ thống thông tin địa lí)*. Nhờ những kĩ thuật này, người ta có được những thông tin quý giá, vừa nhanh chóng, vừa giảm được giá chi phí, vừa bao quát được những không gian rộng lớn, đôi khi là những không gian khó hoặc không thể tiếp cận được bằng những phương pháp truyền thống và đặc biệt là thu được những thông tin lặp lại sau những khoảng thời gian tùy ý rất hữu ích cho việc nghiên cứu địa mạo động lực.

5. KHẢO SÁT ĐỊA MAO

Các công trình nghiên cứu địa mạo có thể được tiến hành dưới những hình thức nghiên cứu thực địa, nghiên cứu trong phòng và nghiên cứu thực nghiệm.

1) Nghiên cứu trong phòng

Đây là khâu công việc cần thiết đối với bất kì công trình nghiên cứu địa mạo nào. Hình thức nghiên cứu này có hai trường hợp.

- Đối với một công trình nghiên cứu địa mạo hoàn chỉnh, đây là một giai đoạn làm việc mang tính chất chuẩn bị cho công việc ngoài thực địa: nghiên cứu sơ bộ khu vực về các mặt cần thiết qua các tài liệu đã có, kể cả các loại bản đồ, các loại ảnh hàng không và ảnh vệ tinh. Trên cơ sở đó, xây dựng những ý niệm đầu tiên về tình hình địa mạo lãnh thổ cần nghiên cứu, dự kiến và đề xuất những vấn đề cần quan tâm chi tiết hơn trong tiến trình khảo sát thực địa. Phần công việc thứ hai là tổng kết những tài liệu đã thu thập được sau thực địa.

- Trường hợp thứ hai là công trình nghiên cứu nhằm tổng hợp những văn liệu địa mạo và các tài liệu khác, không có giai đoạn thực địa.

2) Nghiên cứu thực địa

Có hai trường hợp: nghiên cứu theo lộ trình và nghiên cứu ở các trạm cố định.

- **Nghiên cứu lộ trình** là loại hình công việc phổ biến hơn cả. Trong khi nghiên cứu một lãnh thổ nào đó, tùy theo tỉ lệ, người ta phủ lãnh thổ đó bằng một mạng lưới lộ trình với mật độ theo yêu cầu của quy phạm. Trong quá trình làm việc sẽ thu thập tài liệu cho từng vấn đề cần phải giải quyết và thành lập bản đồ địa mạo. Tỉ lệ của bản đồ địa mạo được quy định bởi nhiệm vụ và mục đích của công trình nghiên cứu. Về mặt phương pháp, phải luôn luôn quan tâm đến tính khách quan của các dạng tài liệu nhật ký thực địa, phản ánh trung thành những gì đã quan sát được. Cuối mỗi ngày hoặc cuối mỗi lộ trình đều phải chỉnh lí ngay những điều đã ghi chép được một cách khách quan và đúng quy phạm.

- **Nghiên cứu địa mạo ở trạm:** Việc nghiên cứu địa mạo ở các trạm cố định có mục đích nhằm thu thập những tài liệu để giải quyết những vấn đề định lượng của các quá trình và hiện tượng địa mạo, ví dụ theo dõi tốc độ xói lở hoặc tích tụ bờ biển, bờ hồ chứa nước nhân tạo, tốc độ phát triển của các khối trượt đất, tốc độ xói mòn đất trên sườn dốc, v.v. Những nghiên cứu này có ý nghĩa quan trọng cả về lí luận cũng như thực tiễn, giúp ta dự báo được nhiều hiện tượng, phòng tránh được các tai biến thiên nhiên.

3) Nghiên cứu địa mạo thực nghiệm

Nhằm nghiên cứu một cách sâu sắc và định lượng cơ chế và điều kiện thành tạo địa hình, người ta đã tiến hành thực nghiệm với nhiều quá trình và hiện tượng trong phòng thí nghiệm bằng cách mô hình hóa, mô phỏng chúng giống như trong tự nhiên, nhưng rút ngắn thời gian và thu nhỏ kích cỡ để quan trắc tốc độ, cường độ, hướng phát triển. Chẳng hạn, từ những mô hình về hoạt động của sóng, của các dòng bồi tích bờ và đáy, của hoạt động tân kiến tạo dải bờ và đáy biển nông, người ta đã xây dựng được những lí luận về *địa mạo cấu trúc* bờ và đáy biển nông. Bằng việc mô hình hóa các điều kiện nhiệt độ, lượng mưa, nồng độ cacbonic trong không khí, người ta đã xác định được sự biến thiên tốc độ hoà tan đá vôi trong những điều kiện tự nhiên khác nhau.

Chương 1

MỘT SỐ KHÁI NIỆM CƠ BẢN

1.1. KHÁI NIỆM ĐỊA HÌNH

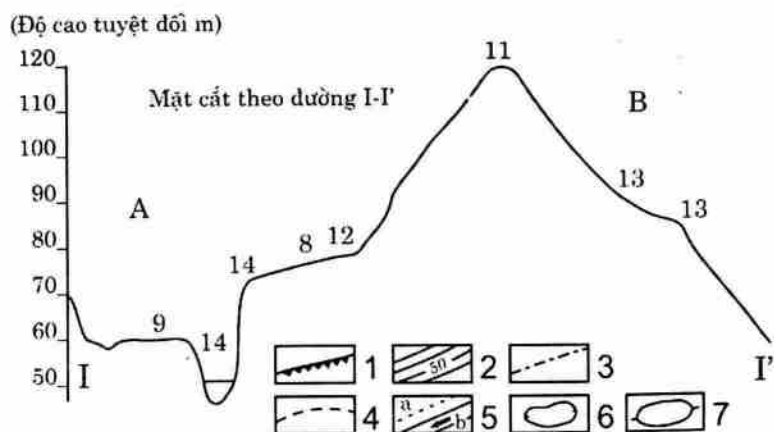
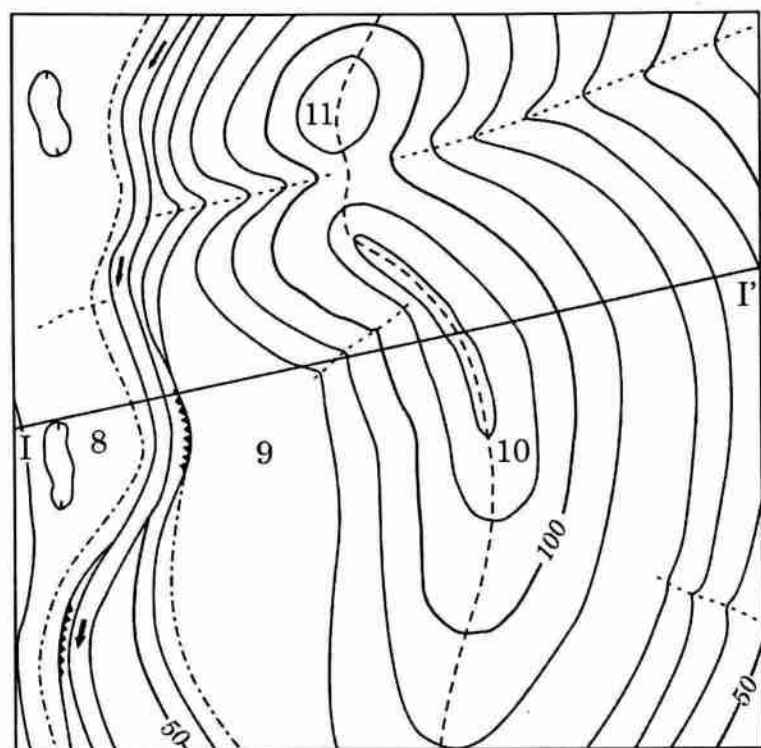
Địa hình là một khái niệm được sử dụng rộng rãi trong khoa học và đời sống để mô tả diện mạo bề mặt lớp vỏ cứng của Trái đất. Nó là tập hợp của vô vàn những thể gồ ghề, lồi lõm hoặc tương đối bằng phẳng, phân cách với nhau bởi những đường ranh giới ít nhiều rõ ràng, tức là tập hợp của các *dạng địa hình* (ví dụ quả đồi, con sông, gò đất, quả núi, đụn cát, bãi bồi, doi cát, v.v.). Nhiệm vụ của địa mạo học là phải giải thích và phân loại các dạng địa hình và những tập hợp của chúng nên không chỉ dừng lại ở việc mô tả diện mạo của bề mặt Trái Đất mà còn phải tìm hiểu nguồn gốc phát sinh và lịch sử phát triển của nó, bởi vậy, mỗi dạng địa hình đều cần được phân tích một cách toàn diện.

Dạng địa hình có thể là một khối nhô cao so với bề mặt nằm ngang, gọi là *địa hình dương*, hoặc có thể lõm xuống, gọi là *địa hình âm*. Mỗi dạng địa hình lại bao gồm những yếu tố thành phần, đó là *bề mặt* (như bề mặt đỉnh, các bề mặt sườn, gọi là các *bề mặt sơ đẳng*), các *đường* và các *điểm đặc trưng* (H.1). Các dạng địa hình thường được sắp xếp, kết hợp với nhau theo những quy luật nhất định để tạo thành những đơn vị địa hình cấp cao hơn. Tập hợp các dạng địa hình liên kết với nhau một cách có quy luật, có quan hệ mật thiết với nhau về nguồn gốc phát sinh và cùng tồn tại trên cùng một không gian mặt đất nhất định được gọi là kiểu địa hình, ví dụ kiểu địa hình đồng bằng sông (gọi là đồng bằng aluvi), kiểu địa hình đồng bằng biển, kiểu địa hình đồi xâm thực - bóc mòn, kiểu địa hình cao nguyên dung nham, v.v. Nhiều kiểu địa hình có thể được gộp lại với nhau theo những dấu hiệu giống nhau về nguồn gốc phát sinh và phát triển thành *nhóm kiểu địa hình*. Có hai nhóm kiểu địa hình chính được phân biệt theo cơ chế thành tạo, đó là nhóm kiểu địa hình bào mòn và nhóm kiểu địa hình tích tụ. Cũng có khi người ta nói đến nhóm kiểu địa hình kiến tạo nguyên thủy, nhưng chỉ là trên phương diện lý thuyết, bởi vì chúng hầu như không tồn tại ở nguyên dạng mà đều bị các quá trình bóc mòn hoặc tích tụ cải biến ngay từ lúc mới xuất hiện.

1.2. KHÁI NIỆM VỀ HÌNH THÁI ĐỊA HÌNH

Diện mạo bên ngoài, hay là hình thái địa hình có ý nghĩa hết sức quan trọng đối với sự phân bố lại vật chất và các dạng năng lượng tự nhiên trên bề mặt Trái

Đất. Việc xác định các đặc trưng hình thái của địa hình là một trong ba nhiệm vụ bắt buộc của địa mạo học, bởi vì chúng chi phối hoạt động của các quá trình tạo thành và cải biến địa hình, quy định khả năng sử dụng địa hình cho những mục đích khác nhau, và nhiều khi phản ánh những thông tin quan trọng về địa chất, nhất là thạch học và kiến tạo. Trong địa mạo học, người ta quan tâm đến hai loại thông tin về hình thái: hình thái mô tả và hình thái trắc lượng.



Hình 1. Các dạng địa hình và những yếu tố hình thái của chúng trên bình đồ và trong mặt cắt

1. Vách dốc; 2. Sườn dốc - thể hiện bằng những đường bình độ dày- và bề mặt tương đối bằng phẳng, đường bình độ thưa; 3. Đường bình độ phụ để thể hiện những chỗ uốn trên mặt đất; 4. Đường phân thủy; 5. Đường tụ thủy (a) và lòng sông (b); 6. Dạng địa hình âm đơn giản khép kín; 7. Dạng địa hình dương đơn giản; 8-9. Dạng địa hình dương kéo dài (8. Bậc thềm, 9. Bãi bồi) 10. Đường sống núi; 11. Điểm đỉnh núi; 12. Điểm chân sườn; 13. Điểm thay đổi độ dốc; 14. Mép vách dốc. A. Dạng địa hình âm phức tạp (thung lũng); B. Dạng địa hình dương phức tạp (quả núi).

Hình thái mô tả, mà trong thực tiễn người ta thường gọi vắn tắt là hình thái, bao gồm các yếu tố diện mạo bề ngoài của địa hình như: độ cao khái quát (cao, thấp, trung bình, sâu, nông), độ dốc khái quát (dốc, thoải, vừa), hình dạng bề mặt đỉnh và sườn (bằng phẳng, hơi nghiêng, nghiêng, dốc, gồ ghề, sắc nhọn, lượn sóng, v.v.), cách sắp xếp (rời rạc, thành nhóm, thành dải, dãy và có tính định hướng, v.v.) và hình khối (rộng, hẹp, dạng khối đồ sộ, dạng vòm, dạng chóp), v.v.

Hình thái trắc lượng bao gồm những thông tin định lượng về độ cao tương đối, độ cao tuyệt đối, độ chia cắt ngang, độ dài, độ dốc sườn và bề mặt, độ uốn khúc của các dòng sông, v.v. Tất cả những thông tin đó được thể hiện dưới dạng các chỉ số và hệ số.

Khái niệm về tạo hình thái. Trong địa mạo học, ta thường gặp thuật ngữ *tạo hình thái* (morphogenesis) diễn tả sự thay đổi trong diện mạo địa hình để đối lập lại với trạng thái yên tĩnh, không biến đổi hoặc biến đổi đồng dạng với chính mình của các dạng địa hình. Đây là một khái niệm được vận dụng nhiều trong địa mạo khí hậu và địa mạo-thổ nhưỡng. Khi bề mặt được lớp thổ nhưỡng và lớp thực vật bảo vệ chống lại các quá trình bào mòn, các quá trình sườn cường độ lớn và tốc độ nhanh thường không phát triển, ta có cảm giác như địa hình ngưng lại, không phát triển. Khi đó người ta nói là không có hiện tượng tạo hình thái. Trái lại, khi quá trình phong hóa vật lí phát triển mạnh, đặc biệt trong các miền khí hậu khô nóng và khí hậu băng giá, lớp thực vật bị phá hủy, trở nên thưa thớt, thậm chí trơ trụi, lớp thổ nhưỡng bị bào mòn nhanh chóng, bề mặt sườn bị bóc lộ mạnh mẽ, hình dáng bề mặt bị biến đổi không ngừng và đôi khi rất nhanh, chẳng hạn sau những trận đổ lở lớn. Đó là trường hợp hiện tượng tạo hình thái phát triển mạnh.

1.3. KHÁI NIỆM VỀ NGUỒN GỐC ĐỊA HÌNH

Một trong những nhiệm vụ khó khăn nhất và quan trọng nhất của địa mạo học là việc xác định cơ thức hình thành của các dạng địa hình. Từ thời cổ đại, con người đã tìm cách giải thích hình dạng Trái Đất và sự phân bố của lục địa và đại dương, nhưng phần nhiều còn mang sắc thái hoang đường. Bắt đầu từ thời kì Phục Hưng, do những phát hiện của nghề khai khoáng, địa chất học và một số khoa học tự nhiên khác, mới bắt đầu có những tư duy khoa học về nguồn gốc địa hình. Địa mạo học hiện đại đã giải thích được quá trình *phát sinh*, *phát triển* và *quy luật phân bố* của phần lớn các dạng địa hình trên bề mặt Trái Đất, từ cỡ lớn nhất là các khối lục địa và bốn đại dương, đến những dạng nhỏ hơn, thậm chí cả các dạng vi địa hình. Đạt được những thành tựu ấy là nhờ địa mạo học đã có phương pháp luận đúng đắn: cũng như mọi sự vật trong tự nhiên, các dạng địa hình cũng là những thành tạo có phát sinh, phát triển và cuối cùng thoái hóa để tạo ra những dạng địa hình khác. Nói cách khác, toàn bộ sự đa dạng, muôn màu muôn vẻ của địa hình có thể

được hệ thống hóa thành những dãy phát sinh nhất định và các dạng cụ thể quan sát được ngày nay thể hiện những giai đoạn kế tiếp nhau của chúng trong những dãy phát sinh ấy. Sự phát sinh, phát triển phức tạp này phụ thuộc chặt chẽ vào hai nhóm động lực chủ yếu là nội lực và ngoại lực. Các quá trình ngoại sinh, như quá trình gió, các loại dòng chảy của nước trên mặt, sóng biển, sóng hồ, các quá trình do hoạt động của băng tuyết, sinh vật, v.v, có cùng nguồn gốc sâu xa là năng lượng mặt trời và cách phân bố của nó trên bề mặt địa cầu, còn các quá trình nội sinh bao gồm vận động kiến tạo của vỏ Trái Đất, các quá trình lí, hóa trong lòng đất, hoạt động của núi lửa, động đất và cấu trúc địa chất. Hai nhóm lực này luôn luôn cùng tồn tại, tranh giành ảnh hưởng với nhau và gây ra những tác dụng ngược nhau đối với địa hình. Tương quan giữa chúng quyết định sự vận chuyển vật chất trên bề mặt và trong lớp vỏ quả đất, đồng thời quy định sự xuất hiện của các dạng địa hình trong từng trường hợp cụ thể. Cần nhấn mạnh là trong quan hệ song phương này, vai trò của nội lực mang tính chủ động, bởi vì chính chúng làm cho địa hình mấp mô, tạo ra những khối trồi và vực thẳm, trên đó sẽ diễn ra các quá trình ngoại sinh cụ thể tùy thuộc vào điều kiện khí hậu của địa phương để giảm bớt dần sự mấp mô và cuối cùng san phẳng chúng.

Tuy nhiên, trong cơ chế thành tạo các dạng địa hình cỡ lớn, như các hệ thống núi, các miền đồng bằng rộng lớn, các đại lục, đại dương, còn có những điều mang tính giả thuyết. Trước đây, những giả thuyết ấy thường dựa trên cơ sở học thuyết kiến tạo địa mảng, trong đó vai trò chủ yếu thuộc về vận động thẳng đứng, còn các vận động ngang chỉ được xem như hợp phần thứ yếu. Sự ra đời của học thuyết kiến tạo mảng từ hơn 30 năm nay đã gợi ra những cách lí giải mới và ngày càng có sức thuyết phục hơn về nguồn gốc của các dạng địa hình cỡ hành tinh, như các lục địa, đại dương và các vành đai núi, v.v.

Có được nhận thức đúng đắn về nguồn gốc phát sinh và các dãy phát triển của địa hình, áp dụng một hệ thống phương pháp nghiên cứu thích hợp cho từng trường hợp cụ thể, nhà địa mạo có thể giải thích được bản chất của bất kì dạng địa hình nào. Nói một cách khác, địa mạo học hoàn toàn có đủ khả năng phân biệt được trong địa hình hiện tại đâu là những dạng di lưu của quá khứ và đâu là những dạng đang hình thành và đang phát triển. Đó cũng chính là cơ sở khoa học của việc dự báo hướng phát triển trong tương lai của từng dạng địa hình hoặc của từng khu vực mặt đất, một nhiệm vụ hàng đầu của hướng nghiên cứu địa mạo ứng dụng.

1.4. KHÁI NIỆM VỀ TUỔI ĐỊA HÌNH

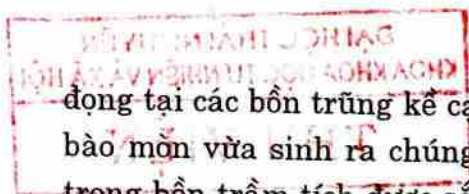
Việc xác định tuổi địa hình là một trong ba nhiệm vụ hàng đầu của khoa học địa mạo, bởi vì nó cho phép khôi phục được lịch sử phát triển của địa hình, thấy được những giai đoạn phát triển kế tiếp nhau mà nó đã trải qua, nghĩa là giải quyết những vấn đề cổ địa lí nói chung và cổ địa mạo nói riêng.

Tuổi của địa hình nào đó là khoảng thời gian, trong đó nó đã được hình thành và các dạng của nó vẫn còn giữ được những đường nét chính cho tới ngày nay. Như vậy, khi nói tuổi địa hình tức là muốn nói tới tuổi của địa hình cổ mà bây giờ ta còn thấy được dạng tương đồng, dạng gần giống của nó. Điều đó dễ hiểu, bởi vì địa hình luôn luôn biến đổi do chịu tác động liên tục của các quá trình nội sinh và ngoại sinh; còn nếu như một dạng địa hình đã bị biến đổi hoàn toàn thì nó đã trở thành dạng địa hình khác và tuổi của dạng địa hình mới này cũng đã khác hẳn. Ví dụ, tại khu vực thị xã Sơn Tây, nhiều nhà địa mạo và địa chất Đệ Tứ đã xác nhận có bậc thêm II của sông Hồng cao 20 - 25 m, được thành tạo bởi trầm tích aluvi tuổi Pleistocen giữa, hệ tầng Hà Nội ($aQ_{II}hn$). Như vậy, bậc thêm này có tuổi Q_{II} . Tuy vậy, hiện nay những khu vực bằng phẳng tạo thành những khoảnh ít nhiều liên tục đúng với định nghĩa về một bậc thêm sông còn lại không nhiều, đa số đã bị chia cắt thành những quả đồi sườn thoải, đỉnh tương đối mềm mại. Tuổi của những quả đồi - thêm ấy đã không còn là Q_{II} nữa, bởi chúng đã trở thành những quả đồi xâm thực có tuổi thành tạo kéo dài từ Pleistocen giữa đến nay (Q_{II-IV}).

Tuổi địa hình có thể xác định bằng số năm, gọi là *tuổi tuyệt đối*, nhờ phương pháp định lượng chất đồng vị phóng xạ trên cơ sở bán chu kỳ phân hủy của chất phóng xạ có trong thành phần nham thạch (vì vậy, ngày nay còn được gọi là *tuổi phóng xạ*), hoặc tuổi tương đối - dựa theo thang niên đại địa chất (ví dụ trường hợp bậc thêm II ở Sơn Tây nói trên có tuổi tương đối là Pleistocen trung-Holocen (Q_{II-IV})). Khi không có điều kiện để xác định cả hai loại tuổi trên, trong một số trường hợp, người ta có thể tạm xác định tuổi tương đối giữa các bậc địa hình với nhau trên cơ sở quy luật chung: bậc càng cao thì tuổi càng cổ hơn, hoặc ngược lại, tùy từng trường hợp cụ thể.

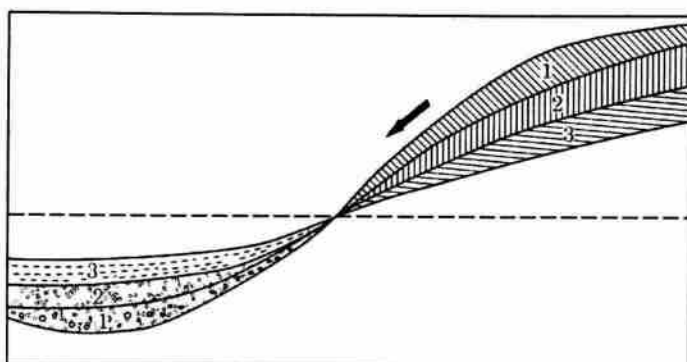
Cần chú ý rằng tuổi của dạng địa hình có thể khác với tuổi của các bộ phận thành phần của chính nó, và ngay ở một nơi, các dạng địa hình thuộc những cấp khác nhau lại có tuổi khác nhau. Chẳng hạn, một dãy núi nhìn toàn cục được hình thành vào Pliocen, nhưng nghiên cứu chi tiết hơn, ta lại có thể phát hiện được những bề mặt bóc mòn tương đối bằng phẳng ở phần đỉnh là những mảnh còn sót lại của bề mặt bóc mòn trước Pliocen, và ở phía dưới của sườn lại còn có những bề mặt trẻ hơn Pliocen, tương ứng với những bậc thêm sông có tuổi từ Pleistocen sớm (Q_I) đến Holocen (Q_{IV}), v.v.

Việc xác định tuổi đặc biệt khó khăn đối với các dạng địa hình bóc mòn, bởi vì ở đây bề mặt địa hình không trùng với bề mặt địa chất (bề mặt của lớp trầm tích trên mặt). Trong trường hợp này, người ta phải xác định nó gián tiếp qua tuổi của trầm tích đồng sinh với bề mặt bào mòn của địa hình, tức là áp dụng phương pháp trầm tích so sánh. Nội dung của phương pháp này có thể tóm tắt như sau: trong khi các quá trình ngoại sinh bào mòn mặt đất để tạo ra các dạng địa hình bóc mòn thì đồng thời chúng cũng tạo ra các vật liệu vụn và vận chuyển chúng xuống lắng



động tại các bồn trũng kế cạnh. Như vậy là các trầm tích này cùng tuổi với bề mặt bào mòn vừa sinh ra chúng. Có điều đặc biệt là thứ tự tuổi trẻ - cổ của các tầng trong bồn trầm tích được sắp xếp ngược lại so với trên dạng địa hình dương tương ứng (H. 2, chú ý các số 1,2,3 có thứ tự ngược nhau). Nếu xác định được tuổi địa chất của trầm tích trong bồn tích tụ, ta sẽ biết được tuổi của bề mặt bóc mòn tương ứng.

Đối với các dạng địa hình tích tụ thì tuổi có thể được xác định dễ dàng hơn, bởi vì bề mặt địa hình trùng với bề mặt địa chất, nghĩa là nếu xác định được tuổi địa chất của trầm tích, ta sẽ biết được tuổi của bản thân dạng của địa hình tích tụ.



Hình 2. Hình minh họa trầm tích so sánh, đồng sinh với bề mặt bào mòn

Đối với các dạng địa hình bị chôn vùi, tuổi của nó được xác định theo tuổi của trầm tích phủ trên và trầm tích nằm dưới bề mặt của nó.

Khi các tầng trầm tích cấu thành nên các dạng địa hình tích tụ không chứa di tích cổ sinh vật và khảo cổ (gọi là những tầng câm), người ta suy luận tuổi của dạng địa hình bằng phương pháp ranh giới tuổi hoặc bằng phương pháp phân tích sự chuyển tiếp nham tướng. Nội dung của phương pháp ranh giới tuổi là nếu biết tuổi của tầng trầm tích nằm kế ngay phía trên và phía dưới tầng câm, thì tuổi của tầng câm này chính là khoảng thời gian giữa hai ranh giới tuổi đã biết đó.

1.5. KHÁI NIỆM VỀ NIÊN BIỂU ĐỊA CHẤT

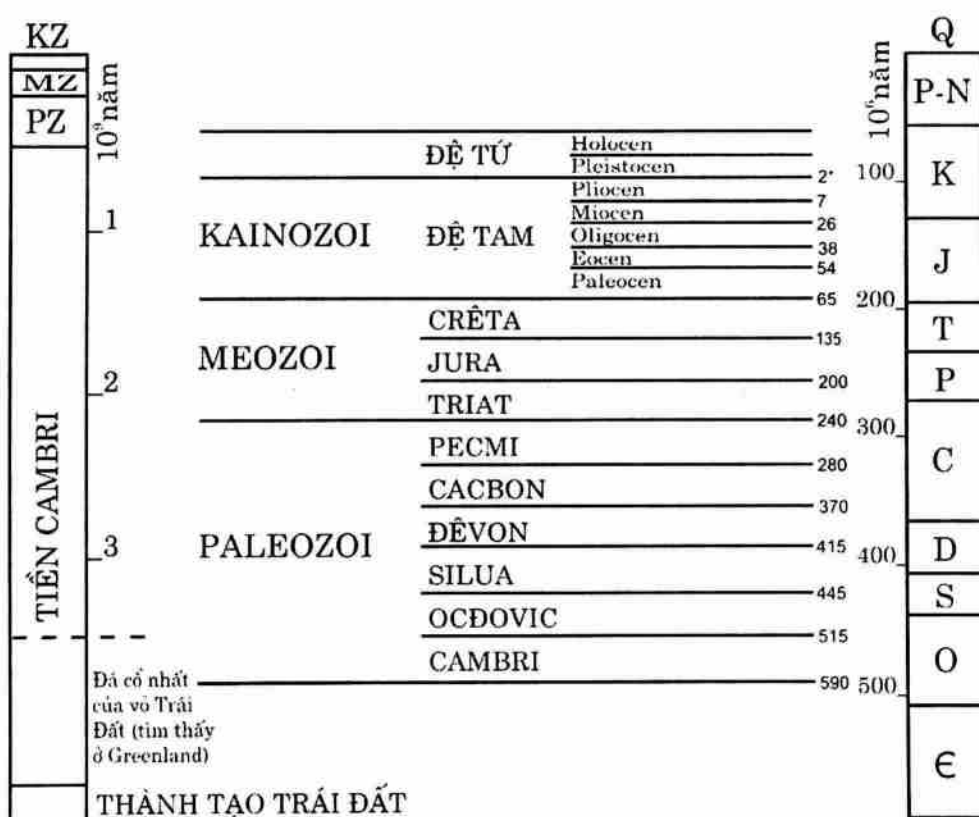
Thang niên đại địa chất đã được xây dựng từ thế kỷ 19 và cho đến nay, trừ một số thay đổi không đáng kể, vẫn được sử dụng có hiệu quả (H.3). Đối với việc xác định tuổi địa hình, đáng quan tâm hơn cả là thang niên đại địa chất Kainozoi muộn, bởi vì phần lớn các nhà địa mạo đều cho rằng tuyệt đại đa số dạng địa hình mà ngày nay quan sát được đã hình thành và phát triển trong kỷ Đệ Tứ, chỉ một số ít có tuổi cổ hơn, nhưng cũng không vượt quá kỷ Đệ Tam muộn.

Việc thiết lập một thang niên đại đáng tin cậy cho thời đoạn này là rất khó khăn vì bốn lí do sau đây:

- Trên các lục địa hiện nay ít khi gặp được các tầng trầm tích biển có diện tích và bề dày đáng kể, còn các trầm tích lục địa thì phân bố thành từng mảng rời rạc, nghèo hóa thạch và thông thường chỉ ứng với những khoảng địa tầng hạn hẹp, do đó rất khó liên hệ chúng với nhau;

- Khoảng thời gian Kainozôi muộn nhìn chung ngắn ngủi, do đó sự tiến hóa của thế giới sinh vật bị hạn chế, nên cho dù trong trầm tích có hóa thạch thì giá trị chỉ thị địa tầng của chúng cũng không cao;

- Ngày nay, người ta đã biết rằng trong Kainozôi muộn thường xảy ra những biến động khí hậu đột ngột, ít ra là bảy - tám lần và rất khó phân tách các pha của chúng để có thể khôi phục được toàn bộ dãy niên đại địa tầng trên cơ sở những dữ kiện rời rạc;



*Hội Địa tầng Quốc tế họp tại Hoa Kỳ năm 1989 đã quyết định lấy thời điểm 1,6 triệu năm làm ranh giới giữa Neogen và Đệ tứ

Hình 3. Thang niên đại địa chất quốc tế (trích theo R.J.Rice, 1978)

- Cuối cùng là do chưa có được một phương pháp thống nhất để xác định tuổi tuyệt đối, do đó có thể gây nghi ngờ đối với toàn bộ sự phân chia địa tầng Kainozôi muộn. Thực vậy, phương pháp phóng xạ Uran, Thori chỉ áp dụng được với các loại đá cổ hơn 100 triệu năm, phương pháp Rb/Sr khó có thể áp dụng được cho các loại đá trẻ hơn 20 triệu năm, phương pháp K/Ar thích hợp đối với việc xác định tuổi các

đá trẻ hơn 30 000 năm (nhưng lại khó tin được vào độ chính xác của nó vì lượng Ar phóng xạ trong trầm tích rất nhỏ bé), còn phương pháp đồng vị phóng xạ C^{14} thì chỉ có thể áp dụng được cho thời đoạn 50 000 năm trở lại đây, nhưng độ tin cậy cũng không cao. Mặc dù vậy, phương pháp C^{14} đã rất có ích trong việc nghiên cứu địa tầng Pleistocen muộn và Holocen.

Về ranh giới Pliocen - Pleistocen

Đối với địa mạo học, nhất là đối với vấn đề tuổi địa hình, đây là một mốc địa tầng quan trọng, bởi vì nó sẽ là cơ sở để định tuổi cho đại bộ phận các dạng địa hình mặt đất hiện nay. Mặc dù đã có rất nhiều cuộc tranh luận về các chỉ tiêu để vạch ranh giới này, nhưng cho đến nay vẫn chưa đạt được một ý kiến thống nhất. Rõ ràng là khi còn chưa xác định được chỉ tiêu chính xác thì cũng không thể xác định được tuổi chính xác của ranh giới này. Người ta không thể dùng phương pháp cổ sinh - địa tầng, bởi vì, như trên đã nói, quá trình tiến hóa của sinh giới vào Kainozôi muộn bị ảnh hưởng phức tạp bởi những biến đổi đáng kể của khí hậu.

Nhiều người cho rằng một đặc điểm quan trọng của kỉ Đệ Tứ là sự phát triển rộng rãi của băng hà đại lục ở Châu Âu và Bắc Mỹ, do đó thời kì hạ thấp mạnh mẽ nhiệt độ đầu tiên chính là dấu hiệu phân chia ranh giới Pliocen - Pleistocen. Tại Hội nghị Địa chất Quốc tế năm 1948, quan điểm này đã được nhất trí thông qua và thỏa thuận liên hệ ranh giới này với thời gian xuất hiện đột ngột các loài ưa lạnh ở phần trên của loạt trầm tích biển liên tục tuổi Pliocen ở miền nam Italia. Tuy nhiên, ngay cả sau khi có thỏa thuận này, việc liên hệ các sự kiện giữa các khu vực khác nhau trên thế giới vẫn rất khó khăn và còn nhiều mâu thuẫn. Ví dụ, đối với Californi và Alasca, những di tích về đợt lạnh đột ngột đầu tiên dưới dạng các trầm tích băng hà nằm xen kẽ với các đá phun trào có tuổi tuyệt đối 2,7 triệu năm, còn thời gian mà lục địa Nam Cực bắt đầu bị khiên băng bao phủ là 15 triệu năm, tức là từ thời Miocen.

Mặc dù vậy, ngày nay người ta đã có những số liệu chứng tỏ rằng cách đây khoảng từ 2 đến 3 triệu năm, Trái Đất đã trải qua những dao động khí hậu mạnh mẽ nhất, mặc dù trước đó có thể cũng đã có những thời kì hóa lạnh, nhưng với mức độ yếu hơn. Nếu kết hợp đặc trưng nổi bật này với một đặc trưng không kém phần độc đáo khác là sự xuất hiện của con người mà phát hiện ở Đông Phi gần đây cho tuổi tuyệt đối tới 2,7 triệu năm thì ranh giới Pliocen - Pleistocen khoảng 2 triệu năm là có thể chấp nhận được.

Về ranh giới Pleistocen - Holocen

Đây cũng là một vấn đề không kém phần phức tạp. Những gì ta biết được đều chứng tỏ là đợt nắng ấm sau băng hà cuối không có đặc điểm gì khác những đợt gian băng trước trong kỉ Đệ Tứ. Vì lí do đó, một số người cho rằng không nên phân biệt thế Holocen với thế Pleistocen mà nên coi là chúng ta đang sống ở một trong

những thời kì gian băng của Pleistocen. Song, phải thừa nhận rằng thời điểm bắt đầu giai đoạn sau băng hà không đồng đều trên thế giới: trong khi ở nơi này đã nóng ẩm, thì nhiều nơi khác vẫn còn bị băng hà bao phủ, vì vậy, tốt nhất là vẫn nên quy ước một ranh giới phân biệt Holocen với Pleistocen. Hiện nay, được sử dụng rộng rãi hơn cả là ranh giới do các nhà khoa học Scandinavian đề nghị trên cơ sở kết quả phân tích bào tử - phấn hoa chứng tỏ vào khoảng 10 000 năm trước đây đã bắt đầu rõ rệt một thời kì nắng ấm sau băng hà. Đó cũng chính là lúc đợt biển tiến Flandrian trở nên rõ nét để đạt cực đại vào khoảng cách đây 6 000 năm.

Ở nước ta, vấn đề ranh giới Pliocen - Pleistocen và Pleistocen - Holocen cũng luôn được đề cập tới trong các nghiên cứu cổ địa lí và địa chất Đệ Tứ. Chúng ta không có những trầm tích băng hà nên không thể áp dụng mấy mốc những kết luận trên đây. Tuy nhiên, ảnh hưởng của các thời kì băng hà (hóa lạnh) và gian băng (nóng ẩm) chắc chắn được phản ánh trong phức hệ bào tử - phấn hoa, kể cả đối với điều kiện nhiệt đới gió mùa. Đó cũng là hướng nghiên cứu đúng đắn được tiến hành ở nước ta, và các nhà nghiên cứu đã bước đầu thoả thuận được về dấu hiệu thạch học - trầm tích đối với hai ranh giới này.

Nhiều nghiên cứu trầm tích các hồ cận nhiệt đới có kích thước lớn ở Mĩ và Trung Á cho thấy có sự biến đổi khí hậu trên Trái Đất tương ứng với các đợt băng hà và gian băng và đã chứng minh rằng vào thời kì băng hà, nhiệt độ trên toàn Trái Đất giảm, nhưng sự biến đổi chế độ ẩm - khô hạn thì có sự phân hóa theo các đới, trong đó toàn bộ hệ thống các đới địa lí bị dịch chuyển về phía xích đạo và, ngược lại, vào thời kì gian băng thì Trái Đất trở nên nóng ẩm, còn hệ thống các đới địa lí thì dịch chuyển về phía cực. Như vậy, thiên nhiên nước ta đã từng nhiều lần thay đổi từ nhiệt đới ẩm vào các thời kì gian băng (như hiện nay) mà nhiều nhà khoa học gọi là "*các thời kì mưa*" thành cận nhiệt đới ít mưa, ít ẩm hơn mà nhiều người gọi là những "*thời kì gian mưa*" (tức là có sự xen kẽ giữa các thời kì mưa và gian mưa, giống hoặc tương ứng như băng hà và gian băng). Có lẽ chính là vào những thời kì khô hạn ấy, đã hình thành nên các tầng laterit với bề dày và độ gấn kết khác nhau trên bề mặt địa hình. Rất có thể đó sẽ là một tiêu chí có ý nghĩa trong việc phân định ranh giới địa tầng trong kỉ Đệ Tứ ở nước ta.

Trong phần trình bày trên đây về địa tầng Kainozôi muộn, chúng ta thấy có nhiều khó khăn và nghi ngờ. Tuy nhiên, bằng cách áp dụng đồng thời cả một tập hợp phương pháp, kết quả thu được vẫn rất khả quan, song rõ ràng là không đơn giản và tốn kém. Trong vài chục năm gần đây, các nhà khoa học đã tìm ra một số phương pháp mới trong việc xác định niên đại của các sự kiện địa chất Đệ Tứ, như dựng lại những biến đổi cực từ trường Trái Đất (từ cực thuận và từ cực đảo), tương quan tỉ lệ O^{18}/O^{16} trong trầm tích đáy biển, v.v. mà sau này sẽ được nhắc tới trong những mục có liên quan.

Chương 2

CÁC NGUYÊN TẮC PHÂN LOẠI ĐỊA HÌNH

Địa hình phát triển trong những hoàn cảnh tương tác rất đa dạng giữa các quá trình nội sinh và ngoại sinh, trên những cấu trúc địa chất cũng rất khác nhau về cấu tạo và thạch học. Địa hình cũng phát triển có tính chất tiến hóa, bắt đầu từ trạng thái sơ sinh rồi dần dần trải qua các giai đoạn trẻ - trưởng thành - và suy tàn. Ví dụ, dạng địa hình khe rãnh xói mòn trên các vùng đất bỏ rời: dạng mầm móng của nó chỉ là một “*khe mưa*” giống như một vết rãnh cày. Với thời gian, khe mưa ấy mở rộng và khoét sâu thành vết “*lở loét lớn*” trên các thửa đất màu mỡ, đó là giai đoạn “*mương xói*”. Trạng thái phát triển này tồn tại khá lâu, mương xói thay hình đổi dạng nhiều lần, kéo dài ra tới hàng trăm mét, thậm chí vài kilômet với chiều sâu và chiều rộng hàng chục mét. Cuối cùng, khi năng lượng để phát triển đã cạn, nó trở thành “*máng xói*” với đường nét trơn tru khác hẳn các giai đoạn trước.

Như vậy, các dạng địa hình đã từng phát triển trong những hoàn cảnh khác nhau và hiện đang tồn tại trong những giai đoạn phát triển khác nhau, nên chúng hết sức đa dạng. Phương pháp nghiên cứu khoa học đòi hỏi ta phải biết cách gộp chúng thành nhóm, thành dãy để xem xét, chứ không thể nghiên cứu từng dạng riêng biệt. Đó chính là công việc *phân loại địa hình*.

Thông thường, người làm phân loại phải biết chọn những nguyên tắc nhất định và trong quá trình phân loại phải giữ vững những nguyên tắc ấy. Trong địa mạo học tồn tại nhiều bảng phân loại với những chỉ tiêu phân loại khác nhau, nhưng cho đến nay vẫn không có bảng phân loại nào là toàn năng.

2.1. PHÂN LOẠI ĐỊA HÌNH THEO NHỮNG DẤU HIỆU HÌNH THÁI

2.1.1. Phân loại theo tương quan với bề mặt nằm ngang

Xét theo tương quan với bề mặt nằm ngang, ta có các dạng lồi và lõm, hay còn gọi là dạng địa hình dương và dạng địa hình âm. Ví dụ, gò đất, quả đồi, quả núi, cao nguyên, v.v., là những dạng địa hình dương; thung lũng sông, bồn hồ, khe rãnh xói mòn, v.v., là những dạng địa hình âm.

2.1.2. Phân loại theo độ phức tạp của dạng địa hình

Theo dấu hiệu này, ta có dạng đơn giản và dạng phức tạp (H.1). Dạng địa hình đơn giản được cấu thành bởi một lượng tối thiểu các yếu tố địa hình (bề mặt, đường và điểm), ví dụ một quả đồi trơn tru, một đồi cacxtơ, v.v. Dạng địa hình phức tạp là do nhiều dạng đơn giản tạo nên, ví dụ thung lũng sông bao gồm các dạng đơn giản như lòng sông, bãi bồi, các bậc thềm, sườn thung lũng và đỉnh phân thủy.

2.1.3. Phân loại địa hình theo kích thước

Địa hình hành tinh là những dạng ứng với những bộ phận lớn nhất của bề mặt Trái Đất, quyết định hình dạng chung của nó. Đó là các khối trôi đại lục và các bồn trũng đại dương. Chúng có diện tích hàng triệu và hàng chục triệu kilômét vuông.

Vĩ địa hình là những dạng địa hình cỡ lớn nhất trong phạm vi mỗi dạng địa hình hành tinh, như các miền núi, miền sơn nguyên, miền đồng bằng đại lục (ứng với các miền nền cổ), các dãy núi sống giữa đại dương, các đồng bằng đáy đại dương (nền đại dương).

Đại địa hình là những bộ phận lớn của mặt đất thuộc phạm vi mỗi dạng vĩ địa hình, ví dụ, các dải núi trong miền núi, các bồn trũng giữa núi, các thung lũng sông lớn, v.v.), các miền đất cao và miền đất trũng trong các đồng bằng đại lục (ứng với các địa nếp vồng và các địa nếp vồng trên các miền đồng bằng nền).

Trung địa hình có diện tích cỡ từ vài trăm đến vài ba kilômét vuông, ví dụ quả đồi, khối núi sót giữa đồng bằng, dãy đồi, máng xói mòn, đồi cacxtơ loại lớn, v.v.

Vĩ địa hình là những dạng địa hình có kích thước nhỏ nhất, đóng vai trò làm phức tạp thêm diện mạo các dạng địa hình cấp lớn hơn, như các gợn sóng cát trên dune cát, các luống, gò bờm ngựa trên bãi bồi sông, giếng, đồi, đĩa cacxtơ, v.v.

Trong cách phân loại này ta đã có thể thấy một phần mối liên hệ giữa dạng địa hình với cấu trúc địa chất bên dưới. Chẳng hạn, dạng địa hình hành tinh với kích thước cỡ $10^7 - 10^6 \text{ km}^2$ ứng với những cấu trúc kiến tạo cỡ hành tinh, quyết định cấu trúc chung của hành tinh, tức là những địa kiến trúc.

Vĩ địa hình có kích thước cỡ $10^6 - 10^5 \text{ km}^2$, liên quan trực tiếp tới những đơn vị cấu trúc cỡ lớn của các khối trôi lục địa và bồn trũng đại dương, tức là những *kiến trúc-hình thái*¹.

¹ Kiến trúc - hình thái được I.P.Geraximôp (1966) định nghĩa như sau: đó là những bộ phận lớn của bề mặt Trái Đất đồng thời lại là những bộ phận sơn văn, cấu tạo địa chất hoàn toàn độc lập, hoàn chỉnh, được biểu hiện rõ trên mọi bản đồ địa chất và bản đồ phân tầng địa lý. Nói cách khác, ở đây có sự ăn khớp giữa những đơn vị lớn của cấu trúc kiến tạo và địa hình, cấu trúc biểu hiện rõ trong địa hình, cấu trúc và địa hình hợp thành một thể thống nhất, một đơn vị sơn văn - cấu trúc thống nhất.

Đại địa hình có kích thước cỡ $10^5 - 10^2 \text{ km}^2$, ứng với những cấu trúc phức nếp lồi, phức nếp võng và những nếp lồi, nếp lõm lớn.

Trung địa hình có kích thước từ $10^2 - 10 \text{ km}^2$ thường ăn khớp với những nếp lồi, nếp lõm nhỏ và những cấu trúc nhỏ khác, hoặc ăn khớp với diện lộ của những khối đá có thành phần thạch học đặc trưng (rất mềm hoặc rất cứng, hoặc các loại đá hòa tan, v.v.).

Đối với vi địa hình thì ảnh hưởng của cấu trúc là thứ yếu và vai trò chủ đạo thuộc về các quá trình ngoại sinh.

Cũng dựa trên chỉ tiêu về kích thước địa hình, người ta còn xây dựng nhiều bảng phân loại khác theo cách chia ra những cấp địa hình khác nhau (chia ra tới 9 - 11 cấp). Chẳng hạn trong bảng phân loại do Tiểu ban Địa mạo liên ngành Liên Xô trước đây, địa hình được chia thành 9 cấp, trong đó có thể gộp thành 2 nhóm. Nhóm thứ nhất từ cấp 1 đến cấp 4, bao gồm những dạng địa hình có kích thước lớn và được thành tạo dưới ảnh hưởng chủ đạo của điều kiện cấu trúc địa chất và kiến tạo. Nhóm thứ 2 gồm những dạng kích cỡ nhỏ, được hình thành chủ yếu dưới tác động chi phối của các quá trình ngoại sinh. Nhóm thứ nhất ứng với các kiến trúc - hình thái (theo nghĩa rộng hơn cách hiểu của Geraximôp, tức là kích thước có thể nhỏ hơn). Nhóm thứ hai đóng vai trò chủ yếu làm phức tạp bề mặt địa hình, thể hiện rõ vai trò của điều kiện khí hậu, của những quá trình ngoại sinh chủ đạo trong việc thành tạo những dạng địa hình cỡ nhỏ và được gọi là *chạm trở - hình thái*¹.

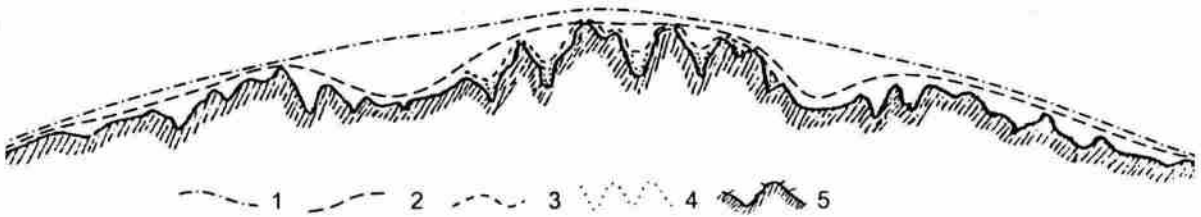
Cách phân loại địa hình thành nhiều cấp theo kích thước thực ra còn mang sắc thái tùy tiện. Tuy nhiên, nhiều khi nó có ý nghĩa quan trọng trong việc phát hiện nguồn gốc phát sinh của toàn bộ dạng địa hình cỡ lớn cũng như của từng bộ phận của nó. Chẳng hạn, một khối núi được chia thành một số bộ phận (dạng) thuộc những cấp khác nhau và trên cơ sở đó có thể tìm ra những quy luật phân bố hình thái nào đó và những quy luật ấy phản ánh vai trò tạo địa hình của các quá trình nội, ngoại sinh, ví dụ phản ánh vận động kiến tạo và đặc điểm thạch học - cấu trúc địa chất của vỏ Trái Đất (H. 4).

2.1.4. Phân loại địa hình theo hình thái và trắc lượng - hình thái

Bên cạnh những chỉ tiêu hình thái của địa hình, nếu ta bổ sung thêm những số liệu về trắc lượng - hình thái, ví dụ độ cao tuyệt đối và tương đối, thì việc phân loại địa hình sẽ khoa học hơn và khái niệm về địa hình sẽ đầy đủ hơn, cụ thể hơn. Theo

¹ Chạm trở - hình thái - ứng với morphosculpture trong tiếng Anh và modelé, morphosculpture trong tiếng pháp, với ý nghĩa là trên nền tảng của những kiến trúc - hình thái, các quá trình ngoại sinh bào mòn, chia cắt, tích tụ giống như những "nhà điêu khắc thiên nhiên" làm cho bề mặt các kiến trúc - hình thái có diện mạo đa dạng (cũng gọi là *địa hình điêu khắc*).

cách này, địa hình mặt đất được chia ra những nhóm lớn sau đây (bảng số 1). Ở đây cũng cần nói thêm là những chỉ tiêu về trắc lượng - hình thái của địa hình, đặc biệt đối với địa hình miền núi, cũng chưa có được sự thống nhất hoàn toàn. Khái niệm về các loại địa hình núi cao, núi thấp và núi trung bình ở mỗi đới thiên nhiên còn có phần khác nhau, chỉ tiêu độ cao ở mỗi tác giả đo đó cũng sai khác nhau. Ở Việt Nam vấn đề này cũng chưa được nghiên cứu kĩ. Có những người cho rằng ở miền Tây Bắc có loại địa hình núi cao vì ở nhiều nơi độ cao tuyệt đối vượt qua 2500m, nhưng cũng có những ý kiến ngược lại: ở nước ta không có địa hình núi cao vì không có kiểu địa hình anpi (địa hình băng tuyết trên núi).



Hình.4. Ví dụ về phân chia địa hình thành các cấp có kích thước khác nhau

1. Dạng địa hình bậc 1 ; 2. Dạng địa hình bậc 2; 3. Dạng địa hình bậc 3; 4. Dạng địa hình bậc 4;
5. Các phần tử địa hình (Kí hiệu 3,4,5 trên mặt cắt chỉ vẽ một phần).

Tất cả các bảng phân loại địa hình trên đây đều có nhược điểm lớn là mới chỉ phản ánh được những nét diện mạo bề ngoài mà chưa thể hiện được điều cơ bản là nguồn gốc phát sinh và lịch sử phát triển của địa hình, do đó chưa đáp ứng được nhu cầu nghiên cứu địa mạo. Hơn nữa, trong phương pháp này dễ xảy ra điều nhầm lẫn quan trọng: các dạng địa hình giống nhau về hình thái nhưng khác nhau cả về nguồn gốc lẫn cấu tạo và xu hướng phát triển đều được xếp cùng một loại, còn những dạng giống nhau về phát sinh và lịch sử phát triển nhưng do hình thái khác nhau vì đang nằm ở những giai đoạn phát triển khác nhau, lại được xếp vào những dãy khác hẳn nhau.

2.1.5. Phân loại địa hình theo nguồn gốc phát sinh

Để khắc phục nhược điểm lớn nêu trên đây của nguyên tắc phân loại địa hình theo hình thái, người ta phải bổ sung thêm phương pháp mới sao cho trong đó có phản ánh những chỉ tiêu về phát sinh và lịch sử. Đó chính là nguyên tắc phân loại theo nguồn gốc phát sinh. Ngày nay phương pháp phát sinh đã trở thành phương pháp phổ biến nhất và đáng tin cậy trong địa mạo học, bởi vì nó không những phản ánh được cả 3 yêu cầu hình thái, nguồn gốc và lịch sử phát triển của dạng địa hình mà nó còn gợi mở cho ta hướng tiếp tục nghiên cứu địa hình một cách sâu sắc hơn nữa, làm phong phú thêm những hiểu biết về địa hình mặt đất.

Bảng 1. Phân loại địa hình theo hình thái và trắc lượng-hình thái

Tính chất địa hình	Độ cao tuyệt đối (m)	Đặc điểm hình thái
Đồng bằng		
- trũng	dưới mực biển	Gợn sóng, chia cắt yếu, có gò thấp, gờ đất dài và thấp, có những hồ trũng nhỏ.
- thấp	0 - 200	Độ chia cắt sâu hay là dao động độ cao dưới 10 m.
- cao	200 - 500	
- trên núi	500 - 2 500	
Đồi		
- đồi ở vùng thấp	0 - 200	Dao động độ cao - 10 - 100m;
- đồi ở vùng cao	200 - 500	- Đồi thấp, tỉ cao 10 - 25 m
- đồi trên vùng núi	500 - 2 500	- Đồi trung bình thấp, tỉ cao 25 - 50m
		- Đồi lớn, tỉ cao 50 - 75 m
		- Đồi rất lớn, tỉ cao 75 - 100
		- Có dạng bát úp, dạng có vách dốc, dạng nhóm, dạng dài.
Núi		
- thấp	600-900	Dao động độ cao trên 100 m.
- trung bình thấp	700 (900)-1 200	Giá trị độ chia cắt sâu:
- trung bình	1 200 - 2 500	- nhỏ - 100 - 250 m
- cao vừa	2 500 - 3 000	- trung bình - 250 - 500 m
- cao	3 000 - 5 000	- lớn - 500 - 750 m
- rất cao	trên 5 000	- rất lớn - 750 - 1 000 m
		Sườn dốc, thung lũng sâu, đường sông núi có thể sắc nét hoặc mềm mại, xếp thành nhóm, dải hoặc hệ thống các dải núi.

Trên cơ sở phương pháp này ta có thể đặt bất kì dạng địa hình nào vào vị trí thực của nó trong dãy phát sinh tương ứng, thấy được các giai đoạn nó đã trải qua, đang tồn tại và sẽ phải đi qua trong tương lai, nghĩa là có thể dự báo dễ dàng những bước đi của nó sau này. Ví dụ một quả đồi có bề mặt đỉnh tương đối bằng phẳng trong một đồng bằng phù sa thung lũng sông chính là di tích của một bậc thềm tích tụ xưa vốn bằng phẳng và có diện tích đáng kể. Trong tương lai, quả đồi di tích của bậc thềm sông này sẽ bị bào mòn tiếp tục, có thể mất toàn bộ tầng tích tụ phù sa trên đỉnh để trở thành một quả đồi xâm thực theo đúng nghĩa của nó.

Theo quan điểm phương pháp luận của địa mạo học hiện đại, địa hình phát sinh và phát triển trên cơ sở mối tác động tương hỗ, đồng thời và liên tục của cả tập hợp các quá trình nội sinh và ngoại sinh. Tuy vậy, trong bất kì trường hợp nào ta cũng có thể tìm được trong tập hợp phức tạp ấy một hoặc vài quá trình có ý nghĩa chủ đạo và do đó sẽ tìm được dãy phát sinh của nó.

Trong số khá nhiều bảng phân loại địa hình theo nguyên tắc phát sinh đang tồn tại hiện nay có thể thấy khuynh hướng gộp lại thành 2 nhóm chính.

Trong nhóm thứ nhất, toàn bộ các dạng địa hình được chia thành 2 nhóm lớn:

- Những dạng do các quá trình ngoại sinh tạo thành.
- Những dạng do các quá trình nội sinh tạo thành.

Trong nhóm các dạng địa hình chủ yếu có nguồn gốc ngoại sinh, người ta phân chia thành các loại khác nhau theo nhân tố giữ vai trò chủ đạo trong sự hình thành của chúng:

- Loại địa hình có nguồn gốc dòng chảy trên mặt;
- Loại địa hình có nguồn gốc băng tuyết;
- Loại địa hình do gió tạo thành;
- Loại địa hình nguồn gốc dòng chảy và sóng biển (hồ lớn);
- Loại địa hình do phong hóa tạo thành;
- Loại địa hình do hoạt động của con người và thế giới sinh vật tạo thành v.v.

Mỗi loại trên lại được phân chia chi tiết thêm theo hình thức tác động và những dấu hiệu khác của quá trình tạo địa hình (xâm thực, bào mòn, vận chuyển và tích tụ, v.v.).

Nhóm các dạng địa hình chủ yếu có nguồn gốc nội sinh bao gồm:

- Loại địa hình kiến tạo;
- Loại địa hình núi lửa.

Như vậy, hai nhóm địa hình này mới chỉ được nghiên cứu một cách riêng rẽ, chưa thể hiện rõ mối tương tác thường xuyên và chặt chẽ giữa các quá trình nội sinh và ngoại sinh.

Nhóm các bảng phân loại thứ hai dựa trên thuyết “chu trình xâm thực” của Davis, theo đó địa hình được nghiên cứu theo hệ thống trong từng chu trình riêng (chu trình dòng chảy, chu trình băng hà, chu trình gió - sa mạc v.v.). Các dạng địa hình được xếp theo dãy liên tục phù hợp với giai đoạn phát triển của chúng trong chu trình. Nhóm này cũng có nhược điểm lớn là cấu trúc địa chất chỉ mới được xem xét như một nhân tố thụ động, nghĩa là mối liên hệ nội lực - ngoại lực vẫn chưa được chú ý đầy đủ.

Dù đã có nhiều ưu điểm, nhưng tất cả các bảng phân loại trên vẫn chưa làm rõ được mối quan hệ giữa cấu trúc với hình thái, tức là giữa nội lực và ngoại lực.

Nhằm khắc phục nhược điểm này, trong mấy chục năm gần đây, các nhà địa mạo đã xây dựng được những bảng phân loại theo nguyên tắc cấu trúc, trong đó đã

khẳng định sự liên quan chi phối rất sâu sắc của cấu tạo địa chất đối với địa hình. Nói cách khác, phương pháp phân loại này cũng thuộc nhóm phương pháp phân loại theo nguồn gốc phát sinh, nhưng khác ở chỗ đã tính đến vai trò quyết định của cấu trúc, tức là của nội lực. Ở đây cũng thấy hai có khuynh hướng khác nhau. Trường phái Xô Viết, mà đại diện là Gerasimôv, chia toàn bộ địa hình thành 3 nhóm trong một hệ thống rất gọn bó: *địa kiến trúc, kiến trúc - hình thái và chạm trở hình thái*. Có thể nói, việc phân chia địa hình ra 3 nhóm như vậy là một thành tựu quan trọng bậc nhất của địa mạo học trong những năm gần đây. Nó cho phép xếp toàn bộ địa hình vào những nhóm phát sinh chính, khác nhau rõ rệt về điều kiện tạo thành. Ví dụ, Gerasimôv (1946) chia địa hình mặt đất thành ba cấp liên quan với nhau, trong đó vừa cố gắng phản ánh đặc điểm hình thái (kích thước), vừa cố gắng phản ánh ý nghĩa phát sinh trên cơ sở tương quan nội lực - ngoại lực đối với địa hình.

Cấp I bao gồm các *địa kiến trúc* tương ứng với những dạng địa hình tầm cỡ hành tinh. Các dạng này có nguồn gốc địa kiến tạo, nghĩa là sự tồn tại của chúng được quyết định bởi những lực đã tạo nên diện mạo lục địa và đại dương như hiện nay và cấu tạo chung của quả đất mà đến nay vẫn chưa xác định được chính xác. Có thể đó là những lực ngoài phạm vi hành tinh, những lực đã quyết định tỉ lệ và cách bố trí của các khối trôi lục địa và các bồn trũng đại dương. Tương tác giữa chúng biến đổi theo thời gian, khiến cho bức tranh phân bố lục địa - đại dương cũng không ổn định, nghĩa là không thể đạt được trạng thái cân bằng vĩnh cửu. Đó là nguyên nhân gây ra sự biến đổi liên tục trong suốt lịch sử địa chất của hình dạng và kích thước cũng như cấu tạo vỏ Trái Đất trên các dạng địa hình hành tinh. Những bằng chứng về sự trôi dạt của các đại lục mà thuyết kiến tạo mảng cung cấp trong những năm gần đây đã thể hiện điều đó.

Cấp II gồm những *kiến trúc - hình thái*, những dạng lớn trong phạm vi từng đại lục, đại dương, như các dải núi lớn, các bồn trũng giữa núi, những miền núi cao, các cao nguyên và các miền đồng bằng thấp, v.v. Về mặt nguồn gốc, chúng xuất hiện trong quá trình tác động tương hỗ, ngược nhau của các quá trình nội sinh và ngoại sinh, trong đó các quá trình nội sinh giữ vai trò chủ động và định hướng. Một kiến trúc - hình thái hoàn chỉnh là một *đơn vị sơn văn - kiến tạo độc lập, trong đó có sự ăn khớp rõ rệt giữa khoanh vi địa hình và khoanh vi cấu tạo địa chất*. Ví dụ, miền đồng bằng sụt võng Bắc Bộ, khối núi địa lũy Hoàng Liên Sơn, miền trũng An Châu là những đơn vị kiến trúc - hình thái rõ ràng. Đồng bằng Bắc Bộ là một thể hoàn chỉnh về đường nét sơn văn với ranh giới được tiên định bởi các đứt gãy ven rìa của miền sụt võng Hà Nội.

Cấp thứ 3 gồm các dạng *chạm trở - hình thái*, chủ yếu là những dạng địa hình cỡ nhỏ, như các bậc thềm, thung lũng sông, khe rãnh xói mòn, giồng cát, đụn cát, giếng, phễu caxto v.v. Về mặt nguồn gốc, chúng chủ yếu do các quá trình ngoại

sinh tạo thành, nhưng không mang tính ngẫu nhiên mà thường phù hợp với vị trí của những cấu tạo địa chất, kể cả những khe nứt kiến tạo cỡ nhỏ. Đối với các chạm trổ - hình thái bào mòn, quy luật này càng thấy rõ hơn: các dạng trũng thường trùng với những khối nham thạch mềm, bị đập vỡ hoặc dọc theo các vết phá huỷ kiến tạo.

Qua bảng phân loại này ta thấy một quy luật là các dạng cấp 3 đóng vai trò làm phức tạp hóa diện mạo của các dạng cấp 2, làm cho các dạng cấp 2 có thể giống nhau về cấu tạo nhưng sẽ khác nhau về đường nét chi tiết và do đó mà có thể phân biệt với nhau. Đến lượt mình, các dạng cấp 2 lại làm phức tạp và tạo ra vẻ độc đáo của từng dạng cấp 1.

Sau công trình của Gerasimôv, các nhà địa mạo đã phát triển chi tiết thêm những khái niệm về 3 cấp nói trên, đặc biệt là Meshsheriácôv (1965). Phải nói rằng cho đến nay, quan niệm về nội dung của các cấp này, nhất là đối với cấp kiến trúc - hình thái, còn chưa thống nhất. Gerasimôv quan niệm kiến trúc - hình thái chỉ ứng với những đơn vị địa hình lớn: đó là những bộ phận lớn của bề mặt Trái Đất, đồng thời lại là những bộ phận sơn văn - cấu trúc địa chất hoàn chỉnh độc lập, có ranh giới khớp với nhau. Meshsheriácôv (1950, 1951, 1953, 1965) quan niệm về kiến trúc - hình thái rộng rãi hơn, không bị giới hạn nhiều về kích thước. "Các kiến trúc - hình thái, theo ông, là những tập hợp dạng địa hình và cấu trúc địa chất liên hệ về mặt lịch sử với nhau thành một thể thống nhất do có cùng điều kiện phát triển". Ở Việt Nam, kiểu phân loại này đã sớm được áp dụng và đang tiếp tục phát triển. Bản đồ địa mạo Việt Nam tỉ lệ 1: 1 000 000 đầu tiên (Lê Đức An và nnk., 1981) đã được xây dựng theo nguyên tắc này và đã mở rộng khái niệm kiến trúc - hình thái cho mọi dạng địa hình, trong đó có sự thống nhất giữa đường nét sơn văn với khoanh vi cấu tạo địa chất mà không câu nệ nhiều về kích thước. Trên nền của những kiến trúc - hình thái cỡ lớn (ứng với các đơn vị phân vùng xứ, tỉnh địa mạo với những biểu hiện độc lập rõ rệt của hai yếu tố sơn văn- cấu trúc), các kiến trúc- hình thái cấp thấp hơn đã được gộp vào những kiểu kiến trúc - hình thái đặc trưng để biểu hiện trên bản đồ. Có thể khẳng định đó là một thành tựu quan trọng của địa mạo học, bởi vì ở đây đã có thể thấy rất rõ mối quan hệ tương hỗ của cả hai yếu tố nội sinh và ngoại sinh với sự định hướng hiển nhiên của nhân tố nội sinh (cấu tạo địa chất).

Cả 3 cấp địa hình này lại có thể tiếp tục phân chia chi tiết thêm (bảng 2).

Trường phái Pháp quan niệm về địa mạo-cấu trúc cụ thể hơn và đơn giản hơn. Họ quan tâm trước hết đến sự biểu hiện của các cấu trúc địa chất, bao gồm cấu trúc kiến tạo và cấu trúc thạch học, trong địa hình. Các nhà địa mạo Pháp phân chia bề mặt địa hình làm hai loại chính: những gì nổi cao so với xung quanh như quả núi, quả đồi, núi đảo (inselberg), được gọi là địa hình theo nghĩa đen của thuật ngữ "relief" (cái gì đó nổi cao hẳn so với các phần bằng phẳng bao quanh dưới chân của

nó), còn lại những gì do các quá trình ngoại sinh chạm trổ trên đó và cả những gì do các quá trình ấy tích tụ nên thì gọi là “chạm trổ - hình thái” theo nghĩa đen của thuật ngữ “điều khắc” - “le modelé”, hoặc “la glyptogénèse”.

Bảng 2. Phân loại địa hình theo tương quan giữa hình thái với cấu trúc địa chất
(theo Iu.A. Meshsheriakov, 1965)

Diện tích (km ²)	Các yếu tố hình thái-cấu trúc của địa hình đại lục và đáy đại dương	Các bậc chạm trổ-hình thái địa hình	
		Đại lục	Biển và đại dương
10 ⁷ -10 ⁶	Nhóm các địa kiến trúc Địa kiến trúc bậc 1: - Các khối trôi đại lục (kể cả thêm lục địa) - Các bồn đại dương	—	—
10 ⁶ -10 ⁵	Địa kiến trúc bậc 2: - Các miền đồng bằng nền; - Các miền núi (các miền tạo núi)	Các đới chạm trổ-hình thái (các đới hình thái-khí hậu) Ví dụ: Các đới chạm trổ-hình thái băng hà, dòng chảy và hoang mạc	Các đới chạm trổ-hình thái (?)
10 ⁵ -10 ³	Nhóm các kiến trúc-hình thái Kiến trúc-hình thái bậc 1: - Ở đồng bằng: các vùng đất cao, các miền đồng bằng thấp; - Ở miền núi: các dãy núi và các vùng trũng giữa núi	Các tỉnh, các miền chạm trổ-hình thái: Ví dụ: tỉnh chạm trổ-hình thái dòng chảy kiểu Địa Trung Hải, kiểu Đông Xibêri; miền chạm trổ-hình thái tích tụ băng hà, miền chạm trổ-hình thái bào mòn băng hà.	Các tỉnh và các miền chạm trổ-hình thái
10 ³ -10 ²	Kiến trúc-hình thái bậc 2: - Các gờ kiến tạo, các nếp vồng thể hiện rõ trong địa hình	Các vùng chạm trổ-hình thái. Ví dụ: vùng địa hình băng hà cuối, vùng địa hình cacxtơ	Các vùng chạm trổ- hình thái
10 ² -10	Kiến trúc-hình thái bậc 3: - Các nếp lồi, vòm, munda, v.v. biểu hiện rõ trong địa hình	Các dạng chạm trổ-hình thái nhỏ chủ yếu do ngoại lực tạo thành. Ví dụ: thung lũng sông, rãnh xói mòn, phễu cacxtơ	Những dạng nhỏ của địa hình đáy biển được thành tạo chủ yếu bởi các quá trình không phải là kiến tạo
1-10 ⁻¹	Vĩ địa hình kiến tạo: những nếp uốn nhỏ, các thể tường, kê nứt, v.v., thể hiện rõ trong địa hình	Các dạng vi địa hình. Ví dụ: bề mặt đa diện vùng đài nguyên, các gò đất nhỏ, v.v.	Các dạng vi địa hình đáy biển

Nguyên lí cơ bản của trường phái này là xem cấu trúc địa chất như nòng cốt, như bộ xương của địa hình, trên đó các quá trình xâm thực, bóc mòn chạm trổ và bồi đắp giống như nhà điêu khắc, mang tính chất chọn lọc: những gì cứng chắc thì sót lại, những gì mềm yếu thì bị đào khoét đi. Mỗi loại cấu trúc và mỗi loại đá hay

nhóm đá đều có những đặc thù riêng, nên sự chạm trổ chọn lọc bởi các quá trình ngoại sinh trên đó sẽ rất khác nhau; hơn nữa, mỗi loại quá trình trong những điều kiện cụ thể khác nhau cũng điêu khắc theo kiểu riêng của mình. Chính vì vậy mà các dạng “địa hình” và “chạm trổ-hình thái” hết sức đa dạng.

Theo nguyên tắc này, người ta chia nham thạch thành những nhóm có đặc tính khác nhau, rồi xem xét tương tác của quá trình xâm thực - bóc mòn (ngoại sinh) với cấu trúc kiến tạo và thạch học cụ thể. Các loại nham thạch được phân chia ra: đá xâm nhập, các loại đá phun trào, đá biến chất và đá trầm tích.

Trong nhóm đá trầm tích, người ta lại chia ra loại hòa tan và không hòa tan. Trong loại đá hòa tan được, mà cụ thể là đá vôi, đolômit, người ta thấy có sự khác nhau rõ rệt về mặt hình thái địa hình của 2 loại: phân lớp mỏng, xen kẽ với các loại đá trầm tích khác và thứ 2 là loại đá vôi có bề dày lớn. Chỉ trong loại thứ 2 này mới có loại “chạm trổ-hình thái cacxtơ” điển hình.

Tất cả các loại đá nói trên đều có thể gặp trên những loại cấu trúc địa chất khác nhau và địa hình cũng như điêu khắc - hình thái cũng sẽ rất khác nhau. Do vậy, người ta phân biệt tập hợp các dạng địa hình và điêu khắc - hình thái trên các cấu trúc nền cổ, nền trẻ, miền uốn nếp cổ và miền uốn nếp trẻ.

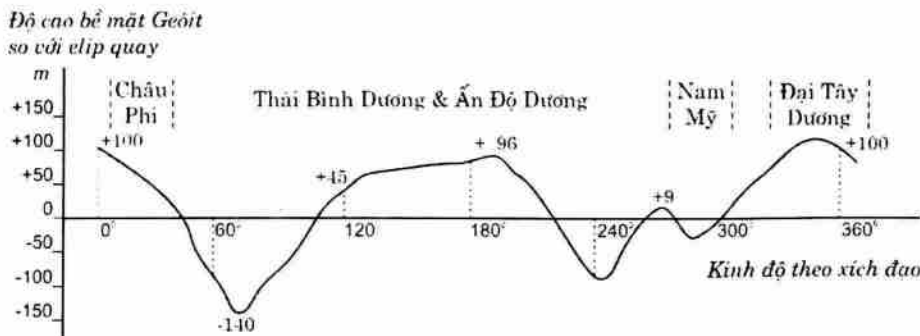
Theo sơ đồ phân loại như vậy, ta có thể xây dựng được những bản đồ địa mạo thể hiện rõ cả vai trò của cấu trúc kiến tạo, đặc điểm cấu trúc thạch học và hoạt động của các quá trình cụ thể trong những điều kiện khí hậu khác nhau. Nguyên tắc phân loại này có ưu điểm quan trọng là nó phản ánh rất cụ thể những yếu tố cần thiết cho sử dụng địa hình trong quy hoạch lãnh thổ và phân vùng tự nhiên, do đó nó được sử dụng rộng rãi ở Pháp và một số nước khác.

Chương 3

HÌNH THÁI CHUNG CỦA BỀ MẶT TRÁI ĐẤT

3.1. HÌNH DẠNG CỦA TRÁI ĐẤT

Trái Đất được coi như có dạng gần giống hình elip quay, còn trong thực tế nó phức tạp hơn nhiều, không giống một dạng hình học cụ thể nào, nên được gọi là *geôit*, nghĩa là một “hình có dạng Trái Đất”. Bề mặt geôit ứng với bề mặt mực nước đại dương trung bình được tiếp tục một cách tưởng tượng bên dưới các khối lục địa sao cho ở mọi điểm nó đều vuông góc với *đường dây dọi* (gọi là *bề mặt thủy chuẩn*). Bề mặt geôit bằng phẳng hơn so với bề mặt địa hình, vì trên bề mặt địa hình có sự dao động rất tương phản của núi cao và biển sâu. So với *bề mặt elip quay của Trái Đất* thì bề mặt geôit chênh lệch cả về 2 phía khoảng $\pm 50\text{m}$ (H. 5): trên lục địa, nó cao hơn bề mặt elip quay, còn ở đại dương - thấp hơn. Đó là do hướng đường dây dọi thực trên Trái Đất không giống như hướng lẽ ra phải có khi Trái Đất có hình dạng elip quay. Còn nguyên nhân sâu xa là do mặt đất rất gồ ghề và không đồng nhất: các khối núi lớn, các miền đất cao và các khối nhăm có mật độ lớn gây ra những dị thường trọng lực do có những lực hấp dẫn phụ theo chiều nằm ngang.



Hình 5. Mặt cắt hình geôit theo đường xích đạo
(đường nằm ngang biểu thị bề mặt Trái Đất có dạng cầu ở xích đạo, đường cong biểu thị mặt cắt hình geôit ở xích đạo)

Tóm lại, hình dạng chung của Trái Đất rất phức tạp, và càng phức tạp hơn bởi những chi tiết hết sức phức tạp của bề mặt địa hình. Việc xác định hình dạng khái quát của nó là một quá trình tìm tòi lâu dài và con người đang ngày càng tiến gần hơn tới sự hiểu biết hình dạng thực của nó.

Từ thời cổ Hy Lạp người ta đã tìm được những lí lẽ căn bản để chứng minh rằng Trái Đất có dạng cầu. Đó là bước thứ nhất trong quá trình tiếp cận chân lí.

Sau đó, bằng cách đo các cung kinh tuyến và quan sát dao động của con lắc, người ta đã tiến thêm một bước nữa tới gần dạng thực của Trái Đất: Trái Đất có dạng elip quay xung quanh trục nhỏ. Trong số những tài liệu tính toán các thông số của elip quay của Trái Đất, đáng chú ý hơn cả là những kết quả của F. N. Krasôpski. Theo đó, chiều dài bán kính xích đạo của Trái Đất là $a = 6378,245\text{km}$, bán kính cực (b) ngắn hơn bán kính xích đạo 21382m , và độ dẹt ở cực có giá trị trung bình là:

$$\alpha = \frac{a-b}{a} = \frac{1}{298,3}$$

Ngày nay, nhờ có những vệ tinh nhân tạo, qua việc tính toán quỹ đạo của chúng quanh Trái Đất, người ta cũng tính được giá trị α gần như kết quả của Krasôpski ($\alpha = 1/298,24$).

Bước thứ 3 tiến gần đến hình dạng thực của Trái Đất là kết luận cho rằng hình dạng Trái Đất là một elip quay ba trục, bởi vì các bán ở xích đạo cũng sai khác nhau một đại lượng là 213m , nghĩa là mặt cắt xích đạo cũng có độ dẹt tới $1:30\,000$. Trục lớn của mặt cắt xích đạo nằm ở vị trí 15° kinh đông.

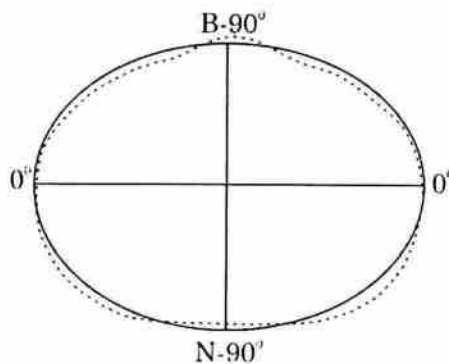
Bước tiếp cận thứ 4 là việc phát hiện ra độ chênh lệch chiều dài của các bán trục bắc cực và nam cực: bán trục nam ngắn hơn bán trục bắc từ 70 đến 100m và như vậy, độ dẹt nam cực lớn hơn so với độ dẹt bắc cực; vùng bắc cực hơi lồi lên, còn ở nam cực hơi lõm vào. Như vậy, Trái Đất có hình quả tim, *dạng elip quay hình tim* (H. 6).

Hình 6. Elip quay và elip quay hình tim

..... elip quay hình tim

— elip quay

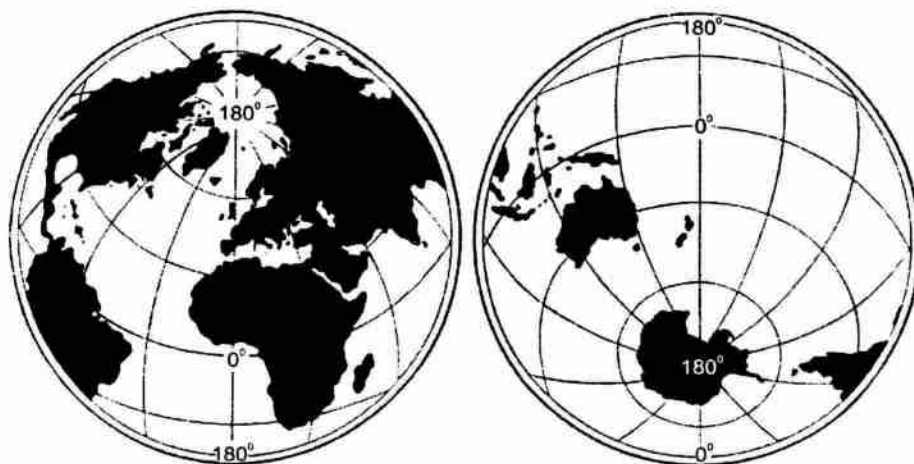
(theo G.H.Catterfeld, 1962)



3.2. ĐẶC ĐIỂM CHIA CẮT BỀ MẶT TRÁI ĐẤT THEO CHIỀU NẴM NGANG

Một nét nổi bật của hình thái bề mặt Trái Đất là sự phân bố không đều giữa lục địa và đại dương. Ta có thể liệt kê ra đây hàng loạt điều tương phản giữa hai hợp phần này. Diện tích địa cầu là $510,10$ triệu km^2 , trong đó đại dương chiếm $361,16$ triệu km^2 , hay là $70,8\%$, lục địa chỉ chiếm $148,94$ triệu km^2 , tức là $29,2\%$.

Đại lục phân bố thành những khối tách rời nhau, trái lại, các đại dương liên kết với nhau thành một hệ thống liên tục, gọi là Đại dương Thế giới. Diện tích lục địa ở bắc bán cầu lớn hơn nhiều so với nam bán cầu. Có thể chia bề mặt Trái Đất bằng một vòng tròn lớn thành 2 bán cầu có tính chất đối lập nhau: một *bán cầu chủ yếu là đại dương* và một *bán cầu lục địa* (tập trung phần lớn diện tích lục địa) (H. 7).



Hình 7. Bán cầu lục địa và bán cầu đại dương

Bề mặt lục địa được phân chia thành 6 châu lục và các đảo liên quan như sau (bảng 3):

Bảng 3. Diện tích các châu lục

Châu lục	Diện tích (triệu km ²)	% so với tổng diện tích lục địa
Âu ¹	11,61	7,8
Á ²	41,84	28,1
Phi	29,84	20,0
Bắc Mỹ	24,26	16,3
Nam Mỹ	18,28	12,3
Châu Úc và Đại Dương	8,96	6,0
Châu Nam cực	14,1	9,5

Các đảo đôi khi cũng có diện tích rất lớn, ví dụ, Grinlen (2 175 000km²), Tân Ghinê (786 000 km²), Boocneô (735 000 km²), Bafinôf (606 000 km²), Mađagasca (585 500 km²), Sumatra (410 000 km²), đảo Vương quốc Anh (229840 km²), v.v.

1,2. Hai châu Âu và Á thực ra chỉ là một đại lục thống nhất.

Theo mối liên hệ về cấu trúc địa chất và nguồn gốc phát sinh, phân biệt *đảo lục địa* và *đảo đại dương*. Đảo *lục địa* thường nằm ngay ven rìa các khối lục địa lớn, trên thềm lục địa. Cấu trúc địa chất của chúng gần gũi hoặc chính là phần kéo dài của các vùng rìa lục địa và thế giới động vật, thực vật của chúng thường cũng tương tự như nhau. Những nét giống nhau ấy là bằng chứng về sự chia cắt mới đây do dao động mực nước đại dương và vận động hạ lún địa phương của các biển ven rìa, nghĩa là trước đây không lâu chúng còn gắn liền với các đại lục.

Đảo *đại dương* thường có kích thước nhỏ, nằm cách xa đại lục và chưa bao giờ là những bộ phận của đại lục. Thông thường, có hai loại là *đảo san hô* và *đảo núi lửa*, song thực ra chúng đều có nguồn gốc núi lửa, bởi vì san hô là những thành tạo mới xuất hiện sau này trên đỉnh các chóp núi lửa còn lập lờ dưới mực nước biển (các chóp núi lửa này bị sóng san bằng nên thường có đỉnh bằng phẳng gần mặt nước, gọi là gaiôt).

Độ chia cắt của đường bờ đại lục rất khác nhau và phụ thuộc chủ yếu vào lịch sử phát triển địa chất: bờ biển châu Phi nhìn chung có dạng thẳng, bờ biển châu Á lại rất quanh co, có nhiều bán đảo và đảo án ngữ. Tổng diện tích bán đảo của Đại lục Âu-Á tới 10,64 triệu km² (1/5 diện tích).

Đại dương Thế giới được chia thành 4 đại dương với diện tích như sau (bảng 4):

Bảng 4. Diện tích các đại dương

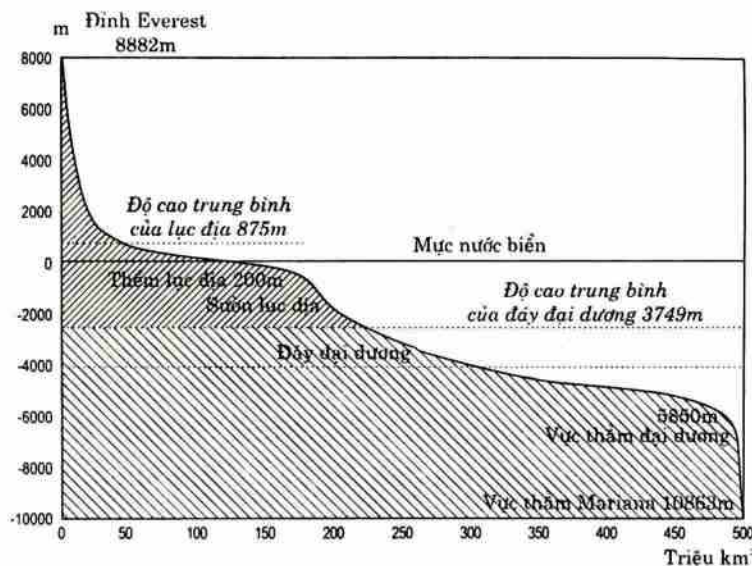
Đại dương	Diện tích (triệu km ²)	% so với Đại dương Thế giới
Thái Bình Dương	179,68	49,8
Ấn Độ Dương	74,92	20,7
Đại Tây Dương	93,4	25,9
Bắc Băng Dương	13,1	3,6

Tuỳ theo vị trí của mình, biển được chia ra 3 loại: *biển nội địa* (ví dụ, Địa Trung Hải, Hắc Hải, Lí Hải, v.v.), *biển ven rìa* (Biển Nhật Bản, Biển Bắc, Biển Đông, v.v.) và *biển giữa các đảo* (Biển Giava, Biển Selêbet, v.v.).

3.3. ĐẶC ĐIỂM CHIA CẮT BỀ MẶT TRÁI ĐẤT THEO CHIỀU THẲNG ĐÚNG

Một đặc điểm khác của diện mạo Trái Đất là nó bị chia cắt theo chiều thẳng đứng rất không đồng đều. *Đường cong trắc cao* (h.8) cho ta ý niệm khái quát về điều đó. Lần đầu tiên nó được A. Laparant xây dựng (A. Lapparant, Traité de

géologie, 1883) rồi sau đó được A. Penck (1894) hoàn chỉnh thêm trên cơ sở những số liệu đo đạc chính xác hơn. Cách thức dựng đường cong trắc cao như sau: trên trục tung đặt các giá trị độ cao tuyệt đối (mét) của bề mặt lục địa và đáy đại dương, trên trục hoành - diện tích tổng cộng của bề mặt ứng với từng bậc độ cao và độ sâu, rồi nối các điểm đã dựng được bằng một đường cong trơn tru.



Hình 8. Đường cong trắc cao của bề mặt Trái Đất

Phân tích đường cong này ta thấy rõ 2 bề mặt chủ yếu - tức là 2 bề mặt bao quát phần lớn diện tích địa cầu: mức độ cao thứ nhất từ 1000 đến 2000m, mức thứ 2 ứng với đáy đại dương sâu từ 4000 đến 6000m. Những khối núi có độ cao lớn chỉ chiếm một tỉ lệ diện tích rất nhỏ. Nếu đem san phẳng toàn bộ phần đất nổi một cách đồng đều, ta sẽ được một khối lục địa có độ cao là 875m. Đó chính là độ cao trung bình của bề mặt lục địa. Dưới đại dương, diện tích tổng cộng của các vực biển thẳm chiếm tỉ lệ còn nhỏ hơn nữa (những độ sâu từ 6 000 đến trên 10 000m). Nếu toàn bộ khối nước đại dương được trải đồng đều trên tổng diện tích Đại dương Thế giới, nó sẽ có bề dày 3794m, và đó chính là độ sâu trung bình của Đại dương Thế giới.

Đường cong trắc cao cũng đã được thành lập cho từng đại lục và đại dương. Đối với các lục địa, nó thể hiện tương quan diện tích giữa các bậc địa hình đồng bằng, cao nguyên và miền núi, đồng thời có thể tính được cả độ cao trung bình của mỗi đại lục. Để tính độ cao trung bình của đại lục, ta dựng trên trục hoành hình chữ nhật có cạnh đáy từ gốc tọa độ đến điểm hoành độ lớn nhất, có diện tích tương đương với diện tích của hình nằm trong giới hạn giữa đường cong trắc cao và 2 trục tọa độ. Cạnh thẳng đứng của hình chữ nhật này sẽ thể hiện độ cao trung bình cần tìm. Tính theo phương pháp này, ta có những giá trị sau (bảng 5):

Bảng 5. Độ cao và độ sâu trung bình của các đại lục và đại dương

Tên lục địa và đại dương	Độ cao và độ sâu trung bình
Các đại lục:	
Á-Âu (phần châu Âu)	287,5 m
Úc	292,5 m
Nam Mỹ	655,0 m
Phi	658,0 m
Bắc Mỹ	677,0 m
Á-Âu (phần châu Á)	986,0 m
Châu Nam Cực	2032,0 m
Các đại dương:	
Bắc băng dương	-1205,0 m (kể cả các biển)
Đại tây dương	-3926,0 m (không kể biển)
Đại tây dương	-3330,0 m (kể cả các biển)
Ấn Độ dương	-3987,0 m
Thái bình dương	-4280,0 m

Ta thấy đại lục Nam Cực có độ cao lớn nhất. Thực ra đó là độ cao của khối băng khổng lồ (I.A. Suetôva, 1963), còn bề mặt đá gốc cao trung bình là 480m (L.I. Dubrovin và V. N. Petrôp, 1964) và nếu bề mặt này được giải phóng khỏi khối băng, nó có thể nổi cao lên tới 600 - 700m theo nguyên lí đẳng tĩnh.

Người ta đã tính được diện tích của từng bậc độ cao (độ sâu) đặc trưng như sau.

Theo Tamsô, ta có bảng dưới đây (bảng 6).

Bảng 6. Diện tích tính theo các bậc độ cao và độ sâu trên địa cầu

Trên lục địa			Dưới đại dương		
Bậc độ cao (m)	Diện tích (triệu km ²)	% trên mặt địa cầu	Bậc độ sâu (m)	Diện tích (triệu km ²)	% trên mặt địa cầu
> 3000 m	6	1,18	0 - 200	28	5,49
2000 - 3000	10	1,96	200 - 1000	15	2,94
1000 - 2000	24	4,71	1000 - 2000	15	2,94
500 - 1000	27	5,29	2000 - 3000	24	4,71
200 - 500	33	6,47	3000 - 4000	71	13,92
0 - 200	48,2	9,45	4000 - 5000	119	23,33
< 0	0,8	0,16	5000 - 6000	84	16,47
			> 6000	5	0,98

Những con số về trắc lượng-hình thái này làm nổi bật lên 3 đối hình thái chính trên bề mặt đáy biển và đại dương, đó là:

- *Thêm lục địa* với độ sâu 0 - 200m . Về mặt nguồn gốc, đó là bộ phận rìa của các đại lục mới bị nước đại dương nhấn chìm do biển lấn hoặc do bị hạ lún kiến tạo;
- *Sườn lục địa* với độ sâu từ 200 đến 3000m. Về mặt cấu trúc, đây là đới chuyển tiếp từ lục địa xuống đáy đại dương;
- *Đáy đại dương* có độ sâu trên 3000m. Trong bộ phận này có cả những vực thẳm đại dương với độ sâu rất lớn nhưng chỉ chiếm tỉ lệ diện tích rất nhỏ.

Tương quan diện tích giữa 3 đới này như sau:

- Thêm lục địa với diện tích 27,491 triệu km², chiếm 7,6% diện tích đại dương;
- Sườn lục địa với diện tích 54,968 triệu km², chiếm 15% diện tích đại dương;
- Đáy đại dương với diện tích 277,128 triệu km², chiếm 71,1% diện tích đại dương.

Dưới đây là bảng liệt kê những độ cao và độ sâu đặc biệt trên bề mặt Trái Đất (bảng 7):

Bảng 7. Những độ cao và độ sâu nổi bật trên Trái Đất

Những đỉnh núi cao nổi bật		Những bồn trũng sâu trên lục địa	
Chomolungma (Everest)	8882 m	Biển Chết (Palestin)	- 793 m
Kinchijunga (Himalaya)	8580 m	Bồn địa Liuktrung (bồn địa Tarim)	- 154 m
Đaulingiri (Himalaya)	8180 m	Cattara (Sa mạc Libi)	- 139 m
Godwin Austen (Karakorum)	8620 m	Caragic (Magúslac)	- 132 m
Tirish-Mir (Hindu Kouch)	7690 m	Actracaia (Karakum)	- 92 m
Đỉnh Stalin (Pamir)	7495 m	Bồn địa Sary Kamysh	- 45 m
Đỉnh Lênin (Zaalai)	7134 m	Những vực thẳm đại dương nổi bật	
Đỉnh Khan Tengri (Thiên Sơn)	6995 m		
Aconcagua (Andes)	7040 m	Mariana (Thái Bình Dương)	- 11034 m
Mac Kinley (Alaska)	6187 m	Philipin	- 10265 m
Kilimanjaro (châu Phi)	6010 m	Nhật Bản	- 8412 m
Đemavendơ (Enbouc)	5670 m	Idzu Bonin	- 9810 m
Enbrus (Cavkaz)	5633 m	Tongga	- 10882 m
Ararat (Acmêni)	5156 m	Kecmadec	- 10002 m
		Poocto Rico	- 8381 m
		Romansh	- 7728 m

Chương 4

NGUỒN GỐC LỤC ĐỊA VÀ ĐẠI DƯƠNG

Vấn đề nguyên nhân và thời gian hình thành các khối đại lục và đại dương từ lâu đã lôi cuốn sự quan tâm của các nhà nghiên cứu, bởi vì, như đã mô tả ở chương trước, trong cấu trúc và cách phân bố của chúng, có thể thấy rõ những quy luật nhất định. Lời giải đáp cho những quy luật phân bố này sẽ có ảnh hưởng to lớn đối với các nguyên lý của các khoa học về Trái Đất. Sau đây chúng ta sẽ đi qua một số giả thuyết và quan điểm chính đã từng tồn tại trong lịch sử khoa học.

4.1. GIẢ THUYẾT VỀ TÍNH NGUYÊN THỦY VÀ BẤT BIẾN CỦA LỤC ĐỊA VÀ ĐẠI DƯƠNG

Một số tác giả cho rằng lục địa và đại dương là những thực thể vốn có của vỏ Trái Đất, nghĩa là chúng là những thành tạo nguyên thủy, tồn tại trước cả lịch sử địa chất của Trái Đất, và không bị biến đổi về kích thước cũng như vị trí. Chỗ dựa căn bản của lập luận này là việc phát hiện ra các loại cấu trúc vỏ Trái Đất khác nhau giữa lục địa và đại dương: vỏ lục địa thuộc loại vỏ “granit” còn vỏ đại dương thuộc loại vỏ “bazan” (xem tiếp phần sau).

Song, những tài liệu nghiên cứu địa chất đã chứng tỏ rằng trên phần lớn bề mặt lục địa có mặt những tầng trầm tích chứa hóa thạch biển, nghĩa là chúng đã từng nằm dưới đáy biển. Chỉ riêng bằng chứng đó đã đủ để phủ định giả thuyết về tính nguyên thủy và bất biến của các lục địa và đại dương.

4.2. GIẢ THUYẾT VỀ SỰ TRÔI DẠT CỦA CÁC MẢNG LỤC ĐỊA

Suốt một thời gian dài, quan niệm về nguồn gốc Trái Đất khởi thủy nóng theo thuyết vũ trụ học của Kant- Laplace thống trị trong khoa học địa chất. Từ quan niệm đó đã ra đời thuyết tạo sơn do hiện tượng co rút của quả đất trong quá trình lạnh đi của nó. Theo thuyết này, trên toàn bộ bề mặt Trái Đất có lớp vỏ *sial* nhẹ bao phủ lớp *sim*a bên dưới có tỉ trọng cao hơn.

Có người đã nêu ra giả thuyết (ví dụ, W.Pikering) cho rằng vào một thời kỳ nào đó, do hiện tượng địa triều rất mạnh mà một bộ phận của lớp vỏ *sial* bị tách khỏi bề

mặt Trái Đất và trở thành mặt trăng(?!), chỗ khuyết trên mặt đất trở thành bồn Thái Bình Dương (?!). Phần còn lại của lớp vỏ sial lúc đầu là một đại lục thống nhất (A. Wegener gọi là lục địa Pangea), sau đó bị nứt tách thành nhiều mảng lớn. Vì các mảng này được cấu tạo bằng vật chất sial (loại vỏ granit) nhẹ hơn loại sima (loại bazan) nằm bên dưới, nên có thể “trôi” từ từ trên bề mặt lớp sima rồi trở thành các đại lục riêng rẽ và các bồn đại dương.

Cơ sở lập luận của thuyết lục địa “trôi dạt”, như đã trình bày trên, chủ yếu xuất phát từ sự khác nhau giữa các loại vỏ Trái Đất kiểu lục địa và kiểu đại dương và từ những tài liệu về địa lí sinh vật. Về mặt địa lí sinh vật, có một thực tế đáng chú ý là trên các châu lục giờ đây nằm cách nhau hàng ngàn kilômét mặt nước đại dương lại có nhiều nét giống nhau trong thế giới sinh vật. Các tác giả thuộc trường phái này cho rằng điều đó chỉ có thể giải thích được, nếu như trong quá khứ, các đại lục ấy đã từng gắn với nhau thành một khối. Một bằng chứng khác ủng hộ cho giả thuyết này là hình dáng đường viền các châu lục và bờ đại dương có nhiều nét khớp nhau theo kiểu vết tách vỡ, ví dụ hai bờ đông và tây Đại Tây Dương. Đó chính là thực tế đầu tiên cuốn hút sự chú ý của A.Wegener (1912), dẫn ông đến thuyết lục địa trôi dạt nổi tiếng từ đầu thế kỉ 20 tới nay.

Thuyết lục địa trôi đã được rất nhiều nhà địa lí sinh vật ủng hộ, vì tỏ ra rất có sức thuyết phục trong việc giải thích sự giống nhau trong thành phần động vật và thực vật của một số lục địa. Trái lại, trong giới địa chất nó ít được ủng hộ, vì khó tin rằng có thể tồn tại những lục to lớn đến mức mà thuyết này giả định. Chính vì vậy, thuyết lục địa trôi đã bị lãng quên dần trong hàng chục năm, mãi cho tới những năm 60 nó mới được hồi sinh, nhưng với những cơ sở về trường lực khác hẳn, đó là thuyết “kiến tạo toàn cầu”.

4.3. CÁC GIẢ THUYẾT VỀ SỰ PHÁT TRIỂN CÓ HƯỚNG CỦA VỎ TRÁI ĐẤT

Những quan điểm mới nhất về nguồn gốc lục địa và đại dương đã được xây dựng trên cơ sở thuyết vũ trụ học của O. Smidt và các tác giả khác về nguồn gốc khởi thủy lạnh của Trái Đất. Vỏ Trái Đất như ta thấy ngày nay là kết quả của cả một lịch sử địa chất lâu dài, trong đó nó phát triển liên tục, trở nên ngày càng phức tạp hơn và có tính định hướng.

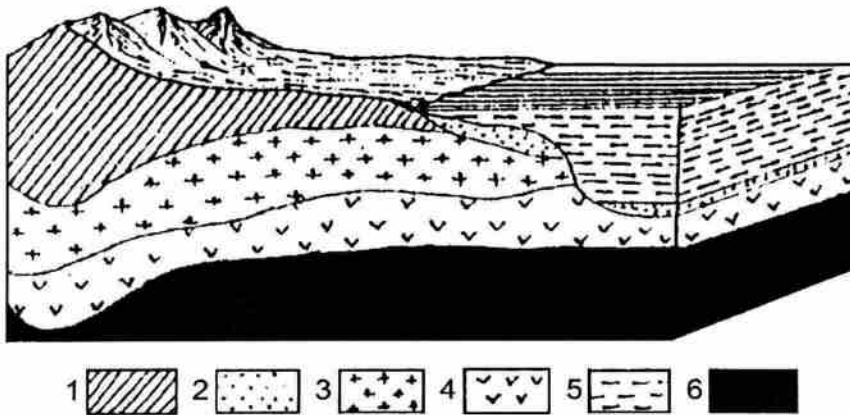
4.3.1. Cấu tạo vỏ Trái Đất

Nếu không kể tới các loại đá trầm tích là những thành tạo đóng vai trò thứ yếu trong phân loại cấu trúc vỏ Trái Đất thì thạch quyển có hai yếu tố chính với thành phần khác nhau: lớp trên gồm chủ yếu các nham thạch thuộc loại granit (mật độ 2,5- 2,7 g/cm³) và lớp bên dưới gồm những nham thạch gần giống bazan về thành

phần (mật độ 2,7 - 2,9 g/cm³). Trên lục địa, chúng phân cách nhau bởi bề mặt Conrad tại độ sâu khoảng 17 km. Khối lượng của đá trầm tích, đá axít (nhóm granit) và bazic (nhóm bazan) có tương quan là 1:3:6 (Ermolaep, 1967). Toàn bộ khối lượng vật chất này nằm bên trên lớp manti (mật độ 3,3 g/cm³) và phân cách với nó bởi bề mặt Mohorovicic (nơi tốc độ truyền sóng đàn hồi dọc (Vp) và ngang (Vs) thay đổi đột ngột. Tùy theo sự có mặt của hai lớp nói trên trông thành phần vỏ Trái Đất, người ta chia ra những kiểu vỏ Trái Đất sau đây.

1) Kiểu vỏ lục địa

Vỏ lục địa có cấu tạo 2 lớp: lớp trên là lớp “granit” và lớp dưới thuộc “loại bazan”. Trong thành phần lớp trên có tính cả các nham thạch trầm tích dày trung bình 3-5 km, có mật độ 1,8-2,5 g/cm³, biến chất và cả những khối xâm nhập bazơ (H. 9). Bề dày của lớp granit khoảng chừng 25 - 30 km, bên dưới nó là lớp bazan dày tới 20 km. Mật độ trung bình của kiểu vỏ này là 2,7-2,9 g/cm³.



Hình 9. Tương quan giữa những kiểu vỏ lục địa và vỏ đại dương

1. Đá trầm tích; 2. Trầm tích bờ rời; 3. Lớp “granit”; 4. Lớp “bazan”; 5. Nước; 6. Mantia.
(Trích theo Đ.G. Panov, 1965)

Trong lớp “granit” có sự tập trung các nguyên tố kiềm, nhôm, silic, các nguyên tố hiếm như Uran, Thori; lớp bazan tập trung nhiều Ca, Al, Fe, còn lượng Si thì ít hơn; các nguyên tố hiếm chủ yếu là Titan (Taraxop, 1963). Vỏ lục địa được phân chia làm 3 phụ kiểu: vỏ lục địa miền nền, vỏ lục địa miền tạo núi đại lục và vỏ lục địa miền tạo núi trẻ và mạnh.

– *Vỏ lục địa miền nền*: Đặc điểm của loại này là bề dày lớp granit thay đổi. Thường gặp trên các miền nền đại lục, thềm lục địa và phần trên của sườn lục địa và cả ở đáy các biển nội địa.

– *Vỏ lục địa miền tạo núi đại lục*: Khác với loại trên ở chỗ có bề dày lớp granit và bazan đều lớn hơn. Gặp tại các bộ phận cao của lục địa và trên các đảo (đảo Madagasca, Kalimantan, Tân Ghinê, v.v.). Trên lục địa, đó là những miền núi với độ cao dưới 3000 - 4000m.

– *Vỏ lục địa miền tạo núi trẻ và mạnh*: đặc trưng cho các miền núi cao trên 3000 - 4000m. Bề dày vỏ Trái Đất ở đây vượt quá 60 km, có thể tới 80 km.

2) Kiểu vỏ đại dương

Vỏ kiểu đại dương khác vỏ lục địa ở chỗ chỉ có lớp “bazan”, nếu không kể lớp phủ rất mỏng đá trầm tích, đá phun trào và lớp bùn trên mặt đáy đại dương. Bề dày thông thường rất nhỏ, trong phạm vi 5-10 km. Vỏ đại dương cũng có một số phụ kiểu:

– *Vỏ miền nền đại dương* đặc trưng cho phần lớn diện tích đáy đại dương và là loại vỏ đại dương điển hình. Bề dày từ 3 - 17 km.

– *Vỏ đại dương miền tạo núi* phát triển trên các cung đảo và núi dưới đáy đại dương. Kiểu vỏ này phổ biến ở phần ven rìa các bồn đại dương, ở các độ sâu nhỏ hơn 2 500m, với bề dày từ 10 tới 25 km.

– *Vỏ đại dương miền địa máng* là loại đặc trưng cho các biển ven rìa có cung đảo chắn. Ở đới này, bề dày tầng “bazan” tăng, đạt tới 5-20 km, có nơi còn thấy cả di tích của tầng granit (biển Nhật Bản, biển Java, v.v.).

– *Vỏ đại dương trong các vực thẳm*, nơi bề dày trung bình là 8 - 10 km.

– *Vỏ ở các bồn biển nội địa*: kiểu vỏ này có đặc điểm là có tầng đá trầm tích rất dày, đạt tới 10 - 12 km ở Hắc Hải, 20 - 40 km tại Lí Hải.

Bề dày trung bình của vỏ Trái Đất là 20,6 km đối với toàn cầu, 40,6 km đối với các lục địa và 10,8 km đối với các đại dương (Ermolaie, 1967).

Trên cơ sở những khái niệm về cấu trúc vỏ Trái Đất trình bày trên đây, ta có thể tiếp cận nhóm các giả thuyết gần gũi với thực tế địa chất hơn.

Theo *thuyết về sự mở rộng dần diện tích các lục địa* thì khuynh hướng chủ yếu trong lịch sử phát triển của cấu trúc vỏ Trái Đất là sự quá độ chuyển hóa từ các cấu trúc vỏ nền đại dương thành các đai địa máng hoạt động mạnh (lúc đầu đó là các địa máng giữa đại dương, ví dụ địa máng vùng biển Nhật Bản hiện tại, và cuối cùng trở thành các địa máng nội địa, ví dụ địa máng Tetit). Khi các đai địa máng này khép lại, tạo ra những miền uốn nếp rộng lớn, thì diện tích các lục địa đã được mở rộng và các đại dương thì bị thu hẹp lại. Trong quá trình uốn nếp, biến chất, xảy ra hiện tượng “granit hóa” lớp vỏ bazan vốn có trước đó của đại dương và “lớp granit” dần dần xuất hiện, vỏ đại dương sẽ chuyển hóa thành vỏ lục địa. Bằng cách đó, xung quanh các khiên cổ của tất cả các đại lục dương như đã được viền quanh dần, như được đắp thêm những đai uốn nếp càng ra phía ngoài càng trẻ hơn. V.I.Popôp (1960) đã tính được tốc độ gia tăng này tới 0,75km/ triệu năm.

Nhìn lên bản đồ kiến tạo thế giới ta có thể thấy rất rõ những sự kiện này: ví dụ, các khiên cổ Bantích, Canada, Trung Sibêri đều được viền quanh bằng những đai uốn nếp trẻ dần ra các miền xung quanh.

Trong giả thuyết này còn có một điều cơ bản chưa chứng minh được, đó là cơ chế của quá trình chuyển hóa từ lớp bazan thành lớp granit. Người ta đặt tên cho quá trình này là “granit hóa”. V.A. Magnitxki quan niệm như sau: vỏ lục địa khác vỏ đại dương là có lượng Si và Al cao hơn nhiều. Lượng Si cần để tạo ra “lớp granit” chỉ có thể lấy từ phần trên của lớp manti, và chỉ cần xảy ra quá trình phân hủy vật chất để tách silic trong phạm vi bề dày manti từ 200 đến 300 km là đủ. Khi chế độ địa mảng kết thúc để trở thành miền cấu trúc nền thì quá trình granit hóa cũng kết thúc.

Giả thuyết này được nêu ra trong những năm gần đây (V.V. Belousov, Van Bemelen, V.V. Tikhomirov, A.D. Afanaxiev, D.G. Panov). Các tác giả đều đặt một điều kiện tiên quyết là có khả năng xảy ra sự biến đổi loại vỏ lục địa thành loại vỏ đại dương và ngược lại.

Belousov cho rằng trong lòng đất xảy ra quá trình phân dị vật chất và quá trình này tạo ra lớp granit của vỏ Trái Đất. Quá trình tạo “lớp granit” xảy ra vào giai đoạn granit của sự phát triển cấu trúc vỏ Trái Đất (giai đoạn địa mảng). Sau khi đã tạo ra lớp vỏ granit và các cấu trúc miền nền, quá trình phân dị vật chất yếu dần và phát triển xuống độ sâu lớn hơn, bắt đầu giai đoạn phát triển kiến tạo tiếp theo của các miền nền đã được hình thành từ trước và các khối bazan nóng chảy trào lên mặt đất, nghĩa là xảy ra quá trình phun trào bazan, và dưới đáy đại dương thì quá trình này diễn ra trên những diện tích rất lớn. Đồng thời với quá trình này đã xảy ra quá trình bazan hóa vỏ Trái Đất, lớp granit được thay bằng “lớp bazan”. Trong quá trình bazan hóa, vỏ Trái Đất đã bị giáng xuống và tạo ra các bồn đại dương. Như vậy, theo thuyết này thì tuổi của các đại dương trẻ hơn, chúng được hình thành từ Mezozoi, rồi từ đó bắt đầu mở rộng và lún sâu xuống. Đại dương cổ nhất là Thái Bình Dương và trẻ nhất là Đại Tây Dương. Quan niệm này của V.V. Belousov giờ đây đã hoàn toàn không còn được ủng hộ vì chưa ai chứng minh được quá trình bazan hóa như vậy. Hơn nữa, sự phát triển của kiểu vỏ đại dương ngày nay được giải thích rất tốt bằng thuyết kiến tạo mảng qua quá trình tách dần đáy đại dương.

V.V. Tikhomirôv thì cho rằng ở những khu vực giáng xuống, vỏ Trái Đất bị biến đổi do có những hợp chất của sắt và manhê (Fe, Mg) được bổ sung thêm, “lớp granit” được thay thế bằng “lớp bazan”. Do ảnh hưởng của những biến đổi lí - hóa học mà phần dưới của “lớp bazan” trở thành loại siêu bazơ và hòa vào bộ phận trên của manti. Ở khu vực mặt đất nâng lên thì vỏ Trái Đất được bổ sung từ manti các hợp chất của Al, Na, Si, K, Ca và hình thành “lớp granit”.

Sự khác biệt chủ yếu giữa Belousov và Tikhomirov là ở chỗ Belousôv cho rằng quá trình chuyển hóa này nằm trong phạm vi các hiện tượng macma, còn Tikhomirov - hiện tượng biến chất trao đổi (ở nhiệt độ tương đối thấp).

Các giả thuyết này đã phần nào có ý nghĩa trong việc giải thích những kiểu cấu trúc vỏ Trái Đất khác nhau giữa lục địa và đại dương. Tuy vậy, vẫn tồn tại hai mâu thuẫn chính: 1 - sự thay đổi của thể tích nước trên Trái Đất; 2 - khả năng lí - hóa thực tế để chuyển hóa từ loại vỏ này thành loại vỏ kia.

A.B.Popov (1959) cho rằng sự biến đổi thể tích nước trên Trái Đất phụ thuộc vào cường độ hoạt động núi lửa và vận động kiến tạo. Vào thời kỳ vận động kiến tạo hoạt động mạnh thì hiện tượng núi lửa cũng tăng cường, do đó lượng nước trên mặt đất tăng lên. Tuy lượng nước tăng nhưng bù lại là vẫn có những khu vực hạ lún sâu trong giai đoạn này nên mực nước không bị thay đổi lớn.

Đối với vấn đề khả năng thực tế xảy ra quá trình chuyển hóa hóa-lí của các loại vỏ, người ta đã tìm được những tài liệu địa chất và địa vật lý chứng tỏ có khả năng này, đặc biệt là trường hợp granit hóa lớp bazan.

4.3.2. Thuyết kiến tạo mảng. Vấn đề kiến tạo toàn cầu

Trong mấy chục năm qua đã diễn ra sự biến đổi rất căn bản trong cách nhìn nhận nguồn gốc lục địa và đại dương, theo hướng vận dụng giả thuyết kiến tạo toàn cầu. Thuyết này đang được nhiều người ủng hộ, ngày càng tìm ra những bằng chứng có sức thuyết phục cao. Vì vậy, chúng ta sẽ xem xét vấn đề này một cách chi tiết hơn.

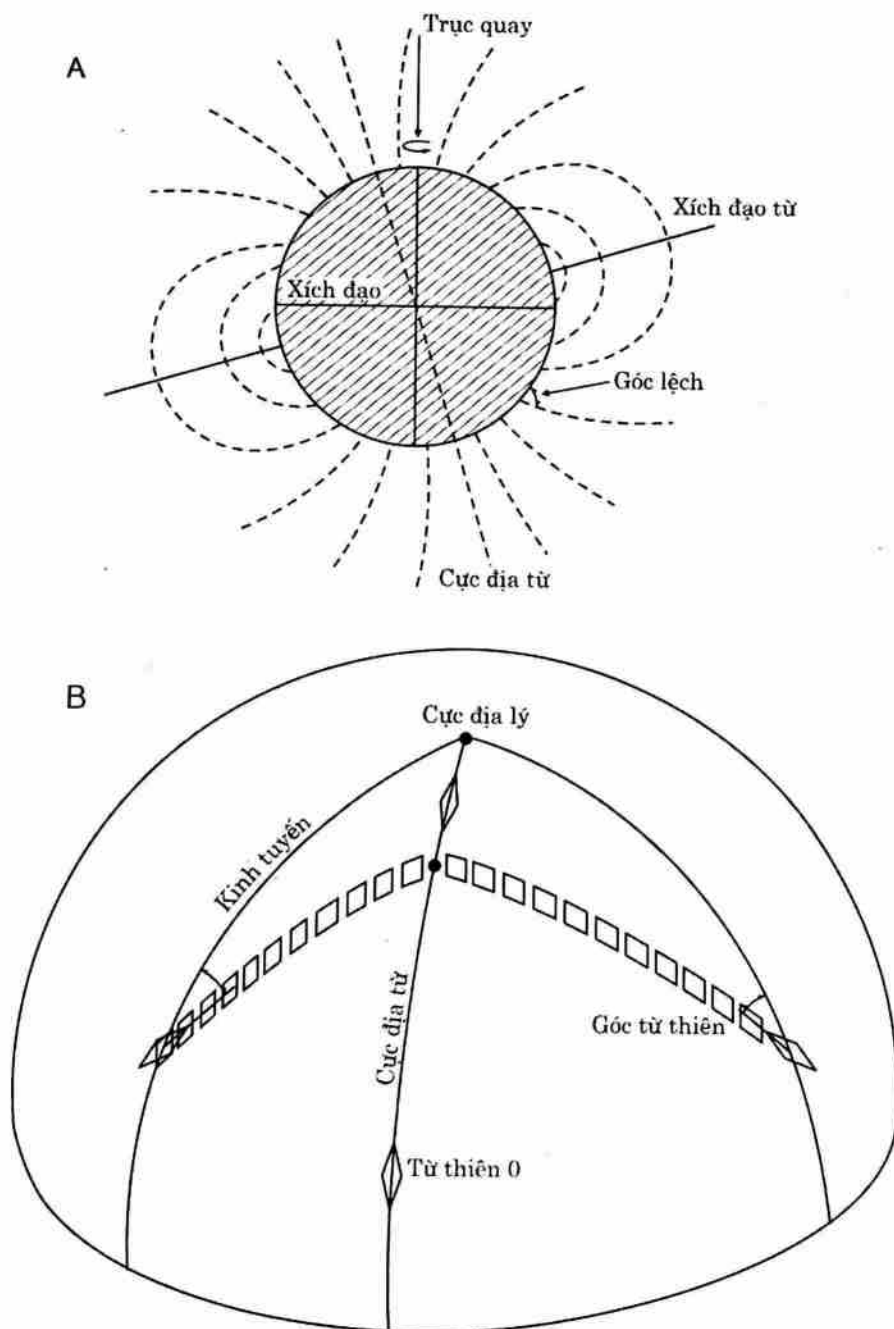
Giả thuyết lục địa trôi dạt của Alfred Wegener đã gây ra những cuộc tranh luận trong hàng chục năm, bởi vì các chứng cứ do ông và những người ủng hộ ông đưa ra đều có thể giải thích trên những quan điểm trái ngược nhau.

Lúc đầu, chính ông cũng cho rằng lục địa trôi là điều không thể tin được và đã từ bỏ ý tưởng về giả thuyết này. Song, sau đó ông đã nghiên cứu các tài liệu cổ sinh vật học và cấu trúc địa chất và đã phát hiện ra sự ăn khớp nhau của hai bờ đại dương cả về những phương diện này nữa. Điểm yếu của giả thuyết này là ở chỗ nó động chạm đến quá nhiều lĩnh vực chuyên môn, động chạm đến quan điểm khoa học của nhiều người.

Không nhắc lại ở đây toàn bộ những nghiên cứu liên quan đến cuộc tranh luận về phát hiện của Wegener, có lẽ chỉ nên nhấn mạnh những hướng nghiên cứu đã có ảnh hưởng quyết định tới giả thuyết này, những nghiên cứu đã lay chuyển đáng kể quan điểm của một bộ phận quan trọng các nhà khoa học. Đó là *nghiên cứu từ tính* của nham thạch và những mô hình dựng lại *từ trường cổ của Trái Đất*. Nhờ những nghiên cứu này, người ta đã chứng minh được khá rõ sự di chuyển của các lục địa. Khi điều đó vừa được khẳng định tương đối chắc chắn, nhiều nghiên cứu khác đã được bắt đầu để cung cấp thêm tài liệu ủng hộ cho luận thuyết này, đáng kể nhất là những nghiên cứu *dòng địa nhiệt* và *địa chấn*.

1) Cổ từ, từ trường của Trái Đất

Nhà vật lý hoàng gia Anh thời Elizabet I, William Gilbert là người đầu tiên nghiên cứu từ trường của Trái Đất (TTĐ). Ông cho rằng TTĐ như một không gian được tạo nên bởi một thanh nam châm khổng lồ nằm ở gần tâm địa cầu và có trục định hướng dọc theo trục quay của Trái Đất. Trường này có hai cực B, N và được đặc trưng bởi “từ lực” (“magnitude”) và “hướng từ lực”. Từ lực đạt cực đại ở cực và tối thiểu xung quanh xích đạo từ của Trái Đất. Vectơ từ lực có hai yếu tố là độ từ khuynh và độ từ thiên (H.10).



Hình 10. Từ trường của Trái Đất : A. Từ khuynh; B. Từ thiên

Cường độ từ trường biến thiên theo không gian, giảm từ cực về xích đạo, đồng thời còn biến đổi theo kinh độ. Ví dụ, trên cùng vĩ độ, đại lượng này có giá trị khác nhau đáng kể giữa Úc và Nam Mỹ. Nguyên nhân gây ra sự khác nhau này là ở cấu trúc Địa cầu, chứ không phải vì những nguyên nhân bề mặt, chẳng hạn như do có mỏ quặng sắt, v.v.

Ngoài những biến thiên theo không gian, còn có những biến đổi theo thời gian: hàng ngày, và thế kỉ. Ví dụ, kể từ thế kỉ XVII tới nay, vị trí từ cực cũng đã có sự thay đổi nhất định. Chẳng hạn, độ từ thiên ở London, trước đó là 10° KD, mà đến 1800 đã là 20° KT, 1975 - giảm xuống còn 7° KT. Cũng trong thời gian này, độ từ khuynh dao động từ 75° đến 67° , còn cường độ từ trường thì giảm xuống từ từ. Trên phạm vi toàn cầu, sự lệch đi so với từ trường nhị cực giản đơn cũng di chuyển dần về hướng tây với tốc độ $0,18^{\circ}$ kinh độ / năm và hoàn thành một vòng trong thời gian 2 000 năm. Đối với dao động chu kì dài thì đáng ngạc nhiên nhất là *sự đảo từ cực*.

2) Nguồn gốc của từ trường Trái Đất

Nghiên cứu chi tiết từ trường hiện đại của Trái Đất đã dẫn người ta đến một giả thuyết tương đối có sức thuyết phục. Nó được xuất phát từ quan niệm rằng "lớp nhân ngoài" vốn là một chất lỏng có tính dẫn điện cao, hoạt động như một "máy phát điện tự cảm". Cơ thức còn chưa hoàn toàn rõ, nhưng có lẽ có một vài dạng năng lượng trong lòng đất có thể chuyển hóa thành những dòng điện bao quanh nhân và tạo ra từ trường hai cực. *Trong quan niệm này, điều có ý nghĩa quan trọng nhất là tất cả các giả thuyết được mọi người công nhận đều thực sự đòi hỏi sự hiện diện của một từ trường hai cực định hướng gần song song với trục quay của Trái Đất.*

3) Độ từ dư

Do Trái Đất có từ trường mà khi nhiệt độ của các khối macma hạ xuống qua "điểm Curi" ($400 - 600^{\circ}$), các khoáng vật giàu sắt được nhiễm từ theo từ trường Trái Đất. Sau đó, nếu khoáng vật này không bị nung nóng trở lại qua điểm Curi, độ nhiễm từ của nó được bảo tồn ổn định qua hàng trăm triệu năm. Đó chính là độ từ dư. Cường độ của nó phụ thuộc vào thành phần khoáng vật và cường độ từ trường của Trái Đất vào thời điểm nó kết tinh.

Việc đo độ từ dư tương đối khó khăn, vì đó là những đại lượng rất nhỏ. Nhưng kể từ khi Blekett chế tạo được *máy từ kế phiếm định*, người ta chẳng những có thể đo được từ dư của đá macma mà cả của một số đá trầm tích với lượng từ rất nhỏ.

Nhìn chung, đá trầm tích có chứa những khoáng vật sắt, nên khi trầm đọng, các khoáng vật này cũng được định hướng theo từ trường của Trái Đất. Lượng từ dư này thường rất nhỏ, lại có thể bị suy giảm sau đó do những phản ứng hóa học, nên

việc đo đạc rất khó khăn. Song, nếu tuân thủ những quy cách lấy mẫu và đo từ nghiêm ngặt, ta vẫn có được những thông tin đáng quý.

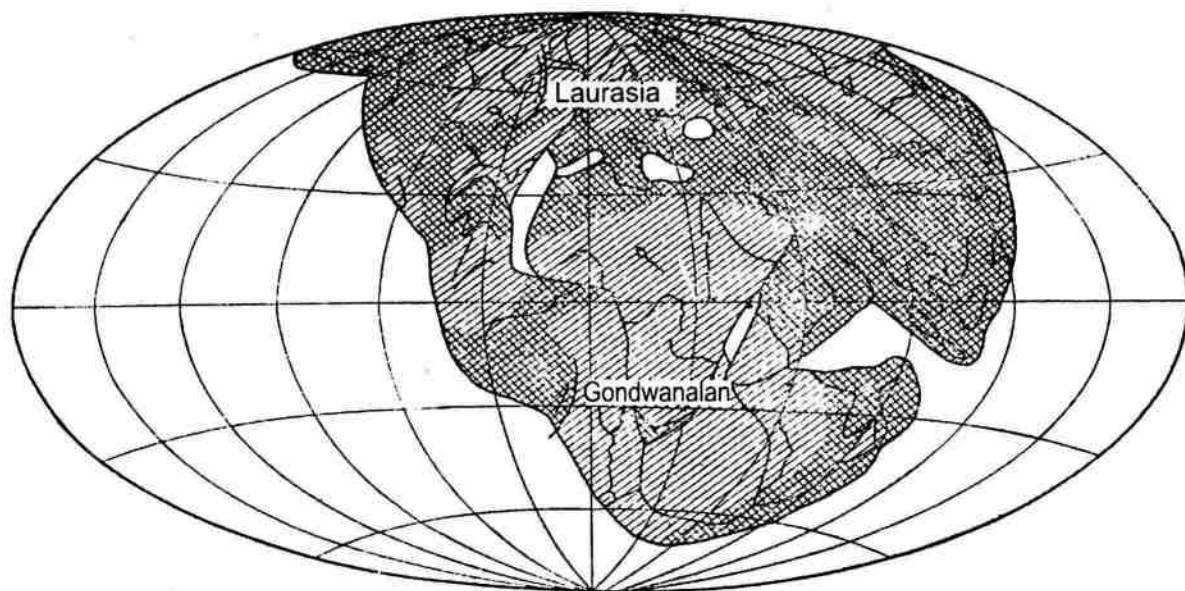
4) Cơ sở của việc tái dựng từ trường cổ

Khi lấy mẫu phải định hướng mẫu thật cẩn thận, phải chú ý loại bỏ ảnh hưởng của những phá huỷ kiến tạo. Tiếp sau, dùng máy từ kế phiếm định để đo cường độ, độ từ thiên, từ khuynh của vectơ nhiễm từ địa phương vào thời điểm nhiễm từ dư. Để làm việc này, trước hết phải thừa nhận một điều là từ trường của Trái Đất có dạng nhị cực. Theo đó, căn cứ vào số liệu đo, tính được vị trí từ cực cho từng khoảng thời gian nhất định. Do có nhiều loại sai số, đặc biệt do chuyển dịch kiến tạo, độ chính xác là $\pm 5^\circ$. Vì vậy, người ta phải đo cho một loạt mẫu cùng tuổi, sau đó xác định bán kính độ tin cậy cho vị trí các từ cực.

Phần lớn các nghiên cứu cổ từ đầu tiên được thực hiện với đá bazan ở Nhật, Ý và Pháp. Từ năm 1950, theo sáng kiến của Blekett, đã có nhiều nghiên cứu gây ngạc nhiên về kết quả xác định trong cát kết tuổi Triat ở Anh. Được biết rằng cách đây 200 000 000 năm, vị trí của từ cực khác xa so với ngày nay. Người ta đưa ra giả thuyết về sự trôi dạt chậm chạp trên mặt địa cầu của từ cực. Hệ quả là người ta đã vẽ được những đường cong vị trí trôi dạt của từ cực dựa theo những vị trí gần đúng của từ cực vào những thời kì địa chất khác nhau. Khi xây dựng những đường cong này cho từng châu lục riêng rẽ, đã thấy tính quy luật dường như khẳng định giả thuyết nêu trên, nhưng khi so sánh các đường cong này với nhau thì phát hiện ra rằng chúng không ăn khớp với nhau. Phát hiện quan trọng này đã dẫn đến việc từ bỏ giả thuyết về sự trôi dạt của các từ cực để xây dựng giả thuyết trôi dạt lục địa, là giả thuyết duy nhất có thể lí giải ít nhiều hợp lí các kết quả đo cổ từ. Nếu các châu lục từng thay đổi vị trí so sánh của mình thì tất cả nham thạch cùng tuổi trên một lục địa phải cho thấy cùng một vị trí từ cực, trong khi các nham thạch của lục địa khác sẽ phải chỉ ra một vị trí khác của nó. Ngày nay phần lớn các nhà nghiên cứu cổ từ đều theo lập luận này. Tưởng chừng như sự ngầm hiểu tính đồng nhất của cực địa lí và cực địa từ được củng cố thêm bằng luận chứng lí thuyết có thể đã cho phép người ta dựng lại sự di chuyển của các lục địa một cách chi tiết. Song, việc thử nghiệm lắp ghép các số liệu đã cho thấy tình hình không phải như vậy. Trong khi độ từ khuynh phản ánh vĩ độ từ trường cổ thì độ từ thiên lại không xác định kinh độ từ trường cổ; vị trí so sánh về kinh độ trước kia, chẳng hạn so với kinh tuyến Greenwich tỏ ra vẫn không xác định. Tuy nhiên vị trí so sánh giữa các lục địa lại có thể xác định được dựa theo các đường cong trôi dạt từ cực. Theo lí thuyết, khi hai mảng lục địa còn gần cùng nhau và chưa có sự di chuyển tương đối giữa chúng với nhau thì các đường cong trôi dạt từ cực của chúng phải trùng nhau. Trái lại, khi chúng đã tách khỏi nhau và di chuyển độc lập với nhau, các đường cong này sẽ độc lập với nhau.

Phương pháp nghiên cứu được xây dựng theo kết luận này giúp người ta kiểm tra được các mô hình trôi dạt lục địa trên cơ sở những số liệu đo cổ từ.

Wegener cho rằng toàn bộ các đại lục trước kia đều nằm trong một khối thống nhất - đại lục Pangea (H. 11). Ông cho rằng đại lục Pangea đã tồn tại ít ra là đến kỉ Pecmi, với lí lẽ là đợt băng hà thời kì C-P của Nam Mỹ, châu Phi, Ấn Độ và Úc đòi hỏi các lục địa ấy phải gắn liền với nhau, nếu đây thực sự là đợt băng hà mang tính toàn cầu. Những số liệu thu thập sau này cho thấy là Đại Tây Dương được mở khi châu Mỹ tách khỏi Pangea bắt đầu vào Jura ở phía nam rồi lan dần lên phía bắc, cho đến Mesozoi muộn thì tách châu Âu khỏi châu Mỹ. Sự tách rời các châu Phi, châu Á, châu Úc và châu Nam Cực được nghiên cứu kém chi tiết hơn, nhưng người ta cho rằng bắt đầu vào Jura sớm. Như vậy, nếu giả thuyết về Pangea của Wegener là đúng thì tất cả các đại lục ngày nay vào thời kì Paleozoi muộn đã có cùng một từ cực duy nhất. Sự khẳng định điều này sẽ đồng nghĩa với chứng cứ chủ yếu về sự đúng đắn của giả thuyết ban đầu của Wegener, và, thực tế, các đường cong di chuyển từ cực đối với các đại lục riêng rẽ chỉ mới bắt đầu chệch nhau từ Triat muộn. Điều đó được thấy rõ khi so sánh các đường cong đối với châu Phi, Nam Mỹ và Bắc Mỹ. Châu Úc và lục địa Nam Cực có lẽ vào giai đoạn này cũng bắt đầu tách rời nhau. Mặt khác, các tài liệu cổ từ tạo cơ sở cho ta giả thiết rằng Ấn Độ tách khỏi Phi Châu và Châu Úc khỏi lục địa Nam Cực muộn hơn, có lẽ là vào Kz sớm.

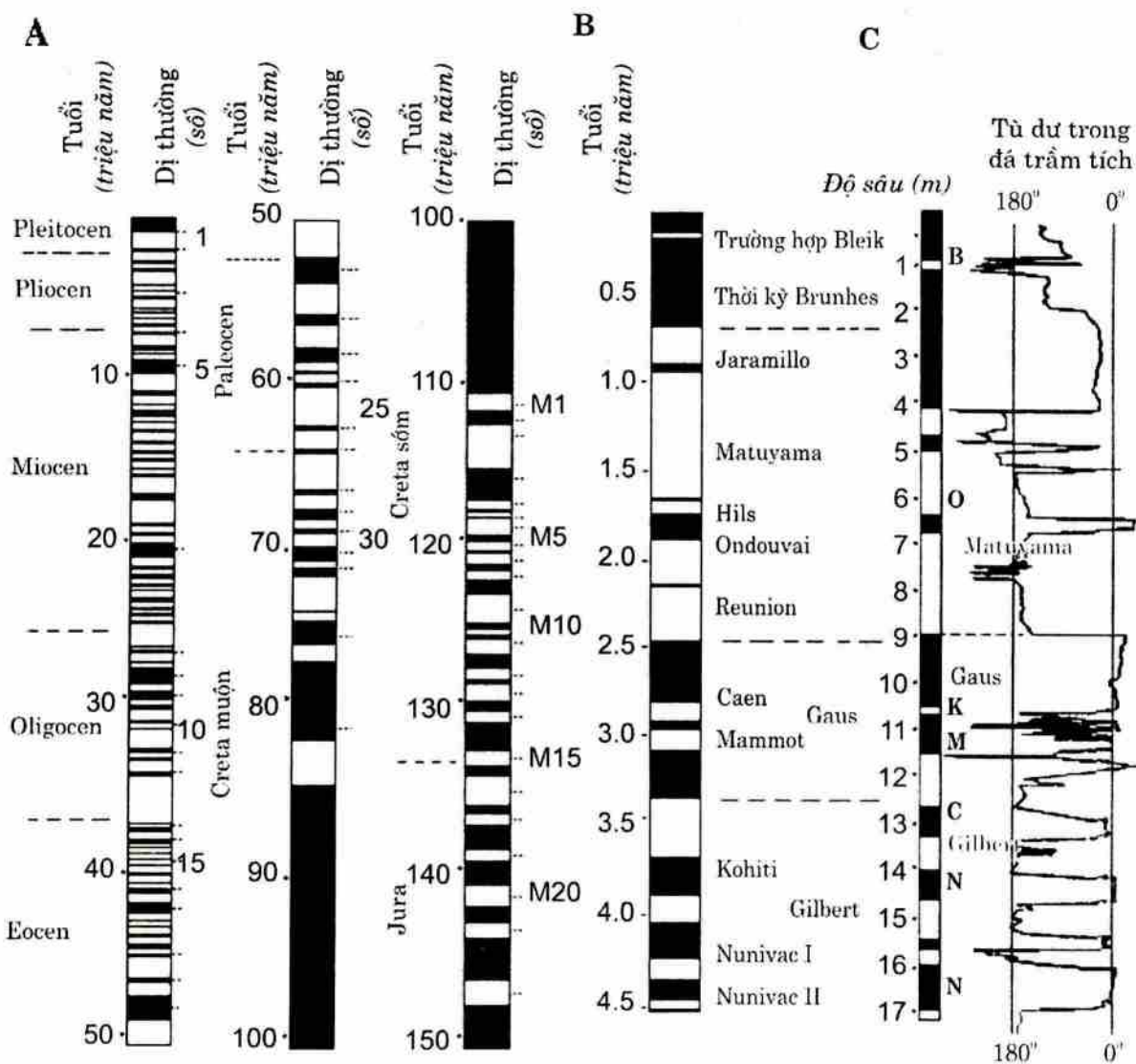


Hình 11. Siêu lục địa Pangea theo sơ đồ của Wegener ứng với thời kì Cacbon thượng
(trích theo Rice J.)

5) Sự đảo cực của từ trường của Trái Đất

Dường như ngay lập tức sau khi bắt tay nghiên cứu từ dư một cách có hệ thống, người ta đã phát hiện ra hiện tượng đảo cực của từ trường của Trái Đất. Nhà

bác học Pháp Brunhes là một trong những người đầu tiên phát hiện ra hiện tượng này năm 1906. Tuy vậy, trong một thời gian dài người ta vẫn không dám tin chắc rằng đã giải thích đúng đắn những số liệu thu thập được. Người ta cho rằng ở đây có thể có cơ chế tự quay, trong đó nam thạch có thể nhiễm từ ngược dấu với từ trường xung quanh. Những thí nghiệm ở Nhật Bản đã chứng tỏ hiện tượng này có thực, song đòi hỏi phải có những điều kiện đặc biệt đến mức rất hiếm khi gặp được.



Hình 12. Niên biểu các sự kiện đảo cực của từ trường Trái Đất

A. Đảo cực trong 150 000 000 năm gần đây, trong đó có đánh số các dị thường đã xác định và được dùng vào việc định tuổi đá đại dương; B. Chi tiết hóa những sự kiện đảo từ cực trong 4 - 5 triệu năm gần đây; C. Những sự kiện đảo từ cực được xác định theo các lỗ khoan đá đại dương. (Trích theo R. Rice).

Vì vậy, khi biết rằng những trường hợp từ cực đảo cũng thường gặp như những trường hợp từ cực thuận, thì việc đảo cực của từ trường Trái Đất là việc đương nhiên. Điều này đã được khẳng định qua việc xác định tuổi của đá, theo đó sự chuyển đổi cực từ trường đã diễn ra đồng thời trên toàn Trái Đất. Những nghiên

cứu sau đó đã xác định được trên 100 lần đảo cực từ trường trong Mz và Kz (H.12). Việc nghiên cứu chi tiết pha chuyển cực từ trường cho thấy rằng trước khi xảy ra chuyển đảo, cường độ từ trường nhanh chóng giảm xuống còn 25% so với bình thường. Sự giảm yếu như vậy gây ra hiện tượng bất ổn định ngày càng rõ của vị trí các từ cực, cho tới khi xảy ra sự di chuyển đột ngột của chúng dọc theo vòng tròn lớn tới vị trí gần như ngược lại. Sau đó cường độ được khôi phục từ từ tới giá trị bình thường. Toàn bộ quá trình này diễn ra trong 10 000 năm, trong đó quá trình đảo cực chiếm dưới 5 000 năm. Ngày nay cường độ từ trường cũng đang giảm khá nhanh, nhưng vì chúng diễn ra đều đều, nên không có cơ sở để nói rằng chúng ta đang đứng trước ngưỡng cửa hiện tượng đảo cực, nhưng cũng không chắc chắn rằng nó sẽ không diễn ra.

Giai đoạn Kz muộn được chia thành những thời đoạn hoặc giai đoạn từ trường thuận và từ trường nghịch với thời lượng xấp xỉ 1 triệu năm, gọi là những “thời kì” và được gán tên các nhà khoa học nổi tiếng từng nghiên cứu cổ từ (H.12).

Như vậy, do hiện tượng đảo từ cực mà có nhiều mẫu đá với lượng từ dư yếu khó định tuổi. Trong khi đó sẽ thuận lợi hơn nếu ta xác định tuổi của các tầng trầm tích, trong đó có thể phân định được nhiều lần đảo từ cực. Những tầng trầm tích như vậy có thể là những lõi khoan trầm tích đáy đại dương (lỗ khoan biển sâu). Việc phân tích cổ từ đối với chúng đã giúp phát hiện được thứ tự đảo từ cực tương tự như kết quả phân tích các trầm tích lục địa (H.12). Điều này chẳng những cho phép liên hệ các lõi khoan với nhau mà còn cho phép xác định tuổi theo *thang địa niên biểu xây dựng theo những sự kiện đảo từ cực*.

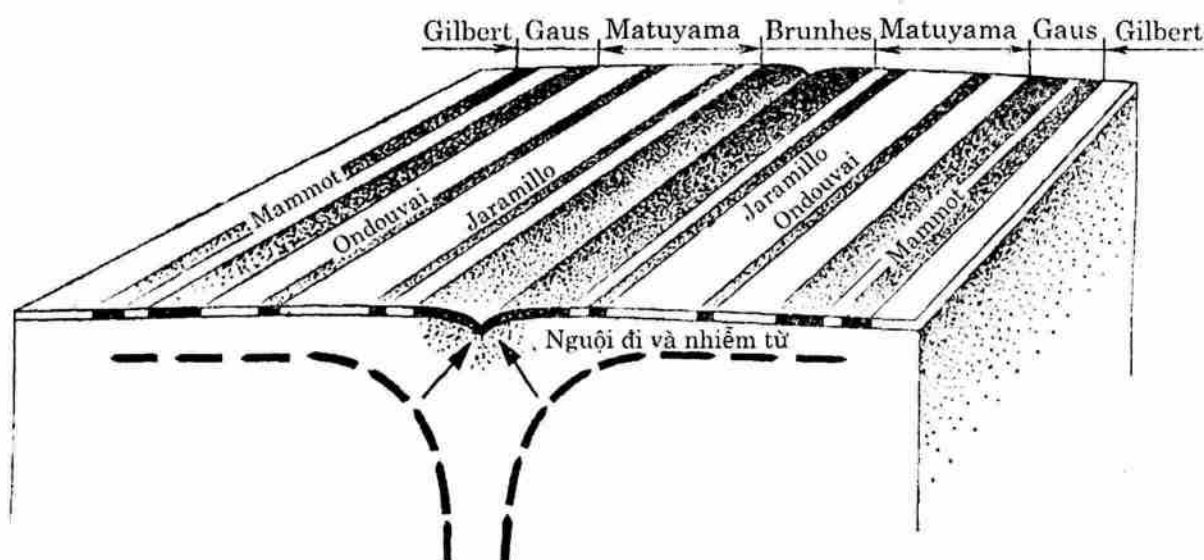
6) Biến thiên cường độ từ trường dưới đại dương

Trong những năm 1950, người ta đã đo đạc từ trường phần Đ-B Thái Bình Dương theo chương trình nghiên cứu của viện Hải dương học Scripps, La Jolla, California. Qua đó đã phát hiện được những dải kéo dài có hình dạng đáng chú ý chạy theo hướng gần B - N, chiều rộng từ 30 đến 50 km và được đặc trưng bởi dị thường từ + hoặc -. Kiểu bố trí dị thường như vậy không gặp trên đại lục và lúc đầu người ta không giải thích được. Điều kì lạ này lại càng gây chú ý hơn nữa khi người ta nghiên cứu bờ Đại Tây Dương của Bắc Mỹ và cũng phát hiện được cấu trúc tương tự.

Vine F.J. và Matthews D.H. đã giải thích bằng hai cách khác nhau:

- Theo giả thuyết của Hess được đưa ra trước đó rằng đáy đại dương phải được cấu tạo bởi những mảng vỏ thuộc những thế hệ khác nhau, trẻ nhất là vỏ mới được hình thành dọc sống giữa đại dương (các dải núi trung tâm) và các dải vỏ này di chuyển dần vào phía bờ đại lục.

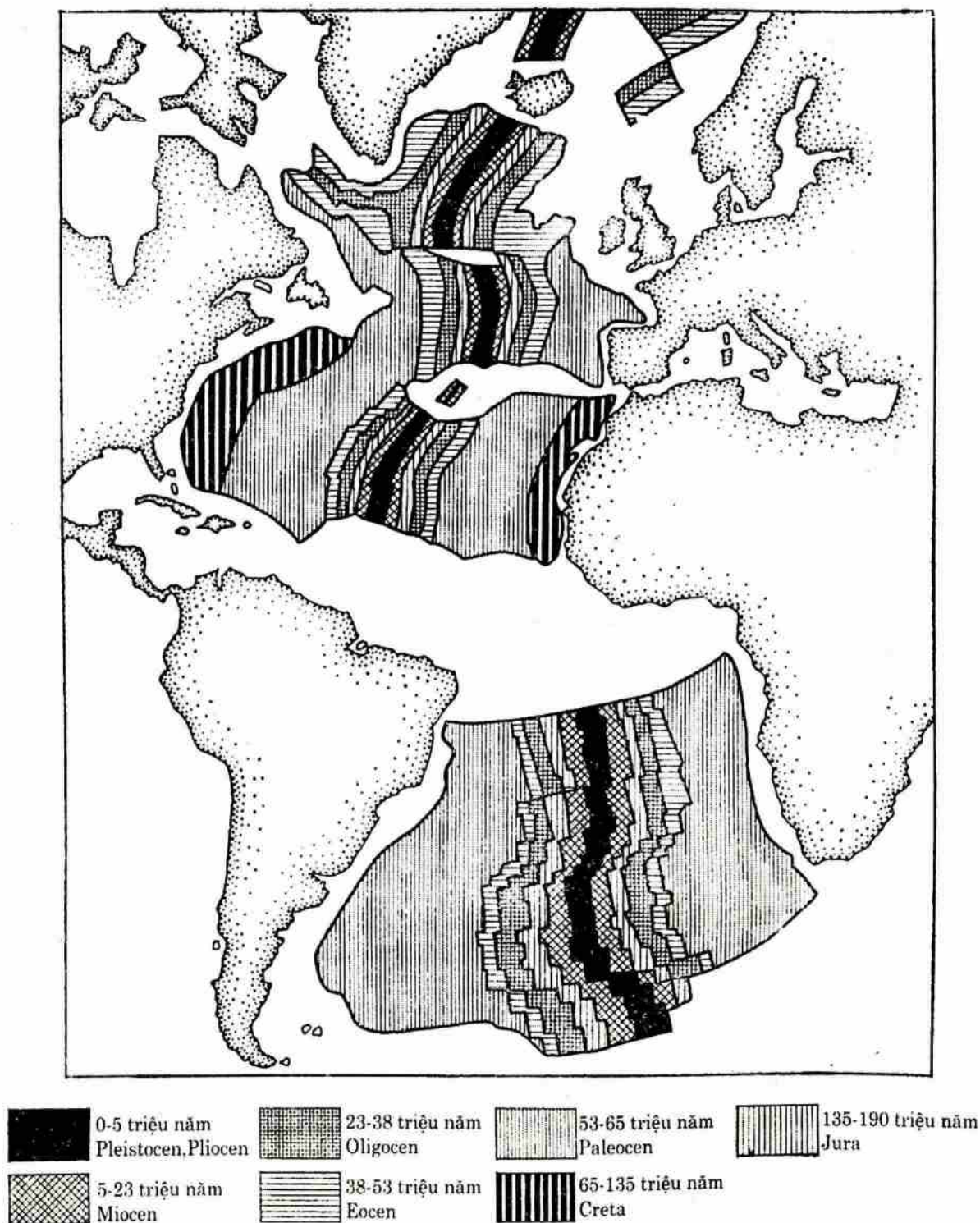
– Giả thuyết thứ hai dựa trên quan niệm được nhanh chóng công nhận rằng các cực từ trường của Trái Đất luôn đổi chỗ cho nhau. Các tác giả này giả định rằng nếu thuyết tách dần đáy đại dương đúng thì lớp dung nham bazan trào lên dọc dải núi trung tâm còn ghi được từ trường của Trái Đất khi nó qua điểm Curi (H.13). Những dải dị thường dạng tuyến có thể được giải thích bởi sự đảo cực theo chu kì, bởi vì dải vỏ được thành tạo vào thời kì từ trường thuận rồi sau đó bị đẩy dần khỏi trung tâm sống giữa đại dương nó phải tăng dần cường độ từ trường và tạo ra dải dị thường dương. Còn dải vỏ mới tiếp sau đó được tạo ra vào thời kì từ trường nghịch và có thể tạo ra dị thường âm. Theo cách giải thích này, các dải dị thường nằm hai phía sống giữa đại dương phải có cách sắp xếp đối xứng gương với nhau. Nhiều nghiên cứu hiện đại đã thử liên hệ những dị thường từ này với bức tranh về cực từ trường của Trái Đất được xác định trên đại lục. Các kết quả này đã được đưa lên bản đồ biểu diễn bằng đường đẳng thời (H.14).



Hình 13. Tuổi của những khu vực khác nhau của đáy Đại Tây Dương xác định theo những đặc trưng dị thường từ (trích theo Rice J.)

Nếu giả thuyết trên đúng thì trên cơ sở hình dạng các dải dị thường từ, có thể nêu hai kết luận thú vị. Thứ nhất là có thể xác định được thời gian khi đáy đại dương bắt đầu tách dần tại những khu vực khác nhau. Ví dụ, dải dị thường dương cổ nhất ở phía bắc Đại Tây Dương (giữa Na Uy và Greenland) cho ta biết đáy bắt đầu tách dần cách đây 60 triệu năm. Thứ hai, theo đó có thể tính được tốc độ tách dần đáy đại dương. Năm 1963 người ta đã tính được tốc độ tách dần ở dải núi Reikjanes tại T- N Islandie là 10 mm / năm trong quá trình 4 triệu năm nay. Tốc độ này gọi là tốc độ mở bán phần.

Sau đó người ta đã tính tốc độ tách dần cho tất cả các dải núi trung tâm. Lớn nhất là ở Thái Bình Dương, giữa xích đạo và 30° VDN - 60 - 90 mm / năm trong 9 triệu năm gần đây. Đối với nam Đại Tây Dương - 20 mm / năm, Ấn Độ dương - 15 - 30 mm / năm.



Hình 14. Tuổi của đáy Đại Tây Dương xác định theo tài liệu cổ từ
(trích theo Rice J.)

7) Những dấu hiệu bổ sung về tách dẫn đáy đại dương

Do tách dẫn đáy đại dương, vỏ đại dương phải có tuổi trẻ nhất tại dải núi trung tâm và càng ra xa dải núi này nó càng già hơn. Để chứng minh luận điểm này, người ta đưa ra hai phương pháp: thứ nhất là xác định *tuổi tương đối của các đảo đại dương* mà phần nhiều chúng là những đảo núi lửa bazan và thứ hai là xác định *tuổi tuyệt đối của trầm tích đáy đại dương*. Năm 1963 Wilson đã phân tích tuổi của các trầm tích cổ nhất trên từng hòn đảo Đại Tây Dương và thấy thứ tự tuổi của chúng đúng như đã dự đoán theo logic của giả thuyết tách dẫn: càng gần dải núi trung tâm càng trẻ hơn.

Tương tự, bức tranh phân bố tuổi trầm tích của các lỗ khoan sâu dưới đáy đại dương xác định theo dị thường từ cũng trùng khớp với những kết quả định tuổi bằng các phương pháp truyền thống.

Trầm tích cổ nhất khoan được có tuổi Jura và tập trung ven một hoặc cả hai bờ Đại Tây Dương. Trên phần diện tích rộng lớn còn lại của đáy đại dương, trầm tích có tuổi trẻ hơn, từ Crêta đến Kz, và càng gần dải núi trung tâm càng trẻ hơn. Bề dày trầm tích ven rìa lục địa cũng dày hơn so với dọc dải núi trung tâm. Mặt khác, thậm chí ở tây Thái Bình Dương, nơi đáy đại dương phân cách với rìa lục địa bằng vực sâu biển thẳm ven cung đảo cũng thấy mối liên hệ tương tự giữa bề dày trầm tích và khoảng cách tới dải núi trung tâm.

8) Dòng địa nhiệt

Từ lâu đã biết gradient địa nhiệt trên lục địa là 30°C trên 1 km độ sâu. Dòng địa nhiệt được tính bằng $\text{calo} \times 10^{-6} \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Người ta đã xác định được rằng giá trị trung bình trên lục địa là 1,46 đơn vị nói trên (biên độ dao động từ $< 0,5$ đến > 10).

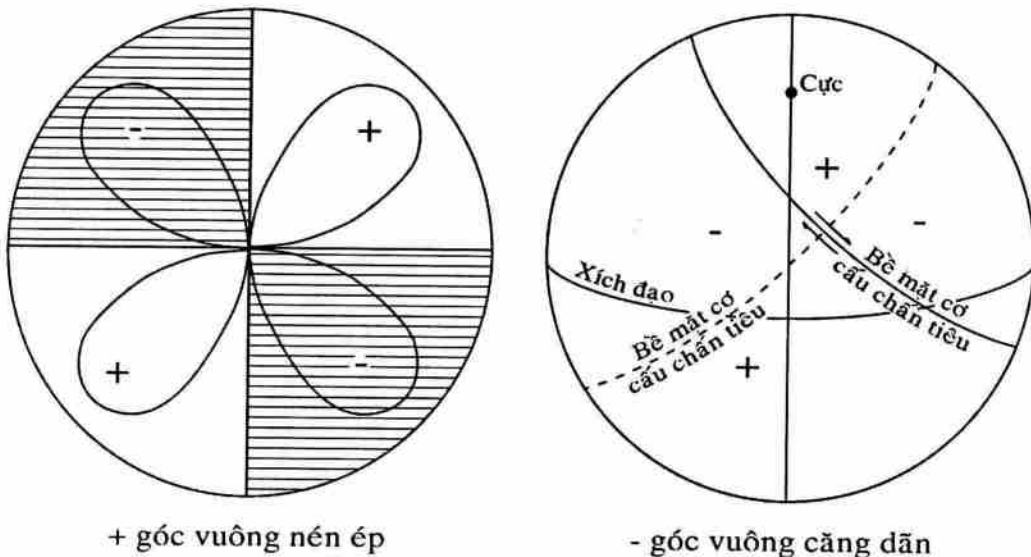
Trước kia người ta vẫn cho rằng nguồn sinh nhiệt chủ yếu ở đây là các chất phóng xạ trong lớp vỏ lục địa. Theo lập luận đó, dưới đáy đại dương do trong vỏ Trái Đất có chứa ít hơn rất nhiều các chất phóng xạ này nên dòng địa nhiệt phải nhỏ hơn rõ rệt. Nhưng quan điểm này đã bị đánh đổ khi vào những năm 1950 người ta phát minh ra máy đo dòng địa nhiệt dưới dạng *pin nhiệt*. Dụng cụ này được đưa vào lớp trầm tích đáy tới độ sâu vài mét để trực tiếp đo dòng nhiệt. Kết quả cho thấy cường độ dòng địa nhiệt dưới đáy đại dương lớn hơn trên lục địa rất nhiều. Ở dải núi trung tâm thấy *dọc theo trục sống giữa đại lượng này lớn nhất*, đôi khi vượt con số 8 đơn vị, *trên hai cánh* giá trị này *rất thấp*. Những khu vực dị thường khác là nơi tiếp giáp giữa cung đảo và các vực sâu biển thẳm: phía quay về đại lục của các cung đảo, giá trị này rất cao, còn trong các vực sâu biển thẳm và các đồng bằng biển thẳm - rất thấp.

Nhiều người cho rằng đây là bằng chứng về dòng đối lưu trong mantia. Thực tế là có hiện tượng này, nhưng chỉ tập trung thành từng ổ nhất định: dòng nhiệt đi

lên tại các trục sống giữa đại dương, khiến cho tại đây dòng địa nhiệt cao hơn hẳn, đi xuống tại các đới hội tụ, nơi vỏ đại dương chui xuống dưới rìa lục địa hoặc các cung đảo. Chính tại nơi đây, do cọ sát mà dòng nhiệt cao hơn ở phía rìa lục địa hoặc rìa cung đảo quay về đại lục, còn bên cánh có vật chất đi xuống của vực sâu biển thẳm và đồng bằng biển thẳm thì dòng nhiệt lại rất yếu. Mô hình này đã được xác minh ở nhiều nơi.

Như vậy, trên cơ sở hiện tượng đối lưu này, có thể giả thiết rằng dòng vật chất với năng lượng cần thiết phân bố xung quanh tâm và có tồn tại mối liên hệ địa lý chặt chẽ giữa tính chất địa hình bề mặt và mô hình ổ đối lưu, cùng với độ sâu trong vỏ manti, nơi diễn ra vòng đối lưu. Về độ sâu này, còn có bất đồng: một số cho rằng nó bao quát toàn bộ manti, số khác lại cho rằng nó không vượt quá quyển mềm.

9) Các tài liệu nghiên cứu địa chấn



Hình 15. Sơ đồ nghiên cứu các dao động đầu tiên trong một trận động đất.

Bên trái: biểu đồ hai hợp phần thể hiện các góc vuông nén ép và căng dẫn, trên đó có nút hoa thể hiện cường độ sóng P; Cực đại của cường độ đạt được khi góc tạo với hướng của đứt gãy là 45° .

Bên phải là sơ đồ thể hiện 4 góc vuông trên mặt đất. Trong cả hai trường hợp đều có thể tồn tại hai mặt phẳng mà dọc theo đó có thể có dịch chuyển; Việc chọn mặt nào thường được quyết định theo các dữ liệu địa chấn. (Trích theo Rice J.)

Các biểu hiện địa chấn trên hành tinh tập trung thành hai khu vực chủ yếu: vành đai Thái Bình Dương và dải địa chấn từ Indonêxia qua Trung Á tới Địa Trung Hải, ngoài ra còn có những dải dọc theo các dãy núi trung tâm đại dương. Việc nghiên cứu sự phân bố chấn tâm chẳng những giúp xác định được cách bố trí của các đứt gãy đang hoạt động, mà thông qua phân tích cận kề các thông tin do các máy đo địa chấn hiện đại cung cấp, còn có thể xác định được sự chuyển dịch dọc theo mặt trượt của chúng. Phương pháp này liên quan đến một thực tế là những

dao động đầu tiên của một cuộc động đất đơn giản được các máy ghi địa chấn xác định ở trạm này là tác dụng nén, ở trạm khác lại là căng dãn. Người ta đã xác định được rằng có hai kiểu dao động ban đầu như vậy là do chúng được ghi trong những góc vuông khác nhau được tạo bởi hai mặt phẳng cơ cấu chấn tiêu nằm vuông góc với nhau, trong đó một mặt phẳng gọi là mặt trượt, còn mặt kia gọi là mặt phẳng hỗ trợ (H.15). Qua những thông tin này, ta có thể xác định được sự chuyển dịch tương đối: chuyển dịch trượt xảy ra *song song với mặt phẳng đứt gãy, vuông góc với mặt phẳng hỗ trợ* và *hướng về phía góc vuông nén ép*. Nghiên cứu này có ý nghĩa thực tiễn là giúp ta xác định được bản chất của các dịch chuyển liên quan đến hai nhóm hiện tượng: các trượt bằng biến dạng và các đứt Benioff.

Các trượt bằng biến dạng

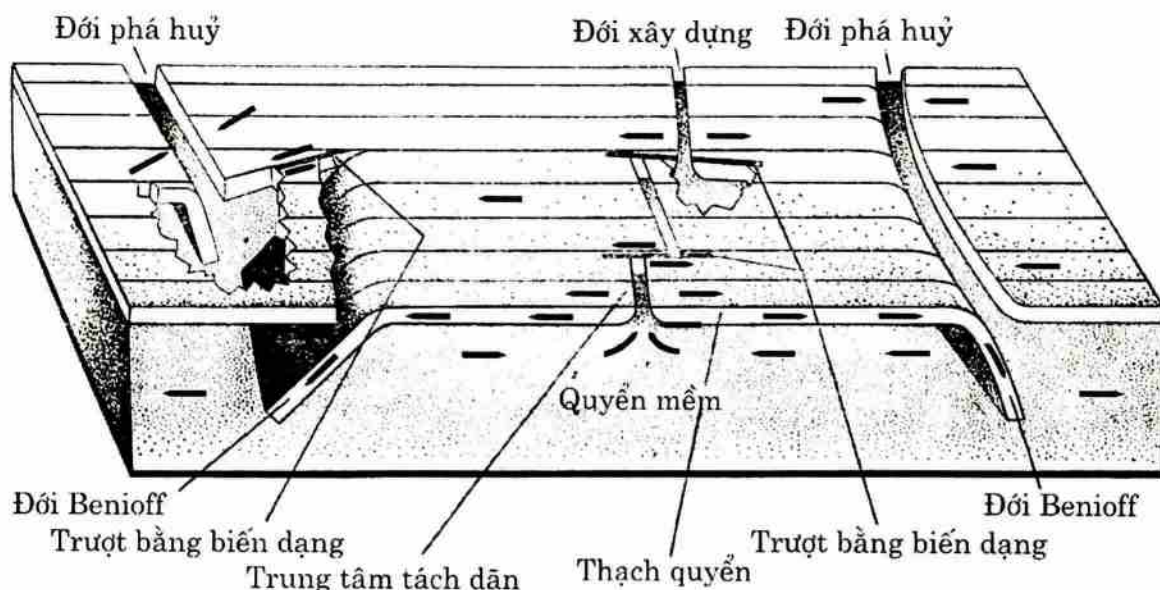
Đây là những đứt gãy được phát hiện trong quá trình đo vẽ địa từ đối với các dải núi trung tâm. Từ cả hai phía của mặt trượt đều có thể tìm được những cấu trúc ăn khớp với nhau và những dải cấu trúc dạng tuyến bị phân đoạn. Đã xác định được biên độ trượt bằng đạt 10 - 100 km. Năm 1965, loại đứt gãy này đã được Wilson gọi là *các trượt bằng biến dạng*. Ông chứng minh rằng các đứt gãy này khác về cơ bản so với các đứt gãy kiến tạo thông thường khác. Trước hết, đó là không có căn cứ nào để cho rằng các đoạn riêng rẽ của dải núi trung tâm từng tồn tại lâu dài cùng nhau trước khi trượt bằng xảy ra, trái lại, các cấu trúc tương tự nhau đã được thành tạo ngay trong từng đoạn của trục sống giữa. Từ đó ông suy ra rằng sự chuyển dịch thông thường chỉ giới hạn trong phạm vi đối phá huỷ nằm giữa các dãy núi. Kết luận thứ hai là hướng chuyển dịch phải ngược lại với các đứt gãy ngang thuận thông thường. Năm 1967, Sykes bằng những dữ liệu địa chấn đã khẳng định được phần lớn các tính chất mà Wilson đã dự kiến trên. Tác giả này cho biết, ở khu vực các dải núi trung tâm có hai kiểu động đất. *Loại thứ nhất* xảy ra dọc theo từng dải núi và thể hiện điều kiện động lực *căng dãn* tồn tại trong đới trục sống giữa. *Loại thứ hai* xảy ra giữa các đoạn của dải núi trung tâm và liên quan với các chuyển dịch ngang thống trị. Như vậy, các kết quả nghiên cứu dao động đầu tiên cho thấy các sóng địa chấn ở đây liên quan đến các đứt gãy trượt bằng biến dạng chứ không phải là với các đứt gãy thuận.

Đới Benioff

Có một điều dễ thấy là trên một thể cầu với thể tích không đổi, nếu có một bộ phận vỏ được tạo mới ở nơi này thì ở nơi khác phải có một bộ phận vỏ bị phá huỷ theo kiểu đền bù (H. 16).

Có nhiều cơ sở để cho rằng những đới huỷ hoại như vậy là các máng biển thẳm. Trong số các bằng chứng, có lẽ có ý nghĩa hơn cả là sự phân bố các trận động đất trên mặt phẳng chấn tâm gần máng sâu biển thẳm: trên một đới nghiêng 45° từ phía máng biển thẳm vào thân cung đảo hoặc rìa lục địa. Tại đây có những chấn

tâm sâu nhất, trong đó có nhiều trường hợp vượt quá 500 km. Nghiên cứu các dao động đầu tiên cho thấy sự gia tăng *nén ép* trong đới Benioff theo chiều sâu từ phía các khu vực gần bề mặt cạnh máng trùng biển thẳm, nơi có môi trường động lực *căng dãn*. Do có vỏ bị hút chìm, những mảng vật liệu kết tinh tỉ trọng nhỏ đi sâu vào mantie tạo ra dị thường trọng lực âm mà người ta đã đo được trên đại bộ phận các cung đảo. Cũng vì vậy mà dị thường từ dạng dải đã biến mất trong khu vực vực sâu biển thẳm, bởi lẽ vật chất ở đây chắc chắn phải trải qua sự nung nóng qua điểm Curie. Người ta tính được tốc độ hút chìm khác nhau đối với những cung đảo khác nhau: cung Alêut - 10 mm / năm, cung Marian - tới 90 mm / năm.



Hình 16. Sơ đồ thể hiện sự tạo mới thạch quyển ở trung tâm tách dãn và sự huỷ hoại của nó tại đới Benioff đang bị hút chìm (trích theo Rice J.)

10) Kiến tạo mảng

a. Những quan niệm chính

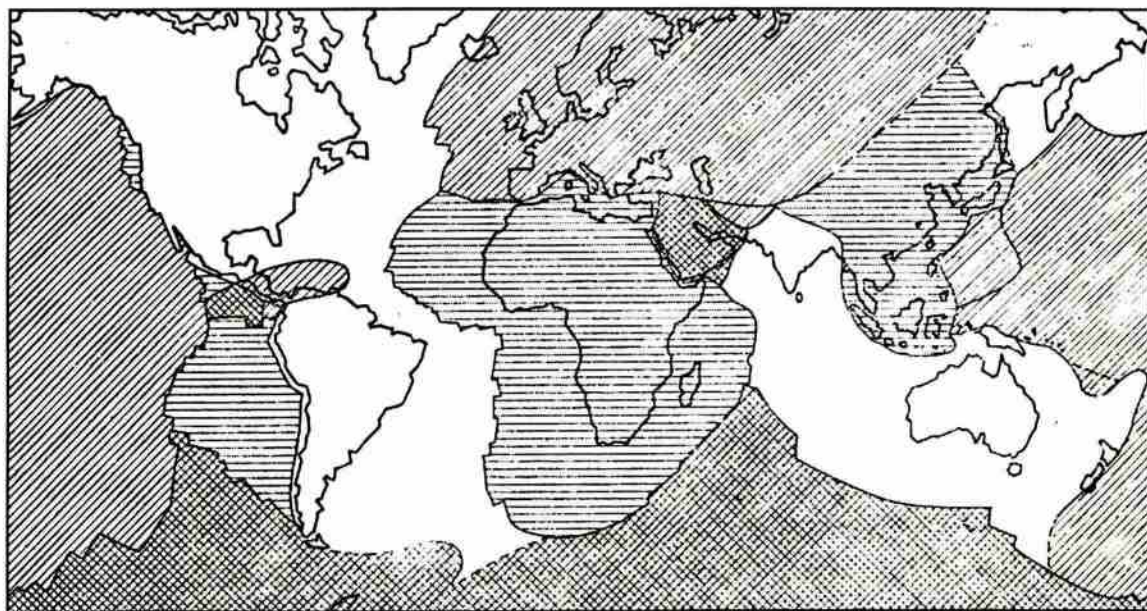
Trên đây đã trình bày hai luận thuyết chủ yếu, từng là đối tượng tranh luận trong hàng chục năm qua, đó là thuyết lục địa trôi dạt và thuyết đại dương dãn nở. Hai luận thuyết này gắn bó chặt chẽ với nhau, nhưng không đồng nhất với nhau. Việc kết hợp cả hai thuyết này với nhau đã cho ra đời một thuyết mới hiện đại hơn, bao quát hơn, đó là *thuyết kiến tạo mảng*.

Một định đề căn bản của nhiều luận thuyết địa vật lí hiện đại là cho rằng thạch quyển bao gồm hàng loạt mảng cứng (H.17). Lúc đầu người ta phát hiện được 6 mảng chính độc lập với khoảng 20 mảng nhỏ khác. Trên phạm vi mỗi mảng có thể có cả kiểu vỏ lục địa lẫn vỏ đại dương và không có mối liên quan trực tiếp giữa cấu trúc của mảng với sự phân bố đại lục. Mảng Thái Bình Dương - hoàn toàn mang tính chất "đại dương", còn mảng Âu Á - hầu như hoàn toàn "lục địa". Ngày nay người ta cho rằng có ba kiểu đường ranh giới: *xây dựng*, *hủy hoại* và *bảo thủ*.

Ranh giới xây dựng là nơi tạo ra vỏ mới, ví dụ dọc theo các dãy núi trung tâm đại dương. Ranh giới hủy hoại - nơi vỏ Trái Đất bị tiêu hủy đi, ví dụ dọc đới Benioff, trong đới hút chìm. Loại ranh giới bảo thủ là nơi vỏ Trái Đất không có sự tăng thêm hoặc mất đi, ví dụ ranh giới dọc theo trượt bằng biến dạng.

b. Đặc điểm hình học của các mảng

Có những quy luật hình học quy định sự chuyển dịch của các mảng. Morgan cho rằng, theo định lí Euler thì sự chuyển dịch của một mảng cứng từ vị trí này sang vị trí khác bao giờ cũng có thể mô tả được bằng những công thức của sự dịch chuyển đơn giản quanh trục xuyên qua tâm thể cầu. Nghĩa là mọi điểm trên mảng cứng này trong khi di chuyển đều vẽ nên một cung tròn xung quanh cực trục quay của chúng. Từ đó suy ra trong trường hợp đường ranh giới bảo thủ, sự chuyển dịch của mảng phải đi dọc theo những đoạn nhỏ của vòng tròn xung quanh trục quay. Từ những đặc trưng hình học của hình cầu suy ra rằng tốc độ di chuyển tương đối trên các ranh giới xây dựng và hủy hoại phải thay đổi theo sự thay đổi của khoảng cách góc tính từ cực quay, hoàn toàn giống như biến thiên tốc độ quay của Trái Đất tại những điểm có vĩ độ địa lí khác nhau. Ngày nay người ta đã xác định được cực quay của tất cả những mảng chính.



Hình 17. Các mảng thạch quyển chính trên bề mặt địa cầu.

Nhiều đường ranh giới còn giả định, nhất là ở châu Á; ngoài ra còn có vô số mảng nhỏ chưa được thống nhất ranh giới (trích theo Rice J.)

Có thể tính được không mấy khó khăn góc và tốc độ quay cần thiết để các mảng châu Mỹ, châu Phi, mảng Âu Á di chuyển khỏi vị trí cũ của chúng trên siêu lục địa Pangea tới vị trí ngày nay. Tuy nhiên do trong quá trình chuyển dịch, các mảng không đi theo một tuyến đều đặn mà nhiều khi dạng zic zắc, nên khó có thể

tính được chính xác con đường thực mà chúng đã đi qua. Nhờ có những tài liệu mới về tuổi của các bộ phận đáy đại dương mà đã có thể xác định được chi tiết hơn rất nhiều sự chuyển dịch của các mảng. Người ta biết rằng để có thể tính được sự chuyển dịch của đại lục Bắc Mỹ và Âu Á từ Mz muộn đến nay, ít nhất cũng phải căn cứ trên 6 cực quay khác nhau.

c. Những quan điểm khác

Thuyết kiến tạo mảng đã giải thích được một phần về những đặc điểm địa hình mặt đất, cho phép dựng lại khá chi tiết vị trí của các đại lục và đại dương.

Tuy nhiên, cũng không thể không nhắc đến những ý kiến phản bác thuyết này. Lý lẽ chủ yếu của những người theo "phái tĩnh" là trong thuyết kiến tạo mảng còn có quá nhiều điều giả định, chỉ cần một vài trong số đó không đúng thì thuyết này sẽ đổ nhào. Tuy nhiên, phải thừa nhận rằng số người chống đối ngày càng giảm chứ không tăng thêm. Mặt khác, cũng có nhiều chỗ khó có thể giáp nối được cho ăn khớp với nhau, ví dụ bán đảo Iberi làm khó cho giáp nối hai bờ Đại Tây Dương. Người ta buộc phải giả định rằng sau khi tách khỏi châu Mỹ, bán đảo này đã phải quay ngược chiều kim đồng hồ.

Đường nét các đại lục và đại dương đúng là có những hình ảnh ăn khớp với nhau, đúng như là chúng đã từng gắn liền với nhau, nhưng vì sao lại vỡ ra và vỡ ra như thế nào thì đó còn là điều bí ẩn.

Về cơ thức trôi dạt đến nay vẫn còn nhiều tranh cãi. Ngày nay phổ biến rộng rãi ý kiến cho rằng nếu thuyết kiến tạo mảng là đúng thì nó cũng không thể không dùng đến định đề hay là sự công nhận trước sự vận động trong manti. Vậy mà chưa có ai lấy được mẫu từ bao manti, nên tất cả còn đang xác định gián tiếp. Một số nhà khoa học phủ định khả năng vận động đối lưu trong manti, số khác lại cho rằng trạng thái quán dèo của vật chất trong quyển mềm có thể thích hợp cho vận động đó. Điều chắc chắn có thể nói là không thể có mô hình vận động đối lưu giản đơn mà chắc là phải có cơ chế bao hàm cả những quá trình như trượt do trọng lực của các dải núi trung tâm đang nâng lên hoặc phải có quá trình tách dần các mảng thạch quyển dưới tác dụng của các thể xâm nhập phát triển dọc theo trục của dải núi trung tâm.

Nghiên cứu cổ từ là một phương tiện quan trọng của thuyết này, song nhiều kỹ thuật xử lý, giải thích cổ từ lại chưa hoàn hảo. Việc đo những số liệu ban đầu là vô cùng quan trọng, nhưng lại rất khó đạt chính xác. Biết rằng độ từ dư trong các trầm tích tích đọng trên mặt nghiêng thường đưa đến những sai số cho độ từ khuynh. Còn một khó khăn nữa là nhiều khoáng vật có độ nhiễm từ thứ sinh, trong phòng thí nghiệm cần phải loại bỏ chúng ra khỏi kết quả đo. Điều này cũng là cơ để những người chống đối vận dụng: tại sao lại chỉ dùng những số liệu phù hợp với giả thuyết ban đầu, v.v.

Chương 5

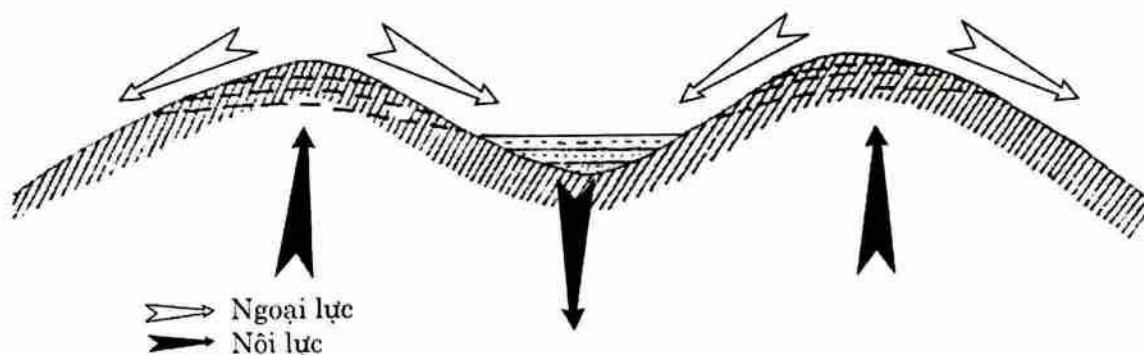
CÁC NHÂN TỐ THÀNH TẠO ĐỊA HÌNH

5.1. ĐỊA HÌNH MẶT ĐẤT LÀ KẾT QUẢ TÁC ĐỘNG TƯƠNG HỒ CỦA CÁC QUÁ TRÌNH NỘI SINH VÀ NGOẠI SINH

Cơ sở của những quan điểm hiện đại về sự phát triển của địa hình mặt đất là quan niệm về tính thống nhất của tác động tương hỗ giữa các quá trình nội sinh và ngoại sinh diễn ra trên bề mặt Trái Đất. Theo cách nhìn đó, địa hình là sản phẩm của các tác động *đồng thời, ngược nhau và liên tục* của 2 nhóm động lực này. Hoạt động của các quá trình nội sinh và ngoại sinh có tương quan về hướng và cường độ luôn luôn thay đổi cả trong thời gian cũng như không gian, do đó mà sản phẩm chung của chúng, tức là *địa hình mặt đất*, mấp mô và hết sức đa dạng. Hai nhóm lực này bắt đầu tranh giành ưu thế và tác động theo hướng ngược nhau kể từ khi một khu vực nào đó của vỏ Trái Đất, do nội lực, được nâng lên khỏi mực nước biển, chính xác hơn là kể từ khi chịu tác động của sóng biển và các dòng hải lưu. Trong quá trình này, loại địa hình nào được thành tạo chỉ phụ thuộc vào vấn đề nội lực hay ngoại lực (và cụ thể là quá trình ngoại sinh nào) chiếm ưu thế. Nếu như không có tác động của quá trình ngoại sinh thì các dãy núi có thể đạt tới những độ cao ngoài sức tưởng tượng của chúng ta, và giới hạn của chúng sẽ chỉ phụ thuộc vào khả năng vật lý của quá trình nội sinh. Song, trong thực tế, quá trình nâng lên do nội lực bao giờ cũng bị hạn chế bởi khả năng xâm thực và san bằng địa hình của ngoại lực, những vùng sụt lún kiến tạo bao giờ cũng được bù lại do hoạt động bồi đắp của các quá trình ngoại sinh, thậm chí có thể được bồi lấp hoàn toàn, như trong trường hợp vận động sụt lún đến bù. Từ đó dễ hiểu rằng địa hình dương chỉ được hình thành khi nội lực (quá trình nâng lên) chiếm ưu thế và địa hình âm - khi quá trình hạ lún xảy ra nhanh hơn sự bồi tụ. Tóm lại, nội lực bao giờ cũng có xu hướng làm cho mặt đất mấp mô, còn ngoại lực thì hầu như bao giờ cũng có xu hướng san bằng những dạng mấp mô đó. Quan hệ đó chính là nội dung chính của quy luật địa mạo chủ yếu sau đây: *trong việc hình thành địa hình mặt đất, vấn đề có ý nghĩa quyết định là tương quan cường độ vận chuyển vật chất bởi nội lực và ngoại lực* (H.18) (W. Penck, Die Morphologische Analyse, 1924).

Khi xét tương quan giữa 2 nhóm động lực tạo địa hình này, W. Penck đã nêu ra khái niệm về *kiểu phát triển đi lên* và *kiểu phát triển đi xuống* của địa hình. Đối

với một khu vực mặt đất đang bị vận động kiến tạo nâng lên, có thể thấy 3 khả năng về tương quan nội - ngoại lực và hướng phát triển địa hình như sau:



Hình 18. Tác động ngược nhau của nội lực và ngoại lực

Ở trường hợp thứ nhất, hiệu quả tổng hợp là bề mặt địa hình cao dần, nhưng tốc độ nổi cao của địa hình nhỏ hơn tốc độ nâng kiến tạo. Đó là *kiểu phát triển đi lên* của địa hình. Biểu hiện hình thái của nó là độ cao tuyệt đối, độ cao tương đối, độ chia cắt sâu, cường độ xâm thực sâu, độ dốc sườn đều cao, cường độ bào mòn mạnh. Hình dạng trắc diện dọc của dòng sông thường dốc, gồ ghề, có nhiều điểm gãy hình bậc thang. Do bị bóc lộ nhiều mà cấu trúc đất đá lộ rõ trong địa hình, nghĩa là địa hình thể hiện *tính chất cấu trúc* rõ ràng.

Ở trường hợp thứ 2, hiệu quả tổng hợp bằng "0", địa hình không cao lên mà cũng không thấp xuống, nhưng nó ở trạng thái cân bằng động.

Cuối cùng, trong trường hợp thứ 3, địa hình *phát triển theo kiểu đi xuống*, trong đó độ cao địa hình giảm dần, mặc dù vẫn đang chịu tác động vận động kiến tạo dẫu dương. Độ cao tuyệt đối, độ cao tương đối, độ dốc sườn đều giảm dần, trắc diện dọc các dòng sông thoải hơn, trong các chỗ trũng tích tụ nhiều sản phẩm bào mòn. Nếu kiểu phát triển đi xuống đủ lâu dài thì càng ngày càng thấy rõ hiện tượng địa hình không phù hợp với cấu trúc địa chất, bề mặt địa hình có thể cắt ngang mọi loại cấu trúc địa chất bởi một bề mặt chung có độ dao động độ cao rất nhỏ, gọi là *bề mặt san bằng*.

Trong trường hợp nội lực làm cho một khu vực mặt đất hạ xuống, các tương quan với ngoại lực (ở đây là quá trình bồi đắp, tích tụ) cũng tương tự:

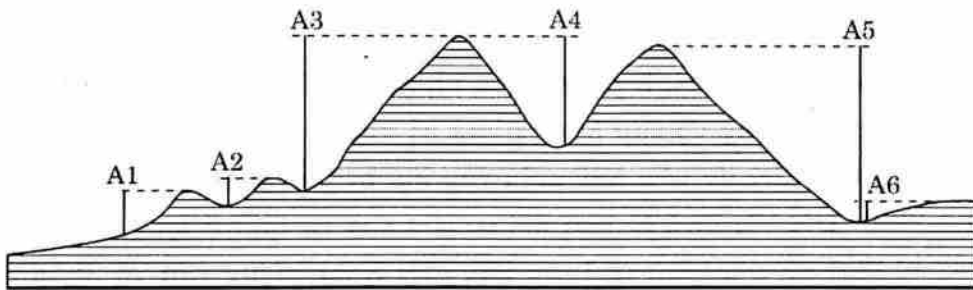
- 1) Tốc độ lắng đọng, bồi lấp chậm hơn quá trình hạ lún;
- 2) Hai quá trình này có tốc độ ngang nhau.
- 3) Tốc độ bồi lấp cao hơn tốc độ hạ lún.

Ở trường hợp thứ nhất, bề mặt tích tụ hạ thấp xuống, bồn trũng càng ngày càng sâu hơn. Trong trường hợp thứ 2, độ sâu bồn trũng không thay đổi, nhưng ở trạng thái cân bằng động (trường hợp vận động đền bù hoàn toàn). Ở trường hợp

sau cùng, mặc dù vỏ Trái Đất vẫn đang hạ lún nhưng bề mặt địa hình cao dần do độ sâu các bồn trũng giảm dần.

Cần nói rõ thêm rằng những tương quan vừa xét trên đây chỉ đặc trưng cho từng thời đoạn nhất định, bởi vì cường độ của các quá trình ngoại sinh có thể thay đổi theo thời gian do những biến đổi của khí hậu, và vận động kiến tạo cũng có thể đổi dấu. Để xác định hiệu quả tổng hợp của mỗi tương tác này trong một giai đoạn nào đó, người ta tính hiệu giữa đại lượng nâng lên (hoặc hạ lún) của vỏ Trái Đất và bề dày của lớp bề mặt đã bị bóc mòn đi (bồi đắp thêm) theo chiều thẳng đứng.

Do đó, để đánh giá cường độ các quá trình phát triển địa hình, người ta dùng khái niệm *năng lượng địa hình*, một đại lượng mang màu sắc định tính: độ cao tương đối càng lớn thì năng lượng địa hình càng cao, bởi vì độ chênh cao càng lớn thì các quá trình ngoại sinh nhận được thế năng càng đáng kể hơn trong hoạt động bào mòn và vận chuyển vật chất (h.19).



Hình 19. Sơ đồ minh họa khái niệm năng lượng địa hình
(A1, A2, A3, A4, A5 - các giá trị năng lượng địa hình)

Trong lịch sử địa chất, sự phát triển của cấu trúc vỏ Trái Đất và địa hình mặt đất đã trải qua những thời kì phát triển đột biến và tiến hóa xen kẽ nhau. Vào thời kì đột biến, cường độ vận động kiến tạo (nội lực) lớn, đó là những giai đoạn tạo núi kịch phát, địa hình trở nên rất tương phản, nghĩa là có năng lượng rất cao. Trái lại, trong những thời kì phát triển tiến hóa từ từ, nội lực giảm dần cường độ của mình và tác dụng biến đổi địa hình của các quá trình ngoại sinh thắng thế, cuối cùng ngoại lực san bằng mặt đất, tạo ra những *bề mặt san bằng* rộng lớn với năng lượng địa hình tối thiểu.

5.2. QUÁ TRÌNH PHONG HÓA

Ở phần trên ta đã biết rằng quá trình thành tạo địa hình thực chất là quá trình vận chuyển vật chất của vỏ Trái Đất bởi các quá trình nội sinh và ngoại sinh, trong đó, đối với các quá trình ngoại sinh, các vật chất của thạch quyển phải trải qua một quá trình chuyển hóa thành vật liệu vụn hoặc hòa tan, trước khi được vận chuyển đi khỏi vị trí thành tạo của mình. Tổng thể của những quá trình chuẩn bị

vật liệu đó được gọi là *quá trình phong hóa*. Như vậy, có thể định nghĩa quá trình này như sau: quá trình phong hóa là thể tổng hợp những biến đổi của lớp đất đá trên bề mặt dưới tác dụng lí - hóa học gây nên bởi sự dao động nhiệt độ, nước mưa, nước dưới đất, độ ẩm, khí cacbonic và các loại axit có trong thiên nhiên, khí oxygen và hoạt động của thế giới sinh vật. Theo quan niệm của W. Penck thì hiện tượng phong hóa chính là sự thích nghi của nham thạch với điều kiện lí - hóa học của môi trường trên mặt đất, bởi vì những điều kiện về áp lực và nhiệt độ ở đây khác hẳn so với nhiệt độ và áp lực tại nơi thành tạo của chúng ở dưới sâu.

5.2.1. Phong hóa vật lí

Phong hóa vật lí là quá trình phá huỷ nham thạch đơn thuần về mặt cơ học, chủ yếu do sự thay đổi nhiệt độ không khí và nhiệt độ lớp đất đá trên bề mặt và một phần do hoạt động cơ giới của sinh vật. Có thể phân biệt 4 kiểu phong hóa vật lí.

1) Phong hóa nhiệt

Động lực thúc đẩy quá trình phong hóa nhiệt là sự nung nóng bởi bức xạ mặt trời: các lớp nham ở những độ sâu khác nhau có nhiệt độ khác nhau, do đó bị giãn nở khác nhau, khiến cho độ liên kết giữa các lớp bị phá huỷ dần rồi bị vỡ thành nhiều mảnh vụn. Đối với một số loại đá, có thể xảy ra hiện tượng phá huỷ giống như quả cây bị tróc vỏ - bị tách ra từng lớp. Một hiện tượng rạn vỡ khác gây nên bởi thành phần khoáng vật không đồng nhất của các loại đá. Các loại đá có cấu tạo tinh thể, ví dụ granit hoặc đá có dạng cấu tạo hạt, như cát kết, cuội kết, v.v., có các hạt với thành phần khoáng vật khác nhau nằm xen kẽ với nhau. Chúng thường có màu sắc khác nhau, do đó có độ hấp phụ năng lượng mặt trời và độ giãn nở khác nhau, dẫn đến sự phá huỷ các khối đá cứng chắc thành những hạt vụn, như trong trường hợp thành tạo cát áckô ở các vùng khô nóng. Nhìn chung, các loại đá có màu sẫm và có thành phần đa khoáng bị phong hóa nhiệt mạnh hơn cả. Mặt khác, trong những điều kiện nham thạch giống nhau thì khi dao động nhiệt độ càng đột ngột và có biên độ càng lớn, hiệu ứng phong hóa nhiệt càng mạnh. Như vậy, đối với loại phong hóa này, dao động nhiệt độ giữa ngày và đêm đáng chú ý hơn cả. Phong hóa nhiệt hoạt động rất mạnh ở các miền khí hậu khô nóng - các vùng sa mạc và bán sa mạc; ở các vùng ẩm ướt, do lớp phủ thực vật và thổ nhưỡng phát triển mạnh, bề mặt đá gốc được che phủ, biên độ dao động nhiệt độ giữa ngày và đêm nhỏ, nên quá trình này diễn ra yếu hơn.

2) Phong hóa băng giá

Về thực chất, đây cũng là một hiện tượng phong hóa nhiệt, nhưng chỉ xảy ra ở những vùng lạnh có dao động nhiệt độ qua điểm 0° , nham thạch bị phá huỷ chủ yếu do thể tích nước thay đổi khi chuyển hóa từ trạng thái lỏng sang trạng thái

đóng băng. Trong đá bao giờ cũng có ít nhiều lỗ hổng và khe nứt, nơi có thể lưu giữ nước và hơi nước. Khi nhiệt độ hạ thấp tới 0° , nước trong khe nứt hóa băng, đồng thời thể tích của nó tăng thêm $1/11$, do đó tác động lên thành khe nứt những áp lực rất lớn. Vì vậy, sau mỗi lần nước trong khe nứt hóa băng, bản thân khe nứt lại bị giãn thêm ra một chút. Nếu hiện tượng hóa băng - tan băng xảy ra nhiều lần, khối đá bị phong hóa băng giá có thể bị vỡ thành những tảng và mảnh vụn. Một số loại đá còn có thể bị tách vỡ do băng giá thành những lớp giống như sự tróc vảy.

3) Phong hóa cơ học do muối khoáng kết tinh

Trong các miền khí hậu khô khan, do hiện tượng bốc hơi rất mạnh mà luôn xảy ra sự vận chuyển nước mao dẫn lên mặt đất. Trên đường di chuyển, nước mao dẫn có thể hoà tan các loại muối khoáng và khi nước bốc hơi, muối khoáng sẽ đọng lại. Trong quá trình muối khoáng kết tinh, thành mạch mao dẫn cũng phải chịu áp lực lớn, khiến cho bề mặt nham thạch bị rạn nứt và vỡ vụn. Do hiện tượng này mà nhiều mảnh đá trong sa mạc tuy bề ngoài có vẻ cứng chắc nhưng lại có thể bị bóp vụn dễ dàng.

4) Phong hóa cơ học do sinh vật

Trong quá trình sống của mình, các sinh vật, và nhất là hệ thống rễ cây, cũng gây tác dụng phá huỷ nham thạch. Rễ cây cắm sâu vào khe nứt, lớn dần lên và cũng làm cho các khe nứt này ngày càng mở rộng. Hiện tượng này có thể quan sát rất rõ trên các vách đá vôi.

5.2.2. Phong hóa hóa học

Phong hóa hóa học là quá trình phá huỷ nham thạch có kèm theo sự biến đổi thành phần hóa học và khoáng vật. Những tác nhân chủ yếu của phong hóa hóa học là hoạt động hóa học của nước và các hợp chất hoà tan trong nước, của một số hợp phần không khí, như CO_2 , O_2 và tác dụng hóa sinh của sinh vật. Sở dĩ nước tự nhiên có khả năng hoạt động hóa học là vì nó có một bộ phận phân li thành các ion H^+ và OH^- , đặc biệt khi trong nước có CO_2 hoà tan thì khả năng hoạt động hóa học của nó càng rõ rệt. Khi nhiệt độ tăng trong chừng mực thích hợp, khả năng hoạt động hóa học của nước cũng tăng lên. Vì những lẽ đó, tác dụng phong hóa của nước thể hiện mạnh hơn tại các vùng nóng - ẩm, còn ở các vùng khí hậu lạnh, khả năng ấy kém dần và khi nhiệt độ hạ xuống dưới 0° thì hầu như không còn nữa.

Như vậy, để cho quá trình phong hóa hóa học có thể xảy ra, điều kiện tiên quyết là phải có sự tiếp xúc trực tiếp của nham thạch với các tác nhân phong hóa là nước và không khí. Theo nghĩa đó, các quá trình phong hóa vật lý có tác dụng thúc đẩy rất lớn đối với phong hóa hóa học, bởi vì chúng làm cho diện tiếp xúc của nham thạch với môi trường tăng lên rõ rệt.

Trong khi tác động lên những sản phẩm phong hóa nguyên thủy (tức là sản phẩm phong hóa vật lý), nước rút từ thành phần của các mảnh nham thạch một số chất, đồng thời lại bổ sung cho chúng một số chất khác. Kết quả là từ bề mặt xuống sâu theo mặt cắt, thành phần hóa học của các dung dịch, cũng như của sản phẩm phong hóa nguyên thủy đều bị thay đổi, tạo ra những khoáng vật thứ sinh bền vững hơn trong điều kiện môi trường cụ thể. Sở dĩ xảy ra quá trình biến hóa về mặt hóa học như vậy là vì phần lớn các khoáng vật hợp thành đá macma (mà đó cũng là những khoáng vật chủ yếu trong các nham thạch nguyên thủy chịu tác động của quá trình này) đều được thành tạo trong điều kiện áp lực lớn và nhiệt độ cao. Khi bị đưa lên gần mặt đất, nơi áp lực và nhiệt độ đều thấp, chúng trở nên không thích hợp với hoàn cảnh mới, do đó dễ bị biến đổi để trở thành những hợp chất bền vững hơn. Đó chính là bản chất của quá trình phong hóa hóa học.

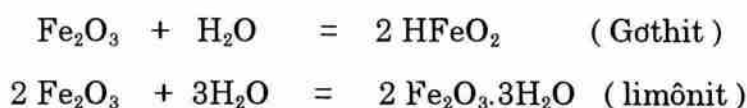
Những hiện tượng phong hóa hóa học thường gặp là các quá trình hòa tan, thủy phân, oxy hóa, hydrat hóa, v.v.

1) Quá trình thủy phân. Trong quá trình thủy phân xảy ra hiện tượng thay thế các ion kim loại kiềm và kiềm thổ của các aluminosilicat bằng các ion H^+ của nước và sinh ra các hydrosilicat nhôm và giải phóng các oxyt kiềm và kiềm thổ ngậm nước, ví dụ:



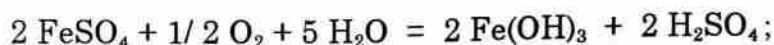
2) Quá trình hydrat hóa

Quá trình hydrat hóa là quá trình trong đó các phân tử nước kết hợp với các khoáng vật không chứa nước để biến chúng thành các hydrat, ví dụ:



3) Quá trình oxy hóa

Khi các sunfit, trước hết là sunfit sắt, bị phong hóa, chúng bị ôxy của khí quyển oxy hóa. Các khoáng vật tạo đá thường được thành tạo trong môi trường thiếu ôxy ở dưới sâu, nên hoặc là không chứa ôxy, hoặc chỉ kết hợp với nó thành những hợp chất hóa trị thấp. Khi bị đưa lên bề mặt, vì háo ôxy nên chúng tác dụng dễ dàng với các chất ôxy hóa trong khí quyển và trong lớp vỏ phong hóa để trở thành những hợp chất chứa ôxy ở dạng hóa trị cao hơn, bền vững hơn trong môi trường mặt đất giàu ôxy. Có thể lấy ví dụ trường hợp sunfit sắt (FeS_2). Đầu tiên, lưu huỳnh bị ôxy hóa, tạo thành $FeSO_4$ và H_2SO_4 tự do. Sau đó, sắt bị ôxy hóa từ hóa trị 2 thành hóa trị 3 và bị hydrat hóa.



H_2SO_4 tự do vừa mới hình thành lại có thể tác dụng với các khoáng vật khác (các silicat, aluminosilicat) tạo ra muối của các kim loại Na, Mg và K dễ hoà tan hoặc dễ bị rửa lữa.

4) Hiện tượng hòa tan

Đối với một số khoáng vật và nham thạch như muối mỏ (NaCl), thạch cao ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), nước có khả năng hòa tan rất mạnh, đối với một vài nham thạch khác, như đá vôi (khoáng vật chủ yếu là canxit - CaCO_3) và đolômit (khoáng vật chủ yếu là đolômit - $\text{Ca} \cdot \text{Mg}(\text{CO}_3)_2$), nước (hay đúng hơn là nước có chứa axit cacbonic - $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{H}_2\text{CO}_3$) cũng gây tác dụng hòa tan với tốc độ nhỏ:



Bản thân CaCO_3 hoà tan trong nước rất kém, tuy rằng hiện tượng hòa tan có xảy ra khi nước mưa khí quyển vừa tiếp cận bề mặt đá vôi, nhưng hiện tượng này kết thúc rất nhanh. Tuy nhiên, nước mưa khí quyển chứa khí cacbonic có khả năng phản ứng với canxit để biến nó thành bicacbonat canxi ($\text{Ca}[\text{HCO}_3]_2$) và chất này có khả năng hòa tan mạnh. Đó chính là hiện tượng cacxtơ hóa, quá trình cơ bản tạo ra loại địa hình cacxtơ rất độc đáo và phổ biến rộng rãi trên bề mặt Trái Đất và ở Việt Nam.

Trong quá trình phong hóa, theo B.P. Polumôv, có thể phân biệt 4 giai đoạn:

a. Trong giai đoạn đầu các sản phẩm vụn do phong hóa vật lý tạo ra còn chưa bị biến đổi về mặt hóa học;

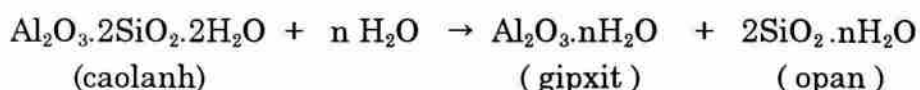
b. Trong giai đoạn hai xảy ra sự rửa trôi các hợp chất của Clo, lưu huỳnh, đồng thời bổ sung thêm các hợp chất cacbonat;

c. Giai đoạn thứ ba: các quá trình tạo khoáng vật thứ sinh đã phát triển sâu sắc, các sản phẩm vụn đã bị phá huỷ đến trạng thái sét, vì vậy người ta gọi nó là giai đoạn sét (tạo ra các khoáng vật thứ sinh kaolinit và monmorilonit). Trong giai đoạn này, các bazơ của Ca, Na, Mg, K bị rửa trôi và tạo ra sét tàn dư;

d. Giai đoạn thứ tư là giai đoạn laterit, trong đó quá trình rửa lữa tiếp tục phát triển, thậm chí cả silic và silicat cũng bị rửa lữa, đồng thời vỏ phong hóa tích lũy các khoáng vật thạch anh, các oxyt sắt và oxyt nhôm hóa trị 3 (Fe_2O_3 và Al_2O_3 - các setkioxyt).

Đối với cường độ và mức độ phong hóa hóa học, bên cạnh thành phần nham thạch, vai trò của khí hậu có ý nghĩa rất lớn. Chẳng hạn trong điều kiện khí hậu nhiệt đới ẩm, quá trình này còn có thể tiến tới giai đoạn tận cùng, đó là giai đoạn laterit, còn trong điều kiện ôn đới ẩm thì nó chỉ dừng lại ở giai đoạn sét, trong điều kiện khô - nóng của các sa mạc và bán sa mạc, phong hóa hóa học phát triển rất kém, vỏ phong hóa chứa chủ yếu thành phần mảnh vụn.

Ở Việt Nam với khí hậu nhiệt đới ẩm, quá trình phong hóa có thể tiến tới giai đoạn cuối cùng, tức là giai đoạn feralit hóa, do đó trong lớp vỏ phong hóa rất phổ biến các hạt kết vón sắt, nhôm và laterit dạng đá ong. Trong giai đoạn này, kaolin vốn là khoáng vật tương đối bền vững (là sản phẩm phong hóa tận cùng đối với khí hậu ôn đới ẩm) nhưng cũng có thể tiếp tục bị thủy phân nếu có điều kiện thuận lợi là môi trường axit giàu cacbonic, nhiệt độ cao và có sự tham gia phân hủy của vi sinh vật để trở thành bauxit ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ - gipxit, khoáng vật chính của quặng bauxit phong hóa) và opaxit:



Các vi sinh vật cũng có vai trò quan trọng trong quá trình phong hóa hóa học. Khi còn sống cũng như khi đã chết đi, cơ thể các vi sinh vật, nấm tảo xanh, tảo diatom, địa y tiết ra nhiều axit cacbonic và các axit hữu cơ khác có tác dụng phá huỷ đất đá. Tác dụng này của chúng có thể nhận thấy ngay cả ở những vùng băng giá, nơi mà tác dụng phong hóa hóa học của các nhân tố vô cơ hầu như không còn nữa.

5.2.3. Vỏ phong hóa

Dù bị phong hóa hóa học bằng cách nào thì sản phẩm cuối cùng cũng sẽ là những khối khoáng chất tơi vụn, các khoáng vật ban đầu đều mất cấu trúc kết tinh và chuyển sang trạng thái kết tinh - phân tán hoặc vô định hình (mất hẳn cấu trúc kết tinh). Những vật liệu vụn này nếu không bị các quá trình ngoại sinh vận chuyển khỏi nơi thành tạo thì được gọi là tàn tích, *eluvit*, hay là vỏ phong hóa tàn dư, trên đó sẽ hình thành lớp thổ nhưỡng. Những sản phẩm phong hóa vụn được vận chuyển chút ít khỏi nơi thành tạo, nhưng chưa mất hẳn liên hệ với đá mẹ, được gọi là vỏ phong hóa tái trầm tích. Như vậy, vỏ phong hóa được xem như những thành tạo trầm tích lục địa hình thành do các quá trình phong hóa dưới tác dụng của các tác nhân nước, không khí và các sinh vật. Lớp vỏ phong hóa phân biệt với đá mẹ bên dưới trước hết ở chỗ có màu nâu hoặc nâu đỏ, có cấu trúc bở r rời và có thành phần hóa học-khoáng vật thích ứng với điều kiện môi trường mặt đất. Phụ thuộc vào điều kiện khí hậu, địa hình và các điều kiện địa chất, như đá mẹ, cấu trúc kiến tạo, v.v., có thể hình thành những kiểu và thành hệ vỏ phong hóa khác nhau, từ loại vỏ phong hóa vụn thô đến các kiểu vỏ phong hóa kaolin và vỏ phong hóa laterit, v.v. Bề dày vỏ phong hóa đạt giá trị tối đa ở nhiệt đới ẩm, có thể tới 100-200 m và hơn nữa.

Bề dày và độ trưởng thành của vỏ phong hóa phụ thuộc vào điều kiện địa hình và thời gian. Nếu quá trình diễn ra càng lâu dài và bề mặt địa hình càng bằng phẳng, nghĩa là eluvi được bảo tồn tốt hơn, thì vỏ phong hóa càng dày. Thỏa mãn tốt nhất những điều kiện đó là địa hình san bằng và các thời kỳ san bằng địa hình,

vì vậy, người ta đưa ra khái niệm *thời kì tạo vỏ phong hóa* và các *vỏ phong hóa cổ*. Những thời kì và vỏ phong hóa cổ như vậy đã từng được tìm thấy trong Tiền Cambri, Paleozoi, Mezozoi và Kainozoi. Ở Việt Nam đã xác định được các nhóm tuổi Paleogen, Miocen, Pliocen, Pleistocen sớm và Pleistocen muộn, trong đó phổ biến nhất là các vỏ phong hóa tuổi Pliocen và Pleistocen sớm.

Liên quan đến vỏ phong hóa thường có những loại khoáng sản ngoại sinh có giá trị, như laterit-bauxit, laterit-đá ong, kaolinit, puzolan, các loại sét, sa khoáng kim cương, vàng, v.v.

Về các kiểu vỏ phong hóa ở nước ta, các tác giả thường quan tâm đến bốn nhóm loại vỏ chính là *silixit*, *sialit*, *ferosialit* và *feralit*, trong đó phổ biến hơn cả là nhóm thứ ba và nhóm thứ tư. Hai nhóm vỏ này có nhiều kiểu loại khác nhau với tên gọi cụ thể phụ thuộc chủ yếu vào tương quan tỉ lệ giữa ba nguyên tố chính là sắt, nhôm và silic.

Nhóm vỏ feralit có đặc trưng là giàu Al_2O_3 và Fe_2O_3 ở dạng oxit và hydroxit thể hiện rõ trong loại vỏ laterit. Nếu vỏ laterit phát triển trực tiếp do phong hóa hóa học các đá giàu alumosilicat, thì thành phần của nó phụ thuộc chủ yếu vào đá gốc. Các nhà nghiên cứu đều thống nhất lấy tam giác Al_2O_3 - Fe_2O_3 - SiO_2 (liên kết) làm cơ sở để phân biệt các kiểu vỏ phong hóa. Nó được gọi là vỏ phong hóa *alit*, nếu thành phần chứa nhôm chiếm ưu thế, như trong trường hợp có nhiều khoáng vật gipsit, bomit; nếu trong thành phần laterit chủ yếu là khoáng vật oxit và hydroxit sắt thì có thể được gọi là vỏ *ferit*; còn trong trường hợp không có sự ưu trội nào đáng kể thì vỏ phong hóa laterit được gọi chung là *feralit*. Theo cách đó, ta còn có những kiểu vỏ phong hóa *ferosialit* (với tỉ lệ tương đương của SiO_2 , Al_2O_3 và Fe_2O_3 , *alferit* (như vỏ chứa bauxit-laterit ở nam Việt Nam, với Al_2O_3 từ 30 đến 50%, - Fe_2O_3 - 16-30% và SiO_2 dưới -10%).

Vỏ phong hóa *sialit* phát triển ở những nơi quá trình rửa lựa không hoàn toàn và chưa có điều kiện tích tụ sắt, khoáng vật thứ sinh chủ yếu là kaolinit, hydromica và monmorilonit. Phân biệt vỏ phong hóa *sialit kiềm*, khi khoáng vật sét thứ sinh là monmorilonit (hình thành trong điều kiện khí hậu nóng-khô) và vỏ phong hóa *sialit axit* (hình thành trong điều kiện khí hậu nóng-ẩm hoặc ẩm-lạnh tương đối), khi khoáng vật sét thứ sinh là kaolinit.

Đáng chú ý là trong điều kiện khí hậu khô-nóng hoặc giá lạnh, lớp vỏ phong hóa có thành phần thô, bởi vì, một mặt, quá trình phong hóa vật lí thống trị, mặt khác, lớp thực vật nghèo nàn không tạo được độ che phủ bảo vệ mặt đất, do đó lớp thổ nhưỡng bị rửa trôi mạnh. Chính vì vậy mà vào những thời kì đó, vỏ phong hóa thô cung cấp nhiều vật liệu vụn để tạo ra những tầng trầm tích hạt thô có bề dày lớn.

5.3. ĐỊA HÌNH VÀ KHÍ HẬU

5.3.1. Ảnh hưởng qua lại giữa khí hậu và quá trình phát triển địa hình

Khí hậu có ảnh hưởng to lớn đối với sự phát triển địa hình mặt đất. Nó quyết định tính chất và cường độ các quá trình và kiểu vỏ phong hóa cũng như các quá trình bào mòn, xâm thực. Chính khí hậu là yếu tố quy định tập hợp các quá trình ngoại sinh của từng khu vực mặt đất cụ thể và do đó nó quy định tập hợp các dạng chạm trổ - hình thái đặc trưng cho từng đới và vùng khí hậu khác nhau. Nói cách khác, địa hình mặt đất, hay ít ra là những nét đặc trưng của nó, phản ánh sự phân hóa khí hậu, thậm chí cả quy luật phân đới khí hậu.

Khí hậu có ảnh hưởng trực tiếp hoặc gián tiếp đến địa hình, thông qua các hợp phần của môi trường địa lí như khí quyển, thủy quyển, sinh quyển, băng tuyết quyển. Trái lại, chính địa hình cũng có ảnh hưởng to lớn đối với khí hậu, nhất là vi khí hậu, bởi vì nó gây ra sự phân dị của khí hậu theo chiều ngang và theo chiều thẳng đứng. Như vậy, giữa khí hậu và địa hình có mối quan hệ qua lại phức tạp. Dưới đây chúng ta sẽ xét quan hệ này qua một số ví dụ.

Chúng ta đều biết, tính phân đới khí hậu là hệ quả trực tiếp của sự phân phối bức xạ mặt trời không đồng đều trên mặt đất do Trái Đất có dạng cầu. Mặt khác, bức tranh phân bố của các đới còn bị chi phối bởi hệ thống hoàn lưu khí quyển và cách sắp xếp của các khối lục địa và đại dương.

Hệ thống hoàn lưu khí quyển, bản thân nó là hậu quả của sự nung nóng mặt đất không đồng đều do tính phân đới địa lí, đến lượt mình, chính nó lại có thể gây ra phân dị khí hậu ngay trong phạm vi mỗi đới, và do đó ảnh hưởng tới hoạt động của các nhân tố tạo địa hình ngoại sinh. Ví dụ, trên lục địa Á-Âu, tại các vĩ độ ôn đới ($40^{\circ} - 60^{\circ}$ VĐB) có dòng hoàn lưu khí quyển gió tây, nên có sự phân hóa khí hậu từ tây sang đông rất điển hình: ở phía tây, tức là ven bờ đại dương, có khí hậu biển rõ nét (ấm áp, độ ẩm cao), ở Sibêri và Trung Á thì khí hậu mang tính lục địa khắc nghiệt, và giữa chúng là những kiểu khí hậu chuyển tiếp với tính lục địa tăng dần từ tây sang đông, cùng hướng với dòng hoàn lưu. Sự thay đổi này càng thấy rõ ở phía trước và phía sau những dãy núi chạy theo hướng kinh tuyến, ví dụ giữa đông và Tây Trường Sơn và rõ nhất là giữa đông và phía tây Uran. Vì những nguyên nhân đó mà ở châu Á, chế độ khí hậu sa mạc cận nhiệt đới cùng những chạm trổ - hình thái đặc trưng của nó lan xa lên phía bắc (tới vĩ độ $48 - 50^{\circ}$ VĐB).

Ở các vùng cận nhiệt đới, chế độ hoàn lưu khí quyển tín phong là nguyên nhân gây ra các dòng biển hướng về xích đạo, tức là các hải lưu lạnh, khiến cho sự tương phản về nhiệt độ và độ ẩm giữa biển và lục địa tại các bờ phía tây của các đại lục trở nên sâu sắc. Kết quả là tại các vùng này, chế độ khí hậu lục địa (sa mạc, bán sa mạc) lan ra tới sát bờ đại dương, kéo theo những hệ quả đầy sức thuyết phục về vai

trò của khí hậu đối với địa hình, ví dụ những trường hợp dường như nghịch lí của các sa mạc bên bờ đại dương, như sa mạc Namibi ở tây Nam Phi và sa mạc Atacam ở Chi Lê.

Ở lục địa châu Á, nếu đi từ miền rừng taiga ôn đới xuống phía nam ta sẽ nhận thấy lượng mưa hàng năm giảm nhanh chóng cùng với sự thay đổi của các đới tự nhiên rõ rệt: từ đới rừng chuyển sang đới đồng cỏ, rồi đới bán sa mạc và sa mạc cận nhiệt đới. Hệ quả tất nhiên trong hoạt động của các quá trình ngoại sinh là: trong đới rừng, vì lượng mưa tương đối cao nên loại địa hình dòng chảy phát triển mạnh hơn so với đới đồng cỏ và đới sa mạc. Trái lại, trong đới sa mạc, loại địa hình do gió tạo thành phát triển đến mức tối đa. Ở đới bán sa mạc, tuy lượng mưa ít hơn miền rừng và đồng cỏ, nhưng do đặc điểm riêng của khí hậu ở đây là nếu có mưa thì thường mưa đột ngột với cường độ lớn, nên loại địa hình khe rãnh xói mòn đặc biệt phổ biến, nhiều khi tạo ra loại *địa hình đất xấu*, hay là *badlands* (vì mặt đất bị băm nát, không còn những diện tích bằng phẳng đáng kể).

Như đã nói ở trên, về phần mình, địa hình cũng gây tác dụng ngược lại đối với khí hậu, làm cho nó bị phân hóa theo chiều ngang và theo chiều thẳng đứng. Theo chiều ngang, các dãy núi tạo ra những *đường phân chia khí hậu* và *đường chia nước*. Ví dụ, nếu sườn nam của dãy Himalaya ẩm ướt, có mạng lưới sông ngòi và lớp phủ thực vật dày đặc, do nó nhận được gió biển từ phía nam tới, thì ngược lại, sườn phía bắc rất khô khan, vì nó hướng về phía trung tâm châu Á với khí hậu lục địa khắc nghiệt và bị bộ phận đỉnh dãy Himalaya chặn mất luồng gió ẩm phương nam. Điều này đã dẫn đến những khác biệt sâu sắc trong địa hình và cảnh quan. Sự tương phản về khí hậu giữa 2 sườn đông và tây Trường Sơn cũng là một trường hợp điển hình về vai trò của địa hình đối với khí hậu. Dãy Trường Sơn nằm chắn ngang các hướng gió mùa đông bắc và tây nam, khiến cho khi sườn đông có mưa thì sườn tây khô hạn và ngược lại. Chính địa hình sườn đông Trường Sơn và các dãy hoành sơn là nhân tố quyết định tính khắc nghiệt của khí hậu miền Trung và Nam Trung Bộ. Dãy núi trải dài như giăng thành này tạo ra một vật cản đối với gió mùa tây nam, làm cho mùa mưa bị lệch đi so với cả nước. Vào mùa hè, trong khi cả nước có lượng mưa rơi lớn nhất thì cả dải ven biển kéo dài từ nam Đèo Ngang cho tới Phan Thiết có thời tiết khô nóng nhất trong năm, do các khối khí gió mùa tây nam sau khi vượt Trường Sơn đổ xuống dải đồng bằng này đã phải chịu hiệu ứng "fơn" (gió nóng và khô do bị hun nóng đoạn nhiệt khi di chuyển từ đỉnh xuống chân núi). Riêng đối với các đồng bằng Phan Rang, Phan Thiết thì gió hướng đông bắc cũng bị chặn bởi những dãy núi chạy ngang ra sát biển, hơn nữa lại nằm ở vị trí khuất gió trên đường bờ biển hình chữ S, nên hầu như quanh năm bị cách li với các khối không khí gió mùa gây mưa, và đó là lí do giải thích tính khô hạn kiểu bán hoang mạc của thiên nhiên xứ này (lượng mưa ở Phan Thiết trung bình chỉ đạt dưới 500 mm/năm).

Sau khi làm cho khí hậu bị phân hóa tương phản về lượng ẩm, địa hình lại bị chính sự phân hóa ấy chi phối. Ở miền núi, khi hai sườn núi có lượng mưa chênh lệch nhiều, quá trình dòng chảy ở sườn ẩm thường phát triển mạnh hơn, khiến cho đỉnh các sông suối cắt qua đường sống núi và tiến tới cướp dòng chảy của sườn phía bên kia, làm cho đường phân thủy và đường sống núi không trùng khớp với nhau.

Ngay cả những dạng địa hình nhỏ cũng có thể gây ra sự phân hóa vi khí hậu theo chiều ngang. Ở ôn đới, các sườn thung lũng quay về phía nam thường nhận được nhiều ánh sáng và bức xạ mặt trời hơn nên về mùa xuân băng tan sớm hơn so với sườn đối diện, vì vậy bị xâm thực, bào mòn mạnh hơn so với sườn phía nam.

Tính phân hóa vành đai cao (phân hóa khí hậu theo chiều thẳng đứng) là một bằng chứng đặc biệt rõ về vai trò của địa hình đối với khí hậu. Ở bất kì đới địa lý nào, khi các đỉnh núi có độ cao đạt tới *quyển tuyết* thì bộ phận đỉnh của chúng đều có kiểu khí hậu và địa hình băng hà. Trong trường hợp đó, trên sườn núi có thể thấy các đai cao của khí hậu (và địa hình) mang những nét tương đồng với các đới tự nhiên theo chiều nằm ngang kể từ đó về phía địa cực.

Vai trò của khí hậu đối với địa hình biểu hiện đặc biệt rõ qua các *thời kì băng hà*. Trong kỉ Đệ Tứ và Neogen, đã có nhiều thời kì khí hậu trên Trái Đất hóa lạnh, phần lớn bề mặt các đại lục bị băng hà bao phủ và để lại những di tích *địa hình băng hà cổ*.

5.3.2. Phân loại khí hậu trên quan điểm địa mạo

Vì giữa khí hậu và địa hình có quan hệ chặt chẽ như vậy, nên nhiều nhà nghiên cứu đã tìm cách phản ánh mối quan hệ ấy trong các bảng phân loại khí hậu. A. Penck là người đầu tiên phân biệt 3 nhóm khí hậu theo nguyên tắc này, đó là khí hậu băng giá, khí hậu ẩm ướt và khí hậu khô nóng.

Sau đây chúng ta sẽ đi qua một trong những bảng phân loại đó (trích theo I. X. Shshukin, 1960).

1) Khí hậu băng tuyết

Nhóm khí hậu này phát triển ở các miền cực và núi cao. Mưa dưới dạng tuyết quanh năm và lượng tuyết rơi nhiều hơn khả năng tan, nên tích tụ lại và chuyển hóa thành các khối băng và sông băng. Địa hình đặc trưng là loại có đường nét lồi chỏm, góc cạnh, gọi là loại *địa hình anpi* (hay là *địa hình băng tuyết*).

2) Khí hậu miền cận cực, hay là khí hậu các miền đông kết vĩnh cửu

Loại khí hậu này phát triển ở các *vùng đài nguyên*, gần cực, ví dụ ở miền đông Sibiri, bắc Canada. Đặc điểm của nó là mang tính chất khí hậu lục địa điển hình, mùa đông băng giá kéo dài, nhiệt độ rất thấp (tới -50°C), mùa hè ngắn, mát và ít mưa ($< 300 \text{ mm / năm}$), nhiều mây, gió mạnh, bức xạ mặt trời yếu.

Về mùa lạnh đất đá bị đông kết do nước đóng băng cả trên mặt cũng như ngầm dưới đất. Mùa hè băng tan nhưng ngay dưới độ sâu nhỏ đã gặp tầng băng ngầm lưu niên, khiến cho đất đá bị đông kết lâu dài, gọi là *đông kết vĩnh cửu*. Tại đới khí hậu này, thực vật kém phát triển, thường là những đồng rêu và những cây bụi thấp lùn. Quá trình đông kết vĩnh cửu tạo ra những dạng vi địa hình rất độc đáo trên bề mặt lớp đất đá tan băng về mùa hè (gọi là *tầng hoạt động*): các gò đất đông kết, những bề mặt nứt nẻ hình đa giác khá đều đặn do đá vụn tích tụ dọc các khe nứt tạo nên. Tầng đông kết vĩnh cửu nằm gần mặt đất, vừa cứng vừa không thấm nước nên tạo điều kiện cho hiện tượng đất chảy phát triển rộng rãi trên các sườn. Trên mặt sông đóng băng thường thấy những khối *băng chùy* vào cuối mùa đông-đầu mùa hè. Phong hóa băng giá hoạt động rất mạnh, ngược lại, phong hóa hóa học rất yếu.

Tác dụng tổng hợp của phong hóa băng giá, bào mòn tuyết và đất chảy khiến cho sườn núi bị bóc mòn mạnh theo những bậc cao nhất định, do đó tạo ra những “bậc thềm băng giá trên sườn núi”. Quá trình cacxtơ phát triển yếu vì nhiệt độ thấp, nhưng khá phát triển hiện tượng “*cacxtơ nhiệt*” do nước biển có nhiệt độ dương tạo ra hang hốc trong các vách băng trên bờ biển băng. Loại “*cacxtơ nhiệt*” trên đất liền cũng phổ biến và gây nguy hiểm cho các công trình: do nhiệt độ trên mặt đất cao bất thường, ví dụ nhiệt tỏa ra từ một khu dân cư, mà băng ngầm bị tan cục bộ, làm mặt đất lún xuống, tạo thành hố trũng, phá hoại các công trình nhà cửa.

3) Khí hậu ẩm

Do lượng mưa trong các miền khí hậu ẩm vượt quá khả năng bốc hơi nên vai trò tạo địa hình của dòng chảy rất to lớn. Phổ biến các dạng địa hình xâm thực - bào mòn theo dòng và theo bề mặt. Trong nhóm khí hậu này có thể phân biệt 3 phụ loại.

a) Khí hậu ẩm ôn đới

Khí hậu ẩm ở các miền ôn đới có mùa mưa tương đối dài, lượng mưa từ 300 đến 600 mm/năm, mùa đông lạnh, lớp tuyết dày. Về mùa tuyết tan, nước lũ dâng cao, dòng sông xâm thực, phá hủy bờ rất mạnh. Quá trình cacxtơ phát triển mạnh vì ở nhiệt độ tương đối thấp nước có khả năng hòa tan nhiều khí cacbonic và nhiệt độ ấy vẫn đủ để diễn ra quá trình hòa tan đá vôi. Đặc điểm đáng chú ý của quá trình cacxtơ ở đây là nó tạo ra loại cacxtơ ngầm, khác với vùng nhiệt đới (xem chương địa hình cacxtơ).

b) Khí hậu bán ẩm ôn đới

Khí hậu bán ẩm ôn đới có 2 mùa khô và mưa khá rõ rệt và đặc trưng cho các miền có chế độ gió mùa, các miền đồng cỏ ôn đới và các vùng cận nhiệt đới có mưa

vào thời kì mặt trời thấp nhất. Về mùa mưa, quá trình phong hóa hóa học hoạt động rất mạnh, về mùa khô thì quá trình phong hóa nhiệt là chính. Vỏ phong hóa di động đáng kể về mùa mưa. Cùng với hoạt động địa mạo mạnh mẽ của các dòng chảy thường xuyên, dòng chảy tạm thời (các khe rãnh xói mòn) cũng có vai trò địa mạo to lớn.

c) Khí hậu ẩm rừng xích đạo

Đây là kiểu khí hậu ẩm ướt nhất, lượng mưa dao động từ 1500 đến 2000 mm / năm và hơn nữa. Biên độ dao động nhiệt giữa các mùa rất nhỏ (trong nội địa có thể tới 6°C, ở ven biển- chỉ 1°C), trong khi đó, dao động nhiệt độ giữa ngày và đêm có thể lớn hơn nhiều. Không có mùa khô, nhiệt độ trung bình năm từ 23° đến 29°C.

Về hoạt động của các quá trình địa mạo, đáng chú ý là hoạt động phong hóa vật lí yếu, ngược lại phong hóa hóa học rất mạnh và có thể đạt tới giai đoạn cuối cùng. Vỏ phong hóa có bề dày rất lớn và chứa nhiều thành phần mịn. Quá trình phong hóa hóa học và quá trình tạo thổ nhưỡng hoạt động theo *hướng sialit* và cuối cùng tạo ra loại đất màu đỏ. Do lớp vỏ phong hóa dày và mịn mà địa hình núi, kể cả núi tương đối cao, có đường nét mềm mại, trên sườn phát triển quá trình đất chảy nhiệt đới ở những nơi có đá mẹ chứa nhiều sét và trên các khối đá có nguồn gốc macma (phong hóa hóa học tạo ra nhiều sét). Lớp thực vật tự nhiên rất phong phú và dày đặc, có tác dụng hạn chế rõ rệt các quá trình bào mòn bề mặt, do đó trầm tích trong các dòng sông thường mịn. Trong đới khí hậu xích đạo, hoạt động của san hô là một nhân tố tạo địa hình độc đáo - tạo ra các dạng ám tiêu.

Loại khí hậu này chỉ đặc trưng cho miền xích đạo, còn đối với các vùng nhiệt đới thì nó gặp ở các khu vực gió mùa nhiệt đới ẩm. Nhìn chung, xa dần xích đạo về cả hai phía, khí hậu trở nên ít ẩm hơn và chuyển dần sang loại khí hậu xa van (loại khí hậu khô).

4) Khí hậu khô khan

Đối với kiểu khí hậu này, khả năng bốc hơi vượt xa lượng mưa hàng năm (lượng mưa 200-250 mm/năm). Biên độ dao động nhiệt độ giữa ngày và đêm rất lớn (tới hàng chục độ), do đó hiện tượng phong hóa nhiệt phát triển mạnh, đất đá bị nứt nẻ liên tục. Thêm vào đó, vì khô hạn nên lớp thực vật rất nghèo. Vì vậy, lớp vỏ phong hóa rất thô, rất tơi xốp, với thành phần mảnh vụn chiếm ưu thế, dễ dàng bị gió và nước mưa (thường là loại mưa đột ngột, cường độ cao) vận chuyển xuống chân sườn dốc. Đó chính là nguyên nhân khiến cho quá trình phát triển địa hình (gọi là *tạo hình thái*) diễn ra mãnh liệt. Cùng với khí hậu băng giá trên núi cao, khí hậu khô khan là điều kiện thuận lợi nhất cho sự phát triển các dạng chạm trở hình thái, hay là các quá trình tạo hình thái. Có thể phân biệt hai phụ kiểu khí hậu khô khan dưới đây:

a. Khí hậu rất khô nóng

Đây là loại khí hậu đặc trưng cho các vùng hoang mạc nhiệt đới, thuộc khu vực ảnh hưởng của hoàn lưu tín phong. Lượng mưa rất ít ỏi, nhiều khi hoàn toàn không có mưa, nhưng nếu có mưa, thường là mưa rào. Trong điều kiện như vậy, chỉ cần những trận mưa rào hãn hữu này, các quá trình dòng chảy tạm thời cũng diễn ra mạnh mẽ, làm xuất hiện những thung lũng khô lớn. Thông thường trong những vùng này không có dòng chảy trên mặt. Bề mặt địa hình có rất nhiều hố trũng khép kín nhưng ít khi có nước. Phần lớn chúng có nguồn gốc phong thành.

b. Khí hậu bán khô nóng ở các hoang mạc ôn đới

Ở đây có mặt hầu hết các quá trình nêu ở phụ loại trên, song cũng có một số nét đặc trưng riêng, như lượng mưa nhiều hơn, phân phối đều hơn giữa các năm và thường tập trung vào vài tháng đầu mùa xuân. Khi trời mưa, nước mưa thấm mạnh vào các lớp đất khô hạn trên bề mặt, cuốn theo các hạt sét xuống sâu, và tạo thành tầng không thấm nước ở bên dưới, vì vậy mà có thể hình thành dòng chảy. Địa hình khe rãnh ở đây do đó có mật độ rất cao, tạo ra cả loại "đất xấu". Địa hình sót dạng mặt bàn, dạng nấm cũng khá phổ biến. Trong các hố trũng khép kín tích tụ nhiều sét, tạo ra kiểu bề mặt nứt nẻ dạng mai rùa. Địa hình phong thành phát triển rộng rãi.

Như vậy, khí hậu có tầm quan trọng to lớn đối với địa hình, nhất là đối với đặc điểm của chạm trở - hình thái. Vì vậy, trong mọi công trình nghiên cứu địa mạo cần chú ý đầy đủ tới đặc điểm khí hậu hiện tại, khí hậu cổ và tìm trong đó lời giải thích về lịch sử phát triển của địa hình. Trên cơ sở mối quan hệ chặt chẽ như vậy giữa khí hậu và địa hình mà đã hình thành trường phái địa mạo khí hậu ở Pháp, trong đó người ta phân biệt các hệ chạm trở - hình thái theo điều kiện sinh - khí hậu, nghĩa là tổng thể các quá trình cũng như dạng địa hình xâm thực và tích tụ đặc trưng cho những điều kiện nhiệt ẩm và lớp thực vật thuộc những đới khí hậu nhất định. Trường phái này hầu như phủ định thuyết "chu trình địa mạo" của Davis và cho rằng chỉ tồn tại hai kiểu sinh - khí hậu chính cho từng đới là thời kỳ thực vật phát triển xum xuê và thời kỳ thực vật tàn lụi ứng với hai thời kỳ khí hậu khác hẳn nhau. Hai kiểu sinh - khí hậu này chi phối toàn bộ hoạt động ngoại sinh trong sự phát triển địa hình.

Theo quan niệm này, các nhà địa mạo khí hậu phân biệt những hệ thống quá trình và địa hình thuộc những đới sau đây: hệ thống băng hà, hệ thống ngoại vi băng hà, hệ thống rừng khí hậu đại dương, hệ thống các miền khô hạn và bán khô hạn, hệ thống các miền nội nhiệt đới có mùa khô tương đối dài.

5.3.3. Khái niệm về các thời kỳ ổn định sinh học (biostasie) và bất ổn định sinh học (rhexistasie)

Như đã nói ở trên, giữa khí hậu và địa hình có mối liên hệ hết sức chặt chẽ, đến mức người ta đã xây dựng những học thuyết về sự phát triển của địa hình tùy

thuộc vào khí hậu. Nhưng khi đi vào giải thích cụ thể vai trò của nước chảy đối với quá trình xâm thực thì bắt đầu có sự bất đồng lớn. Nhìn chung, đa số các nhà địa mạo thường lí giải vấn đề này theo quan điểm nổi tiếng của Davis về “*hệ thống xâm thực bình thường*” được xây dựng trên cơ sở những tài liệu của các xứ ôn đới ẩm, với ý tưởng giản đơn hóa rằng “*càng có nhiều nước chảy thì hiện tượng xâm thực càng mạnh*”. Một số người khác, nhất là các nhà địa mạo Pháp, thì cho rằng không hẳn chỉ có logic một chiều như vậy, bởi vì lượng mưa phong phú mới chỉ là điều kiện cần, nhưng chưa đủ để gây ra xói mòn. Thực vậy, khi có xói mòn mạnh mẽ, nghĩa là có *tạo hình thái*, điều đó thể hiện rõ trong địa hình: khắp nơi có những khe rãnh xói mòn, trên sườn có nhiều đá lở, đất trượt, đáy sông và bờ sông liên tục bị đào xói, có nhiều đụn cát di động, v.v. Bản đồ xói mòn đất không hề trùng khớp với bản đồ mưa thế giới: các xứ có lượng mưa lớn không trùng với những nơi bị xâm thực mạnh, mà hầu như trái lại. Sông ở các xứ mưa nhiều, hay là các xứ khí hậu ẩm, đều có nước trong, hoặc chỉ vận chuyển những vật liệu mịn, do lớp phủ thực vật khép kín, dày đặc bảo vệ mặt sườn khỏi bị xâm thực-bào mòn, trái lại, trong các miền khô khan sông suối đều đầy cuội và vật liệu thô, do lượng ẩm nghèo nàn không cho phép duy trì thảm thực vật xum xuê đủ sức bảo vệ mặt đất chống lại xói mòn.

Xuất phát từ những nhận xét trên, người ta đã đưa ra khái niệm về các thời kì ổn định sinh học (biostasie) và bất ổn định sinh học (rhexistasie) (H. Erhart). Cặp điều kiện môi trường này tỏ ra rất thích hợp cho việc giải thích ảnh hưởng của khí hậu đối với sự phát triển địa hình.

Ổn định sinh học (biostasie) là trạng thái môi trường trong đó thế giới sinh vật phát triển thuận lợi do có lượng ẩm phong phú và thời gian sinh trưởng kéo dài, nói cách khác, khí hậu thuận lợi cho việc duy trì thảm thực vật khép kín, xum xuê. Điều kiện nhiệt ẩm và thảm thực vật như vậy thúc đẩy quá trình phong hóa hóa học, tăng cường quá trình tạo thổ nhưỡng, giữ được lượng bụi từ các nơi bay tới, nghĩa là quá trình *tạo thổ nhưỡng* phát triển. Trong khi đó cả xâm thực cơ học lẫn vận chuyển vật liệu thô đều không đáng kể. Sông ngòi ở đây nhìn chung đều trong và có bờ ổn định. Quá trình phong hóa hóa học tác động tới độ sâu lớn, nhưng không làm thay đổi hình dạng của địa hình, nghĩa là địa hình biến đổi đồng dạng với chính nó, hay là *biến dạng đồng thể tích*. Tương ứng, quá trình trầm tích cũng yếu và chỉ gồm những trầm tích mịn, nhiều vật liệu nguồn gốc sinh hóa hoặc hữu cơ. Người ta thậm chí còn nói rằng đó là giai đoạn *ngưng nghỉ của quá trình tạo hình thái*.

Bất ổn định sinh học (rhexistasie). Trong trường hợp này, các điều kiện khí hậu khắc nghiệt, những mùa khô hạn kéo dài, hoặc những thời đoạn giá lạnh sâu sắc liên miên, hoặc cả hai đồng thời khiến cho thực vật thưa thớt hoặc nghèo kiệt. Do thiếu vắng thảm thực vật bảo vệ và cố định trầm tích, phong hóa vật lí lại rất phát

triển, phong hóa hóa học yếu, nên bề mặt, nhất là các sườn dốc, bị xâm thực mãnh liệt. Lớp thổ nhưỡng hầu như bị bóc hết và cũng không có điều kiện hình thành thêm, các dạng chạm trổ-hình thái phát triển cao độ, nghĩa là *tạo hình thái* diễn ra mạnh, còn *tạo thổ nhưỡng* lại rơi vào tình trạng suy yếu. Sông ngòi trong trường hợp này hoặc là trở nên khô cạn, chỉ có nước khi mưa, hoặc nếu là những dòng sông liên vận thì lưu lượng cũng giảm sút, chuyên chở đầy những vật liệu vụn nguồn gốc phong hóa cơ học kích thước thô.

Trong lịch sử kỉ Đệ Tứ, khí hậu toàn cầu đã nhiều lần thay đổi và gây ra những biến đổi quan trọng trong địa hình. Đó là những thời kì băng hà và gian băng ở ôn đới, mưa và gian mưa ở cận nhiệt đới. Những biến đổi lớn ấy của khí hậu đã tạo ra những thời kì ổn định và bất ổn định sinh học. Ở những xứ nhiệt đới nóng ẩm như nước ta, các cặp điều kiện môi trường kể trên có lẽ thể hiện rõ nhất là qua những thời kì ổn định sinh học và bất ổn định sinh học: khi tại ôn đới là thời kì băng hà thì ở ta là bất ổn định sinh học và vào thời kì gian băng thì ở ta là ổn định sinh học như hiện nay. Tóm lại, quá trình tạo hình thái diễn ra theo kiểu gián đoạn, phù hợp với những biến đổi lớn của khí hậu toàn cầu.

5.4. QUÁ TRÌNH BÀO MÒN, NỘI DUNG VÀ VAI TRÒ CỦA NÓ ĐỐI VỚI ĐỊA HÌNH

Bề mặt địa hình thường xuyên biến đổi, hoặc luôn luôn ở trạng thái động, do có sự di chuyển liên tục của các sản phẩm phong hóa và các vật liệu vụn khác từ nơi này sang nơi khác, từ nơi cao xuống chỗ thấp, trên những khoảng cách khác nhau, đôi khi rất xa. Trong tổng thể, hiệu ứng chung của các quá trình di chuyển vật chất đó là làm cho mặt đất bị hạ thấp dần và cuối cùng có thể bị san bằng. Đó chính là *quá trình bào mòn*.

Quá trình bào mòn có vai trò hết sức quan trọng đối với sự phát triển của địa hình mặt đất. Trước hết, nó bóc lộ ra các tầng nham gốc mới, đưa chúng vào trường hoạt động của các quá trình phong hóa để rồi đến lượt chúng cũng bị bào mòn. Như vậy, trong sự san bằng địa hình mặt đất, các quá trình phong hóa giữ vai trò chuẩn bị vật liệu vụn, biến nham thạch từ dạng cứng chắc thành dạng mềm, từ nguyên khối thành bở rời, làm tiền đề cho các tác nhân bào mòn thể hiện tác dụng của mình. Mặt khác, khi hoạt lực của các tác nhân vận chuyển suy giảm hoặc cạn kiệt hoàn toàn, vật liệu vụn trong dòng vật chất bào mòn sẽ tích tụ lại, tạm thời hoặc lâu dài. Từ đó ta thấy mối liên hệ hữu cơ giữa 3 hiện tượng: *bào mòn*, hay còn gọi là xâm thực theo nghĩa đen của từ này, *vận chuyển* vật liệu bào mòn và sự *tích tụ* của chúng. Ba hiện tượng này bề ngoài có vẻ như tách rời nhau, nhưng thực ra là 3 *pha kế tiếp* nhau của cùng một quá trình, tức là *quá trình bào mòn* địa hình mặt đất nói chung. Với cách hiểu như vậy, một số quá trình bào mòn cụ thể sẽ được trình bày dưới đây về cả ba mặt xâm thực, vận chuyển và tích tụ.

5.4.1. Tác dụng bào mòn của trọng lực

Như vừa phân tích trên đây, mọi quá trình bào mòn đều bao hàm một sự vận chuyển vật chất trên khoảng cách nào đó. Nguồn động lực có tính chất vận năng cho sự di chuyển ấy là trọng lực: dưới tác dụng của trọng lực, ở bất cứ nơi nào có độ dốc ít nhiều đáng kể, cũng xảy ra sự vận chuyển vật chất vụn. Nói một cách khác, trên bề mặt địa hình, quá trình bào mòn có thể xảy ra ở mọi nơi, bởi vì trên mặt đất thực ra không có nơi nào hoàn toàn bằng phẳng mà thường có những độ nghiêng khác nhau.

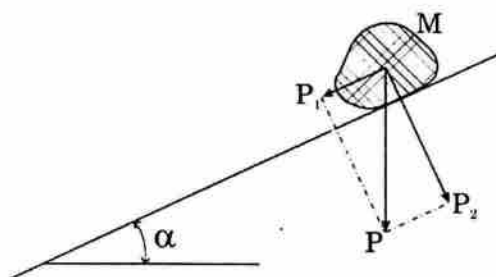
Tác dụng vận chuyển của trọng lực có thể là trực tiếp, khi nó làm cho đất đá vụn rơi tự do hoặc lăn, trượt từ từ trên sườn dốc, nhưng thông thường hơn cả, nó thể hiện gián tiếp qua các dòng nước, không khí (gió) và băng tuyết, v.v. Mọi quá trình bào mòn đều có thể là theo diện, lan tràn trên bề mặt địa hình, gọi là *bào mòn theo bề mặt*, và theo tuyến, tập trung thành dòng, gọi là *bào mòn theo dòng*.

Ta có thể thấy dễ dàng rằng độ dốc càng lớn thì khả năng bóc mòn càng cao bởi vì lực hợp phần P_1 (H. 20) tăng thuận chiều với góc nghiêng α :

$$P_1 = P \sin \alpha$$

Điều này giải thích tại sao ở miền núi các hiện tượng đá lở, đất trượt phát triển đặc biệt mạnh mẽ, còn ở đồng bằng thì trái lại, rất yếu.

Đối với sự vận động của cả khối vật chất vụn, tốc độ di chuyển của chúng phụ thuộc nhiều vào lực ma sát và dính kết. Trong tầng sản phẩm vụn càng có nhiều hạt ở dạng keo-phân tán và sét và càng thấm nhiều nước càng dễ di động hơn.



Hình 20. Quan hệ giữa lực vận chuyển và góc dốc

Lực ma sát (μP_2) bao gồm ma sát giữa toàn bộ khối vật chất với bề mặt vận động và ma sát giữa các hạt vật chất vụn với nhau. Độ dốc càng nhỏ, lực ma sát càng lớn. Tương quan này có thể biểu hiện như sau: vật M có khối lượng mg , một mặt bị kéo về phía chân dốc bởi lực $P_1 = P \sin \alpha = mg \sin \alpha$, mặt khác, tác động lên mặt sườn một áp lực P_2 , theo hướng vuông góc với bề mặt:

$$P_2 = mg \cos \alpha,$$

do đó gây ra một lực ma sát $\mu mg \cos \alpha$, trong đó μ là hệ số ma sát. Tương quan giữa P_1 và P_2 quy định trạng thái của vật M trên sườn dốc:

$$\begin{matrix} mg \sin \alpha \geq \mu mg \cos \alpha \\ (P_1) \qquad \qquad (\mu P_2) \end{matrix}$$

Khi khối vật chất vụn thấm nhiều nước, lực ma sát giảm rõ rệt thì tốc độ vận động tăng mạnh, thậm chí có thể chuyển từ trạng thái trượt từ từ sang trạng thái chảy.

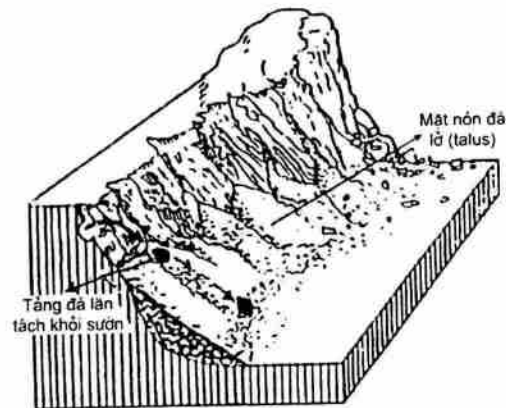
Chính là tùy thuộc vào độ dốc của sườn và trạng thái kết cấu của khối vật chất vụn trên mặt sườn mà ta có thể phân biệt cả một dãy các *quá trình sườn* độc đáo: đá lở, sụt lở, trượt đất, đất chảy v.v.

1) Hiện tượng đá lở

Khi sườn có độ dốc α lớn thì hợp lực P_1 có đủ khả năng thắng lực ma sát, và do đó các mảnh đá vụn vừa bị tách ra khỏi lớp nhám gốc đã có thể lăn tự do xuống chân sườn. Khi góc dốc α tiến tới 90° , sườn trở thành vách thẳng đứng, các mảnh vụn di chuyển theo kiểu rơi tự do, vì hợp lực P_1 tiến dần tới P . Vì lí do đó mà ở miền núi thuộc các đới có quá trình phong hóa vật lí phát triển mạnh, đặc biệt là ở các vùng khí hậu băng giá và khí hậu khô nóng, rất phổ biến hiện tượng đá lở. Các mảnh đá lở tích tụ lại ở chân sườn khi chúng đã đạt được cân bằng trọng lực tạm thời hoặc lâu dài. Nếu rơi tập trung theo một lòng máng nhất định, chúng sẽ tạo thành các *nón đá lở* (H. 21) hỗn độn dưới chân vách đá. Trong trường hợp những lòng máng này quá gần nhau thì các nón đá lở nối liền với nhau theo chiều ngang và tạo thành *vạt đá lở* dọc chân sườn.

Độ dốc của các nón đá lở phụ thuộc vào kích thước, tỉ trọng và hình dạng các mảnh đá vụn. Trong từng trường hợp cụ thể, độ dốc này có độ lớn bằng góc dốc tự nhiên, thường là trong khoảng từ 27° đến 37° .

Có những trường hợp do sườn có độ dốc lớn, do trọng lượng của khối đá bị trượt lở quá lớn, tác dụng của trọng lực quá mạnh, thế nằm của đá trùng với hướng sườn, có thể xảy ra hiện tượng đổ vỡ của những khối đá lớn, gọi là *lở núi*.



Hình 21. Nón đá lở

Ở các miền núi có nhiều tuyết rơi, thường gặp hiện tượng *tuyết lở* có sức công phá địa hình rất mạnh và là một trong những dạng tai biến thiên nhiên nguy hiểm thường gặp ở các xứ ôn đới.

2) Hiện tượng trượt đất

Hiện tượng trượt đất cũng là một quá trình sườn quan trọng, xảy ra do tác dụng của trọng lực với sự thúc đẩy của nước ngầm. Đặc điểm nổi bật của khối đất

trượt là trong khi trượt từ từ về phía chân sườn, nó vẫn giữ được tính nguyên khối của mình chứ không bị đảo lộn như trong trường hợp lở núi (xem chương “*Hoạt động địa mạo của nước dưới đất*”). Về mặt tác dụng bào mòn địa hình, quá trình trượt đất có vai trò to lớn trong các miền núi, nhất là những miền núi ẩm ướt, có độ chia cắt sâu lớn, sườn dốc, đặc biệt là nếu trên sườn dốc có mặt những tầng đá sét.

3) Hiện tượng lũ bùn, lũ đá

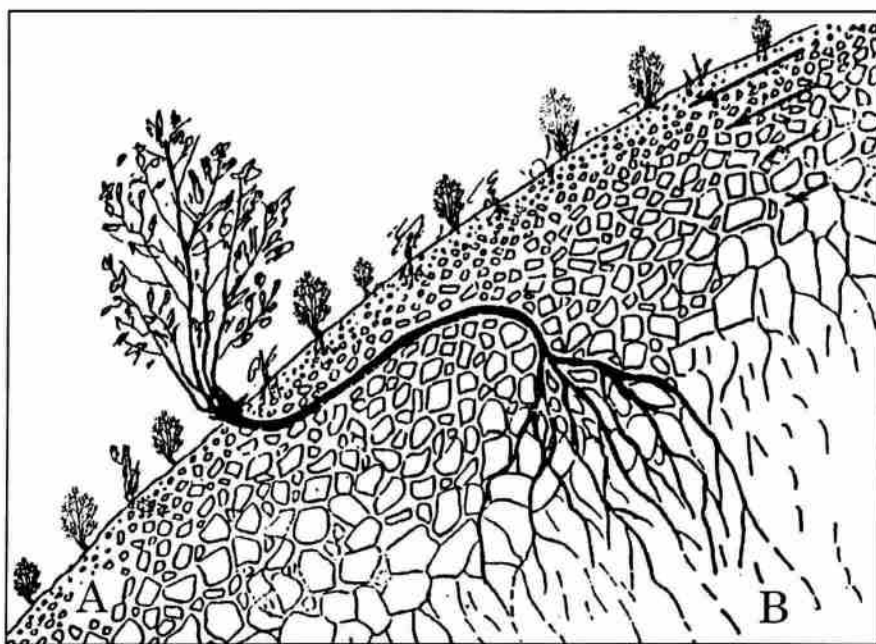
Trên những sườn dốc bị phong hóa dữ dội, nhất là trong điều kiện khí hậu khô khan, nham thạch bị vụn bở hàng loạt, đặc biệt đối với thành hệ fliso và núi lửa, khi có những trận mưa dữ dội, tầng nham vụn này bị nước mưa cuốn đi ồ ạt trên sườn dốc, tạo thành những dòng chảy như thác đổ mang theo nhiều bùn - đá. Những dòng lũ bùn - đá như vậy thường gặp ở các miền khô nóng hoặc khí hậu có một mùa khô và một mùa mưa rõ rệt. Trong vài năm trở lại đây, hiện tượng lũ quét trở nên mỗi đe dọa thường xuyên ở các khu vực miền núi Tây Bắc nước ta. Đó cũng là một dạng của lũ bùn-đá.

4) Hiện tượng đất chảy

Đó là hiện tượng lớp sườn tích có nhiều sét do bị thấm dấm nước mà có độ cơ động cao và chảy rất chậm chạp trên sườn dốc. Hiện tượng này phổ biến ở các miền khí hậu ẩm, như các miền có hiện tượng đông kết vĩnh cửu và các miền nhiệt đới ẩm. Loại vận động này có thể thấy trên sườn với độ dốc từ $3 - 4^{\circ}$ trở lên.

Trong điều kiện độ dốc nhỏ, các chuyển dịch của vật chất vụn đều cần có những kích thích từ bên ngoài: chúng bị thấm nước nhiều do đó có thể trở nên dẻo, nhão và có độ cơ động cao; một tác nhân quan trọng khác là sự co dãn của chúng do ảnh hưởng của sự dao động nhiệt độ. Ban ngày, khi bị mặt trời đốt nóng, các mảnh đá vụn bị dãn nở, do đó đẩy nhau trượt đôi chút về phía chân sườn. Ban đêm, khi nhiệt độ hạ thấp, thể tích của chúng giảm và trở lại trạng thái bình thường, do đó các hạt vụn tách rời nhau, vì vậy mất điểm tựa, bị hẫng và bị trọng lực kéo về phía chân sườn một khoảng nhỏ. Hiện tượng này đặc biệt điển hình đối với các vùng khí hậu lục địa khô khan, nơi có độ tương phản nhiệt độ ngày - đêm rất đáng kể. Tại các vùng nóng - ẩm, như Việt Nam, vỏ phong hóa thường có tỉ lệ sét và keo cao, do đó bị trương mạnh mỗi khi bị thấm dấm nước, dẫn tới hiện tượng “trôi” từ từ của lớp vỏ phong hóa. Ở những vùng giá lạnh thường có dao động nhiệt độ qua điểm đóng băng (0°), phổ biến hiện tượng đóng băng - tan băng của nước trong lớp vỏ phong hóa và làm thay đổi thể tích các khoảng trống giữa các mảnh đất đá vụn trên sườn dốc. Hiện tượng này cũng gây ra những vận động nhỏ của tầng sườn tích về phía chân sườn. Những vận động như vậy tuy rất chậm chạp và khó có thể thấy được bằng quan sát thông thường, nhưng chúng hoạt động liên tục, lâu dài và làm di động toàn khối vật chất vụn trên sườn, vì vậy người ta gọi chúng là những *vận động trọng lực chậm*.

Như vậy, trên các sườn dốc, sản phẩm phong hóa không tồn tại lâu tại nơi thành tạo của chúng, mà từ từ di chuyển về phía chân sườn, làm cho đá gốc liên tục lộ ra trên bề mặt, tiếp tục bị phong hóa rồi lại bị di chuyển đi nơi khác. Những vận động này có khi xảy ra nhanh chóng, có thể nhận biết được trực tiếp bằng quan sát thông thường, nhưng phần nhiều đó là những vận động rất chậm và chỉ có thể thấy được qua phân tích gián tiếp. Chẳng hạn, quan sát mặt cắt của một lớp vỏ phong hóa phát triển sâu sắc, ta thấy từ trên xuống dưới, kích thước các mảnh nham lớn dần và dưới cùng là những đá tảng có nhiều kẽ nứt. Cũng theo hướng đó, thành phần mịn thuộc nhóm sét, keo ít dần, nghĩa là sản phẩm phong hóa hóa học giảm dần (H. 21). Do đặc điểm cấu trúc như vậy mà càng xuống sâu, lực ma sát càng tăng, khả năng cơ động càng kém. Điều này có thể thấy rất rõ, nếu ta quan sát hệ thống rễ cây như thể hiện trên hình 21. Ta thấy, ở gần bề mặt sườn rễ cây không xuyên thẳng đứng vào thân sườn, mà bị uốn cong theo chiều dốc và mãi ở dưới sâu mới cắm vào các kẽ nứt trong đá gốc. Hiện tượng này có thể gặp ở nhiều nơi, đặc biệt tại các vùng có lớp vỏ phong hóa dày và giàu thành phần sét, như ở vùng đất đỏ bazan Vĩnh Linh.



Hình 21. Mặt cắt thể hiện mức độ di chuyển khác nhau của lớp vỏ phong hóa theo chiều sâu
(bộ rễ cây lưu niên bị uốn cong về phía chân sườn trước khi cắm thẳng đứng vào sườn)
A - Lớp vỏ phong hóa; B - Đá tươi bị nứt vỡ. Độ dài các mũi tên thể hiện cường độ vận động của các lớp khác nhau.

Thời gian càng lâu dài, vỏ phong hóa càng bị biến đổi sâu sắc hơn về cơ học và hóa học, vì vậy, trên các sườn thoải, vỏ phong hóa phát triển đầy đủ hơn và được bảo tồn lâu hơn so với trên các sườn dốc hơn. Ở các sườn có độ dốc lớn, vỏ phong hóa nghèo vật chất vụn hạt mịn, chứa chủ yếu đá mảnh vỡ với kích thước khác nhau. Đây là một đặc điểm điển hình của địa hình miền núi, nơi có độ dốc lớn và phong

hóa vật lí mạnh, do vậy thường gặp những bãi đá tảng rộng lớn, gọi là *biển đá* (trên các bề mặt thoải hoặc bằng phẳng) và *sông đá* (khi tập trung thành dải trong các lòng máng). Thực chất, chúng chỉ mới là sản phẩm của giai đoạn đầu trong quá trình phong hóa vật lí.

Càng gần chân sườn dốc, bề dày vỏ phong hóa càng tăng, cho nên tốc độ vận chuyển giảm dần, vì lực ma sát tăng lên nhiều. Song, trong quá trình vận động, các mảnh vụn đã được nghiền nhỏ hơn nhiều, thành phần hạt vụn và cả sét đã tăng, đồng thời độ ẩm và lượng nước thấm vào lớp vỏ phong hóa cũng tăng lên; chính những yếu tố ấy đã làm cho lớp vỏ này tiếp tục di động và chỉ chuyển sang trạng thái tích tụ tại bề mặt đồng bằng dưới chân dốc.

Đáng lưu ý là ngay cả trong điều kiện trên sườn dốc có thảm cây cối rậm rạp với hệ thống rễ cây dày đặc, quá trình vận động của lớp vỏ phong hóa vẫn xảy ra, tuy rất chậm chạp, bởi vì, xét cho cùng, dù mạng lưới rễ cây có dày đặc bao nhiêu cũng không thể ngăn chặn được mọi vận động của các vật liệu vụn, nhất là đối với các hợp phần ở dạng keo và sét. Mặt khác, mỗi bộ rễ cây đều chỉ tồn tại trong một thời đoạn nào đó, cuối cùng, khi chết đi thì không còn khả năng ngăn cản nữa.

Trong điều kiện khí hậu nóng ẩm, hình thức vận chuyển chậm chạp nói trên của lớp vỏ phong hóa phát triển rộng rãi. Vì trên sườn dốc, các điều kiện của sự vận động này ở phần đỉnh sườn thuận lợi hơn so với phần chân sườn, nghĩa là tốc độ vận động của vỏ phong hóa ở gần đỉnh cao hơn, nên lớp vật liệu vụn càng gần đỉnh sườn càng mỏng hơn, do đó hình dạng sườn thường hơi lồi và trơn tru.

5.4.2. Tác dụng bào mòn của nước, gió và băng tuyết

Nước và băng đều có thể vận động theo dòng và chảy tràn trên bề mặt. Trong khi vận động, chúng có động năng nên cũng gây tác dụng bào mòn theo dòng và theo bề mặt. Đây là những nhân tố tạo địa hình chủ yếu trên bề mặt Trái Đất và sẽ được trình bày chi tiết trong những chương sau của cuốn sách này. Ở đây chỉ nhấn mạnh ý nghĩa của chúng đối với quá trình bào mòn.

Trước hết, đó là những quá trình có mặt ở khắp nơi trên Trái Đất và sự hoạt động của chúng phụ thuộc rất nhiều vào điều kiện khí hậu. Ở miền cực và các miền núi cao hơn đòng tuyết, quá trình bào mòn băng, tuyết giữ vai trò thống trị. Trong điều kiện phong hóa vật lí, phong hóa băng giá phát triển rất mạnh, các dòng sông băng và tuyết cũng phá hủy mãnh liệt bề mặt nham thạch. Đó là quá trình “xâm thực băng tuyết”. Quá trình này có thể trực tiếp do thân khối băng di động (hàng trăm mét / năm) gây ra, cũng có thể gián tiếp, khi mặt đáy dòng băng được nạm vô số mảnh đá vụn cứng chắc như răng cưa mà dòng băng dùng để đào xới đáy và sườn các thung lũng “sông băng” và “đấu băng”, để lại vô số vết xước tồn tại lâu dài trên mặt nham gốc, nhất là những “đá trán cừ”. Tác dụng vận chuyển

của băng tuyết cũng rất đáng kể, tạo ra các khối băng tích thuộc nhiều loại khác nhau (băng tích bờ, băng tích đáy, băng tích cuối) và có khối lượng to lớn ở những vùng cận cực, các vùng núi anpi (núi cao, có băng tuyết) và các vùng băng hà đại lục cổ. Những bãi trầm tích băng hà cổ và hiện đại chính là sản phẩm của quá trình tích tụ băng, tuyết. Trong các miền núi vùng ôn đới thường xảy ra “hiện tượng lở tuyết” hết sức nguy hiểm, có thể quét sạch mọi chướng ngại vật (cây rừng, đất đá, làng mạc, v.v.) trên đường di chuyển của mình. Sự kết hợp của hai quá trình có cường độ mạnh là phong hóa băng giá và bào mòn băng tuyết, là nguyên nhân “tạo hình thái” mạnh mẽ đối với địa hình núi cao, khiến cho địa hình ở đây bị bào mòn sâu sắc, đường nét sắc cạnh độc đáo, đường sống núi thường có hình răng cưa (gọi là địa hình anpi).

Tác dụng bào mòn của nước chảy được gọi là quá trình “xâm thực”. Tuy nhiên, thuật ngữ xâm thực thường được dùng cho hiện tượng bào mòn đáy của nước chảy theo dòng, còn đối với nước chảy tràn trên mặt sườn thì gọi là “bào mòn theo bề mặt” hoặc theo diện, áp dụng cho lớp thổ nhưỡng thì đó là “xói mòn đất” (xói mòn theo bề mặt và xói mòn khe rãnh). Hoạt động xâm thực, vận chuyển và tích tụ của nước chảy trên mặt tuân theo những quy luật khá chặt chẽ. Đó là một nội dung quan trọng của toàn bộ khoa học địa mạo và sẽ được trình bày chi tiết trong những chương tiếp sau. Ở đây sẽ chỉ nhắc qua những nét cơ bản.

Nước chảy tràn đóng góp phần to lớn vào quá trình bào mòn chung. Khi mưa rào, những giọt nước mưa có thể năng cao bắn phá mặt đất làm tung lên những hạt vật liệu vụn trong lớp phong hóa và lớp sườn tích, sau đó cùng với tác dụng của trọng lực kéo chúng xuống phía dưới một khoảng nhỏ. Đó là nguyên nhân khiến cho các bề mặt sườn mặc dù được thảm cỏ bao phủ, vẫn bị bào mòn liên tục. Hiện tượng tương tự cũng xảy ra cả dưới thảm rừng không có lớp đệm, khi các giọt nước mưa tập trung dần trên lá cây thành giọt lớn rồi rơi xuống mặt đất. Mặt khác, sau khi tiếp đất, các giọt mưa tập trung chảy thành màng nước tràn lan trên mặt sườn, gọi là nước chảy tràn và là động lực chính tạo ra sườn tích, một cơ thức chủ lực làm san bằng địa hình mặt đất. Quá trình này tạo ra những dạng địa hình đặc trưng, như vạt sườn tích, đồng bằng bào mòn chân núi, gọi là pedimen và glacis (tà bào mòn).

Tác dụng bào mòn của gió thường chỉ biểu hiện rõ trong những điều kiện nhất định, cụ thể là khi có sự kết hợp những điều kiện thuận lợi về đặc điểm khí hậu và cấu trúc địa chất. Thuận lợi nhất là những vùng khí hậu khô khan và bán khô khan, nơi có những mùa khô kéo dài, lượng mưa ít, khả năng bốc hơi mạnh, có gió thổi thường xuyên. Các vùng ven biển cũng là địa bàn hoạt động rất tốt của gió. Gió phát huy tác dụng bào mòn tốt nhất khi lớp trầm tích bề mặt tơi xốp, lớp phủ thực vật thưa thớt, tóm lại, đó là các miền hoang mạc, bán hoang mạc, thảo nguyên và ven biển.

Tác dụng địa mạo của gió thể hiện dưới ba hình thức: phá hoại (gọi là thổi mòn và gặm mòn, nghĩa là xâm thực gió), vận chuyển và tích tụ sẽ được trình bày chi tiết trong chương 8.

Tất cả các quá trình bào mòn vừa mô tả trên đây đều có một khuynh hướng chung là chuyển dần từ bào mòn theo diện một cách tràn lan sang hình thức bào mòn theo tuyến. Nhìn chung, hai hình thức này đặc trưng cho hai khu vực bào mòn khác nhau:

- Khu vực chủ yếu bào mòn theo bề mặt thường trùng với bộ phận gần đỉnh, các bề mặt đỉnh núi và bề mặt đồng bằng;

- Khu vực chủ yếu bào mòn theo tuyến thường phát triển trong các dạng địa hình trùng dạng kéo dài, đặc biệt phổ biến ở các bộ phận chân sườn dốc.

Hiệu quả chung của quá trình bào mòn là vận chuyển vật chất của vỏ Trái Đất từ nơi cao xuống chỗ thấp. Nếu như không có nguyên nhân nào khác làm thay đổi độ cao mặt đất thì nơi cao sẽ bị hạ thấp dần, còn nơi trũng thì được bồi cao thêm, khiến cho địa hình bị san bằng dần, đường nét ngày càng trở nên thoải và mềm mại hơn. Nếu thời gian bóc mòn đủ lâu dài (cỡ hàng chục triệu năm), địa hình bề mặt sẽ bị san bằng sâu sắc, tiến tới trạng thái gần như bằng phẳng, gọi là *bán bình nguyên (peneplen)*. Toàn bộ quá trình lâu dài này gọi là *quá trình bán bình nguyên hóa*. Trong quá trình san bằng địa hình như vậy, vào những giai đoạn đầu, khi địa hình còn cao, độ dốc lớn thì cường độ bào mòn đáng kể, nhưng với thời gian, độ tương phản của địa hình giảm dần thì cường độ bào mòn cũng ngày càng yếu đi. Khi năng lượng địa hình đã trở nên tối thiểu, nghĩa là đã bị san bằng sâu sắc, trở thành các peneplen thì cường độ bào mòn cũng trở nên tối thiểu và chủ yếu là bào mòn theo bề mặt. Hình thái địa hình san bằng đó sẽ được bảo tồn lâu dài, nếu không xảy ra những đợt tác động mới mạnh mẽ của các quá trình nội sinh (vận động kiến tạo).

5.5. CẤU TRÚC ĐỊA CHẤT VÀ Ý NGHĨA TẠO ĐỊA HÌNH CỦA CHÚNG

Trong các tác nhân tạo địa hình, cấu trúc địa chất được xem như một hình thức biểu hiện của các quá trình nội sinh, và như đã trình bày ở trên, nó giữ vai trò chủ động trong mối quan hệ tương hỗ giữa các quá trình tạo địa hình. Cấu trúc địa chất có tác dụng định hướng cho quá trình phát triển địa hình, bởi vì nhiều khi trong những điều kiện như nhau, nhưng trên những cấu trúc địa chất khác nhau có thể hình thành những loại địa hình khác hẳn nhau.

Khi nghiên cứu ảnh hưởng của cấu trúc địa chất tới địa hình, ta có thể phân biệt cấu trúc kiến tạo và cấu trúc thạch học, trong đó cấu trúc thạch học, hay là đặc điểm thạch học của đất đá là yếu tố gây ra hiện tượng xâm thực-bào mòn chọn lọc có ý nghĩa to lớn trong đặc điểm chạm trổ-hình thái.

5.5.1. Tính chất của đá và ý nghĩa của chúng trong quá trình thành tạo địa hình

Đối với sự phát sinh, phát triển của địa hình, các tính chất lí, hóa học của đất đá có thể gây ảnh hưởng trực tiếp, như trường hợp các loại đá hòa tan tạo ra địa hình cacxtơ, v.v., hoặc gián tiếp, thông qua những khả năng chống chịu khác nhau trước tác động xâm thực - bào mòn của các quá trình ngoại sinh (hay là hiện tượng xâm thực - bào mòn chọn lọc). Xét theo khía cạnh thứ hai, các loại đá có thể được phân chia thành loại bền vững và loại dễ bị phá hủy, tùy thuộc vào những tính chất lí-hóa học của chúng, như màu sắc, tính đồng nhất trong cấu trúc, độ khe nứt, nhiệt dung, tính dẫn nhiệt, tính hòa tan, độ bền vững hóa học và thể nằm, v.v. Khả năng chống chịu, xét cho cùng, thể hiện qua hành vi của nham thạch trước sự tấn công của các quá trình phong hóa. Nhưng trong thực tế, khả năng này của mỗi loại đá còn phụ thuộc vào điều kiện khí hậu cụ thể. Ví dụ, đá granit có thể bền vững ở các xứ ôn đới, nhưng lại rất dễ bị phân hủy bởi phong hóa cơ học trong các miền khí hậu khô nóng. Vì vậy, khi xét ảnh hưởng của nham thạch đối với đặc điểm địa hình, ta phải xét chúng trong hoàn cảnh địa lí cụ thể. Nhìn chung, các nham thạch bền vững hơn sẽ được bảo tồn lâu hơn và tạo thành những dạng địa hình dương nổi trội hơn so với xung quanh.

1) Tính chất của nham thạch và cường độ phong hóa vật lí

Cường độ quá trình phong hóa vật lí phụ thuộc trước hết vào mức độ thay đổi nhiệt độ: quá trình này diễn ra càng đột ngột và biên độ càng lớn bao nhiêu thì phong hóa vật lí càng mạnh bấy nhiêu. Trong quá trình này, một số tính chất vật lí của nham thạch có tác dụng tăng cường đáng kể hiệu quả của dao động nhiệt. Do nhiệt độ thay đổi, bề mặt nham thạch bị co giãn tương ứng, nhưng hầu hết các loại đá đều có *cấu tạo không đồng nhất* nên độ co giãn không đồng đều, khiến cho sự liên kết giữa các bộ phận bị suy yếu, nham thạch bị vỡ vụn. Có thể nói, đá càng không đồng nhất càng dễ bị phá hủy hơn. Ảnh hưởng trước hết tới quá trình này là *tính dẫn nhiệt*. Độ dẫn nhiệt càng nhỏ thì gradient nhiệt giữa các bộ phận kề nhau càng lớn, độ dẫn nở của chúng càng chênh lệch nhiều hơn, do đó phong hóa vật lí càng mạnh hơn. Tham gia vào cơ chế này còn có vai trò quan trọng của *nhiệt dung* và *màu sắc* của đá và khoáng vật, bởi vì chúng quyết định khả năng hấp thụ và tỏa nhiệt. Những loại đá và khoáng vật có màu càng sẫm, có khả năng hấp thụ nhiệt càng lớn, càng bị nung nóng mạnh hơn, do đó bị dẫn nở nhiều hơn.

Do cấu tạo không đồng nhất mà trong điều kiện khí hậu sa mạc nhiệt đới và cận nhiệt đới, đá granit bị phong hóa nhiệt phá hủy nhanh chóng thành những khoáng vật thành phần và trở thành cát ác kô.

Các tính chất khác của đá, như *thớ nứt*, *tính phân lớp*, *thớ phiến*, cũng có ảnh hưởng tới tốc độ và tính chất của quá trình phong hóa vật lí. Bởi những tính chất

trên mà một số loại đá, như gơnai, granit, đá phiến kết tinh và một vài loại đá vôi, vỡ thành những tảng rất lớn sắc cạnh, do đó tạo ra những nón đá lở với độ dốc lớn, nhưng bền vững; một số loại đá khác, như phiến sét phân lớp mỏng, các loại sét vôi ngay từ đầu quá trình phong hóa vật lí đã vỡ vụn và tách thành những phiến mỏng, dễ trượt, nên chỉ tạo thành những nón đá lở vừa thấp, vừa thoải và kém bền vững. Cũng chính vì vậy mà trên các nham thạch cứng chắc, địa hình thường có dạng sắc nét hoặc đồ sộ, còn trên đá mềm, chống chịu kém thì địa hình thường thấp, đường nét mềm mại.

2) Thành phần hóa học và độ bền vững hóa học

Các nham thạch còn bị nước và không khí phá hủy về mặt hóa học với cường độ khác nhau, tùy thuộc vào thành phần hóa học và độ bền vững hóa học của chúng trong điều kiện mặt đất. Có những loại đá chẳng những bền vững đối với tác dụng phong hóa vật lí mà cả đối với phong hóa hóa học, ví dụ quaczit. Vì vậy, loại đá này thường tạo thành những bộ phận cao nhất trên núi. Các loại đá kết tinh-dạng khối với thành phần chủ yếu là những hợp chất của alumosilicat ở các xứ khí hậu ẩm tương đối dễ bị phong hóa hóa học phá hủy hơn. Trong các khoáng vật của chúng, những silicat giàu kiềm thường bị biến đổi nhanh nhất, trước hết là nefelin và những khoáng vật thuộc nhóm sôdalit (trích theo Shshukin, 1960).

Vai trò của thành phần hóa học của đá còn có thể biểu hiện trực tiếp hơn trong hình thái địa hình. Chẳng hạn, các loại dung nham axit vốn có những thuộc tính dẻo, quánh, kém cơ động hơn so với dung nham bazơ, nên khi phun lên mặt đất thường tạo thành những núi lửa hình chóp điển hình, còn dung nham bazơ có thể chảy tràn với tốc độ khá lớn nên thường tạo ra các dòng và bề mặt dung nham lấp đầy các dạng trũng trong địa hình hoặc những cao nguyên dung nham rộng lớn.

3) Tính thấm nước

Tính thấm nước có ý nghĩa hình thái rất lớn. Tại những nơi đá có khả năng thấm nước tốt, phần lớn nước mưa thấm xuống sâu nhanh chóng, do đó dòng chảy trên mặt nghèo nàn và quá trình bào mòn bề mặt cũng không phát triển. Như vậy, sự nghèo các dạng địa hình dòng chảy là một dấu hiệu chỉ rõ khu vực phổ biến các loại đá dễ thấm nước. Ngược lại, tính không thấm nước của nham thạch là điều kiện thuận lợi cho sự phát triển địa hình dòng chảy trên mặt và sự hình thành các tầng nước ngầm, tiền đề phát sinh quá trình trượt đất và các hiện tượng tiềm thực (xem chương "Hoạt động địa mạo của nước dưới đất").

Tính thấm nước của đá có thể là một thuộc tính do cấu trúc tự nhiên của chúng gây ra, như trường hợp các đá tới xốp, có nhiều lỗ hổng hoặc có cấu trúc dạng bọt biển (cát kết, đá tuf, đá vôi vỏ sò, travectin, v.v.), hoặc có thể do hệ thống khe nứt, thớ nứt thứ sinh gây nên trong các loại đá đặc xít.

4) Tính hòa tan

Một số nham thạch, như đá vôi, đolômit, thạch cao, muối mỏ, có khả năng hòa tan trong nước, nhất là trong nước chứa khí cacbôníc, là tiền đề cho sự hình thành và phát triển loại địa hình cacxtơ độc đáo. Trong các vùng cacxtơ, dòng chảy trên mặt rất hiếm, do đó kiểu địa hình xâm thực dòng chảy cũng không phát triển.

5) Tính phân lớp

Tính phân lớp là một đặc điểm phổ biến đối với các loại đá trầm tích. Nó cho thấy rằng sự lắng đọng trầm tích đã diễn ra từ từ, kế tiếp nhau từ lớp này đến lớp khác và biểu hiện hoặc là sự thay đổi thành phần cơ giới của trầm tích, hoặc là sự gián đoạn trong quá trình trầm tích.

Tính phân lớp gây ra khả năng thấm nước không đồng đều của đá theo mặt lớp và theo hướng vuông góc với mặt lớp, vì vậy hình thái địa hình trên những khu vực đá có thể nằm nằm ngang và thể nằm nghiêng cũng khác nhau: các lớp nằm nghiêng thấm nước mạnh hơn nên bị phá hủy nhanh hơn.

Trong thiên nhiên thường gặp sự xen kẽ của những lớp đá cứng mềm khác nhau, do đó dưới tác dụng của các quá trình xâm thực nước hoặc xâm thực gió chọn lọc, các lớp cứng thường được bóc lộ sau khi những lớp mềm bị đưa đi. Nếu đá có thể nằm ngang thì bề mặt các lớp cứng có thể tạo thành những bậc thềm cấu trúc hoặc những dạng địa hình sót kiểu mặt bàn.

6) *Thổ phiến, thổ nứt, thổ chẻ* có tác dụng thúc đẩy rất mạnh phong hóa vật lí và hóa học, vì chúng tạo điều kiện cho độ ẩm và không khí thấm sâu vào thân khối đá.

Thổ phiến là khả năng của đá tách ra thành những lá rất mỏng. Thổ phiến có thể là nguyên sinh, tức là xuất hiện do sự sắp xếp của các khoáng vật dạng tấm, dạng lá song song với nhau và có thể coi như một dạng phân lớp rất mỏng. Thổ phiến thứ sinh thường nằm xiên so với mặt lớp và xuất hiện do ảnh hưởng của áp lực nén ép trong quá trình tạo núi.

Thổ nứt

Bất kì loại đá nào cũng có những hệ thống khe nứt ở mức độ nào đó. Đó có thể là những khe nứt nhìn thấy được hoặc những khe nứt ẩn chỉ nhìn thấy được sau khi bị phong hóa. Thổ nứt cũng có thể là nguyên sinh, tức là hình thành ngay trong quá trình tạo đá và khe nứt thứ sinh xuất hiện do tác dụng của những áp lực bên ngoài (ví dụ trường hợp thổ phiến thứ sinh).

Thổ chẻ

Dọc theo vết thổ nứt, các quá trình phong hóa ngày càng phát triển sâu vào thân khối đá, mở rộng chúng, làm cho đá bị tách ra thành những khối riêng rẽ, với hình thù đặc trưng nào đó, ví dụ *dạng cột, dạng khối cầu, khối bình hành, khối*

hình thoi, hình hộp, hình tấm lớn (hình tấm đệm), v.v., gọi là thớ chẻ. Đá bazan, andêzit thường có thớ chẻ lăng trụ, có khi cao tới hàng chục mét. Thớ chẻ hình cầu đặc trưng cho điôrit, bazan và các đá có cấu tạo khối. Hình dạng thớ chẻ này có thể là hậu quả của quá trình nguội nhanh chóng khi có phun trào trong môi trường nước. Thớ chẻ hình tấm đệm đặc trưng cho đá granit, nhìn xa giống như đá trầm tích phân lớp dày.

Thớ chẻ là tiền đề tạo ra địa hình trong đá granit dạng bãi đá hỗn độn, mô đá và những quả đồi, núi granit với những tảng, cột đá sắp xếp chên vênh trên sườn thường quan sát thấy trên dải ven biển khô hạn nam Trung Bộ.

7) *Tính uớt lún* là đặc tính của một số loại đá có độ hồng cao khi bị thấm nước thì phát sinh hiện tượng xói ngầm, giảm thể tích và làm xuất hiện những hố sụt trên bề mặt. Đặc trưng hơn cả là loại đá hoàng thổ và sét dạng hoàng thổ (xem chương “Hoạt động địa mạo của nước dưới đất”).

Trong nhiều trường hợp, mối quan hệ giữa đặc điểm thạch học và hình thái địa hình rõ đến mức thậm chí chỉ cần quan sát từ xa cũng có thể đoán biết được một số loại đá. Ví dụ, đá vôi và đolômit tạo ra những vách dốc và đường sống núi lởm chởm đặc trưng, đá sét tạo ra địa hình thấp hơn xung quanh và có đường nét mềm mại, đá granit thì tạo ra địa hình đồ sộ, dạng khối, v.v.

5.5.2. Cấu trúc kiến tạo và ý nghĩa tạo địa hình của chúng

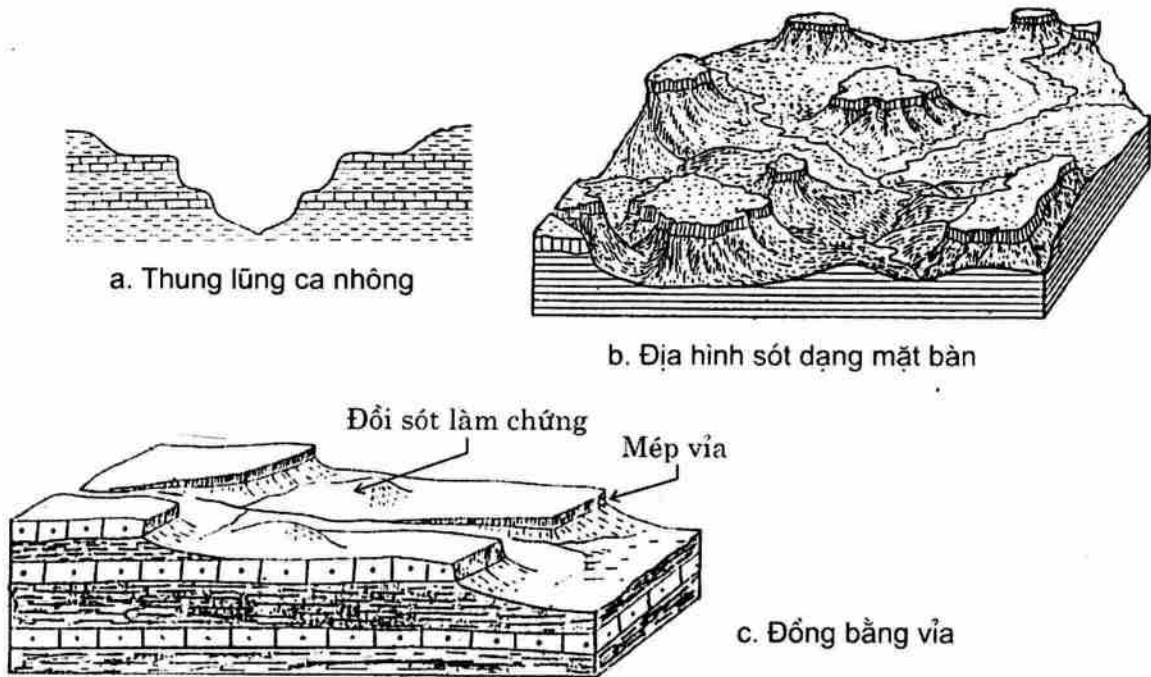
Cấu trúc kiến tạo, hay là cấu trúc địa chất, giữ vai trò như cái khung cứng, trên đó các quá trình ngoại sinh chạm trở nên những dạng hình thái khác nhau. Trong quá trình này, như đã trình bày ở trên, đặc điểm thạch học quy định tính chất chọn lọc của quá trình xâm thực-bào mòn, còn cấu trúc kiến tạo quyết định địa bàn và định hướng cho những hoạt động ấy. Theo cách phân biệt này, các nhà địa mạo Pháp gọi những gì do các quá trình ngoại sinh điêu khắc nên là *địa hình chạm trở* (modelé), còn những gì được quyết định trước hết bởi cấu trúc kiến tạo là *địa hình* (relief). Cũng như các nhà địa mạo Liên Xô trước đây, các nhà địa mạo Việt Nam gọi cả hai loại trên bằng một thuật ngữ chung là *địa hình*, nhưng khi cần cũng phân biệt hai khái niệm *địa hình cấu trúc* và *chạm trở-hình thái*. Trong giáo trình này, chúng tôi sử dụng cách gọi thứ hai.

Cấu trúc kiến tạo hết sức đa dạng và hầu như trong mọi trường hợp đều ảnh hưởng tới hình thái địa hình, kể cả trong sự bố trí chi tiết của các dạng nhỏ như khe rãnh xói mòn, hoặc giếng, phễu cacxtơ, v.v. Ở đây chúng ta chỉ có thể đề cập đến những dạng chủ yếu sau.

1) *Cấu trúc nằm ngang (cấu trúc dạng vĩa) (H. 22)*

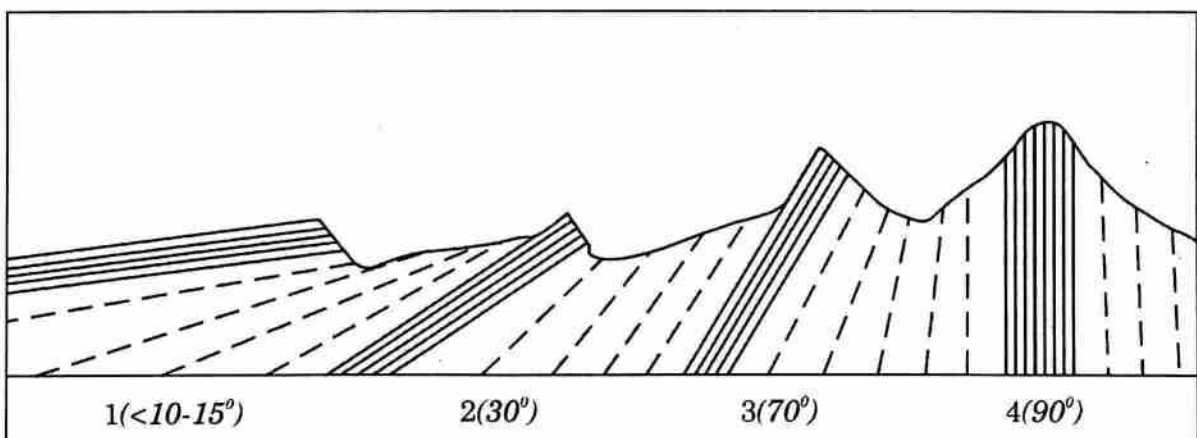
Trong trường hợp cấu trúc nằm ngang, các lớp đá vẫn còn giữ nguyên hoặc gần nguyên vẹn thể nằm ban đầu. Nó đặc trưng cho các miền nền là nơi có chế độ kiến

tạo yên tĩnh, móng uốn nếp đã mất khả năng đàn hồi và biến dạng uốn nếp. Bởi vậy, khi bị nâng lên, các tầng trầm tích của lớp phủ bị biến vị không đáng kể hoặc hầu như hoàn toàn nằm ngang. Kiểu kiến trúc này là tiền đề để hình thành những dạng địa hình đặc trưng, như đồng bằng vĩa, cao nguyên hoặc núi xâm thực với nhiều thung lũng dạng ca nhông. Khi tầng trên mặt được cấu tạo bằng đá cứng chắc, thường hình thành địa hình sót dạng mặt bàn.



Hình 22. Cấu trúc địa chất nằm ngang và hình thái địa hình đặc trưng

2) Cấu trúc đơn nghiêng



Hình 23. Địa hình núi đơn nghiêng

1. Cuesta; 2. Núi đơn nghiêng có vách; 3. Núi đơn nghiêng gần đối xứng;
4. Núi đơn nghiêng dạng đối xứng

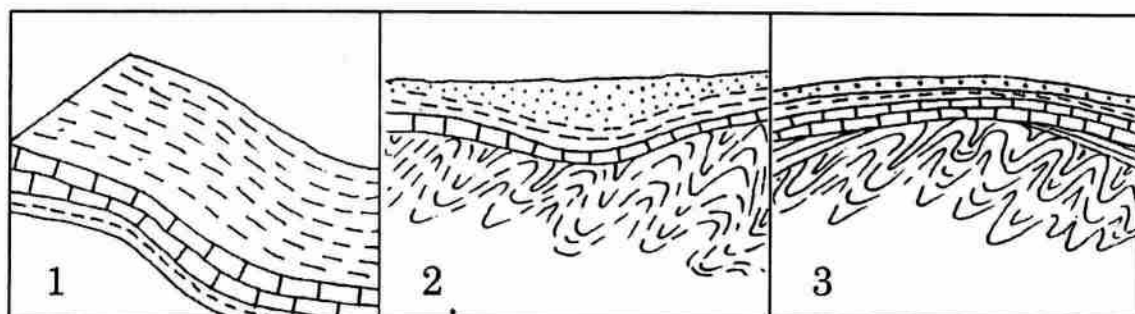
Trong kiểu cấu trúc này, các lớp đá có thể nằm nghiêng đều đặn về một phía và cắt vào bề mặt địa hình. Nếu góc cắm tương đối thoải (dưới 15°) và có những lớp

cứng, lớp mềm xen kẽ nhau thì quá trình bào mòn-xâm thực chọn lọc sẽ bóc đi những phần mềm, làm cho một sườn thung lũng liên tục giạt lùi trên mặt lớp cứng, khiến cho thung lũng có mặt cắt ngang không đối xứng, gọi là thung lũng đơn nghiêng và *địa hình núi một sườn*, hay là *cuesta* (H. 23).

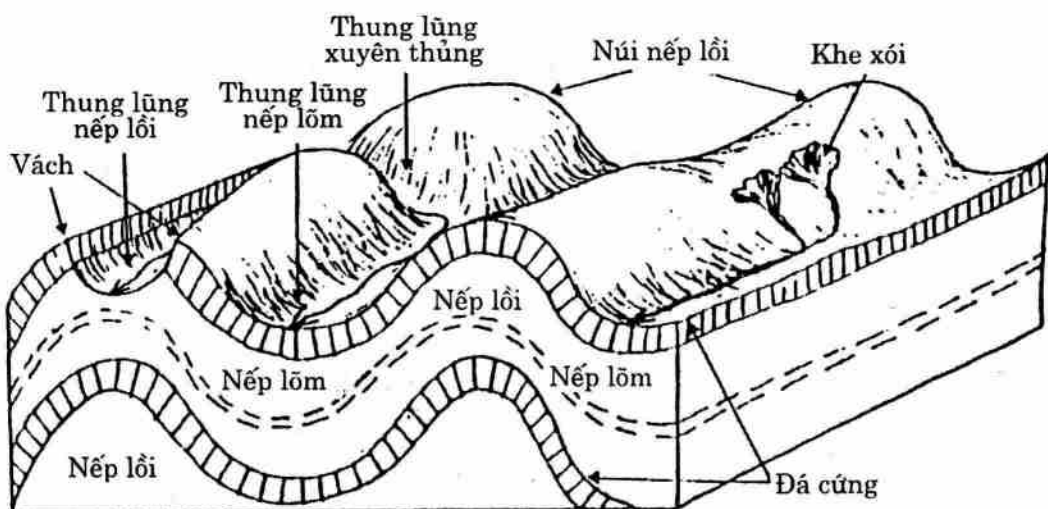
3) Cấu trúc uốn nếp

Loại đơn giản nhất là *nếp oằn*, các *nếp vồng nền* và *máng nền* (H. 24). Biểu hiện của chúng trong hình thái địa hình chủ yếu là tạo ra đường nét bằng phẳng, gợn sóng hoặc hơi nghiêng trên diện tích rộng.

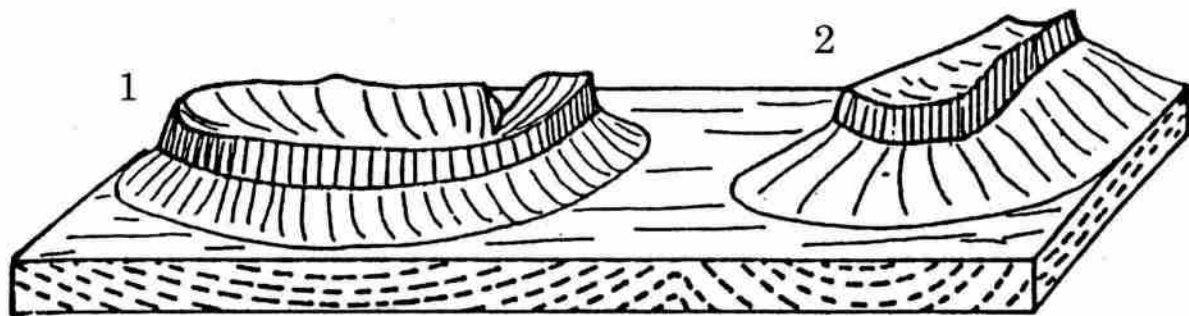
Các *cấu trúc uốn nếp thực thụ* có đặc điểm là các tầng đá luôn đổi hướng cắm trên những khoảng cách tương đối ngắn và có góc dốc lớn. Bởi vậy, trên những cấu trúc này địa hình thường có độ dốc bề mặt và độ cao biến đổi mạnh. Dạng cơ bản của chúng là nếp lồi và nếp lõm với rất nhiều kiểu dạng khác nhau. Chúng được phản ánh trong địa hình, tùy thuộc vào đặc điểm cứng, mềm của các tầng nham, hình dạng của nếp uốn và mức độ tác động của các quá trình ngoại sinh. Tại các miền khí hậu khô khan, do lớp vỏ phong hóa mỏng, thảm thực vật thưa thớt, có thể nhận biết dễ dàng các yếu tố cấu trúc này qua những dạng hình thái đặc trưng. Khi cấu trúc thể hiện trực tiếp trong địa hình, nghĩa là giữa chúng có tương quan thuận, ta có *núi nếp lồi*, *thung lũng nếp lõm*, nếu quan hệ giữa chúng trái khớp, nghĩa là núi trên cấu trúc nếp lõm, thung lũng trên đỉnh nếp lồi, ta có *núi nếp lõm* và *thung lũng nếp lồi*, còn nếu dưới đáy thung lũng nếp lồi lại có dạng địa hình dương cỡ nhỏ hơn do nhân nếp lồi lộ ra gọi là *núi nếp lồi thứ cấp* (H. 25, 26). Trong quá trình bóc lộ nhân nếp lồi và cánh nếp lõm, các lớp đá cứng có thể tạo thành vách dốc đứng hoặc những dạng cấu trúc hình chữ V (những *hình tam giác vĩa* thể hiện rất rõ trên ảnh máy bay) đặc thù và là dấu hiệu nhận biết cấu trúc rất hữu hiệu.



Hình 24 . Các nếp uốn đơn giản
1. Nếp oằn; 2. Nếp máng nền; 3. Nếp vồng nền



Hình 25. Cấu trúc uốn nếp và biểu hiện của chúng trong địa hình



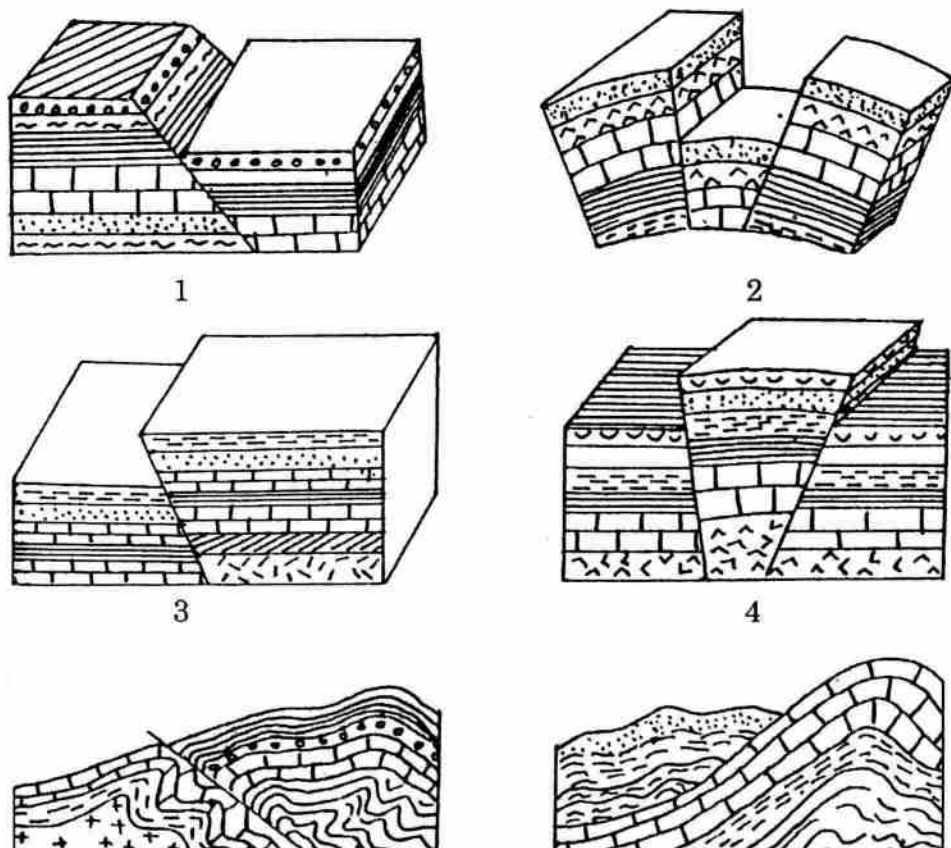
Hình 26. Địa hình đảo nghịch

1. Núi trên nếp lõm dạng trũng chậu; 2. Núi trên nếp lõm kéo dài

4) Cấu trúc đứt gãy (H. 27)

Tất cả những cấu trúc kể trên đều có thể bị làm phức tạp thêm bởi các vết đứt gãy kiến tạo. Biểu hiện thông thường nhất của các đứt gãy trong địa hình là những yếu tố địa hình dạng tuyến gọi là *lineament*, như các *thung lũng kiến tạo* (ví dụ thung lũng sông Hồng đoạn từ Việt Trì trở lên, thung lũng sông Đà, Thung lũng địa hào Cao Bằng-Tiên Yên, v.v.). Có tác giả (Bashenina, 1979) cho rằng ngay cả những dạng nhỏ của mạng lưới thủy văn, như các khe rãnh xói mòn, cũng đều được tiên định bởi các khe nứt kiến tạo. Chính vì vậy, nhiều khi chỉ qua phân tích mạng lưới thủy văn, người ta đã có thể sơ bộ xác định được hệ thống khe nứt và đứt gãy kiến tạo.

Các đường đứt gãy có thể tồn tại đơn độc nhưng cũng có thể sắp xếp thành hệ thống song song với nhau, làm cho vỏ Trái Đất có dạng cấu trúc khối tảng và địa hình mặt đất có dạng bậc thang hoặc tạo thành những *địa hào*, *địa lũy* (H. 27). Trong trường hợp trượt bằng, có thể quan sát thấy sự đứt đoạn và xô dịch đường sống núi rất rõ ràng. Mặt khác, cấu trúc này còn gây tác dụng đập vỡ đặc biệt mạnh mẽ.



Hình 27. Các kiểu cấu trúc đứt gãy kiến tạo

1. Phay thuận; 2. Địa hào; 3. Phay nghịch; 4. Địa lũy; 5. Phay chồm nghịch; 6. Lớp phủ kiến tạo

Ý nghĩa tạo địa hình của các đứt gãy còn ở chỗ có thể làm tiền đề cho sự phun trào dung nham, tạo ra những dạng địa hình núi lửa dọc tuyến đứt gãy.

Khi có nhiều đứt gãy cùng tác động, đất đá bị càn nát, do đó các quá trình bào mòn - xâm thực có điều kiện hoạt động đặc biệt mạnh mẽ, dẫn tới hiện tượng địa hình nghịch đảo. Có thể lấy trường hợp bồn địa thị xã Lạng Sơn-Kì Lừa làm ví dụ (xem phần "Địa hình cacxtơ"). Tại đây, bồn địa cacxtơ với diện tích hàng chục kilômét vuông nằm ở phần đỉnh của của một nếp lồi lớn, trong khi đó, hai cánh đông và tây của nó vẫn là những dải đồi sa phiến thạch và riolit bao bọc từ hai phía. Nguyên nhân là do phần đỉnh nếp lồi bị nhiều đứt gãy lớn chạy qua, làm cho đá vôi bị càn nát, nứt vỡ mạnh, tạo điều kiện cho quá trình cacxtơ xảy ra đặc biệt mạnh mẽ, biến nếp lồi này thành một bồn địa cacxtơ.

5) Các cấu trúc xâm nhập và phun trào

Các kiến trúc địa chất càng trở nên phức tạp hơn, nếu có những khối xâm nhập xen vào. Ảnh hưởng của chúng tới địa hình có thể biểu hiện trực tiếp qua việc làm biến dạng mặt đất, hoặc khi bị bóc lộ tạo ra những dạng địa hình dương rất đa dạng do đá xâm nhập thường cứng chắc hơn các đá trầm tích vây quanh. Đối với

địa hình mặt đất, người ta thường quan tâm đến những kiến trúc xâm nhập sau đây (H. 28).

a. *Thể nền (batolit)*. Đây là kiến trúc xâm nhập sâu, kích thước lớn. Vì thành tạo ở độ sâu lớn nên khi chưa bị bóc lộ, chúng không ảnh hưởng đáng kể tới địa hình, nhưng khi đã lộ ra ngoài mặt đất, chúng thường nổi rõ như những khối nâng dạng vòm tương đối đẳng thước, thể hiện rõ trên mọi loại bản đồ địa hình, địa lí tự nhiên và địa chất. Khối nâng thượng nguồn Sông Chảy, vòm nâng Sông Mã có thể cho ta ý niệm về ảnh hưởng của loại kiến trúc này trong bình đồ địa mạo khu vực.

b. *Thể nấm (lacolit)*. Thể nấm là những thể xâm nhập nông hình nấm hoặc dạng thấu kính. Sự xuất hiện của những kiến trúc này thường làm cho các tầng nham trên mặt bị biến dạng giống như hiện tượng uốn nếp trong nếp lồi đoản, tạo ra địa hình dương dạng bát úp. Khi bị bóc lộ, do đá có độ bền vững cao hơn các đá trầm tích vây quanh, nên tạo thành những quả đồi hoặc núi nhỏ đứng đơn độc, giống như những núi lửa đơn. Từ các lacolit có thể tách ra những mạch xâm nhập nhỏ, gọi là *thể cành*.

c. *Thể cán, thể mạch*. Thể mạch là dạng xâm nhập macma dọc theo các kẽ nứt thẳng đứng hoặc gần thẳng đứng. Khi bị bóc lộ, các thể xâm nhập này được bảo tồn tốt hơn so với đá vây quanh, tạo thành những dạng *địa hình cấu trúc bóc lộ* giống như những bức tường khá dài. Có thể có loại *thể mạch vĩa* - khi nó nằm xen vào bề mặt phân vĩa của các tầng đá, và loại *thể mạch xuyên cắt* - khi thân xâm nhập cắt qua các tầng đá.

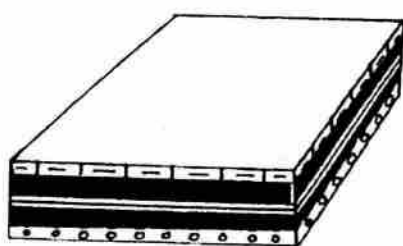
Thể cán cũng tương tự như thể mạch, nhưng có hình dạng ít nhiều đẳng thước.

Các kiến trúc phun trào dung nham rất đa dạng, tùy thuộc cơ chế phun trào, thành phần hóa học của dung nham và hiện trạng địa hình mặt đất. Đối với hình thái địa hình, có thể nêu một số dạng sau đây.

a. *Dòng dung nham* được thành tạo khi dung dịch có khả năng cơ động cao, dễ chảy thành dòng, như trường hợp dung nham bazơ. Ở Tây Nguyên và Lâm Đồng có thể gặp nhiều dòng dung nham bazan dọc đáy các thung lũng, ví dụ, thác Prenn gần Đà Lạt là di tích của một dòng dung nham cổ nay còn thấy rõ trong địa hình.

b. *Lớp phủ dung nham* xuất hiện trong trường hợp khối dung nham bazơ chảy tràn lan trên bề mặt địa hình bằng phẳng, ví dụ bề mặt các cao nguyên dung nham ở Tây Nguyên và Đông Nam Bộ, các bề mặt dung nham trap rộng hàng triệu kilomet vuông ở Đêcan và Trung Sibêri.

c. *Vòm dung nham* hay là *chóp núi lửa* xuất hiện khi dung nham có thành phần axit, dẻo quánh, khó chảy thành dòng, ví dụ dung nham tạo đá riolit, đaxit, v.v. Các vòm dung nham có hình thái rất đa dạng, nên địa hình núi lửa cũng rất đa dạng.



Thể vỉa



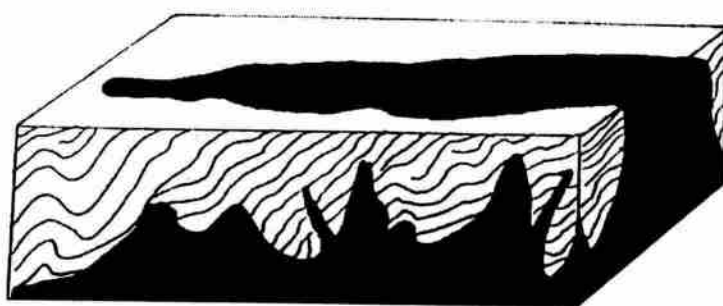
Thể nấm (laccolit)



Thể mạch (đalcơ)



Thể cán



Thể nền (batolit)

Hình 28. Một số loại kiến trúc xâm nhập

Từ những điều trình bày trên, ta thấy nhìn chung cấu trúc địa chất giữ vai trò chủ động trong quá trình thành tạo địa hình, nghĩa là địa hình thường phản ánh cấu trúc và phù hợp với chúng. Mặc dù vậy, nhiều khi giữa chúng cũng có quan hệ không thuận, đó là trường hợp những dạng địa hình nghịch đã được nhắc tới ở trên. Tuy nhiên, có những trường hợp sự không ăn khớp này trở thành phổ biến và gần như nghịch lí, mà cách giải thích thông thường về địa hình nghịch cũng khó có thể chấp nhận, ví dụ, thung lũng sông hiện tại có thể cắt ngang các đường đứt gãy mà không chạy dọc theo chúng, hoặc có thể cắt ngang qua các khối đá xâm nhập, các nếp lồi, mà lẽ ra phải chảy vòng quanh chúng. Rất có thể đó là trường hợp *mạng sông hậu sinh*, nghĩa là mạng sông phát triển kế thừa một mạng thủy văn đã từng phát triển trong những điều kiện cấu trúc khác hẳn.

Trường hợp tương tự có thể hình dung như sau. Đầu tiên, trên bề mặt các cấu trúc mà hiện nay đang lộ ra trong địa hình đã từng có lớp phủ của các tầng trầm tích biển (nghĩa là địa hình cổ bị chôn vùi). Lúc đó, trên bề mặt lớp phủ phát triển một mạng lưới thủy văn phù hợp với cấu trúc địa chất. Về sau, quá trình xâm thực-bào mòn đã bóc lộ hoàn toàn các cấu trúc dưới sâu, nhưng quá trình này diễn ra một cách từ từ, nên mạng lưới thủy văn sẵn có tiếp tục khoét sâu, dường như chiều

hình xuống các cấu trúc bên dưới, dẫn đến tình trạng không ăn khớp nói trên: các dòng sông cứ khoét sâu theo vết cũ mà không lệ thuộc vào các cấu trúc vừa bị bóc lộ ra. Trong trường hợp này, nếu ta tìm được trên các khu vực lân cận di tích của những tầng trầm tích lớp phủ trước kia thì kết luận về *nguồn gốc kế thừa*, hay là *mạng sông hậu sinh*, của mạng sông suối là chắc chắn.

Do ý nghĩa to lớn của cấu trúc địa chất đối với sự phát sinh và phát triển của địa hình mà ngày nay đã hình thành cả một lĩnh vực chuyên sâu của địa mạo học là *địa mạo cấu trúc* có giá trị ứng dụng rất lớn. Cũng dựa trên tương quan này, bên cạnh cách phân chia địa hình thành các *địa kiến trúc*, *kiến trúc - hình thái* và *chạm chỗ - hình thái* còn có thể phân loại địa hình thành ba nhóm là *địa hình thuận*, *địa hình nghịch* và *địa hình trung gian* (những dạng địa hình phát triển trên các cấu trúc nằm ngang và các loại đá không phân lớp).

5.6. TÂN KIẾN TẠO VÀ ĐỊA HÌNH

Trong những phần trước chúng ta đã nói tới vai trò của vận động kiến tạo đối với sự phát triển địa hình. Vận động kiến tạo là những chuyển động của vỏ Trái Đất diễn ra thường xuyên cả trong quá khứ địa chất xa xưa cũng như hiện nay, có tác dụng quyết định trong việc tạo ra những cấu trúc đa dạng của vỏ Trái Đất và qua đó mà chi phối và thậm chí quy định hướng phát triển của địa hình.

Ngày nay người ta cho rằng *vận động tân kiến tạo*, hay là những *vận động kiến tạo mới nhất*, là những vận động của vỏ Trái Đất diễn ra trong Cainozôi, bắt đầu từ Oligocen giữa và muộn, chính xác hơn là từ Miocen tới nay. Chúng tác động lên mọi cấu trúc kiến tạo đã hình thành vào những thời kỳ uốn nếp trước kia, có thể trùng hướng, nghĩa là kế thừa hoặc cải biến lại bình đồ cổ. Những đặc điểm đó khiến người ta tách chúng ra khỏi thời kỳ uốn nếp anpi của các vận động Cainozôi và cho rằng đây là một giai đoạn độc lập, mới nhất trong hoạt động kiến tạo của vỏ Trái Đất, tức là *giai đoạn tân kiến tạo*. Các vận động tân kiến tạo có ảnh hưởng quyết định tới sự hình thành những đặc điểm của địa hình hiện tại.

Từ những điều nêu trên, các nhà nghiên cứu tân kiến tạo đã đưa ra những định nghĩa khác nhau, song tất cả đều thống nhất đưa vào định nghĩa ấy khía cạnh ý nghĩa tạo địa hình hiện tại của những vận động này. Trong số đó, định nghĩa do V.A. Obruchev đưa ra (1948) được nhiều người quan tâm hơn cả: "*Vận động tân kiến tạo là những vận động của vỏ Trái Đất xảy ra vào các thời kỳ Neogen-Đệ Tứ và hiện tại* (lúc đầu ông chỉ giới hạn trong Neogen-Đệ Tứ sớm) và có ý nghĩa quyết định đối với sự hình thành những nét căn bản của địa hình hiện tại". Trong phạm trù vận động tân kiến tạo người ta còn tách ra những *chuyển động kiến tạo hiện đại* là những chuyển động của vỏ Trái Đất xảy ra trước mắt chúng ta hoặc trong thời gian vài ba thế kỷ vừa qua và được xác định bằng những phương pháp định lượng,

như *cao đạc lập, tam giác đạc* đo góc và đo cạnh, bằng những *quan sát thủy văn và địa mao*.

Vai trò của vận động tân kiến tạo quan trọng đến mức nhiều người cho rằng không một công trình nghiên cứu địa mao và địa chất khu vực nào lại có thể bỏ qua những vấn đề tân kiến tạo (N.I. Nicolaev, 1962).

Do ý nghĩa to lớn như vậy mà bắt đầu từ những năm 30 của thế kỉ này người ta đã xây dựng được một tập hợp phong phú các phương pháp nghiên cứu vận động tân kiến tạo, trong đó có phương pháp địa mao. Vận động tân kiến tạo là đối tượng của một môn học chuyên đề và được trình bày trong một giáo trình riêng về *tân kiến tạo* nên ở đây chúng ta chỉ xem xét nó dưới góc độ địa mao, chỉ đề cập đến những biểu hiện của chúng trong địa hình và từ đó làm bài toán ngược, nghĩa là thông qua những dấu hiệu địa mao để suy ra đặc điểm của vận động tân kiến tạo.

Vận động tân kiến tạo gây ảnh hưởng tới địa hình qua ba hình thức sau:

- Tạo ra những cấu trúc rất đa dạng của vỏ Trái Đất làm địa bàn cho các quá trình ngoại sinh gọt rửa nên những dạng địa hình khác nhau;
- Làm biến dạng bề mặt địa hình (nâng lên hoặc hạ xuống), đồng thời tạo ra những cấu trúc trẻ, gọi là những *cấu trúc tân kiến tạo*;
- Xê dịch khu vực tác động của các quá trình tạo địa hình thuộc nhóm quá trình ngoại sinh.

Trong phương pháp địa mao, thông qua việc phân tích tỉ mỉ các đặc điểm địa hình, so sánh những đặc điểm đó với sơ đồ phát sinh mang tính quy luật của địa hình để phát hiện ra những điều không phù hợp với quy luật rồi tìm cách lí giải chúng. Trong các nguyên nhân gây ra những dị thường đó, có hai nguyên nhân căn bản là vận động tân kiến tạo và nguyên nhân khí hậu, vì vậy người ta dùng phép loại trừ để tìm ra lời giải đáp cuối cùng.

Để làm việc này, thông thường phải phân tích những mặt sau đây:

- Phân tích đặc điểm sơn văn;
- Phân tích đặc điểm phân bố độ sâu đáy biển;
- Thành lập và phân tích các bản đồ trắc lượng - hình thái;
- Nghiên cứu địa mao đáy biển;
- Nghiên cứu địa hình đường bờ biển, bờ đảo và bờ hồ lớn;
- Nghiên cứu mạng lưới thủy văn;
- Nghiên cứu thung lũng sông;
- Nghiên cứu tính phân bậc địa hình;
- Nghiên cứu địa hình đường tuyết;

- Nghiên cứu băng hà cổ và băng hà ngầm vĩnh cửu;
- Nghiên cứu vỏ phong hóa;
- Nghiên cứu lịch sử phát triển địa hình cacxtơ.

Dưới đây chúng ta sẽ đi qua những trường hợp thông thường nhất.

5.6.1. Ảnh hưởng của vận động tân kiến tạo đối với địa hình thung lũng và mạng lưới sông suối.

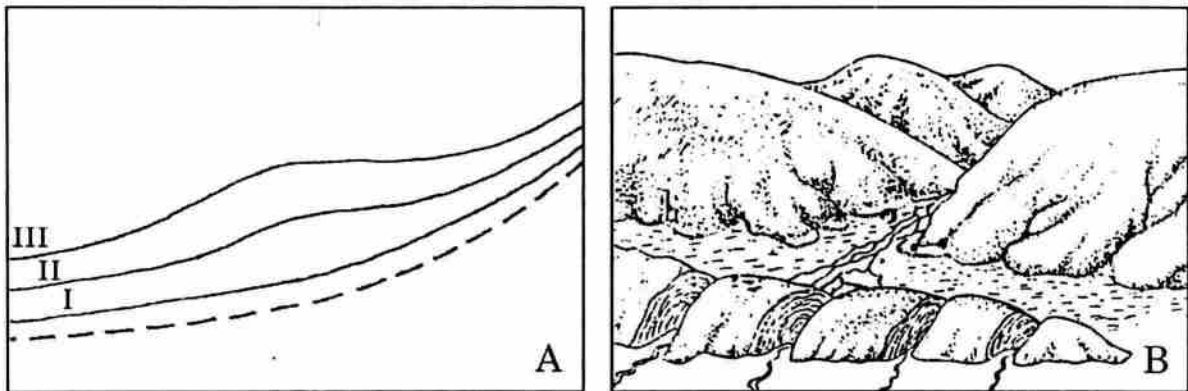
Do dòng sông có khả năng tự điều chỉnh nhịp vận động của mình cho phù hợp với trạng thái độ dốc của đáy và vị trí gốc xói mòn theo xu thế chung là tạo cho mình dòng chảy trơn tru, thuận tiện nhất (nhằm cân bằng trắc diện dọc), nên mọi sự biến dạng mặt đất do vận động tân kiến tạo gây nên trong thung lũng sông đều được phản ánh trong địa hình của nó, đặc biệt là trong địa hình bãi bồi và các bậc thềm sông.

Những tài liệu thu thập được cho thấy, tuyệt đại bộ phận bậc thềm tích tụ ngày nay còn thấy được trong các thung lũng sông đều được thành tạo trong kỉ Đệ Tứ và chỉ một số ít có tuổi Neogen hoặc cổ hơn. Người ta đã xác định được rằng các bậc thềm sông hình thành khi có sự thay đổi từ chế độ tích tụ sang chế độ khoét sâu (xem chương sau) do nhiều nguyên nhân khác nhau, trong đó, và chủ yếu, có nguyên nhân vận động tân kiến tạo. Số lượng bậc thềm trong thung lũng sông phù hợp với số lượng chu kì xâm thực - tích tụ. Bề mặt các bậc thềm chu kì bình thường như vậy thường có dạng “song song” với nhau và với đáy sông trên suốt chiều dài thung lũng và có độ cao tương đối và tuyệt đối biến đổi một cách từ từ, đều đặn từ thượng nguồn về phía cửa sông.

Song, trong thực tế ta thấy có nhiều trường hợp hình thái và tương quan giữa các bậc thềm không bình thường như vậy. Chẳng hạn, bậc thềm sông có thể bị biến dạng do khối nâng tân kiến tạo dạng nếp lồi địa phương (H. 29-A). Trong trường hợp này, tại phần đỉnh nếp lồi, độ cao tương đối (tỉ cao) lớn hơn cả, và giảm dần về cả hai phía thượng nguồn và cửa sông. Trong ba bậc thềm được vẽ trên hình, bậc cao nhất, già nhất bị biến dạng nhiều hơn cả, còn bậc trẻ nhất thì hầu như có độ dốc bình thường. Trường hợp này có thể giải thích như sau. Sau khi đã hình thành một bậc thềm chu kì bình thường (bậc số III) với độ dốc nghiêng đều về phía hạ lưu, đã bắt đầu xuất hiện một nếp lồi tân kiến tạo chắn ngang lòng sông và bậc thềm này bị biến dạng lồi lên. Nếu quá trình này tiếp diễn đủ lâu dài và với tốc độ nâng từ từ thì trong thời gian đó có thể hình thành một bậc thềm chu kì mới, thấp hơn, đồng thời cũng bị biến dạng, nhưng với mức độ yếu hơn (bậc thềm số II). Bậc thềm có tuổi trẻ hơn nữa (bậc thềm số I) nếu không bị biến dạng thì có nghĩa là đã được hình thành sau khi nếp lồi tân kiến tạo địa phương ngừng nâng lên hoàn toàn.

Khi có vận động tân kiến tạo hoạt động tạo ra nếp lồi chắn ngang dòng sông thì có thể xảy ra hai trường hợp. Trường hợp thứ nhất như vừa mô tả trên đây: tốc

độ nâng lên không quá lớn, dòng chảy đủ sức khắc phục hậu quả nâng lên, giữ cho trắc diện dọc của lòng không đổi. Trong trường hợp thứ hai, dòng sông hoặc không đủ khả năng cắt ngang hoàn toàn nếp lồi, hoặc do tốc độ nâng lên quá nhanh mà lòng sông bị ứ đọng rồi phần thượng nguồn có thể biến thành hồ hoặc chảy sang thung lũng bên cạnh; phần kể từ nếp lồi về phía cửa sông trở thành sông cắt, v.v. Ở trường hợp thứ nhất, ngoài việc làm các bậc thêm biến dạng, còn có sự biến đổi khác nữa về hình thái: trắc diện ngang của thung lũng tại chỗ có nếp lồi bị thu hẹp lại đột ngột, hai vách dốc đứng khác hẳn so với những đoạn sát trên và dưới nếp lồi. Đoạn thung lũng như vậy có tên gọi là đoạn thung lũng xuyên thủng (H. 29-B).



Hình 29.

A- Nếp lồi địa phương và sự biến dạng của các bậc thêm sông;
B (trích theo I.X. Shshukin, 1960) - Thung lũng xuyên thủng
(còn gọi là thung lũng sông sinh trước)

Nhiều khi các nếp lồi tân kiến tạo có thể phát triển nhanh và nếu có điều kiện nham thạch ở hai bờ sông thuận lợi, dễ bị phá hủy, dòng sông có thể bị cưỡng bức chia làm hai nhánh, gọi là hiện tượng sông phân nhánh cưỡng bức.

Bậc thêm sông còn có thể bị biến dạng do có những đứt gãy kiến tạo mới cắt ngang thung lũng. Thông thường, tại những đoạn thung lũng như vậy, độ dốc trong trắc diện dọc có sự thay đổi đột biến, tạo thành bậc.

Khi có nếp lồi tân kiến tạo trong đáy thung lũng, cũng quan sát thấy những biến đổi về hình thái. Ở đây có thể có hai khả năng. Nếu quá trình này diễn ra nhanh chóng, phần thượng nguồn có thể biến thành hồ. Trong trường hợp thứ hai, tốc độ giáng xuống từ từ, dòng sông đủ khả năng tích tụ dần bù, lấp đầy hố lõm, khiến cho bề dày aluvi dày một cách dị thường và đáy thung lũng mở rộng thành *đồng bằng phù sa thung lũng*.

Ở những khu vực có vận động tân kiến tạo nâng lên dạng vòm, có thể thấy mạng lưới dòng chảy kiểu tỏa tia dạng bức xạ; ngược lại, khi có vận động giáng xuống trên diện tích lớn, mạng lưới dòng chảy sẽ có dạng quy tâm.

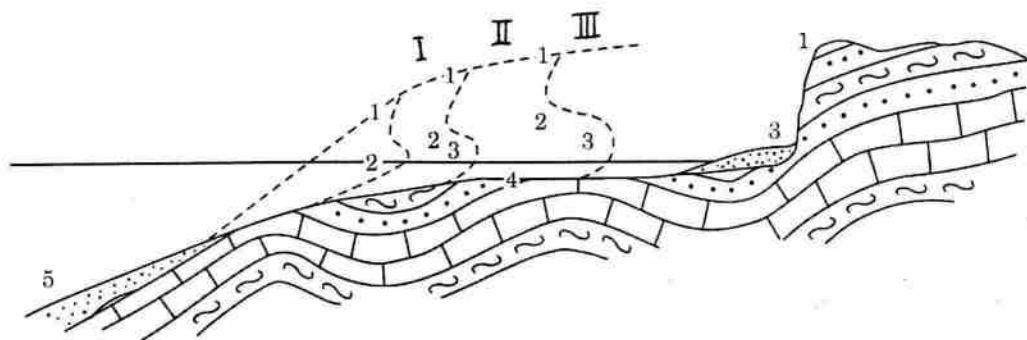
Tại những chỗ đang có vận động nâng lên, nhất là trong điều kiện đồng bằng tích tụ, dòng sông đang uốn khúc mạnh trở nên thẳng một cách không bình thường; ngược lại, khi có vận động giáng xuống - độ uốn khúc cao đến mức không bình thường so với xung quanh.

Tất cả những trường hợp nêu trên đều có thể phân tích và thấy rõ trên các bản đồ địa hình. Nhưng trong mỗi trường hợp cụ thể đều phải nghiên cứu tỉ mỉ và thận trọng những đặc điểm bất thường để chọn trong nhiều khả năng một vài nguyên nhân đích thực (thạch học, kiến tạo cổ, quá trình cacxtơ hay là tân kiến tạo). Chỉ khi đó mới có thể khẳng định về ảnh hưởng của vận động tân kiến tạo.

Ở chương sau, khi nghiên cứu về bậc thềm sông chúng ta sẽ thấy rõ hơn ảnh hưởng của vận động kiến tạo nói chung và của vận động tân kiến tạo đối với địa hình. Qua những trường hợp trình bày trên, có thể kết luận rằng dòng sông và các hoạt động xâm thực-tích tụ của nó cùng với những đặc điểm có tính quy luật trong cấu tạo thung lũng là bộ máy kiểm tra rất tốt các vận động tân kiến tạo; dù chỉ một biến đổi nhỏ về vận động tân kiến tạo cũng đủ gây ra những biến đổi nhạy bén trong hoạt động của dòng sông và hình thái của thung lũng.

5.6.2. Ảnh hưởng của vận động tân kiến tạo đối với địa hình bờ biển

Dọc bờ biển và các bờ hồ lớn, các quá trình mài mòn, phá mòn của sóng vỗ bờ và hoạt động tích tụ của sóng và các dòng biển tạo ra những dạng địa hình đặc trưng cho khu vực ven bờ. Thực vậy, tại những bờ biển có trắc diện phát triển đầy đủ, có thể quan sát thấy một tập hợp có tính quy luật của các dạng địa hình, gồm vách biển dốc đứng, nền mài mòn và nền tích tụ cùng vô số dạng địa hình tích tụ ven bờ khác (H. 30). Cần nhấn mạnh rằng tập hợp dạng địa hình này chủ yếu là sản phẩm của sóng biển, nghĩa là chúng chỉ được hình thành và phát triển xung quanh đường mép nước, trong phạm vi tác động của sóng và trong điều kiện vị trí đường mép nước ổn định lâu dài. Cách hình thành tập hợp dạng địa hình này có thể



Hình 30 . Trắc diện bờ biển cân bằng (đường nét liền).

I, II, III,...- các giai đoạn phát triển kế tiếp nhau; 1- vách biển; 2- hốc hàm ếch do sóng vỗ bờ tạo nên; 3- bãi biển; 4- nền mài mòn; 5- nền tích tụ.

mô tả tóm tắt như sau. Khuynh hướng chung trong sự phát triển của địa hình bờ biển là tiến tới trạng thái trắc diện cân bằng, tức là một trạng thái ổn định, trong đó các quá trình mài mòn và tích tụ sóng đều ngừng hẳn hoặc chỉ còn rất yếu (nhưng trong thiên nhiên, trạng thái này hầu như không bao giờ đạt tới được). Do đó, đối với những bờ biển sâu, vách dốc, sóng vỗ bờ hoạt động với năng lượng rất lớn, phá hủy bờ rất mạnh, đẩy lùi bờ gốc ngày càng xa vào phía đất liền. Ở chỗ bờ đá gốc vừa bị lùi đi sẽ dần dần hình thành nên bờ biển mài mòn (hay là *nền mài mòn*), đồng thời một phần vật liệu vụn được tích tụ ở phía ngoài để tạo ra nền bờ biển tích tụ (hay *nền bờ tích tụ*). Đến một lúc nào đó, hệ thống nền bờ mài mòn và tích tụ đạt tới chiều rộng tương đối lớn, bờ biển trở nên thoải và nông hơn, sóng vỗ bờ phải di chuyển trên một khoảng đáy nông rộng, do đó mất hầu hết năng lượng để khắc phục ma sát và không tiếp tục mài mòn nữa. Trạng thái hình thái này sẽ được bảo tồn cho tới khi nào có những biến đổi mới về độ sâu. Đó chính là hình ảnh của trắc diện bờ cân bằng.

Nhưng trong thực tế, nhiều khi quan sát thấy tập hợp những dạng địa hình bờ nói trên ở những độ cao và độ sâu không phù hợp với vị trí đường mép nước hiện tại. Nguyên nhân của tình trạng không bình thường này có thể như sau.

1) Dao động mực nước đại dương khiến cho địa hình bờ trở nên cao hoặc thấp hơn mực nước biển hiện tại và trở thành những *bậc thêm biển*. Trong trường hợp này cần chú ý một điều là nếu mực nước đại dương thay đổi thì sẽ gây ra sự thay đổi trên diện tích rộng lớn, tức là trên phạm vi khu vực, châu lục, hoặc thậm chí toàn cầu. Do đó các bậc thêm biển được hình thành sẽ có độ cao ổn định trên phạm vi rộng lớn.

Hiện tượng dao động mực nước đại dương đã từng xảy ra nhiều lần trong kỉ Đệ Tứ, vào những thời kì băng hà và gian băng (*dao động chân tinh*). Nhiều tài liệu thực tế và số liệu tính toán cho thấy rằng vào thời kì băng hà, mực nước đại dương đã có thể hạ thấp tới hơn 100 m so với hiện nay, nhưng độ dâng cao trong các thời kì gian băng thì không khác hiện nay bao nhiêu.

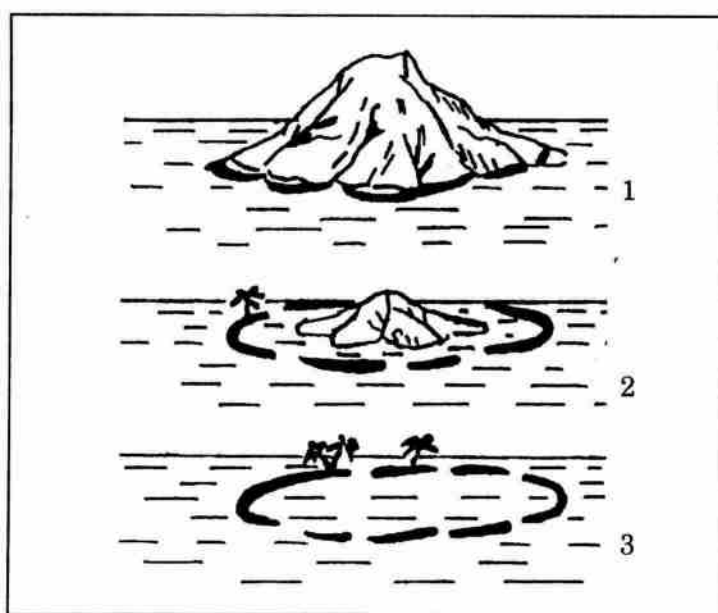
2) Khi do vận động tân kiến tạo mà một bộ phận lục địa ven bờ bị nâng lên thì cả hệ thống vách biển và nền biển bị nâng lên thành bậc thêm biển. Nếu quá trình nâng lên không đồng đều và gián đoạn, ta sẽ thấy cả một loạt bậc thêm biển trên những độ cao khác nhau, gọi là hệ thống những *đường bờ cổ*. Điều đó cho thấy rằng trong quá khứ địa chất gần đây đã xảy ra vận động nâng lên.

Khác với trường hợp dao động mực nước đại dương, ảnh hưởng của vận động tân kiến tạo thường mang tính chất phân dị và cục bộ, do đó các bậc thêm biển thường có độ cao không đồng đều, luôn thay đổi và phân bố trên những diện hẹp.

Đôi khi còn có thể tìm thấy những dạng địa hình bờ cổ nằm dưới mực biển hiện tại. Không ít trường hợp đã tìm được những dạng địa hình nguồn gốc lục địa bị

nước biển nhấn chìm. Nếu không phải là do mực nước đại dương dâng lên trong quá trình dao động chân tĩnh, thì chắc chắn là do nguyên nhân vận động tân kiến tạo gây nên - làm cho một bộ phận bờ bị giáng xuống. Trong trường hợp đó sẽ xuất hiện những cửa sông hình phễu (estuary- cửa sông sâu vùng thủy triều mạnh) hoặc kiểu bờ Đanmat (có rất nhiều đảo và bán đảo). Nhiều khi dưới đáy biển có thể thấy phần kéo dài của các dạng địa hình xâm thực lục địa, như các thung lũng sông bị ngập.

Hiện tượng xuất lộ những nguồn nước ngọt mạnh dưới đáy biển, đôi khi ở độ sâu lớn, cũng có thể là dẫn chứng về tác dụng của vận động tân kiến tạo, vì rằng những nguồn nước như vậy chỉ có thể hình thành trong vùng cacxtơ và cao hơn mực nước biển (xem phần “Địa hình cacxtơ”, mục “Cối xay biển”).



Hình 31. Quá trình hình thành đảo san hô vòng nhẵn
(theo Đacuyn, trích theo Shshukin, 1960)

Đối với địa hình bờ các hồ lớn cũng có thể gặp những tình huống tương tự. Có những trường hợp vận động tân kiến tạo ở hai phía bờ hồ có dấu và tốc độ khác nhau, khiến cho các bậc thềm, hay địa hình đường bờ cổ, bị lệch về một phía.

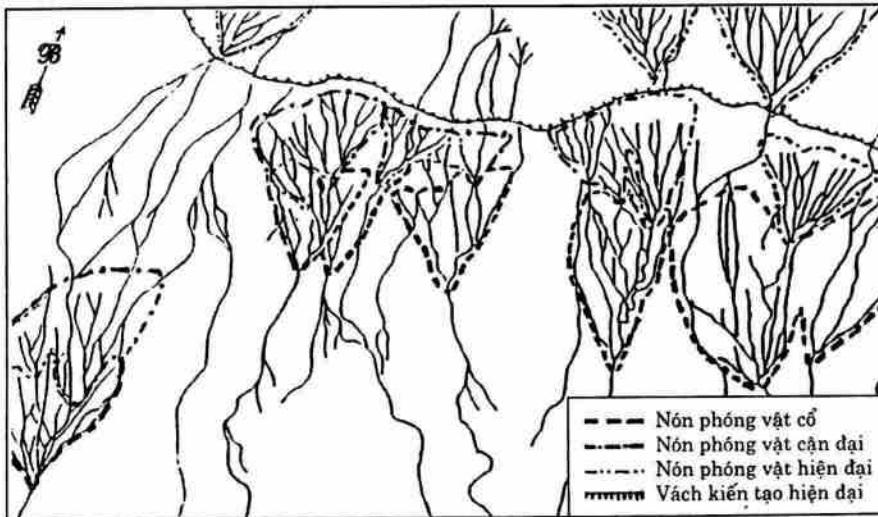
Ở các miền bờ nhiệt đới thường gặp những cấu trúc san hô (điều kiện nhiệt độ $18 - 20^{\circ}$, độ sâu từ 0m đến 60-70 m, nước trong). Nhưng trong thiên nhiên nhiều khi gặp chúng trên những độ cao và độ sâu vượt khỏi giới hạn thông thường (0m đến 60-70 m). Đó cũng là một biểu hiện của vận động tân kiến tạo. Đặc biệt lí thú trường hợp các đảo san hô vòng nhẵn (H. 31). Theo Đacuyn, các đảo san hô vòng nhẵn lúc đầu là những cấu trúc san hô ám tiêu viên quanh bờ các đảo núi lửa. Sau đó, do vận động tân kiến tạo làm đáy biển hạ xuống, rồi bản thân đảo này cũng bị chìm ngập hoàn toàn, trong khi đó các cấu trúc san hô vẫn tiếp tục phát triển theo

chiều cao để giữ được độ sâu cần thiết. Cuối cùng chỉ còn lại một vòng san hô bao quanh một hồ nước mặn giữa biển khơi.

5.6.3. Ảnh hưởng của vận động tân kiến tạo đối với bề mặt san bằng

Ở miền núi thường có những bề mặt san bằng cổ nằm trên những độ cao khác nhau. Chúng được hình thành vào những giai đoạn có chế độ vận động kiến tạo yếu hoặc yên tĩnh lâu dài. Những bề mặt san bằng như vậy được thành tạo ở mực độ cao gần mực cơ sở xâm thực. Sở dĩ ngày nay ta thấy chúng trên những độ cao khác nhau, chỉ có thể là do chúng đã bị vận động tân kiến tạo làm biến dạng, nâng lên. Bị nâng lên độ cao lớn, năng lượng địa hình do đó cũng tăng lên nhiều, chúng bị chia cắt thành những mảnh nhỏ và lại có quang cảnh của địa hình miền núi rõ rệt. Nếu trong khu vực còn tìm được những bộ phận bề mặt san bằng rộng lớn chưa bị chia cắt đáng kể thì có thể nói rằng chúng bị nâng lên cách đây không lâu.

Quá trình nâng lên đồng thời dẫn đến quá trình xâm thực, bào mòn mạnh mẽ. Dưới chân dốc, ở ven rìa các miền núi thường xuất hiện những nón phóng vật rất lớn (nhất là trong điều kiện khí hậu khô khan, ví dụ ở vùng núi Trung Á). Nếu quá trình nâng lên xảy ra không liên tục và với tốc độ không đồng đều và ngày càng mở rộng thì các dòng sông suối sẽ dần dần khoét sâu ngay vào bề mặt các nón phóng vật đã hình thành để rồi tạo ra những nón phóng vật mới lan ra xa hơn. Bằng cách đó sẽ hình thành cả một hệ thống nón phóng vật chồng gối lên nhau (H.32). Như vậy, hiện tượng nón phóng vật chồng gối lên nhau là dấu hiệu về vận động tân kiến tạo.



Hình 32. Ba thế hệ nón phóng vật chồng gối nhau
(tài liệu thực địa của tác giả tại Hammamet, Tebessa, Algérie)

Trong những phần sau chúng ta sẽ làm quen với các bề mặt san bằng sơ đẳng gọi là pedimen, tà bào mòn (glacis) và hệ thống bậc thang trước núi (phần “Địa hình miền núi”). Có nhiều giả thuyết khác nhau về sự thành tạo của chúng, song nhìn chung phải có một tiền đề cần thiết là phải có chế độ vận động tân kiến tạo

đặc biệt: có sự xen kẽ những giai đoạn bình ổn, yên tĩnh và giai đoạn nâng lên. Vào những giai đoạn kiến tạo yên tĩnh, trong điều kiện khí hậu thích hợp, các quá trình bào mòn, xâm thực gây ra hiện tượng sườn giạt lùi song song với chính mình, để lại dưới chân sườn dải bề mặt bào mòn hẹp, thoải ($< 8^\circ$), gọi là pedimen (trong đá cứng) và glacis (trong đá mềm). Nếu sau đó vận động nâng lên lại tiếp tục hoạt động và mở rộng, pedimen này được nâng cao, rồi sau đó lại là một giai đoạn yên tĩnh, sẽ xuất hiện một pedimen khác ở vị trí thấp hơn. Cuối cùng ta sẽ có cả một hệ thống bề mặt xếp thành bậc thang trên sườn núi, gọi là bậc thang trước núi (W. Penck, 1960).

Một số tác giả còn cho rằng giữa chế độ vận động tân kiến tạo và trắc diện sườn dốc cũng có mối liên hệ nhất định. Chẳng hạn, W. Penck đã nêu lên rằng các sườn có trắc diện lõm, thẳng, lồi và lồi-lõm cũng phụ thuộc vào trạng thái vận động tân kiến tạo của khu vực. Ông cho rằng trắc diện thẳng đặc trưng cho sự cân bằng giữa vận động nâng lên và quá trình bào mòn (vận động nâng vừa và yếu), trắc diện lồi đặc trưng cho khu vực nâng mạnh, trắc diện lõm điển hình cho trường hợp kiến tạo yên tĩnh, cường độ bào mòn mạnh hơn hiệu quả nâng lên. Quan điểm này bị nhiều người phê phán là giản đơn hóa vì không chú ý đầy đủ đến đặc điểm cấu trúc địa chất (tác giả giả định cấu trúc đồng nhất) và đặc điểm khí hậu.

5.6.4. Tân kiến tạo và địa hình đường tuyết

Trong miền núi, để có thể phát triển những dạng địa hình băng hà, ít nhất các đỉnh núi phải cao hơn *đường tuyết* từ 200 đến 250 m trở lên. Như vậy, căn cứ vào vị trí hiện nay của các dạng địa hình đó so với đường tuyết hiện tại ta cũng có thể xác định được phần nào về vận động tân kiến tạo. Nếu vị trí đường tuyết bị xê dịch do nguyên nhân khí hậu toàn cầu, thì ta có thể thấy sự xê dịch đó đồng đều trên phạm vi rộng lớn. Nhưng nếu vị trí các dạng địa hình kể trên thay đổi một cách bất ổn định trên những khoảng cách gần nhau thì cũng có thể là do nguyên nhân vận động tân kiến tạo phân dị gây nên.

Những điều trình bày trên đây đã phần nào chứng minh vai trò to lớn của vận động tân kiến tạo đối với sự phát triển địa hình. Có thể khẳng định rằng mọi hoạt động tân kiến tạo đều gây nên những phản ứng nhạy bén trong sự phát triển địa hình và được biểu hiện qua hình thái của chúng.

Cuối cùng cần nhấn mạnh rằng ngày nay các hoạt động kinh tế và cải biến thiên nhiên của con người đã trở thành một trong những nhân tố quan trọng trong sự phát triển địa hình. Vì vậy, giờ đây người ta thường nhắc đến những dạng *địa hình nhân sinh* với cả ý nghĩa xây dựng tốt đẹp cũng như với ý nghĩa tiêu cực trầm trọng về phương diện môi trường, mà trước hết là đối với môi trường địa mạo. Chính vì vậy, hiện nay hướng nghiên cứu tai biến địa mạo đã trở thành một trong những trọng tâm trong công tác dự báo môi trường.

PHẦN THỨ HAI

CÁC QUÁ TRÌNH ĐỊA MẠO VÀ ĐỊA HÌNH DO CHÚNG TẠO THÀNH

Chương 6

HOẠT ĐỘNG ĐỊA MẠO CỦA NƯỚC TRÊN MẶT VÀ ĐỊA HÌNH DO NÓ TẠO THÀNH

6.1. HOẠT ĐỘNG CỦA NƯỚC CHẢY TRÊN MẶT

Nước trên bề mặt Trái Đất biến hóa và vận động liên tục trong một vòng tuần hoàn khép kín và bất tận với các giai đoạn bốc hơi, di chuyển của hơi nước, ngưng tụ và mưa, vận chuyển của nước mưa trên mặt đất dưới dạng dòng chảy rồi cuối cùng lại bốc hơi và thực hiện một chu trình mới. Quá trình bốc hơi diễn ra cả trên lục địa lẫn trên đại dương. Hơi nước trên bề mặt Trái Đất tiềm tàng lượng cơ năng khổng lồ, xấp xỉ số năng lượng mà Mặt Trời đã cung cấp cho quá trình tạo ra chúng. Đó chính là một trong những nguồn năng lượng vô tận đảm bảo cho các hoạt động của nước chảy trên Trái Đất. Nhờ có hoàn lưu khí quyển mà hơi nước được đưa đi đến mọi nơi trên bề mặt địa cầu. Khi có điều kiện thích hợp, hơi nước ngưng tụ và gây mưa. Nước mưa khí quyển, ở dạng lỏng hay băng, tuyết, tạo ra dòng chảy trên mặt đất do tác dụng của trọng lực, cuối cùng lại trở về với biển và đại dương. Trên đường vận chuyển, một phần chúng bị bốc hơi, phần khác thẩm thấu vào lớp đất đá bề mặt - trở thành nước dưới đất, một phần dừng lại tạm thời trong các hồ nội địa, tuy nhiên phần trở về với biển vẫn là chủ yếu. Trên con đường vận dậm và đầy trắc trở ấy, nước khi thì chảy tràn lan trên các bề mặt bằng phẳng và thoải, lúc thì chảy thành dòng êm đềm hoặc dữ dội, tùy nơi; cũng theo đó mà tác động của chúng lên địa hình mặt đất rất đa dạng: khi thì *bào mòn, xâm thực* mặt đất, khi thì gây tác dụng bồi lắng, *tích tụ*. Phân tích hoạt động địa mạo của nước chảy trên mặt, có thể khẳng định rằng ở những miền khí hậu ẩm ướt, hầu như mọi dạng địa hình đều mang dấu ấn của hoạt động nước chảy ở những mức độ khác nhau, thậm chí có thể hoàn toàn do nó tạo nên.

Cũng như hầu hết các nhân tố ngoại sinh khác, nước thực hiện vai trò địa mạo của mình dưới 3 hình thức công chính: *phá hủy*, hay là bào mòn, xâm thực, *vận chuyển* vật liệu xâm thực và *tích tụ*. Cường độ tác động lên địa hình của nước chảy, kích thước và kiểu loại của các dạng địa hình do nó tạo thành rất khác nhau và phụ thuộc trước hết vào tính chất và hình thức dòng chảy. Nước chảy trên mặt theo hai kiểu chính là *chảy tràn* và *chảy theo dòng*.

Trong kiểu *chảy tràn*, nước vận động thành một lớp trải đều và tràn lan trên bề mặt, gây tác dụng bào mòn ồ ạt các vật liệu vận kích thước nhỏ. Dạng hoạt động này gây ra hiện tượng xói mòn đất đặc biệt nguy hiểm đối với lớp thổ nhưỡng.

Trong kiểu thứ 2, nước chảy thành dòng tập trung dọc theo các đường tụ thủy rõ rệt (dòng sông, dòng suối và các dòng chảy nhỏ trong các khe rãnh xói mòn). Theo thời gian hoạt động, các dòng chảy được chia thành 2 loại: *dòng chảy thường xuyên* và *dòng chảy tạm thời*.

Địa hình do nước chảy tạo thành có tên gọi chung là địa hình dòng chảy. Chúng phổ biến hết sức rộng rãi trên bề mặt Trái Đất, kể cả trong các sa mạc khô khan và dưới đáy các biển nông mới bị biển nhấn chìm cách đây không lâu.

Hoạt động bào mòn của các dòng nước được gọi là *xâm thực nước*. Chúng gây tác dụng bào mòn, xâm thực mặt đất theo 2 hướng: khoét sâu đáy và đào xói bờ để mở rộng lòng dòng chảy. Theo đó, người ta phân biệt 2 dạng xâm thực là *xâm thực sâu* và *xâm thực ngang*.

Sở dĩ nước chảy có thể bào mòn, xâm thực mặt đất là vì nó có động năng mà ta có thể tính được theo công thức:

$$F = \frac{mv^2}{2}$$

trong đó : F - động năng của khối nước chảy, hay còn gọi là *hoạt lực*;

m - khối lượng nước chảy, liên quan đến lưu lượng;

v - tốc độ dòng chảy.

Công thức trên cho thấy mối liên hệ phụ thuộc chặt chẽ giữa khả năng xâm thực với tốc độ của dòng chảy và khối lượng nước tham gia dòng chảy. Đặc biệt đáng chú ý là quan hệ tỷ lệ thuận giữa hoạt lực F với bình phương của tốc độ, nghĩa là mọi sự tăng, giảm tốc độ đều ảnh hưởng mạnh mẽ tới khả năng vận tải của dòng nước và do đó ảnh hưởng rõ rệt tới hoạt động xâm thực và tích tụ của nó.

Hoạt lực F được dùng một phần vào việc khoét sâu đáy dòng chảy. Người ta thường tính lực này theo công thức:

$$S = 1\,000 \cdot H \cdot i \text{ kg/m}^2,$$

trong đó: S - lực tác dụng lên đáy;

H - bề dày của dòng nước chảy, cũng chính là độ sâu của dòng chảy (m);

i - độ nghiêng của bề mặt dòng chảy.

Đại lượng i trong công thức này thể hiện gián tiếp vai trò của tốc độ dòng chảy đối với khả năng xâm thực sâu của nó. Quan hệ này được mô tả trong công thức Sêzi:

$$v = C\sqrt{Ri}$$

trong đó: v - tốc độ dòng chảy;

C - hệ số phụ thuộc vào độ gồ ghề và độ nhám của đáy;

R - bán kính thủy lực, tính bằng thương số của diện tích thiết diện thấm ướt của dòng nước với chu vi thấm ướt của nó;

i - độ dốc của dòng chảy.

Trong quá trình bào mòn mặt đất, dòng nước tạo ra vô số vật liệu phù sa. Tùy theo kích thước của chúng và phụ thuộc vào tốc độ dòng chảy, vật liệu xâm thực có thể được vận chuyển xuôi dòng theo những hình thức khác nhau: các vật liệu rất mịn và hòa tan thì trôi lơ lửng, vật liệu thô thì lăn trên mặt đáy hoặc nhảy cóc. Nhìn chung, càng đi về phía hạ lưu, khối lượng dòng rắn càng tăng lên, đồng thời độ dốc của dòng chảy lại giảm dần, nghĩa là hoạt lực cũng giảm dần theo hướng đó. Mặt khác, các tham số cơ bản, như lưu lượng, độ dốc đáy và tốc độ dòng chảy đều biến đổi liên tục, nên hoạt lực của nó cũng biến đổi không ngừng. Khi hoạt lực giảm đột ngột, một bộ phận phù sa, trước hết là những phần tử thô, sẽ bị dòng chảy bỏ rơi lại trên mặt đáy. Đó là hiện tượng *tích tụ*.

Như vậy, hoạt động địa mạo của dòng nước rất không ổn định trong không gian và thời gian, bởi vì các thông số liên quan tới lưu lượng, độ dốc, tốc độ, khối lượng dòng chảy rắn, v.v. đều biến thiên liên tục từ thượng nguồn tới cửa sông, giữa ngày mưa và ngày không có mưa, giữa mùa khô và mùa mưa. Dòng sông khi xâm thực, lúc tích tụ, tùy thuộc vào những điều kiện cụ thể trong tương quan giữa khả năng vận chuyển và lượng phù sa cần phải vận chuyển.

Địa hình do dòng chảy tạo thành phổ biến hết sức rộng rãi trên bề mặt Trái Đất và bao gồm nhiều kiểu loại khác nhau, tùy theo hình thức dòng chảy và những điều kiện xâm thực hay tích tụ cụ thể (bảng 8).

6.2. CÁC QUY LUẬT XÂM THỰC VÀ TÍCH TỤ

6.2.1. Năng lượng của dòng chảy

Trong hoạt động địa mạo của dòng chảy bao giờ cũng đồng thời tồn tại hai quá trình đối ngược nhau là quá trình xâm thực và quá trình tích tụ. Tùy theo tương quan giữa hai quá trình này mà địa hình do dòng chảy tạo thành có thể khác nhau rõ rệt: khi quá trình xâm thực, bào mòn chiếm ưu thế, địa hình chủ yếu mang dấu vết bào mòn, còn khi quá trình tích tụ phát triển tràn lan, ví dụ như ở các vùng đồng bằng của sông, địa hình chủ yếu sẽ mang sắc thái tích tụ. Trong thực tế, hai

Bảng 8. Sơ lược phân loại địa hình do dòng chảy tạo thành

Hình thức dòng chảy	Nhóm dạng địa hình	Dạng địa hình
I. Nước chảy tràn	Xâm thực	- khe rãnh (dạng khe rãnh sơ sinh), máng xói - các dạng máng trũng - (tham gia thành tạo) bậc thềm cấu trúc - bào mòn
	Tích tụ	- vật sườn tích
II. Nước chảy theo dòng tập trung A. Dòng chảy tạm thời	Xâm thực	- máng trũng sâu - khe rãnh xói mòn - địa hình đất xấu
	Tích tụ	- (tham gia thành tạo) pedimen và glacis - nón phóng vật, tam giác châu khô - đồng bằng nghiêng trước núi
	Xâm thực	- thung lũng sông suối - thềm xâm thực
	Tích tụ	- thềm tích tụ, bãi bồi - đồng bằng phù sa sông - tam giác châu (delta)
B. Dòng chảy thường xuyên		

quá trình này đan xen với nhau, có thể ngay trong một mặt cắt ngang của lòng sông, bờ phía này là bờ tích tụ, bờ đối diện lại là bờ xâm thực .v.v. Nguyên nhân sâu xa gây ra hiện tượng này chính là tương quan giữa hoạt lực F của dòng chảy với lượng phù sa mà nó có thể vận chuyển, nghĩa là phụ thuộc vào khả năng vận chuyển của dòng nước. Để có thể hiểu được quy luật phân bố của 2 hiện tượng này (hiện tượng xâm thực và hiện tượng bồi tụ), trước hết phải tìm hiểu cách thức chi phí năng lượng (ở đây là hoạt lực) của dòng chảy. Năng lượng dòng chảy được dùng vào những việc sau:

a. Để thắng lực ma sát, bao gồm ma sát giữa khối nước chảy với đáy dòng, với không khí và lực ma sát nội bộ trong bản thân dòng nước - bởi vì dòng chảy trong các sông suối bao giờ cũng mang tính chất dòng rối, gồm rất nhiều dòng và tia nhỏ có tốc độ và hướng khác nhau, quện vào nhau như bện thừng;

b. Để vận chuyển dòng rắn (phù sa) ở dạng lơ lửng;

c. Để vận chuyển dòng rắn thô (cát, sỏi, cuội, đá tảng, v.v.) bằng các hình thức lăn, kéo lê trên mặt đáy hoặc dạng cóc nhảy;

d. Bào mòn đáy dòng bằng sự cọ sát giữa các hạt vật liệu vụn của dòng rắn với mặt đáy và bờ;

e. Để tăng gia tốc dòng chảy;

f. Để chuyển từ động năng thành thế năng bằng cách tăng bề dày dòng chảy.

Như đã trình bày ở trên, hoạt lực của dòng nước biến đổi liên tục trong không gian và thời gian do khối lượng nước tham gia dòng chảy (m) luôn thay đổi, do tốc độ đáy dòng, độ sâu dòng và tốc độ của dòng cũng thay đổi trong mặt cắt dọc và mặt cắt ngang của nó. Mặt khác khối lượng dòng rắn cũng thay đổi liên tục do nhiều nguyên nhân khác nhau. Tất cả những sự không ổn định đó trong từng thông số của dòng chảy chính là nguyên nhân khiến cho có sự xen kẽ giữa hoạt động xâm thực với hoạt động bồi tụ ngay trong cùng một mặt cắt ngang của dòng chảy.

6.2.2. Các quy luật xâm thực và tích tụ chủ yếu

a. Hoạt lực và hoạt động xâm thực và tích tụ của dòng chảy

Từ cách phân tích trên đây, ta có thể hiểu được dễ dàng hoạt động xâm thực và tích tụ của dòng chảy, cụ thể là:

- Khi hoạt lực (F) của dòng nước đủ mạnh, sau khi đã chi phí cho quá trình vận tải dòng rắn và thắng các lực ma sát vẫn còn dư thừa, dòng nước sẽ bào mòn đáy dòng nhờ có số năng lượng dư thừa đó. Trong trường hợp này, sẽ xảy ra *quá trình xâm thực*;

- Khi hoạt lực chỉ đủ để chi phí cho quá trình đó thì sẽ không xảy ra quá trình xâm thực hoặc tích tụ và dòng nước chỉ đóng vai trò vận chuyển đơn thuần;

- Khi vì những nguyên nhân nào đó mà hoạt lực của dòng nước giảm xuống đột ngột, ví dụ dòng sông từ một chỗ hẹp đột ngột đổ vào một đoạn thung lũng mở rộng, hoặc từ lòng sông nước vượt qua bờ tràn lên bãi bồi trong các trận mưa lũ, động năng của nó giảm tới mức không còn đủ khả năng vận tải toàn bộ dòng rắn và thắng ma sát thì xảy ra hiện tượng *quá tải*, do đó một bộ phận dòng rắn (đá tảng, cuội, sỏi, cát, sét, v.v.) tách ra khỏi dòng chảy và đọng lại trên mặt đáy. Đó là quá trình *tích tụ*. Nắm vững được quy luật này và nếu tìm được nguyên nhân đã gây ra sự biến đổi trong tương quan giữa hoạt lực của dòng chảy với năng lượng cần thiết cho những quá trình kể trên, bao giờ ta cũng tìm được lời giải thích cho các dạng địa hình dòng chảy về mặt động lực.

Động năng của dòng chảy, như ta đã biết, biến đổi một cách nhạy bén theo sự biến đổi của tốc độ và khối lượng nước chảy. Khối lượng nước chảy phụ thuộc vào lưu lượng. Nó có thể biến thiên do nhiều nguyên nhân, nhưng quan trọng nhất là do sự thay đổi của khí hậu và do hiện tượng sông cướp dòng. Tốc độ dòng chảy phụ thuộc trước hết vào độ dốc trong trắc diện dọc, phụ thuộc vào bán kính thủy động và hệ số gồ ghề của mặt đáy.

Tóm lại, nguyên nhân gây ra sự biến đổi động năng của dòng chảy rất đa dạng và phức tạp. Tuy nhiên, trong mọi trường hợp ta đều có thể xác định được các tác nhân ấy và do đó có thể giải thích được chế độ xâm thực và tích tụ của dòng chảy.

Một nhân tố khác cũng có vai trò quyết định trong chế độ xâm thực và tích tụ của dòng chảy, đó là sự biến đổi của khối lượng dòng chảy rắn, một nhân tố mà xét cho cùng cũng thể hiện sự thay đổi của khung cảnh khí hậu, của môi trường địa lí, như sự gia tăng cường độ phong hóa nhiệt (khí hậu trở nên bán khô khan hoặc khô khan) hoặc phong hóa băng giá (khí hậu trở nên lạnh như trong các thời kì băng hà Đệ tứ).

b. Tương quan giữa xâm thực sâu và xâm thực ngang

Quá trình xâm thực của dòng nước là một quá trình phức hợp, bao gồm nhiều quá trình riêng, đó là:

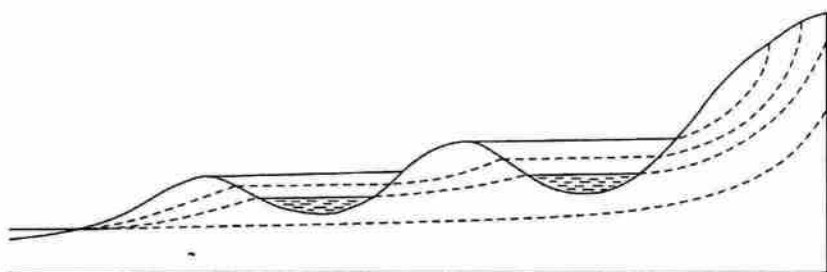
- Quá trình vận chuyển sản phẩm phong hóa, đưa chúng ra khỏi nơi thành tạo;
- Quá trình mài mòn đáy do bản thân dòng nước tác động lên mặt đáy và do vật liệu vụn của dòng rắn va đập vào mặt đáy;
- Hoà tan hoặc rửa lữa một số khoáng vật và nham thạch, v.v.

Dòng nước xâm thực mặt đất theo hai hướng thẳng đứng và nằm ngang bởi hai kiểu xâm thực khác nhau, gọi là *xâm thực sâu* và *xâm thực ngang*. Hai dạng xâm thực này bao giờ cũng tồn tại đồng thời, nhưng với mức độ hoạt động rất khác nhau, tùy thuộc vào hoàn cảnh động lực của dòng chảy. Khi dòng chảy có tốc độ cao, độ dốc lớn thì vai trò của xâm thực sâu hết sức quan trọng, vì vậy dòng chảy chủ yếu hoạt động theo hướng khoét sâu đáy của mình. Trong trường này vẫn còn tồn tại cả loại xâm thực ngang, nhưng với mức độ không đáng kể. Trái lại, khi dòng chảy trở nên ôn hòa, tốc độ nhỏ thì hoạt động xâm thực sâu giảm yếu đi rõ rệt, quá trình tích tụ phù sa gia tăng, đồng thời xâm thực ngang (còn gọi là xâm thực bờ) phát triển mạnh mẽ. Ở trường hợp này, dòng chảy khoét đáy không đáng kể, nhưng nó phá bờ theo chiều nằm ngang rất mạnh, do đó có hiện tượng chuyển dịch lòng sông theo chiều ngang rõ rệt mỗi khi có lũ lớn. Như vậy, ta thấy giữa xâm thực sâu và xâm thực ngang có mối liên hệ nghịch đảo về cường độ: khi dạng xâm thực này giảm yếu thì dạng kia tăng cường và ngược lại.

c. Quy luật xâm thực giạt lùi

Dòng nước vận động được là do tác động của trọng lực, và vì vậy, tại bất kì điểm nào trên đường chảy nó đều có xu hướng chảy về phía có độ dốc lớn nhất. Vì lẽ đó, trong dòng sông đã trưởng thành, dòng nước phải có độ dốc giảm dần từ nguồn về phía cửa sông, đồng thời lưu lượng của nó cũng tăng dần theo hướng đó. Thông thường, đối với các dòng sông còn trẻ, nhất là ở miền núi, trắc diện dọc của chúng thường gồ ghề. Nó có thể là một hệ thống nhiều hồ nước nối liền với nhau bằng những đoạn dòng chảy như trên hình 33. Ta có thể hình dung sự phát triển trắc diện dọc của dòng sông này như sau. Các đoạn dòng chảy nằm phía trên các hồ đều có độ dốc lớn nên nước chảy xiết, do đó bị xâm thực sâu mạnh. Các đoạn sông trùng

với bồn hồ, trái lại, đều có độ dốc đáy dòng nhỏ, thậm chí dốc ngược hướng dòng chảy, vì vậy ở đây xảy ra quá trình tích tụ các vật liệu vụn mang từ phía nguồn tới. Kết quả là những đoạn nhô cao trong trắc diện dọc bị hạ thấp dần dần, còn các chỗ trũng thì được bồi đắp cao lên, mực nước của từng hồ cũng càng ngày càng hạ thấp. Đến một lúc nào đó, dòng sông xâm thực vào ngay chính tầng trầm tích đáy hồ mới được tích tụ trong giai đoạn trước. Kết quả là dòng sông đã san bằng trắc diện dọc của mình, các bồn hồ đã biến mất, cuối cùng trắc diện dọc của nó đã đạt tới trạng thái cân bằng (đường dưới cùng trên hình 33), có dạng một đường cong trơn tru, không còn những chỗ lồi lõm đáng kể.



Hình 33. Những giai đoạn kế tiếp nhau trong quá trình biến đổi trắc diện dọc của dòng sông để đạt tới trắc diện dọc cân bằng

Sở dĩ có thể xảy ra quá trình san bằng trắc diện dọc như vừa mô tả trên đây là vì hoạt động xâm thực sâu của dòng sông phát triển theo quy luật *xâm thực giật lùi*. Nội dung của quy luật này có thể hình dung như sau. Chúng ta đã biết rằng *hoạt lực* của dòng nước biến đổi hết sức nhạy bén theo sự biến đổi của tốc độ dòng chảy, nghĩa là phụ thuộc chặt chẽ vào độ dốc đáy dòng: độ dốc càng lớn thì hoạt lực càng mạnh và khả năng khoét sâu đáy dòng càng lớn. Chính độ dốc là yếu tố hàng đầu quyết định sự điều chỉnh cường độ xâm thực đáy của dòng chảy. Từ đó suy ra rằng đoạn đáy dòng nào có độ dốc lớn hơn cả so với xung quanh nó sẽ là đoạn bị xâm thực sâu mạnh hơn cả. Nhưng một khi đoạn đáy dòng ấy đã bị khoét sâu nhiều hơn so với đoạn đáy kề bên nó về phía nguồn thì nó đã không còn là đoạn có độ dốc đáy lớn nhất nữa: độ dốc đáy lớn nhất đã thuộc về đoạn nằm kề nó về phía nguồn. Theo cách lập luận tương tự như trên thì đoạn này sẽ là nơi bị khoét sâu mạnh hơn cả so với các đoạn lân cận. Như vậy, ta thấy đoạn đáy có độ dốc lớn hơn, bị xâm thực sâu mạnh hơn dường như cứ từ từ chuyển dịch ngược nguồn: ở thời điểm này, một đoạn A nào đó dốc hơn đoạn B nằm kề trên nó thì ở thời điểm tiếp sau, đoạn A sẽ trở nên thoải hơn B, rồi đến lượt mình, đoạn B sẽ trở nên thoải hơn đoạn C phía trên nó. Rõ ràng là xâm thực sâu có khuynh hướng chung là phát triển giật lùi. Tuy nhiên đây chỉ là sơ đồ lí thuyết, mang tính chất lí tưởng. Trong thực tế, dòng sông bao giờ cũng có trắc diện ít nhiều gồ ghề, hiệu quả của xâm thực giật lùi thường chỉ thấy rõ trên một khoảng cách nào đó phía trên các ghềnh thác, sau đó nó tắt dần và thậm chí có thể bị thay thế bằng quá trình bồi tụ.

d) Trắc diện cân bằng

Dòng chảy có khuynh hướng điều chỉnh (cân bằng) độ dốc đáy của mình bằng cách xâm thực đoạn này, bồi đắp đoạn kia (xâm thực những đoạn gồ ghề nhô cao, bồi đắp những đoạn quá thoải hoặc lõm). Chính bằng cách đó, dòng chảy điều tiết dần dần độ dốc đáy và khả năng vận tải của mình suốt chiều dọc thung lũng. Khả năng vận chuyển đó phụ thuộc vào khối lượng, tốc độ dòng chảy và độ dốc đáy. Trong điều kiện khí hậu ẩm, càng về phía cửa sông dòng sông càng nhận được thêm nhiều nước, tức là hoạt lực và khả năng vận chuyển của nó tăng lên. Như vậy để điều hòa khả năng vận tải trên toàn bộ chiều dài của mình, dòng sông phải có tốc độ tăng dần về phía thượng nguồn, tức là nó phải tăng dần độ dốc đáy theo hướng đó để bù lại ảnh hưởng của sự giảm lượng nước chảy và tăng độ ma sát (vì độ sâu giảm) theo hướng đó.

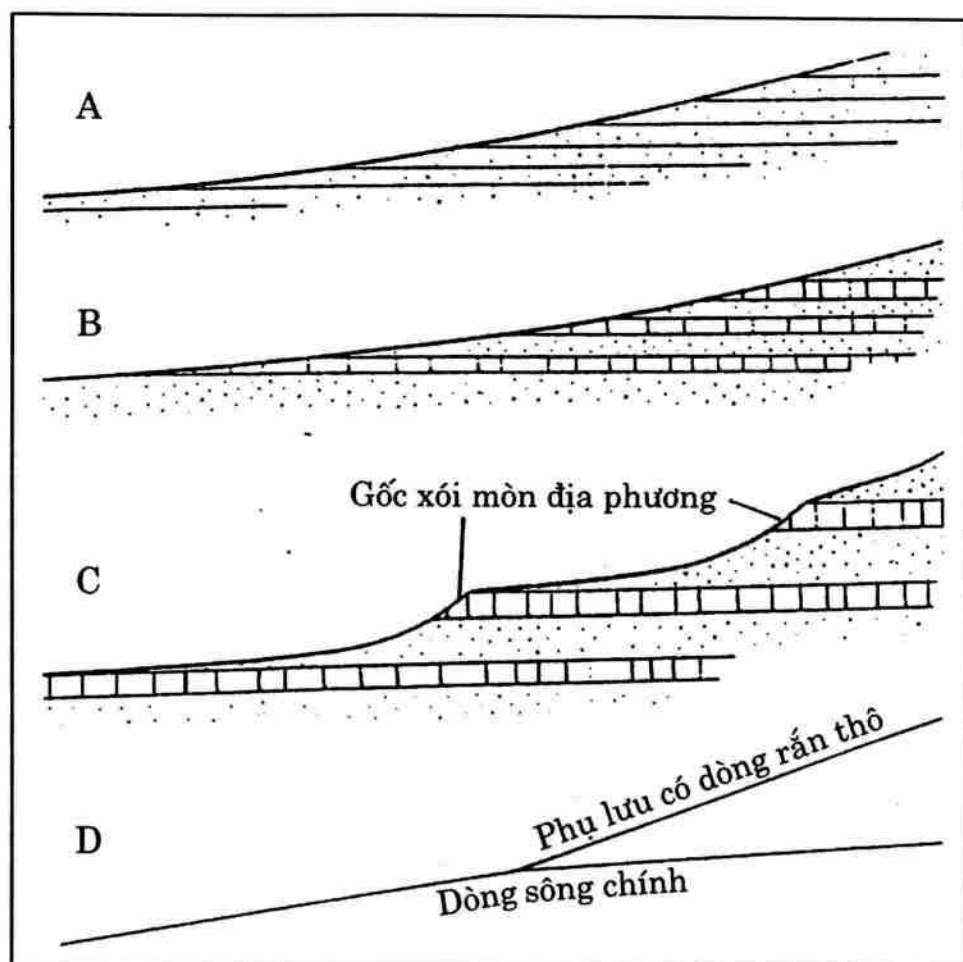
Từ những điều vừa phân tích trên đây ta rút ra kết luận rằng trong hoàn cảnh khí hậu ẩm, khi dòng sông đã trải qua một lịch sử phát triển lâu dài và đã đạt được tình trạng điều hòa giữa độ dốc và khả năng vận tải của nó thì trắc diện dọc của nó phải có dạng đường cong quay chiều lõm về phía trên, có độ dốc giảm dần về phía hạ lưu đồng thời với sự gia tăng lượng nước chảy theo hướng đó. Một trắc diện như vậy gọi là trắc diện *cân bằng*. Đường cong này sẽ là đường cong trơn tru trong điều kiện giả thiết rằng lưu lượng tăng từ từ đều đặn từ nguồn về cửa sông. Tuy vậy, trong thực tế, lưu lượng của một dòng sông thường tăng đột ngột sau mỗi lần nó tiếp nhận một phụ lưu ít nhiều đáng kể. Vì lẽ đó, trắc diện cân bằng có thể có dạng đường cong phức tạp, thậm chí đường gãy khúc lồi về phía trên (H. 34).

e. Trắc diện dọc giới hạn

Trắc diện cân bằng của một dòng chảy có lưu lượng tăng từ nguồn về cửa sông một cách điều hòa đại thể có dạng *đường hypecbon* tiệm cận với mặt phẳng nằm ngang và mặt phẳng thẳng đứng. Khi đề cập đến khái niệm cân bằng này, nhiều tác giả thường cho rằng nó là trắc diện giới hạn, nghĩa là sau khi đạt được trạng thái như vậy, dòng sông không còn khả năng tiếp tục khoét sâu đáy nữa. Song, cũng có những tác giả cho rằng, khi đã đạt đến trạng thái này, dòng sông vẫn còn có thể khoét sâu lòng, tuy rất chậm chạp, để đạt đến một độ dốc tối thiểu, trong đó không còn hoạt động xâm thực cũng như các vật liệu xâm thực, chỉ còn sự vận động của nước do tác dụng của trọng lực. Một trắc diện dọc có độ dốc tối thiểu như vậy được gọi là *trắc diện giới hạn*, trên đó dòng sông chỉ còn một chức năng duy nhất là vận tải nước.

Ta dễ dàng nhận ra rằng trắc diện giới hạn, thậm chí cả trắc diện cân bằng, chỉ là một khái niệm hoàn toàn mang ý nghĩa lý thuyết, không bao giờ tồn tại trong thực tế, bởi vì động năng của dòng nước là một đại lượng liên tục thay đổi vì nhiều nguyên nhân khác nhau (chẳng hạn, lưu lượng thay đổi do khí hậu thay đổi, do

dao động mực nước giữa các mùa, giữa khi có mưa và không mưa, do tiếp nhận thêm phụ lưu mới hoặc do hiện tượng cướp dòng, v.v.). Độ dốc đáy sông và vị trí của gốc xói mòn cũng có thể thay đổi do hoạt động tân kiến tạo, dao động mực nước biển và do nhiều nguyên nhân khác.



Hình 34. Một số trắc diện dọc của sông:

A. Dạng điều hòa do phát triển trong điều kiện nham thạch đồng nhất; B. Dạng điều hòa do xâm thực thẳng được sự không đồng nhất của nham thạch; C. Dạng gãy khúc do có những lớp đá cứng chắc lộ ra dưới đáy và tạo ra những gốc xói mòn địa phương; D. Dạng gãy khúc do phụ lưu có dòng rắn gồm nhiều vật liệu thô nên có độ dốc lớn hơn so với dòng sông chính, còn trắc diện dòng sông chính lại có dạng lồi lên vì độ dốc tăng sau khi tiếp nhận phụ lưu khiến lưu lượng của nó tăng mạnh.

Như vậy, trong lịch sử phát triển lâu dài của một con sông, về mặt lí thuyết ta có thể phân biệt ba giai đoạn: - trắc diện dọc chưa cân bằng; - trắc diện dọc cân bằng và - trắc diện dọc giới hạn.

Cuối cùng, ta hãy xem cách thức xây dựng trắc diện dọc của một con sông. Trước hết, ta hình dung toàn bộ dòng sông được “nắn thẳng” hoàn toàn trong một mặt phẳng thẳng đứng. Trong mặt phẳng này, ta vẽ một đường thẳng nằm ngang làm trục hoành, trên đó, theo một tỉ lệ đã chọn, ta chia ra những đoạn có chiều dài bằng nhau, tương ứng với những đoạn lòng sông bắt đầu từ cửa sông tới nguồn của

nó. Từ những điểm đã chia đó ta dựng các đoạn thẳng vuông góc, trên đó triển vẽ độ cao của mặt sông so với cửa sông theo một tỉ lệ đã chọn, thông thường tăng lên nhiều lần so với tỉ lệ nằm ngang. Nối điểm đầu các đoạn thẳng đứng này bằng một đường cong đều đặn, ta sẽ được trắc diện dọc cần dựng.

f. Góc xói mòn

Trong trắc diện dọc có những điểm mà tạm thời dòng sông không thể khoét sâu hơn nữa. Những điểm như vậy có vai trò quy định phạm vi hoạt động xâm thực sâu của dòng sông và được gọi là *góc xói mòn*. Nói khác đi, đối với một dòng sông, góc xói mòn là bề mặt mà dòng sông không thể khoét sâu hơn được nữa và, nếu vì lí do nào đó mà trong trắc diện dọc xuất hiện những hố trũng thấp hơn bề mặt này thì dòng sông sẽ phải lấp đầy chúng bằng các trầm tích để tái tạo trạng thái bình thường của trắc diện.

Về vị trí cụ thể của góc xói mòn, trước đây người ta thông nhất lấy mặt nước của bồn hồ, mực nước biển hoặc cửa dòng sông, nơi tiếp nhận một dòng sông khác, làm góc xói mòn của nó. Song, thực ra phải lấy mực bề mặt đáy nơi hội lưu làm mực góc xói mòn mới hợp lí, bởi vì tại đây lực xâm thực đáy mới giảm yếu hoàn toàn.

Mỗi dòng chảy trước khi ra tới biển thường phải đổ vào những dòng sông khác lớn hơn hoặc đổ vào các bồn hồ. Mỗi lần hội lưu như vậy, dòng chảy đã chấp nhận một góc xói mòn cục bộ và góc xói mòn cuối cùng và chung nhất là nơi nó đổ ra biển, vì vậy người ta phân biệt góc xói mòn chính và góc xói mòn địa phương.

Góc xói mòn chính là góc xói mòn tại nơi dòng sông đổ ra biển và đại dương. Vị trí của nó ổn định tương đối lâu dài và chi phối hoạt động của toàn bộ hệ thống sông liên quan. Cũng vì những lí do đó mà nó còn có tên gọi là *góc xói mòn tuyệt đối* hoặc *góc xói mòn chung*. Để xác định vị trí của nó, người ta qui ước lấy điểm trong trắc diện dọc ở cửa sông, nơi không còn các quá trình động lực sông nữa, nghĩa là chúng đã được thay thế hoàn toàn bằng các quá trình sóng và thủy triều (tính vào thời kì dòng sông có lưu lượng lớn nhất).

Góc xói mòn địa phương: Đó là góc xói mòn đối với những dòng sông phụ lưu hoặc khi chúng đổ vào hồ hoặc đầm lầy. Trong trường hợp này, vị trí góc xói mòn có thể bị biến đổi trong những khoảng thời gian ngắn hoặc tương đối ngắn nên còn gọi là *góc xói mòn tạm thời*. Ngoài ra, trong đáy có thể có nhiều điểm gồ ghề do những nguyên nhân khác nhau tạo nên, chẳng hạn, tại những nơi lộ đá đặc biệt cứng chắc so với xung quanh, hoặc do các đứt gãy kiến tạo, v.v. Những điểm gồ ghề ấy cũng chi phối hoạt động của dòng sông nằm về phía trên nguồn nên được gọi là góc xói mòn địa phương tạm thời (H. 34 C).

Khi nghiên cứu địa hình các thung lũng sông, cần chú ý xem xét kĩ mọi vật gồ ghề đáng kể trong trắc diện dọc của chúng và tìm những nguyên nhân đã sinh ra

chúng, bởi vì những chi tiết ấy có thể giúp ích rất nhiều cho việc dựng lại lịch sử phát triển địa hình trong lưu vực sông.

Sự biến đổi vị trí độ cao của gốc xói mòn là một trong những nhân tố quan trọng bậc nhất làm thay đổi hoạt động xâm thực, tích tụ của các dòng sông, buộc chúng phải cải biến trắc diện dọc của mình cho phù hợp với những biến đổi của vị trí gốc xói mòn. Nguyên nhân gây ra những dao động độ cao gốc xói mòn có thể là vận động kiến tạo địa phương hoặc do sự thay đổi khí hậu đã kéo theo dao động mực nước biển và đại dương. Về mức độ và tính chất ảnh hưởng của dao động độ cao gốc xói mòn đối với dòng sông còn có những ý kiến rất khác nhau, đặc biệt giữa các trường phái địa mạo kinh điển đề cao thuyết chu trình địa mạo của W. Davis và trường phái địa mạo khí hậu ở Pháp. Tuy vậy, phần lớn các tác giả quan niệm như sau:

- Khi gốc xói mòn hạ xuống thì tất yếu năng lượng của dòng chảy sẽ tăng lên bởi vì độ chênh cao giữa nguồn và cửa sông tăng lên (tức là thế năng của dòng chảy tăng lên). Vì vậy, dòng sông tăng cường hoạt động xâm thực sâu, bắt đầu từ gốc xói mòn rồi phát triển giật lùi về phía nguồn.

- Trái lại, khi gốc xói mòn nâng lên, tức là độ chênh cao giữa cửa sông và nguồn giảm, do đó động năng của dòng chảy giảm, vì vậy dòng sông chuyển sang chế độ tích tụ.

Gốc xói mòn có thể bị hạ xuống trong những trường hợp sau:

- Mực nước bồn tiếp nhận dòng chảy hạ xuống vì những nguyên nhân khác nhau;
- Lưu vực sông bị nâng lên do vận động tân kiến tạo.

Ngược lại, gốc xói mòn có thể nâng lên trong những trường hợp sau:

- Mực nước bồn tiếp nhận dòng chảy nâng lên;
- Lưu vực sông bị hạ lún kiến tạo.

Những trường hợp do ảnh hưởng của vận động kiến tạo địa phương mà trắc diện dọc của dòng sông bị biến dạng cũng gây ra sự biến đổi vị trí của gốc xói mòn địa phương và thường để lại những dấu vết dễ thấy trong cấu tạo trầm tích dòng chảy và địa hình thung lũng sông (bậc thềm, bãi bồi, hình dạng thung lũng, v.v.) mà chúng ta sẽ nghiên cứu ở phần sau.

g. Quá trình tích tụ

Quá trình tích tụ sẽ bắt đầu khi khả năng vận tải của dòng chảy giảm yếu và không còn đủ để mang theo toàn bộ dòng rắn. Trong hoàn cảnh như vậy, phần dòng rắn quá tải bắt buộc phải nằm lại dưới đáy sông để cho hoạt động của dòng chảy trở lại bình thường. Nguyên nhân gây ra hiện tượng này có thể vì hoạt lực của dòng nước giảm xuống đột ngột khi độ dốc đáy giảm đột ngột, hoặc do khối lượng

nước tham gia dòng chảy (lưu lượng) giảm, và cũng có thể là do khối lượng dòng rắn gia tăng đột ngột vì những nguyên nhân nào đó, ví dụ, do có những vụ trượt lở lớn hoặc do nước lũ từ các sông nhánh đưa về quá nhiều, v.v.

Lượng nước chảy có thể giảm đột ngột, chẳng hạn, vì dòng sông bị cướp dòng hoặc do những nguyên nhân khí hậu (ví dụ, đối với những con sông chảy qua sa mạc, nước bị bốc hơi và thẩm thấu vào lớp trầm tích bề mặt quá nhiều).

Cuối cùng, quá trình tích tụ có thể xảy ra khi tốc độ *giảm đột ngột*. Tốc độ dòng chảy giảm trước hết là bởi nguyên nhân độ dốc giảm. Ví dụ, trường hợp ở nơi chuyển tiếp từ miền núi xuống đồng bằng chân núi, độ dốc trong trắc diện dọc giảm xuống rất đột ngột nên tại đó quá trình tích tụ xảy ra mạnh mẽ, tạo ra những nón phóng vật hoặc tam giác châu khô. Hiện tượng tương tự cũng xảy ra nơi chuyển tiếp từ chế độ dòng chảy sông vào môi trường biển, nơi mà tốc độ dòng sông giảm dần đến mức triệt tiêu hoàn toàn. Dạng địa hình tích tụ được tạo ra ở đây là những tam giác châu rộng lớn.

Một trường hợp tốc độ dòng chảy giảm đột ngột có ý nghĩa tạo địa hình hết sức quan trọng là hiện tượng chuyển tiếp của dòng chảy từ lòng sông lên bề mặt bãi bồi khi có nước lũ. Tại nơi chuyển tiếp này, tức là ven theo bờ sông, tốc độ giảm rất đột ngột nên vật liệu phù sa bị lắng đọng ồ ạt và tạo thành những con trạch men theo 2 bờ sông gọi là những “*đê thiên nhiên*”. Khi nước lũ đã tràn qua bờ sông vào bề mặt phần trung tâm bãi bồi thì độ sâu và tốc độ đều tiếp tục giảm đi nhưng quá trình tích tụ yếu hơn so với bờ sông, bởi vì những vật liệu phù sa thô đã kịp tích tụ trước đó ngay trên các *đê thiên nhiên* rồi. Vì lý do này mà bề mặt bãi bồi bao giờ cũng có phần trung tâm trũng hơn so với bờ sông và trầm tích ven lòng sông bao giờ cũng thô hơn so với phần bãi bồi trung tâm.

Qua phân tích mối tương quan nói trên, ta có thể đưa ra một nhận xét quan trọng: tốc độ, độ sâu dòng chảy giảm càng đột ngột bao nhiêu thì quá trình tích tụ xảy ra càng mạnh bấy nhiêu và quá trình lắng đọng bao giờ cũng bắt đầu từ những hạt phù sa thô nhất.

Như ở phần “gốc xói mòn” chúng ta đã thấy rõ ảnh hưởng của dao động độ cao của gốc xói mòn đối với hoạt động tích tụ của dòng sông. Nói chung, khi gốc xói mòn bị nâng lên thì dòng sông giảm cường độ xâm thực hoặc chuyển hẳn sang chế độ tích tụ. Một khi quá trình tích tụ bắt đầu ở phần cửa sông, nó cũng có khuynh hướng phát triển giạt lùi về nguồn.

Cần nhấn mạnh rằng 2 quá trình xâm thực và tích tụ đều đồng thời tồn tại trong hoạt động của cùng một dòng sông, thậm chí ngay trong cùng một mặt cắt ngang của nó, như người ta thường nói “con sông bên lở (xâm thực ngang), bên bồi (tích tụ)”. Tuy vậy, vẫn có thể phân biệt trong trắc diện dọc của nó những đoạn mà tại đó một trong hai quá trình này chiếm ưu thế.

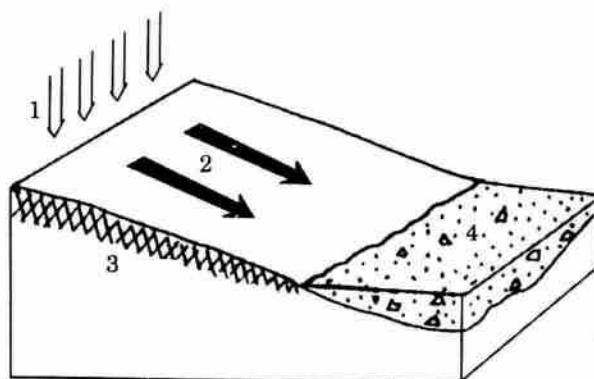
6.3. DÒNG CHẢY TẠM THỜI

6.3.1. Quá trình bào mòn bề mặt

Đối với các dòng chảy tập trung theo dòng, như chúng ta đã biết, quá trình xâm thực và tích tụ diễn ra dọc theo lòng dòng chảy, nghĩa là tập trung thành những tuyến nhất định. Trái lại, đối với dòng chảy tràn lan theo diện thì cả 2 hiện tượng này đều trải rộng theo bề mặt, vì vậy người ta gọi là *bào mòn bề mặt*. Loại dòng chảy tràn như vậy thường xảy ra khi trời mưa rào với cường độ lớn hoặc khi có tuyết tan. Nó thường chỉ hoạt động trong những thời đoạn ngắn nên được gọi là *dòng chảy tạm thời*. Khi nước chảy tràn, nó cuốn trôi các mảnh đất đá vụn trên bề mặt, nhưng không liên tục, bởi vì các mảnh vụn ấy có thể bị cản lại mỗi khi gặp phải chướng ngại vật.

Tuy nhìn khái quát, có vẻ như ở đây nước chảy thành một màng dàn trải trên bề mặt, nhưng thực ra đã có những mầm mống đầu tiên của dạng nước chảy theo dòng. Tại mỗi điểm trên sườn dốc, nước đều có xu hướng chảy về phía có độ dốc lớn nhất. Mặt khác, bề mặt sườn dốc không bao giờ có thể là một mặt phẳng lí tưởng, cấu tạo vật chất cũng không thể đồng nhất, mà luôn có chỗ mềm, chỗ cứng, lớp phủ thực vật cũng tương tự, cho nên tất yếu cường độ rửa trôi bề mặt không thể đồng đều trên toàn bộ mặt sườn. Vì vậy mà những chỗ bị khoét sâu nhiều hơn sẽ trở nên sâu hơn, và do vậy, càng tập trung nhiều nước hơn, màng nước ở đây sẽ dày hơn.

Nước chảy tràn gây tác dụng bào mòn bề mặt rất to lớn, nhất là ở những sườn có lớp vật liệu trên bề mặt tơi xốp, thực vật thưa thớt hoặc không có. Trong quá trình này, phần đỉnh sườn bị bào mòn mạnh hơn cả, trong khi phần chân sườn lại tích tụ những vật liệu vụn bào mòn từ trên xuống, tạo ra *vật sườn tích* (H. 35).



Hình 35. Bào mòn bề mặt và sự thành tạo sườn tích

1. Nước mưa; 2. Nước chảy tràn; 3. Lớp vật liệu vụn bỏ rơi trên mặt sườn;
4. Vật sườn tích (theo Đ.G. Panov, 1966)

Kết quả là quá trình bào mòn bề mặt làm cho phần đỉnh sườn hạ thấp dần, phần chân dốc được bồi cao lên và do đó sườn giảm độ cao cả về giá trị tuyệt đối lẫn tương đối, *địa hình bị thoái dần*. Quá trình này có vai trò hết sức quan trọng trong sự hình thành các bề mặt bán bình nguyên và peneplen (xem phần sau).

Quá trình bào mòn bề mặt phổ biến rất rộng rãi trên bề mặt Trái Đất, bởi vì mặt đất thực ra là tập hợp của những bề mặt có độ dốc khác nhau, mà ở đâu có sườn dốc và có mưa thì ở đấy có hiện tượng nước chảy tràn. Cường độ của quá trình này phụ thuộc vào hoạt động phong hóa chuẩn bị vật liệu vụn, lượng mưa và cường độ mưa.

Quá trình bào mòn bề mặt gây tổn thất to lớn cho lớp thổ nhưỡng, nhất là ở những vùng đất khai hoang trên sườn dốc. Lượng đất bị cuốn trôi có thể lên tới trên 100 tấn/ ha/năm. Vì vậy, khi canh tác trên đất dốc, cần có những biện pháp chống xói mòn tích cực.

6.3.2. Dòng chảy tạm thời

Như vừa trình bày ở trên, ngay trong hoạt động nước chảy tràn đã có những mầm mống đầu tiên của dạng nước chảy theo dòng. Sự quá độ từ nước chảy tràn sang dòng chảy tạm thời có thể diễn ra rất nhanh, nếu có những điều kiện thuận lợi, như tầng đất đá trên mặt dễ bị xói mòn. Điều kiện hoạt động của dòng chảy tạm thời cũng như địa hình do nó tạo ra ở đồng bằng và miền núi có những điểm khác nhau, vì vậy, sau đây ta sẽ nghiên cứu chúng thành những phần riêng biệt.

A. Dòng chảy tạm thời ở đồng bằng

Đặc điểm của dòng chảy tạm thời ở đồng bằng là hoạt động trong điều kiện độ cao tương đối (còn gọi là tỉ cao) nhỏ, trên bề mặt thường có nhiều trầm tích bở rời. Các dạng địa hình do nó tạo nên phổ biến điển hình nhất ở các đồng bằng đôi và đồng bằng cao (bình sơn nguyên).

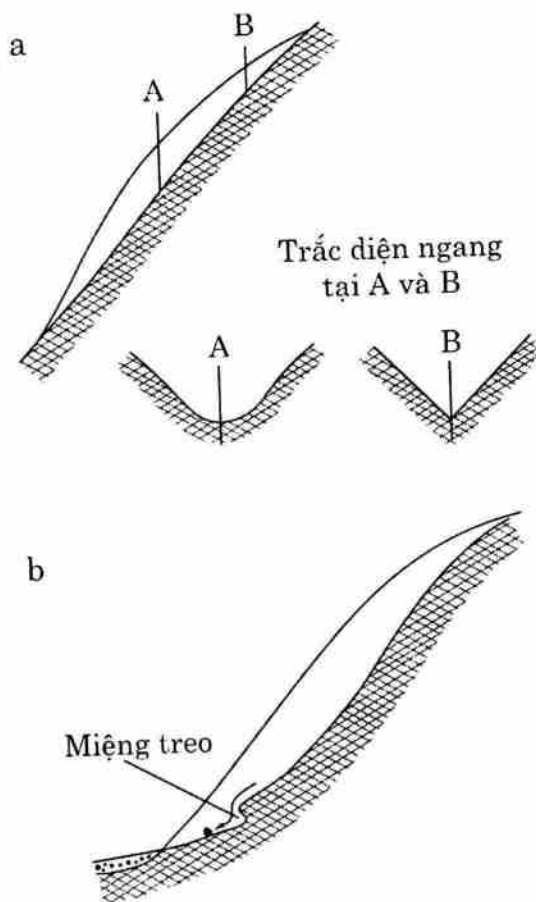
a. Máng trũng nông: Trong nhóm này, dạng địa hình sơ đẳng nhất là *máng trũng nông*. Đó là dạng địa hình lòng máng rất thoải, độ sâu chừng một vài mét, sườn rất thoải, mở rộng về một phía. Hình chiếu của máng trũng trên mặt phẳng nằm ngang có dạng đường thẳng hoặc phân nhánh thẳng. Máng trũng nông phát triển tiếp thành máng trũng sâu có đáy đã hơi lõm và độ dốc sườn gần bằng độ dốc tự nhiên của loại đất đá cấu thành sườn. Ở những khu vực phổ biến rộng rãi dạng địa hình này, các sườn thường rất thoải, đỉnh sườn tròn trĩnh.

Địa hình lòng máng phát triển rộng rãi, được bảo tồn lâu dài và điển hình nhất trên các đồng bằng cao và bình sơn nguyên thuộc các đới khí hậu bán khô khan và khô khan, nơi có sự thống trị của kiểu nước chảy tràn. Ở Việt Nam cũng có thể gặp dạng địa hình này ở Đông Nam Bộ và Tây Nguyên.

b. Khe rãnh xói mòn: Đây là dạng địa hình đặc trưng nhất cho tác dụng xâm thực của dòng chảy tạm thời. Trong quá trình phát triển của khe rãnh xói mòn, có thể phân biệt bốn giai đoạn với những biểu hiện đặc trưng riêng: từ *mương xẻ* tới *mương xói* và *máng xói mòn*.

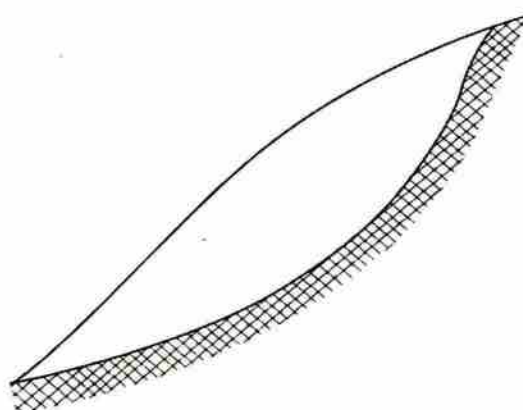
- Ở giai đoạn I, dòng nước tạo thành *mương xẻ*. Nó có thể được hình thành ngay sau một trận mưa lớn và còn được gọi là *khe mưa*. Điểm đặc trưng của nó là có độ dốc trắc diện dọc tương tự như độ dốc của sườn (H. 36-a).

- Giai đoạn II. Mương xẻ tiếp tục phát triển thành *mương xói*. Đáy khe khoét sâu đồng thời với sự khoét sâu phần đỉnh khe, làm cho nó giạt lùi dần về phía đường phân thủy và làm tăng chiều dài khe. Ở giai đoạn này, độ sâu mương xói có thể đạt tới 10 - 25 m, hai sườn đều dốc và bị xói lở mạnh. Một đặc điểm nổi bật của giai đoạn này là các mương xói thường ở trạng thái *mương treo* - tại cửa mương thường xuất hiện một thác nhỏ (miệng hàm ếch) (H. 36-b). Đó cũng là dấu hiệu hình thái giúp ta dễ dàng xác định được giai đoạn phát triển của nó.



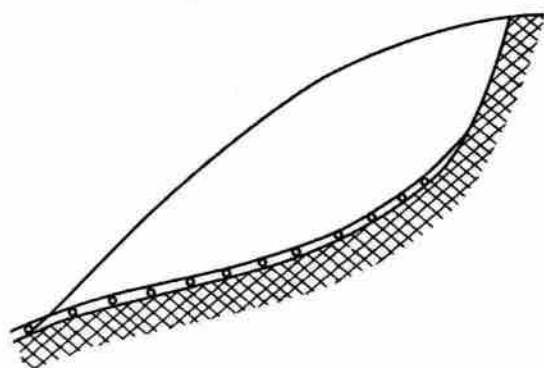
Hình 36. a. Giai đoạn I - mương xẻ;
b. Giai đoạn II - mương xói

Giai đoạn III. Đây là giai đoạn tạo *khe xói trưởng thành* và được bắt đầu kể từ khi thác nhỏ ở miệng treo bị phá hủy, giạt lùi về phía đỉnh sườn dốc. Khi dòng nước dồn từ trên xuống đến thác nhỏ này, nó tạo ra luồng nước xoáy mạnh vào chân thác, tạo thành hốc xói mòn dạng hàm ếch. Trong điều kiện trầm tích bỏ rời của miền đồng bằng, vách hàm ếch bị sập đổ từng mảng lớn, giạt lùi từ từ về phía đỉnh sườn. Bằng cơ thức này, rãnh xói mòn san phẳng dần trắc diện dọc của mình để tạo ra trắc diện dọc cân bằng. Đến đây, nó đã trở thành *khe xói trưởng thành* (H.37). Góc xói mòn của khe xói chính là đáy thung lũng tiếp nhận nó. Khe xói có kích thước khá lớn: sâu tới 40 - 50 m, rộng hàng trăm mét, chiều dài tới một vài kilômet.



Hình 37. Giai đoạn III - khe xói

Giai đoạn IV. Đây là giai đoạn già cỗi của khe rãnh xói mòn: sườn rãnh xói tiếp tục bị phá hủy, làm cho nó càng ngày càng rộng thêm. Vào cuối giai đoạn này, sườn đã trở nên thoải và bền vững hơn, độ dốc sườn gần như góc dốc tự nhiên của đất đá cấu thành sườn. Đến đây, sự phát triển của khe rãnh xói mòn tạm ngừng. Sản phẩm bào mòn sườn được đưa xuống tích tụ



Hình 38. Giai đoạn IV - máng xói

dưới đáy khe hoặc ở chân sườn, bề mặt sườn bắt đầu được thực vật bao phủ và cố định lại. Nhìn chung, các quá trình xâm thực đã trở nên rất yếu, khe xói đã trở thành *máng xói* (H. 38). Đặc điểm hình thái điển hình của nó là ở bộ phận chân sườn có thể đã có dạng địa hình bậc thềm và trắc diện ngang không đối xứng.

Dưới đáy và trên sườn các máng xói lại có thể phát triển những khe xói trẻ và đó là dấu hiệu chứng tỏ đã có những biến đổi trong điều kiện xâm thực, bào mòn. Như vậy là có thể phân biệt loại khe rãnh xói mòn đang phát triển và khe rãnh cổ. Trong sự phát triển của khe rãnh xói mòn, hoạt động kinh tế của con người cũng đóng góp phần quan trọng. Do sự canh tác trên đất dốc, do sự phá hủy lớp phủ thực vật, loại địa hình này đã có điều kiện phát triển mạnh mẽ, mà người ta còn gọi là kiểu *xói mòn gia tốc*, gây thiệt hại to lớn cho quỹ đất của nhiều nước trên thế giới. Bởi vậy, đòi hỏi phải có những biện pháp kỹ thuật để hạn chế tác hại của quá trình này.

c. Kiểu địa hình khe rãnh và kiểu địa hình máng xói mòn

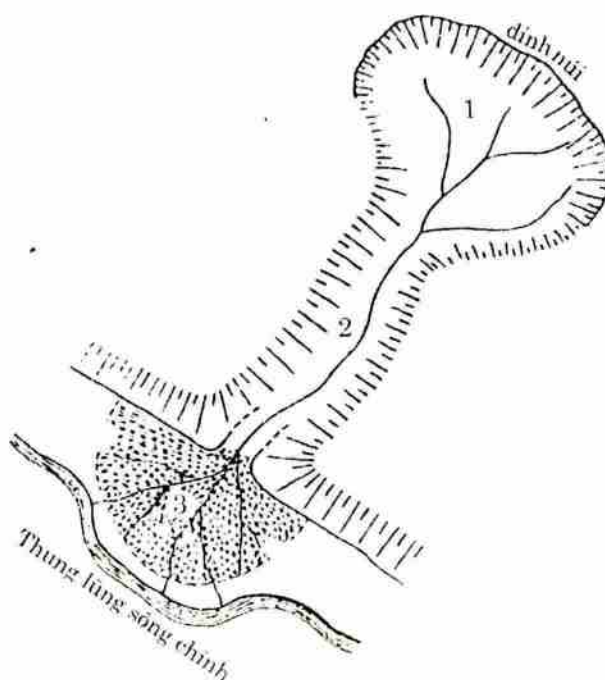
Trong những điều kiện thuận lợi, địa hình khe rãnh xói mòn có thể phát triển dày đặc đến mức giữ vị trí thống trị trong diện mạo địa hình, tạo ra *kiểu địa hình khe rãnh* và *kiểu địa hình máng xói mòn*. Kiểu địa hình này phổ biến ở đồi thảo nguyên và các vùng đồng bằng cao. Ở nước ta, kiểu địa hình này cũng có thể gặp ở vùng đồi thềm xung quanh thị xã Sơn Tây, Phan Rang, Thuận Hải, Đông Nam Bộ và Lâm Đồng. Trong những trường hợp đặc biệt, mật độ khe rãnh, máng xói mòn có thể dày đặc đến mức làm cho mặt đất bị băm nát thành những mảnh vụn vật khó có thể vượt qua, không còn những mảnh bề mặt đáng kể khả dĩ canh tác được. Trong trường hợp đó, ta có kiểu địa hình độc đáo gọi là *địa hình "đất xấu"* (badlands). Địa hình đất xấu thường phát triển trong điều kiện cao nguyên và bình sơn nguyên thuộc các miền khí hậu khô khan, có gốc xói mòn thấp và trên bề mặt có trầm tích dễ bị rửa trôi, có thể nằm ngang hoặc hơi nghiêng. Trong những điều kiện như vậy, mặt đất bị chia cắt hết sức mãnh liệt, mạng lưới khe rãnh dày đặc và sâu. Đặc biệt, nếu có những tầng trầm tích cứng mềm xen kẽ, sẽ hình thành vô vàn khối sót nhỏ lồi chồm xen giữa những khe rãnh hẹp và sâu. Kiểu địa hình

này được nghiên cứu đầu tiên tại các miền khô khan phía tây nước Mỹ (rất phổ biến ở các bang Nêbraxca và Đakôta Nam). Trong miền bán hoang mạc và các miền trước núi với chế độ khí hậu khô khan, có nhiều trầm tích bỏ rời, cũng rất phổ biến loại địa hình này.

B. Dòng chảy tạm thời ở miền núi

Địa hình dòng chảy tạm thời miền núi có những nét khác với ở đồng bằng và nguyên nhân chủ yếu gây ra sự khác biệt này là do ở miền núi có độ cao và độ dốc lớn hơn. Các dạng địa hình do quá trình này tạo ra ở đây cũng là địa hình khe rãnh, nhưng phát triển trên sườn núi và các sườn thung lũng. Về mặt hình thái, chúng khác với khe rãnh xói mòn ở đồng bằng là dốc hơn, ngắn hơn và gồm ba bộ phận hình thái rất rõ ràng, giống như hình ảnh của một hệ thống sông thu nhỏ. Sự so sánh này đã được A. Surell nêu lên vào năm 1841. Ba bộ phận đó là: 1 - bồn thu nước; 2 - kênh dẫn nước; 3 - nón phóng vật (H.39). Chúng có thể được xem như tương ứng với phần thượng nguồn, trung lưu và châu thổ (tam giác châu) của một con sông. Bồn thu nước thường có dạng lõm hình tròn, nhiều khi đều đặn, nằm trên đỉnh sườn dốc. Về mặt hình thái và chức năng thủy văn, nó tương ứng với phần thượng nguồn của lưu vực sông.

Phần kênh dẫn thường khá dốc, hẹp và sâu; độ dốc thường phù hợp với độ dốc của sườn.



Hình 39. Dòng chảy tạm thời miền núi

1. Bồn thu nước; 2. Kênh dẫn nước; 3. Nón phóng vật

Ở chân dốc, do độ dốc giảm đột ngột mà dòng nước chảy chậm lại, tỏa rộng ra xung quanh và do đó mất phần lớn động năng, nên các vật liệu vụn tích tụ rất

nhiều, tạo ra dạng địa hình tích tụ được gọi là *nón phóng vật*. Về mặt hình thái, nó tương ứng với tam giác châu. Trong cấu trúc của nón phóng vật, ta thấy có sự phân lớp và phân dị vật chất ở mức độ nhất định: trong mặt cắt thẳng đứng, từ dưới lên trên vật liệu có kích thước nhỏ dần, theo bề mặt - càng xa đỉnh nón, độ hạt càng giảm. Ở đây cũng có thể thấy rất rõ quy luật xâm thực và tích tụ của dòng chảy. Độ dốc bề mặt nón phóng vật thông thường khoảng 10^0 . Nếu nó do dòng lũ bùn đá tạo nên thì độ dốc này có thể lớn hơn. Trong các dòng lũ đá, khối lượng dòng rắn có thể chiếm tới 75% khối lượng của toàn dòng chảy. Với tốc độ vận động rất lớn và khối lượng dòng rắn rất nhiều, các dòng lũ đá thường gây tác hại to lớn. Vì vậy, ở những nơi phổ biến hiện tượng này (các miền núi có khí hậu khô khan, các miền có nhiều trầm tích băng hà), người ta luôn phải quan tâm đến các biện pháp để phòng lũ bùn- đá. Ở nước ta, trong những năm gần đây cũng thường xảy ra hiện tượng lũ quét với hình thức biểu hiện và hậu quả địa mạo tương tự như lũ bùn - đá (Cao Đăng Dư, 1995).

Trong các thung lũng miền núi, từ hai bờ thường có rất nhiều nón phóng vật lẫn vào lòng sông chính, sắp xếp xen kẽ nhau, khi ở bờ này, khi ở bờ bên kia. Nếu chúng phát triển mạnh, dòng sông có thể bị uốn khúc miễn cưỡng do bị ép từ cả hai phía. Trong trường hợp nón phóng vật có kích thước lớn và dòng sông chính có đủ khả năng cắt đứt phần chân của chúng, sẽ xuất hiện dạng địa hình giống như những mảnh thềm tích tụ, nhưng đó chỉ là một loại bậc thềm giả.

Trong điều kiện khí hậu khô khan, ở bộ phận trước núi thường có vô số nón phóng vật kích thước lớn, còn gọi là những tam giác châu khô. Chúng có thể nối liền với nhau, tạo thành dải *đồng bằng nghiêng trước núi*. Những dạng địa hình tương tự có thể gặp trong nhiều bồn địa giữa núi, như ở Lạng Sơn, Than Uyên, v.v. (Đỗ Hưng Thành, 1998).

6.4. DÒNG CHẢY THƯỜNG XUYỀN

Khi dòng chảy chuyển từ hình thức dòng chảy tạm thời sang dòng chảy thường xuyên, trong hoạt động của nó cũng như trong hình thái các dạng địa hình do nó tạo thành đã xuất hiện những đặc trưng mới về chất lượng.

Tác dụng xâm thực và tích tụ của dòng chảy thường xuyên, tức là của các dòng sông, dòng suối, về đại thể cũng tương tự như dòng chảy tạm thời, song hiệu quả thì khác nhau rất nhiều mà nguyên nhân chủ yếu là do dòng chảy thường xuyên có lượng nước chảy lớn hơn và hoạt động liên tục trong thời gian. Quá trình tích tụ trong dòng sông có đặc điểm là xảy ra liên tục và trên suốt chiều dài của mình. Ở phần thượng nguồn và trung lưu, quá trình tích tụ diễn ra ngay trong quá trình xâm thực, tức là vừa trầm đọng xong lại bị rửa trôi ngay (có thể gọi là "tích tụ cơ

động”). Ở phần hạ lưu, quá trình này diễn ra mạnh hơn hẳn so với quá trình xâm thực và tạo ra những dạng địa hình tích tụ tồn tại lâu dài. Nguyên nhân gây ra hiện tượng này chính là tương quan giữa động năng và khả năng vận tải của dòng chảy mà ta đã xét ở trên. Ta biết rằng khối lượng vật chất mà dòng sông có thể vận tải được và khả năng xâm thực của nó phụ thuộc rất lớn vào tốc độ dòng chảy. Bằng những nghiên cứu tỉ mỉ, người ta đã xác định được rằng khối lượng mảnh vụn mà dòng nước có thể vận chuyển được dưới hình thức lăn trên bề mặt đáy tỉ lệ với lũy thừa bậc 6 của tốc độ, theo công thức:

$$m = av^6,$$

trong đó: m - khối lượng của mảnh vụn;

a - hệ số; v - tốc độ dòng chảy,

Ví dụ (bảng 9):

Bảng 9. Sự phụ thuộc của kích thước hạt vụn có thể bị nước cuốn theo vào tốc độ dòng chảy

Tốc độ dòng chảy, m/s	Kích thước hạt vụn có thể bị nước cuốn theo
0,3 m/s	hạt cát nhỏ
0,6	hạt cát lớn
1,0	mảnh sỏi nhỏ
1,2	cuội bằng quả trứng
2,0	cuội 10 cm
2,4	cuội tảng 20 cm

Tốc độ dòng nước chảy trong lòng sông không những chỉ thay đổi theo thời gian, theo sự dao động mực nước mà còn có thể thay đổi ngay khi có mực nước ổn định. Trong trắc diện ngang của dòng sông, chỗ nào có độ sâu lớn hơn thì tốc độ dòng chảy cũng lớn hơn. Nghĩa là, ngay trong cùng một trắc diện ngang, cường độ xâm thực và tích tụ tại những nơi khác nhau cũng khác nhau. Vì lí do đó, cùng trong một khúc sông, có nơi xảy ra hiện tượng xâm thực, ở nơi khác lại diễn ra quá trình tích tụ.

Dòng chảy thường xuyên tạo ra hàng loạt dạng địa hình xâm thực và tích tụ khác nhau và nhìn chung giữ vị trí thống trị trong địa hình mặt đất, đặc biệt là tại các miền khí hậu ẩm, nơi mà hầu như mọi dạng địa hình đều chịu tác động của dòng chảy. Sau đây, chúng ta sẽ lần lượt nghiên cứu những dạng địa hình dòng chảy này.

6.4.1. Thung lũng sông

A. KHÁI NIỆM THUNG LŨNG SÔNG

Thung lũng sông là những dạng trũng của địa hình luôn có nước chảy trải dài thành một dải hẹp, chiều dài lớn hơn chiều rộng nhiều lần và phần lớn quanh co; đặc điểm chung của chúng là có độ dốc nghiêng theo một hướng từ thượng nguồn về cửa sông và khi gặp nhau không bao giờ cắt nhau mà chỉ hội lưu với nhau (W. Penck).

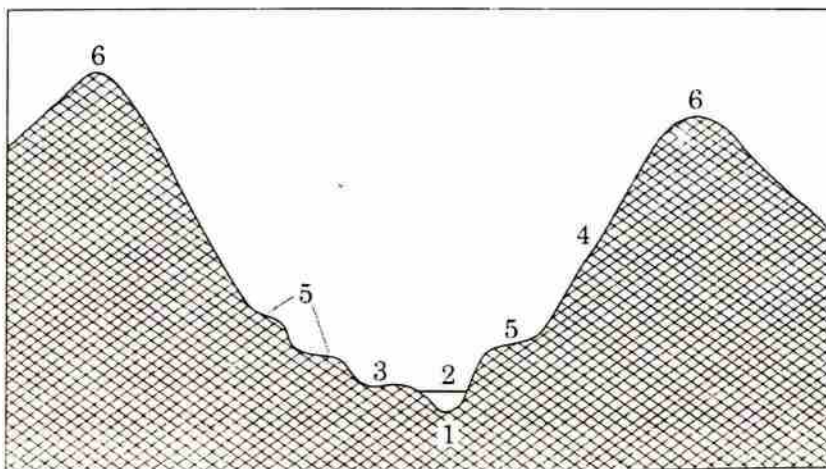
Cũng cần phải nhấn mạnh thêm rằng thung lũng sông chủ yếu được tạo thành do hoạt động xâm thực của dòng chảy, do đó nó khác với các thung lũng và bồn địa có nguồn gốc khác, ví dụ thung lũng cacxtơ.

Tóm lại, thung lũng sông có những đặc điểm chính sau đây:

- Chiều dài lớn gấp nhiều lần chiều rộng, khác với bồn địa hoặc thung lũng đá vôi và các loại địa hình rộng khác.
- Không bao giờ cắt nhau mà chỉ hội lưu hoặc phân nhánh.
- Độ cao từ thượng nguồn phía cửa sông giảm dần, độ dốc nhìn chung cũng theo hướng đó.

B. CÁC BỘ PHẬN HÌNH THÁI CỦA THUNG LŨNG SÔNG

Trong các thung lũng sông, ta có thể phân biệt những bộ phận thành phần khác nhau, được hình thành vào những giai đoạn khác nhau. Về hình thái, nếu xét theo trắc diện ngang thì các thung lũng sông có thể khác nhau khá nhiều, song, về đại thể, ở những thung lũng đã trưởng thành ta có thể phân biệt những bộ phận sau đây (H. 40).



Hình 40. Sơ đồ hình thái thung lũng sông

1. Đường tự thủy; 2. Lòng sông; 3. Bãi bồi; 4. Sườn thung lũng; 5. Thềm sông; 6. Đường phân thủy và đỉnh phân thủy

- *Đường tụ thủy* hay còn gọi là *đường tanvec* là đường nối những điểm có độ sâu lớn nhất, nước chảy mạnh nhất trong lòng sông. Trong mặt phẳng nằm ngang, nó có dạng đường cong phức tạp. Thông thường, đường tanvec nằm ép về một phía bờ nào đó, không phải là ở chính giữa dòng.

- *Lòng sông* là một bộ phận của đáy sông thường xuyên có nước chảy. Phân biệt 2 khái niệm : *lòng nhỏ* tức là lòng sông về mùa nước cạn, và *lòng lớn* - khi có nhiều nước về mùa lũ hoặc băng tuyết tan.

- *Bãi bồi* là phần đáy thung lũng chỉ bị ngập lụt về mùa lũ.

Cần phân biệt 2 khái niệm: lòng sông và đáy thung lũng. Ở những thung lũng sông trẻ, chúng có thể trùng với nhau (khi dòng sông chưa tạo thành bãi bồi), còn trong thung lũng sông trưởng thành (đã có bãi bồi và bậc thềm) thì lòng sông chỉ là một bộ phận của đáy thung lũng - bộ phận có nước chảy thường xuyên.

Sườn thung lũng giới hạn thung lũng từ 2 phía. Cần phân biệt sườn thung lũng với bờ sông (bờ sông giới hạn lòng sông, còn sườn thung lũng - giới hạn toàn bộ thung lũng). Đối với sườn thung lũng, ta phân biệt đường chân sườn phân cách giữa sườn và bãi bồi, đường rìa trên của sườn - phân cách sườn với khu vực phân thủy. Đối với những thung lũng sông đồng bằng, sườn thung lũng thường nằm cách rất xa bờ sông. Ví dụ, ở đồng bằng Bắc Bộ, sườn phải của thung lũng sông Hồng nằm ở địa phận Hoà Bình, Ninh Bình và cách xa bờ sông hàng chục kilômet.

- *Bậc thềm sông* - tương tự như bãi bồi, nhưng cao hơn, không còn bị nước lũ tràn ngập nữa và đã thuộc vào thành phần của sườn thung lũng.

- *Đỉnh phân thủy* là bộ phận giới hạn trên cùng của các thung lũng mà kể từ đó nước được phân chia về những thung lũng khác nhau. Trên đỉnh phân thủy có đường phân thủy chạy qua: đó là đường nối những điểm có độ cao lớn nhất trong mỗi mặt cắt ngang. Nhìn chung nó trùng với đường sống núi, song đối với những trường hợp đỉnh các thung lũng thuộc hai sườn đối diện giạt lùi với tốc độ không đồng đều nhau, đã cắt qua đường sống núi, hai đường này không còn trùng nhau nữa.

C. CÁC GIAI ĐOẠN PHÁT TRIỂN CỦA THUNG LŨNG SÔNG

Ở đây chúng ta chỉ nêu lên các giai đoạn và những đặc điểm về hình thái của thung lũng sông trong mỗi giai đoạn phát triển của nó, còn việc giải thích phần động học của quá trình thành tạo sẽ được thấy rõ dần dần trong các phần sau của chương này.

Khi quan sát trắc diện ngang, trắc diện dọc và hình thái chung của các thung lũng sông, ta thấy ở mỗi nơi chúng có thể rất khác nhau và xếp thành cả một dãy những dạng khác nhau. Những sự khác biệt đó chủ yếu phụ thuộc vào thời gian, hay nói khác đi là phụ thuộc vào giai đoạn phát triển của thung lũng sông. Dĩ

nhiên, sự khác biệt này cũng phụ thuộc vào những điều kiện khác, như các điều kiện khí hậu, cấu trúc địa chất, điều kiện kiến tạo, v.v, song những nhân tố này chỉ có tác dụng thúc đẩy hoặc kìm hãm bước phát triển và sự chuyển giai đoạn của thung lũng sông mà thôi; còn về phần mình, dòng sông với chế độ động học riêng độc đáo và những quy luật và động lực nội tại của mình, sớm hay muộn cũng đều có thể khắc phục được những trở lực đó và phát triển theo những giai đoạn bình thường của mình. Sự phong phú muôn màu muôn vẻ trong hình thái các thung lũng sông mà chúng ta thường thấy trong thiên nhiên thực ra chỉ là những biểu hiện đặc trưng cho những giai đoạn khác nhau trong một quá trình phát triển thống nhất mà thôi.

Cũng giống như đối với địa hình khe rãnh xói mòn, các thung lũng sông đều phát triển theo 4 giai đoạn:

- Giai đoạn sơ sinh: thung lũng sông có dạng khe hẻm, vách dốc đứng. Ở giai đoạn này lòng sông chiếm toàn bộ đáy thung lũng. Quá trình xâm thực sâu hoạt động mãnh liệt. Trắc diện dọc và ngang đều rất dốc.

- Giai đoạn sông trẻ: trắc diện ngang còn rất hẹp, có dạng khe hẻm hoặc hình chữ "V". Ở giai đoạn này, quá trình xâm thực và nhất là xâm thực sâu thống trị. Chưa có những dạng địa hình tích tụ phù sa ở đáy sông.

- Giai đoạn trưởng thành: lòng sông đã khoét sâu và mở rộng, đồng thời đáy thung lũng cũng đã được mở rộng. Sườn thung lũng và bờ sông đã trở thành 2 bộ phận tách rời nhau, trắc diện dọc đã được san phẳng dần, trở nên trơn tru và thoải hơn. Quá trình xâm thực bờ bắt đầu phát triển mạnh. Cùng với quá trình xâm thực, quá trình tích tụ đã phát triển, xuất hiện bãi bồi với diện tích rộng và vật liệu hạt mịn. Thung lũng đã có trắc diện ngang hình chữ "U" hoặc hình gần kéo.

- Giai đoạn già (hoàn chỉnh). Đây là giai đoạn phát triển cuối cùng của thung lũng sông trong một chu trình xâm thực hoàn chỉnh. Vào giai đoạn này, dòng sông đã tạo được cho mình trắc diện dọc hoàn thành, tức là lòng sông đã có độ dốc thuận tiện nhất cho dòng chảy. Như đã trình bày ở phần trên, nó có dạng đường hypecbon tiếp xúc với mặt phẳng nằm ngang, phần thượng nguồn tiếp xúc với mặt phẳng thẳng đứng. Trong thung lũng đã hình thành nhiều bậc thềm tích tụ, ở đây có bãi bồi rộng, nhiều khi là những đồng bằng phù sa lớn. Hoạt động xâm thực và tích tụ đã cân bằng. Tuy nhiên, trong thực tế ít có khi nào dòng sông đạt được trắc diện dọc hoàn thành, bởi vì những điều kiện chi phối quá trình xâm thực và tích tụ luôn luôn biến đổi.

D. QUÁ TRÌNH PHÁT TRIỂN LÒNG SÔNG VÀ NHỮNG ĐẶC ĐIỂM HÌNH THÁI CỦA NÓ

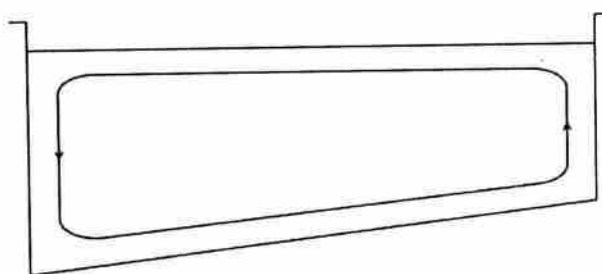
Sơ lược về thủy động học của dòng chảy

Để dễ hiểu quá trình thành tạo lòng sông về mặt động lực học, trước hết chúng ta hãy xét qua đôi nét về động lực học dòng chảy của nó.

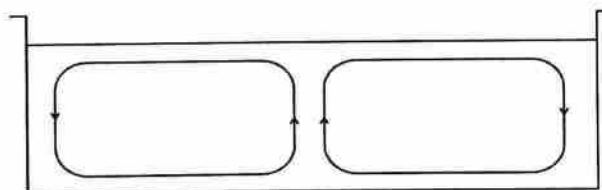
Ta đã biết dòng nước chảy có động năng, do đó nó có khả năng xâm thực và tích tụ; lực xâm thực đáy được tính theo công thức $S = 1000 \text{ Hi kg/m}^2$. Ta cũng đã biết rằng một trong hai quá trình xâm thực hay tích tụ sẽ xảy ra là tùy thuộc vào tương quan giữa động năng của dòng chảy (khả năng vận tải) và khối lượng dòng rắn¹.

Mặt khác, cả 2 quá trình xâm thực và tích tụ đều luôn luôn đồng thời xảy ra tại mỗi khúc sông. Nguyên nhân là do bản thân dòng sông không phải là một dòng chảy đồng nhất: bên cạnh chuyển động tiến là chủ yếu còn có sự vận động của nước theo chiều ngang từ bờ này sang bờ kia, nghĩa là dòng sông là một dòng chảy rối. Về cơ cấu và động học của *vòng hoàn lưu ngang* này ngày nay người ta đã xác định được rõ ràng nhờ những công trình nghiên cứu thực nghiệm của N.X. Lelijapski, A.I. Losôsievski và M.V. Potapôv.

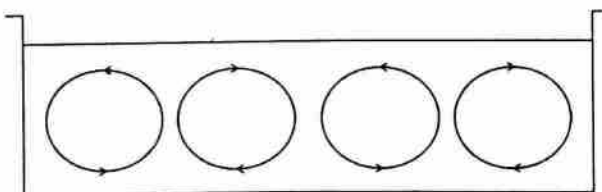
Trong lát cắt ngang của dòng sông, tốc độ phân bố không đồng đều: dòng nước chảy mạnh nhất tại vị trí đường trục. Tại mỗi khúc uốn, đường trục nằm ép về phía bờ lõm. Ở đây đồng thời với dòng chảy tiến còn có dòng nước đi xuống khá mạnh, gây tác dụng bào mòn bờ và đáy. Dưới đáy, dòng đi xuống đó tiếp tục vận chuyển về phía bờ lồi đối diện, đồng thời vẫn tiếp tục nằm trong dòng chảy tiến chung. Sau khi đạt tới bờ lồi đối diện nó chảy ngược lên mặt nước rồi lại theo bề mặt dòng chảy tiến về bờ bên kia (bờ lõm). Cả trong trường hợp này nữa nó cũng vẫn liên tục nằm trong dòng tiến chung. Kết quả là khi chảy dưới đáy cũng như trên bề mặt, dòng ngang đều chịu ảnh hưởng của dòng tiến nên khi chuyển động từ bờ này sang bờ bên kia nó cũng đã chuyển động được một đoạn xuôi dòng. Vì vậy mà dòng nước có dạng dòng chảy kiểu xoắn thừng (H.41,42). Ở phần sau



Hình 41. Dòng hoàn lưu ngang tại chỗ đáy sông bất đối xứng



Hình 42. Hoàn lưu ngang phân đôi



Hình 43. Hoàn lưu ngang phân bốn
(Trích theo Shshukin, 1960)

¹ "Dòng rắn" - thuật ngữ dùng để chỉ toàn bộ vật chất vận được dòng nước cuốn theo.

chúng ta sẽ thấy vai trò hết sức quan trọng của vòng hoàn lưu ngang đối với hình thái của lòng sông. Qua nghiên cứu, người ta còn thấy rằng tùy thuộc vào độ sâu, dạng trắc diện ngang của đáy sông mà trong lòng sông có thể tồn tại 1 - 2 hoặc 4 vòng hoàn lưu ngang (H. 43). Loại phổ biến nhất đặc trưng cho các dòng sông uốn khúc là loại có 1 vòng hoàn lưu ngang (H. 41) ứng với trường hợp đáy sông không đối xứng. Trong trường hợp đáy sông bằng phẳng tùy theo độ sâu của đáy sông mà dòng sông chia thành 2 hoặc 4 vòng hoàn lưu ngang (H. 43).

E. QUÁ TRÌNH HÌNH THÀNH LÒNG SÔNG VÀ NHỮNG ĐẶC ĐIỂM HÌNH THÁI CỦA NÓ

1) *Quá trình hình thành lòng sông*

Nếu như mặt đất tại một khu vực nào đó là một bề mặt phẳng nghiêng lí tưởng thì có lẽ các dòng sông ở đấy ngay từ lúc sơ sinh sẽ là dòng hoàn toàn thẳng và chảy dọc theo hướng có tốc độ lớn nhất. Nhưng trong thực tế, thông thường mặt đất mấp mô, chỗ cao, chỗ thấp, khi rõ ràng, có khi lại rất khó nhận thấy bằng mắt thường; nước là một chất lỏng dễ vận động thành dòng và dễ chảy vòng những chỗ cao theo những tuyến trũng và dốc nhất tại mỗi điểm. Vì lẽ đó, ngay từ lúc mới hình thành, các dòng sông đã rất quanh co, có nhiều khúc uốn. Đó là những *khúc uốn nguyên thủy* hay còn gọi là *khúc uốn sơn văn*; chúng có hình dạng không đều đặn, kích thước và độ cong không đều, bởi vì chúng phụ thuộc trực tiếp vào đặc điểm địa hình bề mặt.

Như vậy, tính chất quanh co, uốn khúc là một đặc điểm tất yếu của bất kì dòng sông nào. Trong quá trình tiến hóa tiếp sau đó, các khúc uốn nguyên thủy được dòng sông gia công và làm biến dạng liên tục để tạo ra những khúc uốn thứ sinh theo những quy luật nhất định. Các khúc uốn thứ sinh nằm kẹp giữa hai cửa sông phụ lưu liên tiếp nhau có dạng những cánh cung tròn tru, với độ cong và kích thước tương đồng nhau, lặp đi lặp lại một cách chu kì. Sự thành tạo hệ thống những khúc uốn thứ sinh như vậy cũng là một quy luật tất yếu trong quá trình phát triển lòng sông. Một trong những nguyên nhân thành tạo khúc uốn thứ sinh có thể là chính những khúc uốn nguyên thủy. Nguyên nhân khác làm thúc đẩy sự thành tạo khúc uốn thứ sinh là do khi nước từ các phụ lưu đổ vào có thể làm cho dòng sông chính bị dồn ép về phía bờ đối diện, tăng cường bào mòn bờ phía đó. Trên cơ sở những tác nhân ban đầu ấy, các khúc uốn sẽ tiếp tục phát triển do hoạt động của bản thân dòng nước để trở thành những khúc uốn thực sự, dần dần ổn định về kích thước và độ cong. Hiện tượng dòng sông uốn khúc, sự phát triển của hệ thống các khúc uốn thứ sinh đóng vai trò quyết định trong việc thành tạo các bãi bồi phù sa rộng lớn (xem phần sau).

Vào giai đoạn đầu của dòng sông, quá trình tạo khúc uốn thứ sinh và sự di chuyển của chúng theo chiều nằm ngang xảy ra đồng thời với quá trình xâm thực

sâu mãnh liệt (bởi vì gốc xói mòn còn rất thấp). Kết quả là trong phạm vi từng khúc uốn, lòng sông có trắc diện ngang không đối xứng: bờ lõm bị xâm thực mạnh nên sâu và lõm hơn, bờ lồi được bồi đắp nên thoải hơn. Về nguyên nhân của hiện tượng này ta có thể thấy ngay trong thủy động học của bản thân dòng sông. Tại bờ lõm, dòng sông chảy xiết hơn, do đó mà hiện tượng xâm thực bờ và xâm thực đáy ở đây đều xảy ra mạnh. Ngược lại, ở phía bờ đối diện - bờ lồi - tốc độ dòng chảy yếu hơn nên xảy ra quá trình tích tụ. Mặt khác, tác dụng của dòng hoàn lưu ngang ở đây có thể thấy rất rõ ràng: ở phía bờ lõm nó đi xuống, tăng cường thêm sự xâm thực bờ và đáy, rồi vận động trên mặt đáy sang phía bờ lồi đối diện, đồng thời cuốn theo những sản phẩm vừa xâm thực đó để bồi đắp cho bờ lồi (dòng đi lên). Kết quả là bờ lõm ngày càng bị khoét sâu, giặt lùi lại, còn bờ lồi ngày càng được bồi đắp, tiến vào lòng sông.

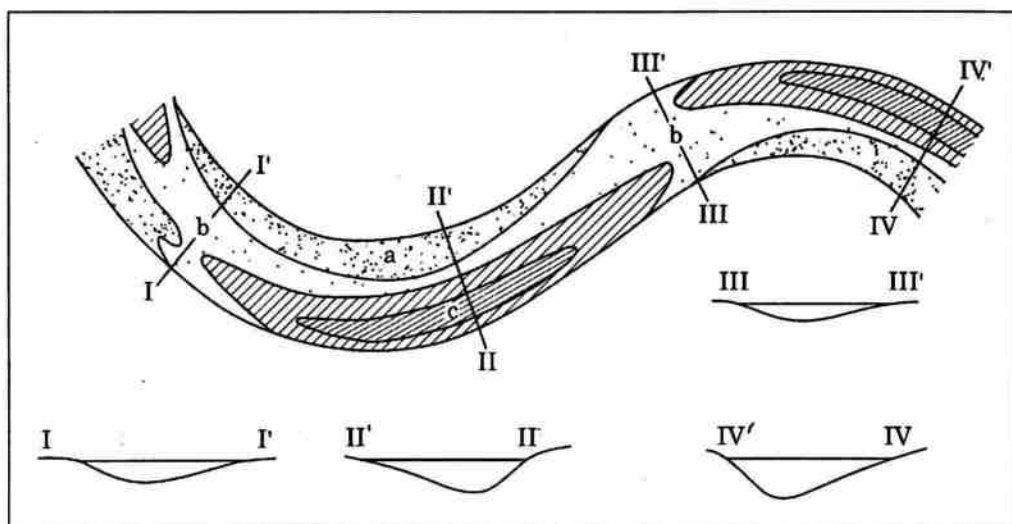
Sự chuyển dịch theo chiều ngang như vậy của lòng sông xảy ra đặc biệt mạnh mẽ và chủ yếu vào thời kì nước lũ, tức là quá trình này mang tính chất đột biến. Bờ lồi do đó cũng được bồi đắp và tiến vào lòng sông một cách đột biến - mỗi trận lũ hay mùa lũ lại bồi đắp thêm, khiến cho bờ lồi tiến vào lòng sông một đoạn nhỏ. Kết quả là tạo ra bãi cạn ven lòng sông với nhiều bậc nhỏ được bao phủ bằng một lớp phù sa mỏng, hình thành một bề mặt bậc thang nghiêng mà tác giả E. Chaput gọi là *bậc thêm đa sinh* (terrasses polygéniques).

Ở những giai đoạn đầu, quá trình phát triển thung lũng chủ yếu đi theo hướng xâm thực sâu, còn xâm thực bờ chưa rõ nét, vì vậy mà thung lũng vẫn có dạng khe hẹp và sâu, với vách dựng đứng. Vào giai đoạn này, hai khái niệm thung lũng và lòng sông còn trùng nhau phần nào. Cũng vì thế mà khúc uốn lòng sông và khúc uốn thung lũng còn trùng khớp với nhau. Những khúc uốn như vậy đều được giới hạn từ hai phía bằng các vách đá dựng đứng và gọi là *khúc uốn khắc sâu*. Trong một số trường hợp, giai đoạn này có thể tồn tại lâu dài. Chẳng hạn, trong điều kiện hai vách thung lũng cấu thành bằng những loại đá thấm nước (cát kết, trầm tích núi lửa xốp, đá vôi vỏ sò) hoặc trong điều kiện khí hậu khô khan, lượng nước chảy trên mặt rất nhỏ bé, nên vách thung lũng bị bào mòn chậm.

Vào những giai đoạn phát triển tiếp sau, khi dòng sông đã gần đạt tới trắc diện dọc cân bằng, sẽ diễn ra những thay đổi mang tính chất lượng: xâm thực sâu suy giảm, trong khi vai trò của xâm thực bờ trở nên rất lớn. Vì vậy mà quá trình xê dịch khúc uốn theo chiều nằm ngang xảy ra mạnh mẽ và có ý nghĩa hình thái rất to lớn đối với thung lũng sông. Xu hướng chuyển dịch khúc uốn như vậy đặc trưng cho mọi dòng chảy mà không bị ràng buộc bởi tính chất của nham thạch cấu thành sườn. Điều khác nhau chỉ là ở tốc độ của quá trình: nếu bờ dốc đứng và đất đá cứng chắc hoặc thấm nước rất mạnh thì quá trình này sẽ diễn ra chậm hơn so với những trường hợp khác.

2) Đặc điểm hình thái của lòng sông

a. *Nghiên cứu* những lòng sông đã uốn khúc thứ sinh, ta có thể nhận thấy rằng cấu trúc của chúng không đơn điệu, mà gồm nhiều *bãi nông* và *vũng sâu* xen kẽ nhau một cách đều đặn, nhịp nhàng. Cả 2 dạng địa hình này đều có hình dáng kéo dài và sắp xếp theo quy luật rất rõ ràng: các *vũng sâu* nằm sát bờ lõm, tại phần đỉnh khúc uốn (H. 44); các *bãi nông* có dạng như một đốt xương sống, cắt trực lòng sông dưới một góc rất nhọn, nằm từ phần lồi của bờ khúc uốn này tới phần bờ lồi của khúc uốn tiếp sau. Như vậy, bãi nông hình thành tại đoạn lòng sông có độ cong tương đối nhỏ và đổi chiều cong sang hướng ngược lại. Theo định luật I của Facga, phần sâu nhất của các vũng sâu và phần nông nhất của các bãi nông có vị trí hơi dịch về phía hạ lưu một chút so với những điểm tương ứng có độ cong lớn nhất và nhỏ nhất của lòng sông.



Hình 44. Sơ đồ cấu trúc của một lòng sông uốn khúc

a. Bãi cát ven lòng sông; b. Bãi nông trong lòng sông.
c. Vũng sâu trong lòng sông (mật độ đường gạch chéo tỉ lệ với độ sâu)

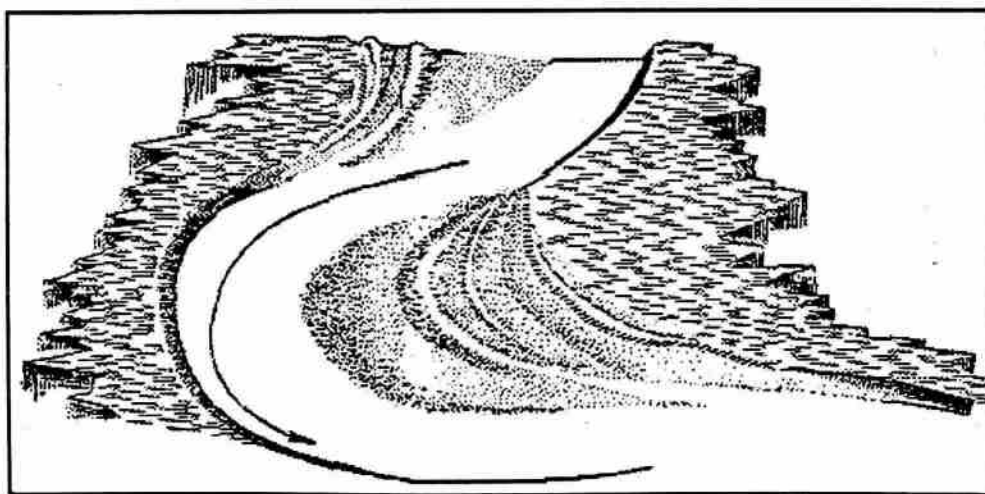
b. *Đường trực* của dòng sông không phải là đường đi qua trung tâm lòng sông mà là một đường cong phức tạp chạy qua các vũng sâu và cắt ngang các bãi nông, ép lệch về phía bờ lõm.

c. *Bãi cát ven lòng sông*. Nước chảy trong mọi dòng sông đều mang tính loạn lưu và bên cạnh chuyển động tiến còn có vòng hoàn lưu ngang. Dòng hoàn lưu ngang gây tác dụng xâm thực bờ lõm, nơi nó đi xuống, rồi đem vật liệu vụn sang bồi đắp bên bờ lồi đối diện, tạo ra một bề mặt tích tụ phù sa thoải hơi nghiêng về phía lòng sông. Đó là *Bãi cát ven lòng sông*.

Bãi cát ven lòng sông càng ngày càng mở rộng, lấn dần vào lòng sông và trở thành bờ sông. Lúc đầu, các bãi cát ven lòng sông nằm gọn trong phạm vi từng khúc uốn thành những đoạn riêng biệt, nhưng lâu dần có thể nối liền với nhau và tạo thành dải bãi bồi thống nhất.

Ở các dòng sông đồng bằng, bãi cát nông ven lòng sông được cấu thành bằng vật liệu cát chọn lọc tốt do các dòng ngầm sát mặt đáy vận chuyển từ phần vùng sâu tới phía bờ lồi. Chúng vận động dưới dạng “lưỡi cát ngầm”, hay những ngọn sóng cát, với độ cao từ 1 vài đêximet tới 1m hoặc hơn một chút, chiều dài từ 10 đến 40m. Tốc độ vận động của chúng ở các sông đồng bằng rất nhỏ, chỉ một vài chục xentimet trong một ngày đêm. Chúng tạo thành cả một hệ thống những ngọn sóng cát vận động theo hướng vuông góc với dòng chảy mặt đáy tại mỗi điểm. Lát cát ngang của ngọn sóng cát có dạng bất đối xứng: sườn quay về cửa sông dốc (30°), sườn kia rất thoải. Những “lưỡi cát ngầm” này tiếp xúc với bãi cát ven lòng sông dưới một góc nhọn, do đó, lúc nước cạn, đường mép nước ở đáy có dạng răng cưa.

d. *Đê cát ven lòng sông* (H.45): bãi cát ven lòng sông có dạng bán nguyệt, phát triển ở phần lồi của bờ sông. Trong quá trình sông uốn khúc, chiều rộng của nó ngày càng tăng, nhưng với nhịp điệu có tính đột biến: cứ mỗi mùa lũ nó lại được bồi thêm một bậc nhỏ hình lưỡi liềm lấn sâu vào lòng sông. Quá trình này sẽ tiếp diễn cho tới khi khúc uốn đạt tới độ cong giới hạn (tức là lòng sông không thể xê dịch ngang tiếp tục theo hướng cũ được nữa). Khi khúc uốn đã gần đạt tới độ cong giới hạn, lòng sông xê dịch theo chiều ngang chậm hẳn lại, do đó mà các đê cát ven bờ được tạo thành sau mỗi kì nước lũ (tức là những bậc nhỏ được nhấc tới ở trên) bắt đầu chồng phủ lên nhau. Do vậy mà các đê cát ở vị trí đó mỗi năm một cao thêm và có thể đạt tới độ cao của nước lũ lớn nhất. Những đê cát ven lòng sông có vị trí và độ cao như vậy được gọi là *đê thiên nhiên*. Khi đê cát ven lòng sông đã tương đối cao thì quá trình bồi đắp tiếp theo tăng tốc độ khá nhanh, bởi vì khi nước lũ tràn qua đê cát, tốc độ dòng chảy bị giảm đi rất đột ngột. Tại đây, trước hết tích tụ những hạt vụn cỡ lớn nhất. Quá trình này lại được thúc đẩy thêm do lớp thực vật bắt đầu phát triển mạnh ở đây làm cản trở dòng chảy và tăng cường độ tích tụ.



Hình 45. Địa hình lưỡi cát và đê cát ven sông trong một đoạn bãi bồi (theo E.V.Shancer)

Ở những vùng khí hậu khô khan, nhiều gió mạnh, vật chất vụn ở các đê cát ven lòng sông bị gió cuốn đi và tạo thành những cồn cát di động.

e. Đảo trôi và hiện tượng sông phân nhánh

Ngoài kiểu hoàn lưu ngang đơn như đã trình bày ở trên (H.41), còn có hai kiểu hoàn lưu ngang khác trong dòng sông. Theo N.X.Lêlijapski, ở những đoạn sông tương đối thẳng, nhìn chung hoàn lưu ngang yếu đi và phân chia thành hai hệ thống, đường trục của toàn dòng và những dòng đi xuống của các vòng hoàn lưu ngang cùng nằm ở giữa lòng sông, còn có các dòng đi lên - ven hai bờ tương ứng (H.42). Trong trường hợp này, dọc cả hai bờ sông đều có thể xuất hiện bãi cát ven lòng (tuy không phát triển lắm) và những đê cát ven bờ kéo dài.

Còn một kiểu hoàn lưu ngang khác cũng tương đối phổ biến (H.43), đặc trưng cho những dòng sông không uốn khúc và có khuynh hướng phân nhánh. Ở kiểu hoàn lưu này, dòng sông dường như phân chia ra hai hoặc thậm chí ba phần và tạo ra những đường trục tại những nơi có dòng đi xuống. Ở chỗ có dòng đi xuống xảy ra quá trình bào mòn, khoét sâu lòng sông; ngược lại, ở khu vực hai dòng đi lên tiếp xúc với nhau có hiện tượng triệt tiêu một phần tốc độ dòng chảy và xảy ra quá trình tích tụ phù sa. Lượng vật chất được lắng đọng có thể nhiều đến mức mà khối tích tụ ngấm dần dần nhô lên khỏi mực nước sông về mùa cạn và trở thành đảo nổi (nhân dân ta thường gọi là *bãi nổi*). Những đảo nổi như vậy có thể gặp khá nhiều ở sông Hồng.

Đảo nổi lại bị ngay chính dòng nước vừa tạo ra nó bào mòn, xâm thực từ phía thượng nguồn, đồng thời lại tiếp tục bồi đắp phía quay về cửa sông. Tùy thuộc vào tương quan giữa hai quá trình này (bào mòn phần đầu, bồi đắp phía cuối đảo) mà có thể xảy ra hai trường hợp. Khi quá trình xâm thực phần đầu thắng thế, đảo nổi có thể bị biến mất hoàn toàn. Trong trường hợp ngược lại, hoặc có sự cân bằng giữa chúng, đảo nổi dường như bị "*trôi*" dần về phía cửa sông. Nếu quá trình tích tụ xảy ra rất mạnh, đảo nổi có thể đạt chiều dài rất lớn và do vậy, dòng sông dường như bị phân làm hai nhánh. Tốc độ "*trôi*" của các đảo nổi có thể đạt tới 100 m/năm.

Quá trình phân nhánh có thể tạo ra hai nhánh sông không đều nhau. Trong trường hợp đó, nhánh to sẽ cuốn mất phần lớn nước của nhánh nhỏ, khiến cho tốc độ dòng chảy ở nhánh nhỏ bị yếu đi rõ rệt, và hậu quả là nó bị bồi lấp dần. Bờ đảo quay về phía nhánh lớn cũng được tích tụ, tạo ra những đê cát ven lòng sông thực sự.

E. PHÂN LOẠI THUNG LŨNG SÔNG

Trong thiên nhiên luôn luôn tồn tại những thung lũng với hình dạng rất khác nhau. Khi nghiên cứu địa mạo, ta phải xác định những nguyên nhân đã gây ra tính đa dạng đó. Hàng loạt công trình nghiên cứu địa mạo khu vực đã cho thấy, hình thái thung lũng sông phụ thuộc vào nhiều yếu tố, trước hết phải kể đến giai đoạn phát triển, cấu trúc địa chất, thành phần đất đá và đặc điểm địa hình, v.v. Để tạo thuận lợi cho việc giải thích hình thái thung lũng sông trong những trường hợp cụ thể, các nhà địa mạo đã tiến hành phân loại thung lũng theo nhiều cách.

1) Phân loại thung lũng sông theo cấu trúc địa chất

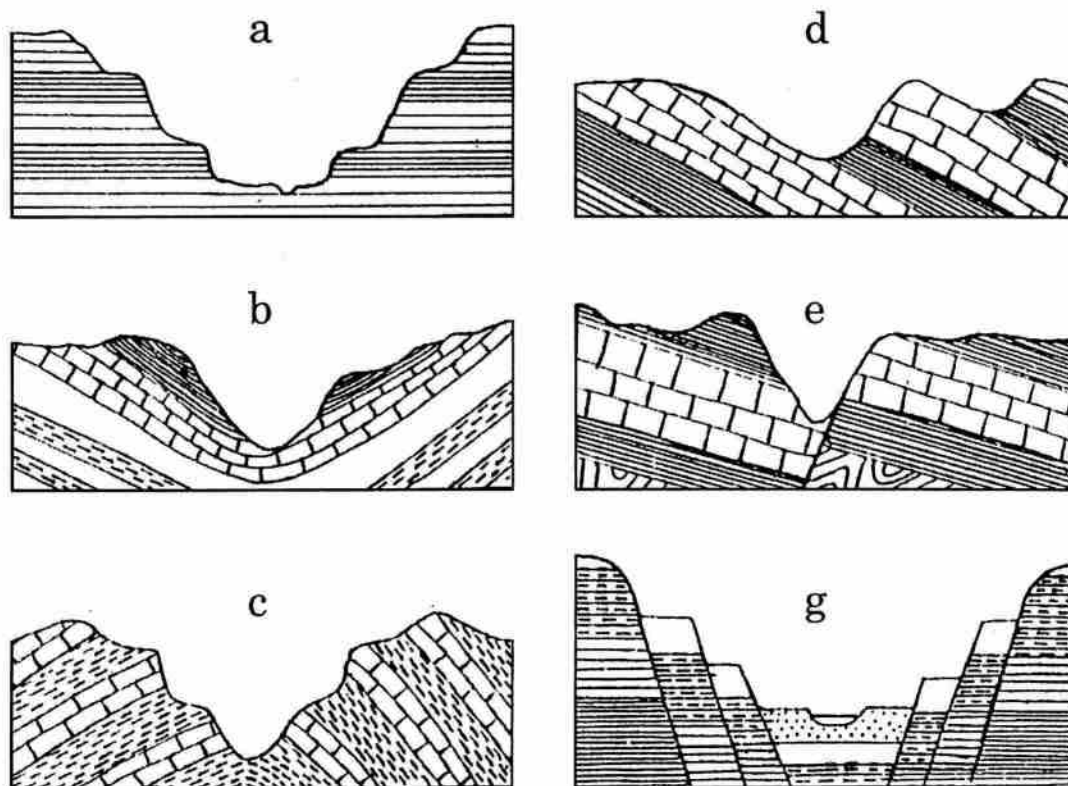
a. Thung lũng sông trên cấu trúc nằm ngang.

Tùy theo tính chất của đất đá, như cứng hay mềm, thấm nước hay ít thấm nước, mà chúng có hình thái khác nhau. Trong khu vực đá cứng hoặc thấm nước mạnh, chúng có sườn rất dốc, hình dạng thung lũng được bảo tồn lâu; ở nơi đá mềm hoặc ít thấm nước - sườn thoải và bị biến đổi nhanh chóng (H. 46-a).

b. Thung lũng nếp lồi (H. 46-b). Ở đây có sự ăn khớp giữa địa hình và cấu trúc: thung lũng (dạng địa hình âm) nằm trên cấu trúc âm (nếp lồi).

c. Thung lũng nếp lồi (H. 46-c). Loại này phát triển trong trường hợp địa hình đảo nghịch: thung lũng sông nằm ở vị trí đỉnh của nếp lồi.

d. Thung lũng đơn nghiêng hình thành trên các kiến trúc địa chất đơn nghiêng với loại địa hình núi một sườn (cuesta) độc đáo (H. 46-d). Về mặt hình thái, đây là loại thung lũng bất đối xứng điển hình: một sườn rất thoải trùng với mặt lớp đơn nghiêng, một sườn rất dốc cắt qua các lớp.



Hình 46. Phân loại thung lũng sông theo tương quan với cấu trúc địa chất

a. Thung lũng trên cấu trúc nằm ngang; b. Thung lũng nếp lồi; c. Thung lũng nếp lồi;
d. Thung lũng đơn nghiêng; e. Thung lũng đoạn tầng; g. Thung lũng địa hào

e. Thung lũng đoạn tầng (H. 46-e). Đây là những thung lũng hình thành dọc theo các vết đứt gãy lớn, nên thường được gọi là thung lũng kiến tạo. Trong lát cắt

ngang, chúng thường có dạng bất đối xứng rõ rệt, còn trong bình đồ, chúng có dạng thẳng một cách không bình thường, tạo thành những cấu trúc lineament rất dễ nhận biết trên bản đồ và các loại ảnh viễn thám. Có thể lấy phần trung lưu sông Hồng, nhiều đoạn của sông Đà, v.v., làm ví dụ. Tùy theo dạng đứt gãy mà có thể phân biệt các thung lũng địa hào (ví dụ, thung lũng địa hào Cao Bằng - Tiên Yên) và thung lũng đoạn tầng đơn giản (H. 46-e, H. 46-g).

h. Thung lũng bất chỉnh hợp. Loại thung lũng này có hình thái hết sức phức tạp. Cách sắp xếp của chúng dường như bất chấp mọi đặc điểm địa chất: chúng có thể cắt ngang hoặc cắt chéo tất cả các cấu trúc địa chất, bất kể đó là cấu trúc nếp lồi, nếp lõm hay đứt gãy kiến tạo. Hình thái trắc diện ngang của chúng luôn luôn thay đổi: khi thì rất hẹp, sâu và dốc, lúc lại đột nhiên mở rộng ra một cách không bình thường. Đó chính là loại thung lũng trong trường hợp mạng lưới sông *hệ sinh* đã được trình bày ở phần trên.

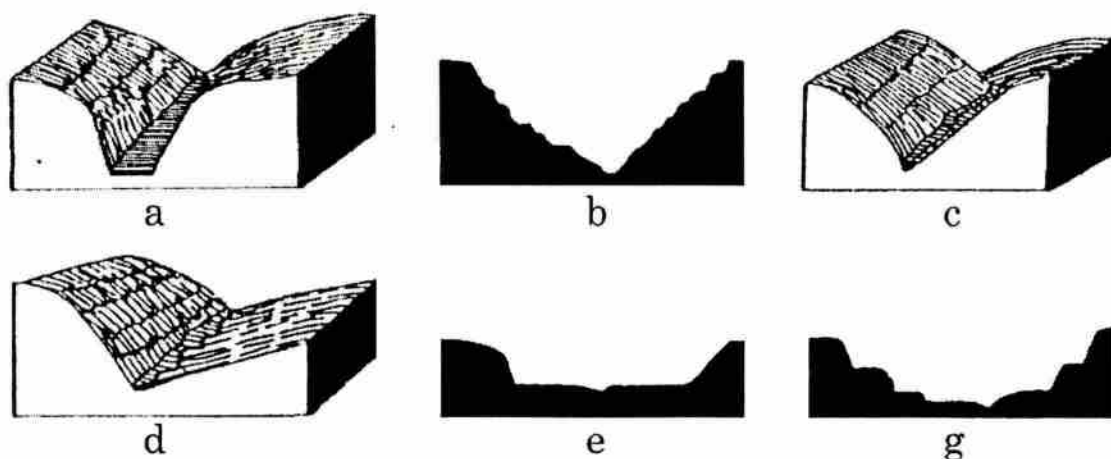
2) Phân loại thung lũng theo hình thái

Theo hình thái, trước hết ta có thể phân biệt chúng theo hình dạng trắc diện ngang:

a. Khe hẻm (H. 47-a) là dạng sơ sinh của thung lũng sông. Trong sự thành tạo của chúng, các quá trình xâm thực sâu giữ vai trò chủ chốt, các quá trình bào mòn khác chưa đáng kể. Chúng có đặc điểm là sườn rất dốc, mặt cắt ngang rất hẹp, độ sâu vượt xa khoảng cách giữa hai sườn, lòng sông và đáy thung lũng còn trùng nhau hoàn toàn, hai sườn đều là đá gốc. Trong phần lớn trường hợp, dạng khe hẻm của thung lũng chỉ gặp trên từng đoạn ngắn, còn những đoạn liền kề phía trên và dưới thung lũng lại mở rộng ra.

b. Ca nhông. Ca nhông cũng là loại thung lũng hẹp, sâu, sườn dốc, lòng sông chiếm toàn bộ đáy nhưng còn có một đặc điểm riêng là sườn thường có dạng bậc thang. Thuật ngữ ca nhông có nguồn gốc từ tiếng Tây Ban Nha (canon - nghĩa là ống hoặc đại bác) dùng để chỉ những thung lũng thuộc kiểu hình thái này ở Trung Mỹ. Dạng bậc thang trong trắc diện ngang của chúng là do đặc điểm cấu trúc địa chất gây nên: sườn cấu thành bằng những tầng đá cứng, mềm xen kẽ nhau. Ví dụ điển hình và nổi tiếng nhất là ca nhông Côlôradô ở bang Arizôn, Hoa Kỳ. Trên suốt chiều dài 800km, thung lũng là một ca nhông sâu tới 1800m cắt qua những tầng trầm tích nằm ngang với độ bền vững và thành phần thạch học khác nhau. Vì vậy, các quá trình bào mòn, phá hủy chọn lọc đã đóng góp phần quan trọng trong việc tạo ra sườn thung lũng dạng bậc thang (phong hóa, bào mòn chọn lọc). Như vậy, dạng thung lũng ca nhông có thể xem như giai đoạn phát triển muộn hơn so với giai đoạn khe hẻm, trong đó đã có sự tham gia đáng kể của các quá trình sườn, song vẫn chưa hoàn toàn xóa nhòa hết được những nét đặc trưng của khe hẻm (H.47-b).

c. *Thung lũng hình chữ “V”* (H 47-c) có sườn thẳng, độ dốc lớn, trắc diện ngang đã mở rộng phần trên hơn so với khe hẻm. Chúng được hình thành vào giai đoạn muộn hơn so với các loại trên. Trong điều kiện khí hậu ẩm, nhiều mưa, nham thạch ít thấm nước, các sườn bị bào mòn nhanh chóng, thoải dần và thung lũng có thể đạt tới trạng thái này tương đối nhanh, thậm chí cả trước khi dòng sông có thể khoét sâu tới độ sâu giới hạn đối với nó. So với các loại trên, chúng vẫn có điểm giống nhau là đáy thung lũng và lòng sông còn trùng nhau, hai sườn kéo thẳng tới lòng sông, nhưng khác ở chỗ là bộ phận trên của trắc diện ngang mở rộng hơn nhiều, vì vậy có hình chữ “V”.



Hình 47. Phân loại thung lũng sông theo hình thái

Tùy thuộc vào đặc điểm nham thạch, kiến trúc địa chất mà các thung lũng hình chữ “V” cũng rất đa dạng về chi tiết. Ví dụ như trong điều kiện kiến trúc đơn nghiêng, chúng có trắc diện ngang bất đối xứng rõ rệt (H. 47-d). Nếu các tầng nham có kiến trúc nằm ngang và có độ cứng mềm khác nhau, trên sườn thung lũng hình chữ “V” lại có thể hình thành những bậc thang của các bậc thềm kiến trúc, v.v.

d. *Thung lũng hình ngăn kéo* (H. 47-e), cũng thường gọi là *thung lũng bãi bồi*. Đặc điểm nổi bật của các thung lũng loại này là đã có đáy phẳng, rộng hơn lòng sông về mùa cạn hàng chục lần. Chỉ về mùa lũ, nước sông mới có thể tràn ngập toàn bộ bề mặt đáy thung lũng, tức là bãi bồi. Lát cắt ngang của chúng có dạng ngăn kéo, vì vậy có tên gọi là thung lũng hình ngăn kéo. Khác hẳn với các kiểu thung lũng kể trên, ở các thung lũng bãi bồi, hai khái niệm lòng sông và đáy thung lũng hoặc bờ sông và vách thung lũng đã tách biệt nhau rõ rệt.

Thung lũng bãi bồi được hình thành vào giai đoạn xâm thực sâu đã yếu và quá trình xâm thực bờ hoạt động mạnh, lòng sông bắt đầu di chuyển mạnh theo chiều ngang.

e. Thung lũng có bậc thêm tích tụ (H. 47-g)

Đây là kiểu hình thái thung lũng sông phổ biến nhất ở các miền đồng bằng. Về bản chất, chúng cũng là những thung lũng bãi bồi, nhưng đã trải qua nhiều chu kì tạo bãi bồi và các bãi bồi cổ đã được nâng cao, thoát khỏi ảnh hưởng của mực nước sông về mùa lũ, nghĩa là đã trở thành bậc thêm.

F. QUÁ TRÌNH HÌNH THÀNH THUNG LŨNG BÃI BỒI VÀ VAI TRÒ CỦA KHÚC UỐN TRONG QUÁ TRÌNH NÀY

Trong thung lũng bãi bồi, hai khái niệm lòng sông và đáy thung lũng đã phân biệt rõ rệt: thung lũng sông là dạng địa hình xâm thực trũng kéo dài theo tuyến, thuộc cấp lớn hơn, còn lòng sông cũng là dạng địa hình xâm thực âm, thuộc cấp nhỏ hơn, phát triển và khoét sâu ngay trong đáy tích tụ của thung lũng, tức là bãi bồi. Trên bãi bồi, lòng sông tạo ra hàng loạt khúc uốn không phụ thuộc vào hướng chung của thung lũng.

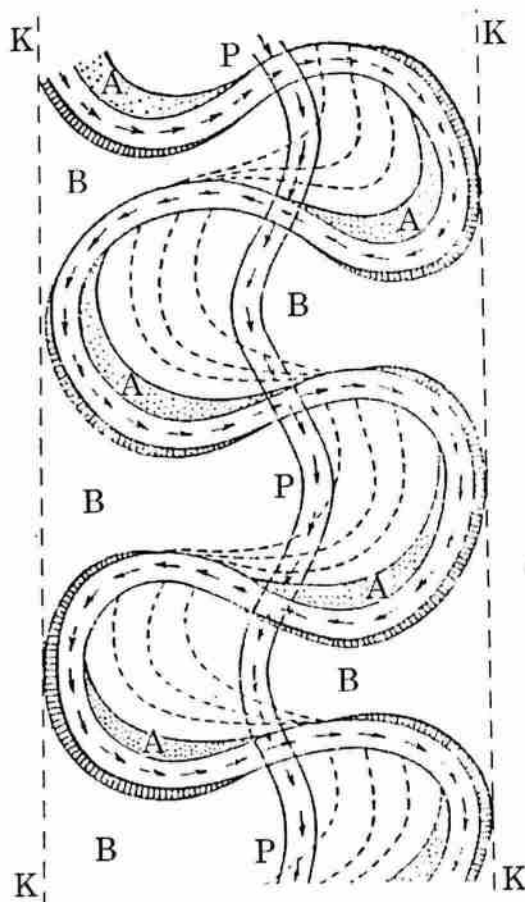
Trên đây, ta đã phần nào thấy rằng để hình thành được thung lũng bãi bồi, với những khúc uốn thứ sinh mềm mại có tính quy luật, dòng sông đã phải trải qua một quá trình phát triển lâu dài. Dòng sông đã dần dần mở rộng thung lũng, biến những khúc uốn sơ văn hoàn toàn ngẫu nhiên thành những khúc uốn thứ sinh, biến đổi đáy thung lũng từ nhỏ hẹp và cấu tạo hoàn toàn bằng đá gốc thành một bề mặt tương đối rộng, ít nhiều bằng phẳng và được phủ một lớp aluvi (trầm tích phù sa) bỏ rời tương đối dày. Nhiều công trình nghiên cứu đã chứng minh được rằng trong quá trình tiến hóa đó, hoạt động uốn khúc của dòng sông giữ vai trò chủ yếu, thậm chí quyết định. Chính hiện tượng uốn khúc và sự di chuyển của từng khúc uốn cũng như của cả hệ thống khúc uốn là công cụ để mở rộng thung lũng và tạo ra bãi bồi.

Sau đây chúng ta sẽ phân tích vấn đề này một cách cụ thể đối với một khúc uốn.

Do đường trục động lực của dòng sông luôn luôn bị lệch về phía bờ lõm và dòng sông vừa chảy tiến, vừa thực hiện vòng hoàn lưu ngang, nên thực chất nó là một dòng chảy phức tạp, có dạng bên thừng. Chính vì vậy, tác dụng địa mạo của nó đối với hai bờ không giống nhau: bờ lõm bao giờ cũng bị xâm thực mạnh, càng ngày càng lùi dần, bờ lồi được bồi đắp phù sa, tiến dần vào phía lòng sông, tạo thành bãi cát ven lòng. Hiệu quả tổng hợp là lòng sông càng ngày càng bị chuyển dịch về phía bờ lõm và do đó dần dần trở nên cong hơn (H. 48). Ở phần trên ta đã thấy rằng nguyên nhân gây ra hiện tượng này có thể là ngay từ đầu dòng sông đã có những khúc uốn nguyên thủy, đã có bờ lõm, bờ lồi, hoặc cũng có thể do dòng nước từ phụ lưu khi đổ vào dòng sông chính dồn ép nó về một phía. Từ những điều kiện ban đầu ấy, lòng sông xâm thực phía này, bồi đắp phía kia, khiến cho độ cong của từng khúc uốn mỗi ngày một tăng thêm, trong đáy thung lũng diện tích bãi bồi lớn dần ("A" trong

hình 48). Cần nhấn mạnh thêm rằng thiên hướng uốn khúc là một đặc điểm cố hữu của dòng nước, kể cả trường hợp không có những khúc uốn nguyên thủy này. Quan sát những dòng sông đào và kênh rạch, ta sẽ thấy rõ điều đó. Thực tế là khi thiết kế, bao giờ người ta cũng tạo cho chúng dạng thẳng, song lâu dần tự chúng sẽ uốn khúc và trở nên quanh co. Nguyên nhân sâu xa là vì đáy của chúng không thể có bề mặt trơn tru hoàn toàn, do đó bất kỳ một trở ngại nào trên đường chảy cũng làm cho dòng chảy bị biến dạng, đường trục bị lệch đi và gây ra hiện tượng uốn khúc. Đó là chưa kể tới tính không đồng nhất về cấu tạo địa chất của đáy và bờ dòng chảy.

Như vậy, sự uốn khúc và di chuyển theo chiều ngang của lòng sông là một hiện tượng tất yếu. Song, dòng sông không thể uốn khúc và chuyển dịch ngang đến vô tận. Người ta nhận thấy có sự phụ thuộc giữa độ cong, chiều rộng của khúc uốn và chiều rộng của dải uốn khúc đối với lưu lượng, tốc độ và chiều rộng của dòng sông. Độ cong của khúc uốn được tính bằng giá trị nghịch đảo của *bán kính khúc uốn* (r), tức là $1/r$. Chiều rộng của đai uốn khúc bằng hai lần *bán kính khúc uốn*. Bán kính khúc uốn tỉ lệ thuận với *chiều rộng* (b) lòng sông ($r = f(b)$), còn chiều rộng lòng sông thì phụ thuộc trực tiếp vào lưu lượng. Giữa chiều rộng lòng sông và bước uốn khúc (khoảng cách giữa hai điểm đồng pha liên tiếp trên bình đồ khúc uốn) cũng có mối liên hệ nhất định: tỉ lệ từ 1 : 6 đến 1 : 12; còn so với chiều rộng của bãi bồi, lòng sông đạt tỉ lệ từ 1 : 20 đến 1 : 30 đối với sông đồng bằng, 1 : 10 đến 1 : 5 đối với các vùng núi thấp và cao nguyên, ở miền núi tỉ lệ này là 1 : 4 đến 1 : 2 và thậm chí 1 : 1. Các khúc uốn làm cho chiều dài của lòng sông (l) tăng so với chiều dài thung lũng (L). Tỉ lệ l/L là *hệ số uốn khúc* của dòng sông. Ở các sông đồng bằng hệ số này thường đạt giá trị 1,3 - 1,6, đôi khi tới 2,0, còn ở miền núi trung bình là 1,2 - 1,3 (tất nhiên không kể những khúc uốn khắc sâu).

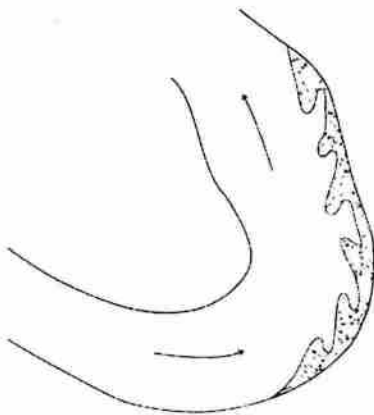


Hình 48. Quá trình hình thành khúc uốn thứ sinh từ khúc uốn nguyên thủy P - P.

A. Bãi cát ven lòng sông; B. Khối sót trong khúc uốn;
K-K Đai khúc uốn

Các sông nhỏ có độ uốn khúc lớn hơn, nhưng chiều rộng của dải uốn khúc (gọi là *đai uốn khúc*, K - K trong hình 48, là dải đất kẹp giữa 2 tiếp tuyến với đỉnh các khúc uốn) lại nhỏ hơn so với các dòng sông lớn.

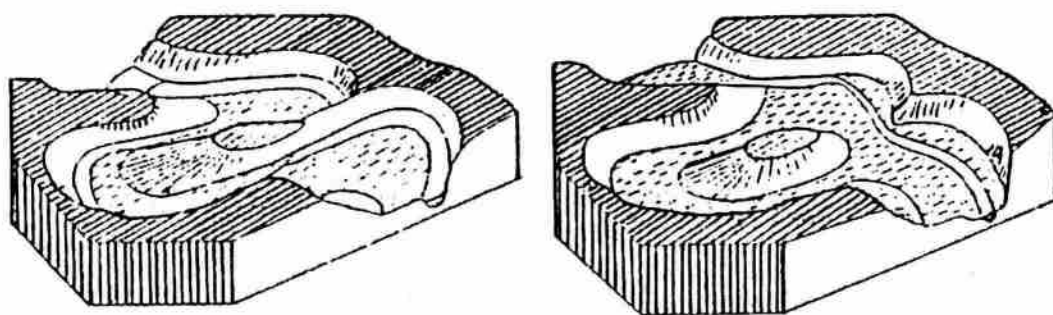
Còn về mối liên hệ giữa độ cong khúc uốn với tốc độ dòng chảy, ý kiến các nhà nghiên cứu vẫn chưa thống nhất. Tuy nhiên, có thể nêu nhận xét như sau: tốc độ dòng chảy càng lớn thì dòng sông càng có thể chảy vòng được những bờ có độ cong lớn hơn. Nếu như đường bờ không được dòng chảy vòng qua nữa, nghĩa là trực động học của nó lùi khỏi bờ lõm thì ở phía bờ lõm đó sẽ hình thành đối "nước lặng" và trong đó thay thế cho quá trình xâm thực lại là quá trình tích tụ (tức là tích tụ ở phía bờ lõm!). Trường hợp tương tự đã được mô tả ở sông Ilim (Nga). Tại đây, ở phía bờ lõm, quan sát thấy những doi đất tích tụ dạng răng cưa. (H.49). Đồng thời, bên bờ lồi lại quan sát được những dấu hiệu bào mòn rất rõ ràng! Nguyên nhân gây ra hiện tượng bất bình thường này có thể là do thủy chế của dòng sông thay đổi: *do lưu lượng giảm hoặc do tốc độ giảm có tính chất khu vực* (chẳng hạn bị ứ đọng do kiến tạo), khiến cho hệ thống khúc uốn phải cải biến lại.



Hình 49. Hiện tượng bất bình thường: doi đất dạng răng cưa ở bờ lõm trên sông Ilim (Nga).
(theo L.V. Zorin và V.E. Muôczaeva)

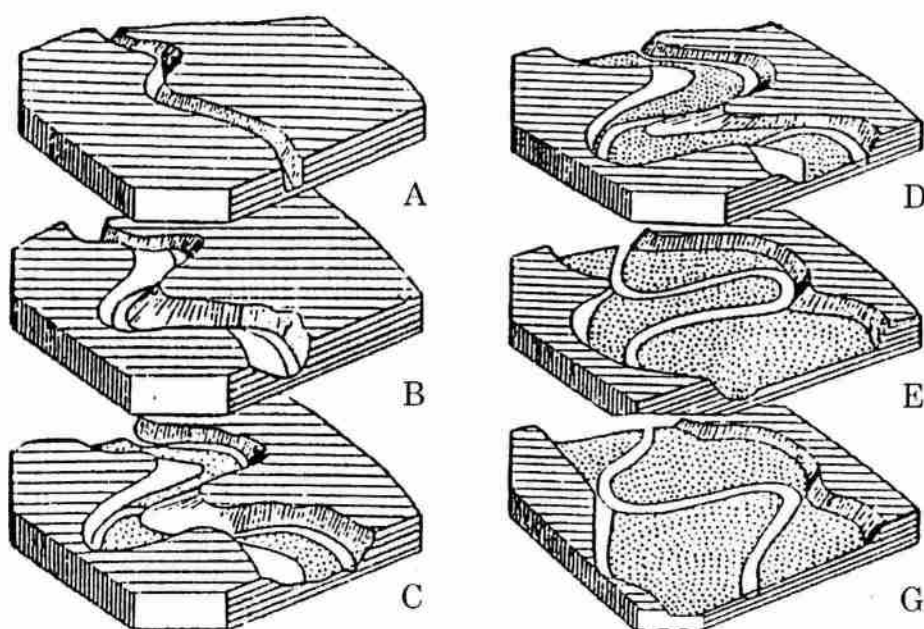
Bây giờ ta hãy tưởng tượng một con sông đã tạo được cho mình những khúc uốn thứ sinh có bán kính độ cong giới hạn (H. 48). Tuy dòng sông đã uốn khúc rất mạnh, diện tích của bãi bồi (A) đã tăng nhiều, nhưng trong đai uốn khúc K-K vẫn còn những khối sót (B) nham góc. Mặc dù độ cong của các khúc uốn ở giai đoạn này không còn tiếp tục thay đổi (giả định có sự đồng nhất trong cấu trúc hai sườn thung lũng), nhưng vị trí trong bình đồ của chúng vẫn liên tục bị xô dịch. Nguyên nhân là do hoàn lưu ngang trong dòng sông vẫn còn hoạt động, thậm chí hoạt động tăng cường hơn. Phần chân của khối sót B ở hai phía trên và dưới theo chiều dòng chảy lại chính là những bộ phận bờ lõm của hai khúc uốn kế tiếp nhau, do vậy vẫn liên tục bị bào mòn. Mặt khác, theo định luật I của Facga suy ra rằng những điểm bị xâm thực mạnh nhất đều nằm lệch chút ít về phía hạ lưu so với đỉnh khúc uốn. Đồng thời, các bãi cát ven lòng sông bên bờ đối diện cũng được mở rộng dần một cách tương ứng. Kết quả là cả bờ lõm tiếp tục bị xâm thực, cũng như các bãi cát bồi bên bờ đối diện đều bị chuyển dịch vị trí một cách chậm chạp xuôi dòng so với đỉnh các khúc uốn. Hiệu quả chung của toàn bộ các quá trình này là cả hệ thống khúc

uốn bị chuyển dịch từ từ về phía hạ lưu. Trong quá trình phát triển như vậy, phần đáy của khối sót B càng ngày càng bị thất lại (gọi là phần cổ khúc uốn). Về mùa lũ, dòng sông có thể chọc thủng cổ khúc uốn, biến khối sót B thành đảo sót (H. 50).



Hình 50. Dòng sông cắt đứt cổ khúc uốn và tạo ra đảo sót.

Ở chỗ cổ khúc uốn vừa bị cắt đứt, xuất hiện đoạn lòng sông mới thẳng và dốc hơn, vì vậy, đáy của nó bị xâm thực mạnh hơn, nhiều nước chảy qua hơn so với lòng sông cũ. Dần dần, nó trở thành lòng sông chính, còn lòng sông cũ bị bồi lấp dần, thậm chí bị lấp kín hai đầu rồi trở thành lòng sông chết gọi là hồ móng ngựa (hoặc hồ vai cày). Các hồ móng ngựa cũng có thể xuất hiện muộn hơn, sau khi dòng sông đã phá hủy hết các khối sót B trong phạm vi đai uốn khúc trong quá trình nó lạch dòng trên bãi bồi tích tụ phù sa. Ở các sông đồng bằng, số lượng hồ móng ngựa có thể rất nhiều. Ta có thể lấy những hồ thuộc phạm vi Hà Nội (hồ Tây, hồ Trúc Bạch, hồ Hoàn Kiếm, hồ Thuyền Quang, hồ Bảy Mẫu, v.v.) làm ví dụ.



Hình 51. Tiến trình tuần tự của thung lũng sông từ giai đoạn khe hẻm đến giai đoạn bãi bồi
(Theo I. S. Shshukin, 1960)

Cần nhấn mạnh thêm rằng ngoài hiện tượng cả hệ thống khúc uốn chuyển dịch về phía hạ lưu, nó còn có thể bị ép về một phía bờ thung lũng, và lùi xa dần bờ kia. Thông thường sự chuyển dịch ngang này của toàn bộ hệ thống khúc uốn xảy ra theo định luật Berơ - Babinê, tức là ở bắc bán cầu - về phía bờ phải, ở nam bán cầu - về phía bờ trái. Vì chiều rộng đai uốn khúc vẫn không thay đổi, nên một bờ thung lũng sẽ tiếp tục bị dòng sông phá hủy, còn bờ kia bị xa dần, không chịu tác động của lòng sông nữa. Bãi bồi có thể tăng chiều rộng rất nhiều và đến chừng mực nào đó về mùa lũ nước sông không còn đủ khả năng bao phủ hết, tức là một phần bãi bồi đã thoát khỏi phạm vi ảnh hưởng của nước lũ và trở thành bậc thềm sông.

6.4.2. Bãi bồi

A. KHÁI NIỆM CHUNG VỀ BÃI BỒI

Bãi bồi là bộ phận đáy thung lũng tương đối rộng và khá bằng phẳng, được bao phủ bằng lớp trầm tích aluvi và chỉ bị ngập lụt về mùa nước lũ. Để thành tạo được bãi bồi, dòng sông phải trải qua những giai đoạn phát triển lâu dài. Thung lũng sông càng đạt tới giai đoạn phát triển cao (giai đoạn trưởng thành, giai đoạn già) thì địa hình bãi bồi của nó càng rộng lớn và hoàn chỉnh. Ở những thung lũng sông có bãi bồi, bờ sông và sườn thung lũng đã tách rời nhau về không gian: thực tế lòng sông hầu như chỉ hoạt động trong phạm vi bãi bồi do nó đã tạo nên, trên đó nó uốn khúc rất quanh co và có bờ sông rất thấp.

Kích thước bãi bồi có thể rất khác nhau. Ở các sông miền núi chúng thường rất nhỏ hẹp, trầm tích aluvi thường rất thô, phần lớn là tảng, cuội, sạn và cát thô. Ở đồng bằng chúng có thể rộng tới hàng chục kilômét, aluvi mịn, chủ yếu là cát, sét pha, sét và là những cánh đồng phù sa màu mỡ. Một bộ phận lớn của đồng bằng Bắc Bộ chính là bãi bồi của sông Hồng và các phụ lưu, chi lưu của nó (có ý kiến cho rằng khoảng từ Hưng Yên ra biển là thành tạo châu thổ, tức là do tác dụng hỗn hợp của các quá trình sông và biển tạo nên), bãi bồi sông Vonga ở phần trung lưu rộng tới 15 - 20 km, ở phần cửa sông thậm chí tới 30 - 40 km. Thông thường, chiều rộng của bãi bồi tăng dần theo hướng từ nguồn tới cửa sông, nhưng không phải là mở rộng một cách đều đặn mà thường là khi mở rộng, lúc thu hẹp, dường như phân chia thành những mảnh riêng rẽ. Chiều rộng này phụ thuộc trước hết vào tính chất đất đá và những điều kiện kiến tạo cụ thể của địa phương. Chẳng hạn ở thung lũng sông Kỳ Cùng là một con sông miền núi, nói chung đáy thung lũng hẹp, nhiều thác ghềnh, nhưng do điều kiện đặc biệt của khu vực thị xã Lạng Sơn (một nếp lồi lớn có nhiều đứt gãy kiến tạo chạy qua, lại có quá trình cacxtơ phát triển mạnh) mà ở đây bãi bồi của nó đột ngột mở rộng tới hàng kilômét, tạo thành một đồng bằng phù sa màu mỡ trong bồn địa miền núi.

Bề mặt bãi bồi không hoàn toàn bằng phẳng, vì có nhiều vi địa hình dạng gò, rãnh tỉ cao không quá 10m xen kẽ nhau. Chính những dạng vi địa hình đó là nhân

tổ quyết định đời sống của bãi bồi, như khoảng thời gian dài hay ngắn mà một số bộ phận bị nước lũ bao phủ, sự vận động của nước lũ, quá trình lắng đọng phù sa trên đó, mực nước ngậm về mùa cạn, do đó ảnh hưởng tới quá trình phát triển thổ nhưỡng và thực vật trên bề mặt của nó.

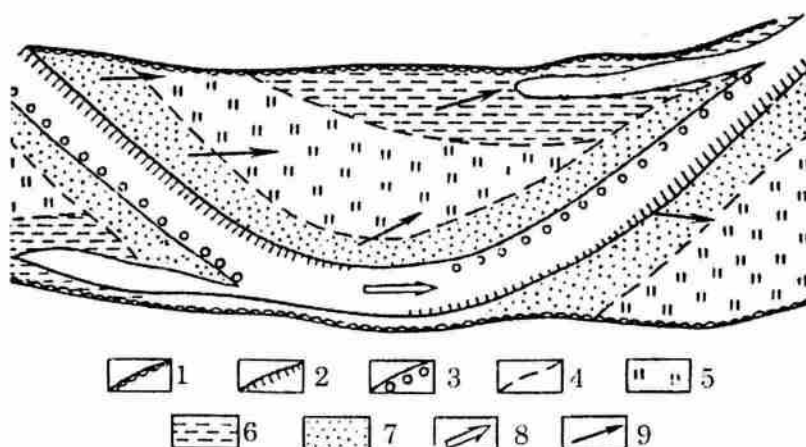
Bãi bồi, và chủ yếu ở những con sông đồng bằng, đóng vai trò hết sức quan trọng trong đời sống nông nghiệp, cho nên từ lâu đã được nhiều người quan tâm nghiên cứu. Tuy nhiên, do xuất phát từ những góc nhìn chuyên môn khác nhau, nên còn đôi điều chưa thống nhất về nguồn gốc sinh thành của một số bộ phận thành phần của bãi bồi. Chỉ khi các nhà địa chất Đệ Tứ đi sâu nghiên cứu trầm tích aluvi về mặt nham tướng, mối liên hệ giữa sự phát sinh, phát triển của từng bộ phận bãi bồi với quá trình phát triển chung của toàn bộ thung lũng trong tổng thể mới được quan tâm đầy đủ, hình thái và nguồn gốc phát sinh của chúng mới được hiểu một cách chính xác. Những vấn đề này sẽ được kết hợp trình bày trong mục phân loại bãi bồi dưới đây.

B. PHÂN LOẠI BÃI BỒI

Trong các bảng phân loại, cách phân chia của N. I. Macaveiev được mọi người thừa nhận là bao quát hơn cả, theo đó có bốn loại sau:

1) *Bãi bồi hai phía* thường gặp trong các thung lũng sông rộng, có nhiều khúc uốn thứ sinh. Nếu bãi bồi đạt xấp xỉ chiều rộng đai uốn khúc ở mức độ phát triển tối đa thì nó bị các khúc uốn phân cắt thành những đoạn riêng rẽ hình bán nguyệt sắp xếp xen kẽ bên phải và bên trái lòng sông, vì vậy được gọi là *bãi bồi phân đoạn* hay *bãi bồi hai phía*. Đây là loại bãi bồi phổ biến hơn cả.

Theo lát cắt ngang vuông góc với thung lũng, cấu trúc bề mặt bãi bồi thể hiện tính chất ít nhiều đối xứng và gồm những bộ phận sau đây, (H. 52):



Hình 52. Cấu tạo của một bãi bồi hoàn chỉnh
(theo N.I. Macaveiev)

1. Bờ không còn bị ngập về mùa lũ; 2. Đoạn bờ bãi bồi bị xâm thực; 3. Đoạn bờ bãi bồi tích tụ; 4. Ranh giới nham tướng aluvi; 5. Bãi bồi trung tâm; 6. Bãi bồi chân bậc thềm; 7. Bãi bồi ven lòng sông; 8. Hướng dòng chảy chính trong lòng sông; 9. Hướng dòng chảy khi có lũ.

Ngay sát lòng sông nhỏ (lòng sông về mùa cạn) là dải cát bồi thấp. Đó là *bãi cát ven lòng sông*.

Tiếp theo là dải bãi bồi cao có dạng gợn sóng, kéo dài và cũng được cấu tạo bằng cát hoặc cát pha, nhưng độ hạt thô hơn. Về nguồn gốc dạng vi địa hình này còn có những ý kiến khác nhau. V.R. Viliams cho đó là những luống cát có nguồn gốc phong thành (tức là những đụn cát ven lòng sông) và do loại gió brizơ tạo nên (loại gió hoạt động có hướng thay đổi giữa ngày và đêm do sự chênh lệch khí áp địa phương vì tính chất của mặt đệm, tức là mặt đất và mặt nước: ban ngày, thổi từ mặt sông lên bãi bồi, ban đêm thổi theo chiều ngược lại). Song, thực tế sự tồn tại của loại gió này trong điều kiện không gian nhỏ hẹp của bãi bồi và lòng sông chưa được chứng minh. Đúng hơn cả là quan niệm của E.V. Shansec cho rằng, đây là những *đê cát ven lòng sông* đang còn giữ được đường nét rõ ràng, nghĩa là chúng có nguồn gốc tích tụ aluvi.

Tiếp sau là phần *bãi bồi trung tâm* trũng, có dạng lõm, cao dần về hai phía. Phần giữa thấp hơn cả và có độ nghiêng nhẹ về phía hạ lưu - cũng là một dạng đường tanvec. Đôi khi trên toàn bộ bề mặt bãi bồi trung tâm nổi lên những luống cát nhỏ nhưng biểu hiện không rõ. Có người cho rằng (ví dụ, Viliams) đó là những dạng địa hình tích tụ của dòng nước trên bề mặt bãi bồi vào giai đoạn mới nhất. Nhưng theo Shancer, thực ra đó là những luống cát ven lòng xưa kia, nay đã bị thời gian xóa nhòa đường nét đặc trưng, đã bị bao phủ bởi một lớp aluvi bãi bồi. Trong số những *luống cát hình bờm ngựa* này, đôi khi nổi lên một vài gò còn ít bị ngập nước hơn và chưa bị aluvi của bãi bồi bao phủ.

Phần *bãi bồi chân bậc thềm* là dải bãi bồi cao thứ hai. Đó là những đê cát ven bờ cổ, hình thành ở chỗ bờ lở xưa kia của lòng sông, nay đã bị dòng sông bỏ rơi.

Giữa phần *bãi bồi cao chân bậc thềm* (hoặc chân sườn thung lũng) và chân bậc thềm (hoặc chân sườn thung lũng) còn có một dải trũng thứ hai. Đó là di tích của lòng sông cũ và đã bị bùn cát lấp đầy. Tuy vậy, đây không phải là một yếu tố hình thái bao giờ cũng có mặt trên bãi bồi. Bộ phận này, thường bị lấy lợi hoặc có một dòng chảy nhỏ hoạt động. Nguyên nhân gây ra lấy thụt có thể hoặc là do nước ngầm thoát ra từ chân bậc thềm hoặc, thông thường hơn, do nước của các phụ lưu nhỏ từ hai bờ đưa tới.

Sơ đồ địa hình bãi bồi vừa trình bày ở trên chỉ đặc trưng cho những bãi bồi phát triển hoàn chỉnh. Đôi khi một vài bộ phận hoàn toàn vắng mặt, trong khi những bộ phận khác lại rất phát triển. Nguyên nhân chủ yếu là do quá trình xê dịch lòng sông trên bãi bồi. Sự chuyển dịch vị trí lòng sông có thể xảy ra từ từ theo một hướng hoặc đột biến, bất thường, có khi tới hàng trăm, hàng nghìn mét. Trường hợp thứ nhất là hiện tượng thông thường đối với mọi khúc uốn, trường hợp thứ hai đặc trưng cho những dòng sông đồng bằng gần cửa sông, do nó phân nhánh hoặc cắt đứt cổ khúc uốn về mùa lũ.

Ngoài ra, ở những đoạn thung lũng có lòng sông ít di động và thẳng (thường là ở những đoạn thung lũng sông đột ngột thu hẹp) hình thành một dạng bãi bồi hai phía dọc áo. Ở đây chỉ có sự xê dịch hệ thống vũng sông và bãi cát nông trong lòng sông xuôi dòng, đồng thời kéo theo sự xê dịch cùng hướng đó vị trí khu vực chủ yếu là tích tụ các gò cát ven lòng sông. Chúng nối liền lại với nhau, tăng dần chiều rộng, chiều cao và hợp thành hai dải liên tục dọc hai bờ sông, ngăn cách lòng sông với bãi bồi. Do vị trí lòng sông hầu như không thay đổi nên hai gờ cao này càng ngày càng lớn dần sau mỗi mùa lũ, tạo thành những đê thiên nhiên. Kiểu bãi bồi hai phía như vậy gọi là bãi bồi có đê cát cao ven lòng sông.

2) Bãi bồi một phía. Trên bãi bồi loại này thường có những luống cát hình bờm ngựa “song song”. Nó đặc trưng cho những con sông có thung lũng rộng, lòng sông có xu hướng liên tục xê dịch về một phía. Đặc điểm hình thái của chúng là chiều rộng bãi bồi rất lớn, trên bề mặt có nhiều luống cát sắp xếp dạng bờm ngựa “song song” với nhau theo kiểu cánh gà. Giữa các luống cát đó là những rãnh trũng, thường là những dãy hồ nhỏ. Các luống cát này chính là những đê cát ven lòng sông hình thành trong quá trình xê dịch của lòng sông về một phía (xem phần “Thung lũng bất đối xứng”).

Nhìn chung, hình thái các loại bãi bồi kể trên chỉ đặc trưng cho thung lũng sông đồng bằng. Trong các thung lũng sông miền núi, bãi bồi hoặc không có, hoặc kém phát triển và aluvi thường rất thô, phần lớn là tảng, cuội và sạn, cát.

3) Bãi bồi ở nơi hội lưu. Loại bãi bồi này có cấu tạo phức tạp và kém bền vững, do thủy chế của sông chính và sông phụ không khớp nhau về thời gian. Nếu mùa lũ ở dòng sông chính đến sớm hơn thì tại cửa sông phụ xảy ra hiện tượng ứ nước, nước ở sông chính có thể chảy vào sông phụ. Do đó, tốc độ dòng chảy ở cửa sông phụ bị giảm đột ngột, xảy ra tích tụ mạnh. Sau đó, đến giai đoạn nước lũ của mình, dòng sông phụ lại tạo cho ra một lớp phù sa bình thường trên mặt bãi bồi. Kết quả là trong cấu tạo aluvi, ta thấy có hai lớp xen kẽ nhau: tầng tích tụ do ứ nước có độ dốc ngược dòng, và tầng thứ hai - có độ dốc bình thường.

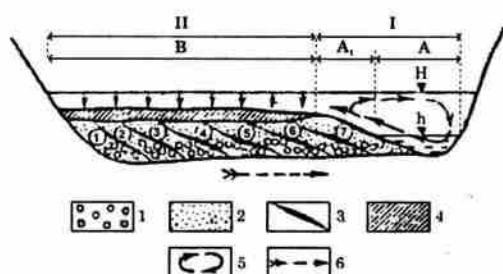
4) Bãi bồi ở khu vực xâm thực sâu chiếm ưu thế thường gặp ở các dòng sông miền núi. Trong trường hợp này, bãi bồi rất nhỏ hẹp, có thể thuộc loại một phía hoặc hai phía. Trầm tích aluvi thông thường là tảng, cuội, sỏi, bề dày nhỏ, ít dạng vì địa hình đặc trưng.

Theo cấu tạo, phân biệt các loại bãi bồi tích tụ và bãi bồi đế. *Bãi bồi tích tụ* bao gồm những bãi bồi có bề dày aluvi bình thường. *Bãi bồi đế* có cấu trúc hai thành phần: phần trên là tầng aluvi trẻ mỏng nằm trực tiếp trên tầng đá gốc hoặc trên aluvi cổ, nghĩa là lòng sông (lòng nhỏ mùa kiệt) cắt vào những loại trầm tích lạ này. Sự xuất hiện các bãi bồi có đế thông thường là hệ quả của tình trạng xâm thực sâu mạnh mẽ, tuy nhiên cũng có thể hình thành trong quá trình lòng sông di chuyển theo chiều ngang, tức là do xâm thực ngang.

Ngoài ra, cần nhấn mạnh thêm rằng trong hầu hết trường hợp có thể quan sát thấy hai mực bãi bồi: *bãi bồi cao* - chỉ bị nước lũ tràn ngập vài năm một lần, hoặc thậm chí, mấy chục năm một lần; *bãi bồi thấp* - bị nước lũ tràn ngập hằng năm và bao giờ cũng hẹp hơn bãi bồi cao. Nó đi kèm với lòng sông trên suốt chiều dài, nghĩa là cũng uốn lượn theo những khúc uốn của lòng sông trên bề mặt bãi bồi cao. Bề mặt bãi bồi thấp nhìn chung không bằng phẳng, còn vật liệu của nó thì vẫn thường xuyên bị dòng sông tái trầm tích, nên có tuổi trẻ hơn aluvi của bãi bồi cao.

Về mặt nham tướng, trên bãi bồi có thể gặp những loại sau đây (H. 53):

Hình 53. Sơ đồ minh họa quá trình thành tạo bãi bồi (theo E.V. Shancer)



I. Khu vực xói lở và bồi tụ do tác dụng của vòng hoàn lưu ngang (những con số từ 1 đến 7 trong vòng tròn thể hiện những giai đoạn kế tiếp nhau của quá trình hình thành các lớp aluvi tương lòng); II. Khu vực trầm đọng vật lơ lửng và thành tạo aluvi tương bãi bồi; A - lòng sông; A₁ - bãi cát ven lòng; B - bãi bồi; H - mực nước mùa lũ; h - mực nước mùa kiệt. Aluvi tương lòng: 1- cát thô, sạn, sỏi, cuội; 2- cát hạt nhỏ và mịn; 3- thấu kính mỏng bùn sét; 4- aluvi tương bãi bồi; 5- dòng hoàn lưu ngang; 6- hướng dịch chuyển của lòng sông.

Lót dưới cùng là *aluvi tầng cơ sở*, thường là cuội, tầng nằm trải trên bề mặt bóc mòn trong đá gốc hoặc các trầm tích khác của đáy bãi bồi. Loại trầm tích này được gọi là *perluvi* để nói lên rằng chúng được thành tạo do rửa trôi và tái trầm đọng các trầm tích của bờ lõm bị xâm thực. Các trầm tích thô này có thể xen kẽ với những thấu kính mỏng vật liệu mịn (bùn) trầm đọng dưới đáy các vũng sâu về mùa kiệt. Nằm trên tầng *perluvi* là *aluvi tương lòng* gồm chủ yếu là cát, nhiều khi có xen kẹp cuội, sạn, sỏi và được đặc trưng bằng kiểu phân lớp xiên thể hiện rõ nét. Trên cùng là *aluvi tương bãi bồi* gồm chủ yếu là á cát và á sét với kiểu phân lớp gần nằm ngang hoặc hơi gợn sóng. Tương này chỉ điển hình cho các bãi bồi cao, còn trên bãi bồi thấp thì tương lòng lộ ngay trên bề mặt. Trong điều kiện đồng bằng, trên mặt bãi bồi có thể gặp nhiều hồ sót, trong đó trầm tích có những đặc trưng riêng vì được tích tụ trong môi trường hồ yên tĩnh, gọi là *aluvi tương hồ sót*: thành phần gồm bùn, sét, chứa nhiều di tích hữu cơ, phân lớp ngang, đôi khi xen kẹp thấu kính cát xuất hiện khi có dòng lũ chảy qua. Trên cùng có thể gặp lớp than bùn, bằng chứng về một thời tồn tại môi trường đầm lầy của hồ sót.

6.4.3. Bậc thêm sông

A. ĐỊNH NGHĨA

Về thêm sông, còn có những quan niệm khác nhau. Có người hiểu đơn thuần đó là bề mặt tương đối bằng phẳng, gần nằm ngang của nó, có người quan niệm nó bao gồm bề mặt đó cùng với vách bậc phía trên nó, v.v. Chẳng hạn, Ủy ban Quốc tế

về các bậc thêm tuổi Pliocen và Pleistocen cho rằng: “Thêm sông là những bề mặt tương đối bằng phẳng do hoạt động của dòng sông tạo nên, có lúc phù hợp với bề mặt trầm tích aluvi, có khi trùng với bề mặt nham gốc bị nước sông bào mòn”. Định nghĩa như vậy chưa đạt, bởi vì mới chỉ xem bậc thêm là một bề mặt của địa hình chứ chưa phải là dạng địa hình; còn S.S.Shuls, dựa theo thuyết “chu trình xâm thực” của Davis, lại coi bậc thêm bao gồm bề mặt kể trên cộng thêm vách của bậc phía trên cho tới điểm vách này chuyển vào một bề mặt nằm ngang khác hoặc vào bề mặt đỉnh phân thủy, và do đó có độ cao nhất định. Như vậy, theo quan niệm của tác giả này, bậc thêm đã có ba kích thước. Song cũng theo đó ta lại có thể hiểu đây là một dạng địa hình trũng, chứa đầy không khí! Ngược lại với S.S.Shuls, I.S. Shshukin quan niệm bậc thêm là dạng địa hình có ba kích thước, bao gồm bề mặt nói trên và vách từ bề mặt này xuống phía dưới, tới mực bề mặt tiếp theo.

Từ những điều trình bày trên, ta có thể đưa ra định nghĩa sau: “bậc thêm-sông là dạng địa hình tương đối bằng phẳng, kéo dài trên toàn bộ hay một bộ phận thung lũng trên chiều dài hàng chục, hàng trăm kilômét, bên trên được giới hạn bằng một bề mặt bằng phẳng (mặt thêm), phía dưới - bằng một vách phân cách nó với một bậc khác hoặc đáy thung lũng, do hoạt động của dòng sông tạo nên và không còn bị nước lũ tràn ngập”. Trong cấu tạo của bậc thêm bao giờ cũng có ít hoặc nhiều trầm tích aluvi. Điều đó nói lên rằng trước kia lòng sông đã từng nằm ở độ cao lớn hơn so với bãi bồi hiện tại và bậc thêm chính là bãi bồi cổ, nay đã thoát li khỏi ảnh hưởng của dòng sông do hoạt động khoét sâu đáy của nó.

Với quan niệm đó, những khu vực có bề mặt bằng phẳng trong thung lũng, giống như bậc thêm, nhưng không do dòng sông tạo nên, sẽ không gọi là thêm sông mà là *thêm giả*. Đối với các thêm biển và hồ cũng vậy: chỉ có thể gọi là bậc thêm khi chúng do hoạt động sóng tạo nên.

Trước hết chúng ta sẽ xem các trường hợp thêm giả để có thể loại chúng ra khỏi danh mục các bậc thêm sông thực thụ.

B. CÁC LOẠI THÊM GIẢ

1) Bậc thêm kiến trúc. Khi thung lũng phát triển trên cấu trúc nằm ngang hoặc gần nằm ngang và các tầng nham có độ bền vững khác nhau, sẽ xảy ra hiện tượng bóc mòn chọn lọc, khiến cho những bề mặt đá cứng bị bóc lộ ra trên sườn thung lũng. Do thế nằm của mình mà chúng rất giống các bề mặt bậc thêm sông, nhưng không do hoạt động của dòng sông tạo nên. Đó là những *bậc thêm kiến trúc*.

Có thể phân biệt *thêm kiến trúc* với *thêm bào mòn* theo những dấu hiệu sau đây. Đặc điểm của thêm kiến trúc là bề mặt của nó phù hợp với bề mặt phân lớp. Nếu tầng đá cứng có thể nằm ngang hoặc hơi nghiêng về phía thượng nguồn thì tại chỗ cắt trác diện dọc của thung lũng sẽ xuất hiện ghềnh thác. Nó có thể làm cho thung lũng bị hẹp lại, dòng sông bị ứ đọng và có thể từ đó về phía nguồn sẽ xuất

hiện những bậc thềm thực sự của dòng sông. Nếu các tầng đá có thể nằm dốc về phía cửa sông thì cũng sẽ xuất hiện ghềnh thác ở nơi nó cắt đáy sông về phía hạ lưu. Cuối cùng, nếu thể nằm của các tầng nghiêng vào lòng sông thì độ cao tuyệt đối của chúng ở hai bờ thung lũng sẽ khác nhau.

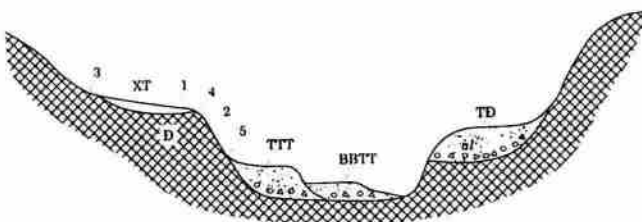
2) **Bậc thềm trượt lở.** Loại thềm giả này mang tính chất hoàn toàn địa phương. Thân bậc thềm chính là thân những khối trượt lở lớn, độ cao không ổn định và có thể có mặt ở sườn này nhưng lại hoàn toàn vắng mặt trên sườn đối diện.

3) **Bậc thềm nón phóng vật.** Chúng là thân của những nón phóng vật lớn ở chân sườn thung lũng. Nhiều khi từ hai sườn thung lũng có những nón phóng vật lớn chèn ép dòng sông từ hai phía, khiến cho nó phải uốn khúc miễn cưỡng, đồng thời xâm thực, cắt đứt chân của chúng và tạo ra bậc thềm giả. Đặc điểm của loại thềm này là có chiều dài hạn chế và độ cao không ổn định. Trong vật liệu cấu thành cũng có những dấu hiệu phân dị nhất định, nhưng độ mài tròn và tính chọn lọc thấp.

C. CÁC LOẠI BẬC THỀM SÔNG

Như vậy, thuật ngữ *bậc thềm sông* chỉ dành cho những thành tạo liên quan trực tiếp đến hoạt động xâm thực và tích tụ của dòng sông mà giờ đây còn thấy được những dấu hiệu hình thái chính như mặt thềm, vách thềm, mép thềm và chân thềm, trên đó còn tìm được ít hoặc nhiều trầm tích aluvi (H. 54). Tùy theo cấu tạo vật chất của bậc thềm, có thể phân biệt những loại bậc thềm chủ yếu sau đây.

1) **Thềm bào mòn, xâm thực.** Đặc điểm của loại bậc thềm này có đá gốc lộ ra trên bề mặt, chỉ có một lớp phủ eluvi mỏng (sản phẩm phong hóa). Ở phía mép trong thường có nón đá lở hoặc vạt gấu sườn tích, tùy theo độ dốc sườn bên trên. Chúng đặc trưng cho sông miền núi và thường là những thềm giả nhất, cao nhất trong mỗi thung lũng.



Hình 54. Cấu tạo của bậc thềm sông

1. Mặt thềm; 2. Vách thềm; 3. Mép trong; 4. Mép ngoài; 5. Chân vách thềm.
- XT - thềm xâm thực (thềm bậc ba); TD - thềm đổ (thềm bậc hai); TTT - thềm tích tụ (thềm bậc một); BBTT - bãi bồi tích tụ.
- Đ - đế thềm, đá gốc; al - aluvi

2) **Thềm tích tụ.** Đây là loại bậc thềm phổ biến rộng rãi nhất, cả ở sông đồng bằng lẫn sông miền núi. Đặc điểm nổi bật của chúng là có tầng aluvi với độ phân dị và tính phân lớp rõ ràng. Ở các thềm sông miền núi, aluvi có thành phần thô chiếm ưu thế, chủ yếu là cuội, tảng, thành phần cát, sét dường như chỉ giữ vai trò "xi măng". Ở thềm sông đồng bằng, aluvi có độ hạt mịn hơn nhiều, gồm những lớp sỏi, sạn, cát, á cát và á sét xen kẽ nhau thuộc các nham tướng lòng sông và bãi bồi. Đôi

khi xen giữa những trầm tích phân lớp này còn gặp những thấu kính aluvi lòng sông chết, giàu di tích hữu cơ. Nhìn chung, các bậc thêm tích tụ đều có cấu tạo hai lớp rõ rệt: phần dưới trong mặt cắt bao giờ cũng thô hơn, phần trên có thành phần mịn. Cấu tạo này thể hiện tính chu kì trong quá trình thành tạo bậc thêm: giai đoạn đầu là pha xâm thực sâu mãnh liệt để tạo ra tầng vật liệu thô, giai đoạn sau tương ứng với pha tích tụ vật liệu mịn, xâm thực sâu giảm yếu và xâm thực ngang thống trị. Đó là sản phẩm của dòng sông vào giai đoạn thung lũng gần đạt tới trạng thái trắc diện dọc cân bằng.

Tùy theo bề dày tầng aluvi trong mặt cắt, bậc thêm tích tụ được chia ra hai phụ loại: thêm tích tụ và thêm đế. *Thêm tích tụ* có tầng aluvi chiếm toàn bộ bề dày vách thêm (hoặc lớn hơn cả bề dày vách thêm); *thêm đế* - trên vách thêm có lộ đá gốc gọi là *đế thêm*, nghĩa là bề dày aluvi nhỏ hơn chiều cao vách thêm.

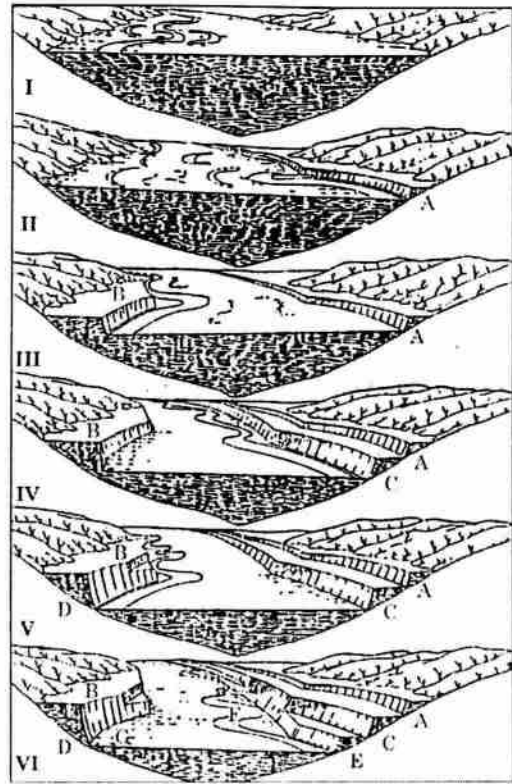
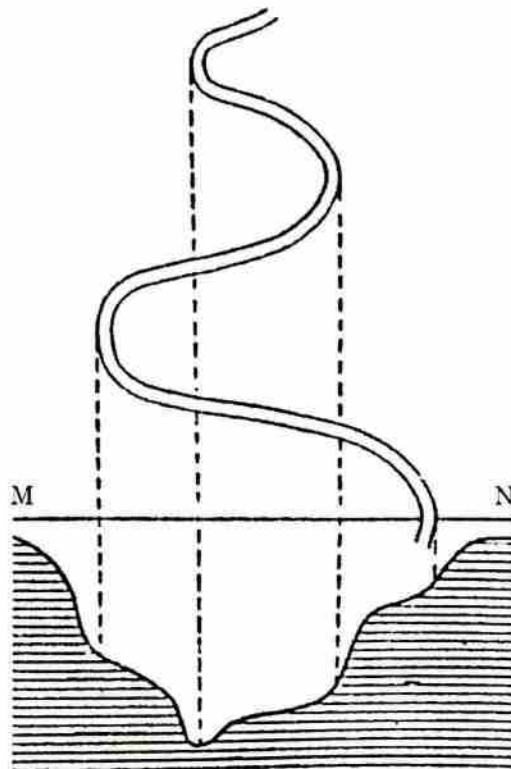
Bề dày tầng aluvi thêm sông có thể rất khác nhau - từ những lớp rất mỏng đến những tầng dày hàng chục mét, mặc dù độ chia cắt sâu của lòng sông có thể không lớn. Theo quy luật chung, bề dày bình thường của tầng aluvi trong mỗi bậc thêm tích tụ không vượt quá hiệu độ cao trung bình của mực nước lũ và độ sâu trung bình của các vũng sâu trong lòng sông hiện đại (ít ra là đối với sông đồng bằng), còn nói chung là nhỏ hơn. Vì vậy, nếu tầng aluvi có bề dày lớn hơn giá trị này (bề dày dị thường) thì chắc chắn nó đã được tích tụ trong điều kiện hạ lún kiến tạo địa phương. Nếu bề dày này không lớn thì dần dần có thể bị rửa trôi hết và để lộ ra đế thêm. Chắc chắn là một số thêm xâm thực đã hình thành bằng con đường này. Bằng chứng là đây đó vẫn còn có thể tìm thấy những đám aluvi hoặc những viên cuội còn sót lại.

3) Các bậc thêm tích tụ địa phương

Các bậc thêm tích tụ nêu trên đều phát triển trên toàn bộ chiều dài thung lũng, mỗi bậc ứng với một chu kỳ xâm thực, vì vậy được gọi là *bậc thêm chu kỳ*. Ngoài ra, còn có những *bậc thêm địa phương*, có thể được hình thành mà không phụ thuộc vào chu kỳ xâm thực. Phạm vi phân bố của chúng rất hạn chế - nằm kẹp giữa các bậc thêm chu kỳ và trong phạm vi từng khúc uốn. Có nhiều loại thêm địa phương khác nhau, như thêm khắc sâu, thêm hình thành do dòng sông bị chặn, v.v., nhưng ở đây chúng ta chỉ nghiên cứu một trong số đó, cụ thể là *bậc thêm khắc sâu* do hiện tượng uốn khúc tạo nên. Nó có đặc điểm là có độ cao không ổn định, độ cao tương đối giảm rất nhanh về hạ lưu, và nếu đầu phía dưới của nó chưa bị dòng sông cắt đứt thì nó sẽ chuyển tiếp trực tiếp vào bãi bồi. Nguyên nhân thành tạo loại bậc thêm này là do hệ thống khúc uốn vừa di động theo chiều ngang lại vừa di chuyển theo chiều dọc về hạ lưu, đồng thời vẫn tiếp tục khoét sâu chút ít. Tiến trình này được minh họa trên hình 55 và 56. Do những nguyên nhân vừa nêu trên, khi đỉnh một khúc uốn tiến sát đến một điểm A nào đó của bờ thì dòng sông sẽ bào

mòn bờ đó ở mực độ cao ngang tầm nước trong lòng của nó. Trong thời gian đỉnh khúc uốn này còn lưu lại ở A, nó đã kịp bào mòn bờ (có thể là bậc thềm tích tụ) và tạo ra một khoảng mặt bằng nhỏ. Sau đó, nếu đỉnh khúc uốn này chuyển sang tiếp xúc với bờ bên kia (chuyển động ngang) thì một đỉnh khúc uốn khác từ phía thượng nguồn chuyển xuống (vận động dọc về phía hạ lưu) chiếm vị trí A. Nhưng ta lại biết rằng trong khi vận động như vậy, dòng sông vẫn tiếp tục khoét sâu lòng, do đó, ở vị trí A, khúc uốn mới đã có mực nước thấp hơn khi trước và sẽ bào mòn bờ A ở mực độ cao thấp hơn. Thế là đã xuất hiện một bậc thềm nho nhỏ mới tại A, ngay trong phạm vi một chu kỳ xâm thực bình thường. Chính do cơ chế hình thành như vừa mô tả trên đây mà bậc thềm loại này được Shuls đặt tên là bậc thềm khắc sâu. Thực ra chúng chỉ có giá trị về mặt lý thuyết, bởi vì chỉ có kích thước nhỏ bé và tồn tại không lâu.

Hình 56. Sơ đồ minh họa quá trình thành tạo bậc thềm khắc sâu (theo S. Shuls)



Hình 55. Các giai đoạn hình thành bậc thềm địa phương khắc sâu (Lobec, trích theo Shshukin, 1960).

D. CÁC GIAI ĐOẠN PHÁT TRIỂN VÀ ĐẶC ĐIỂM CỦA BẠC THỀM SÔNG

Qua phân tích cấu trúc và đặc điểm hình thái bậc thềm, ta thấy có hai giai đoạn trong quá trình phát triển của chúng.

1) Giai đoạn mở rộng đáy thung lũng để tạo ra bãi bồi hoàn chỉnh. Nói khác đi, đó là cả một chu kì xâm thực, bởi vì bãi bồi rộng, bằng phẳng và có tầng aluvi mịn trên mặt được hình thành vào thời gian dòng sông đã tạo ra trắc diện dọc gần cân bằng hoặc cân bằng. Trong giai đoạn này, quá trình xâm thực sâu yếu dần, đồng thời cường độ và tác dụng xâm thực ngang ngày càng tăng lên cùng với quá trình lắng đọng trầm tích aluvi.

2) Giai đoạn hai: vì những nguyên nhân nào đó mà hoạt động của dòng sông chuyển từ chế độ tích tụ và xâm thực ngang sang chế độ xâm thực sâu mãnh liệt (xem phần nguyên nhân thành tạo bậc thềm ở dưới). Dòng sông sẽ khoét sâu vào chính bãi bồi vừa hình thành trong giai đoạn thứ nhất và biến nó thành bậc thềm.

E. ĐẶC ĐIỂM CỦA THỀM SÔNG

1) Vì bề mặt thềm hình thành vào giai đoạn dòng sông gần đạt tới trạng thái trắc diện dọc cân bằng, nên nó có độ nghiêng nhẹ từ phía nguồn về hạ lưu, gần như “song song” với trắc diện dọc hiện tại của lòng sông, nhất là khi quá trình khoét sâu liên quan đến vận động nâng lên kiểu tạo lục.

2) Các bậc thềm chu kì, do đó, trải dài suốt thung lũng hay ít ra trên phần lớn chiều dài của nó. Thông thường đó không phải là một dải liên tục mà thường bao gồm nhiều mảnh riêng rẽ, phân bố khi ở bên này, lúc ở sườn bên kia của thung lũng.

3) Bề dày tầng aluvi của mỗi bậc thềm bình thường không vượt quá hiệu độ cao trung bình của mực nước lũ với độ sâu trung bình của các vũng sâu trong lòng sông hiện đại.

4) Đối với những bậc thềm chu kì phát triển bình thường thì độ cao tương đối giữa chúng với nhau và với lòng sông giảm từ từ về phía cửa sông.

5) Trên sườn thung lũng, các bậc thềm có vị trí càng cao thường có tuổi càng cổ hơn và độ bảo tồn càng thấp hơn. Hiện nay trên lãnh thổ nước ta thông thường còn gặp được nhiều nhất là 3 bậc thềm tích tụ hoặc thềm để. Ví dụ điển hình nhất là hệ thống các bậc thềm của sông Hồng tại khu vực từ Việt Trì đến Ba Vì và Vĩnh Yên-Bắc Giang, của sông Kỳ Cùng xung quanh thị xã Lạng Sơn.

Sau khi được thành tạo, bề mặt thềm sẽ bị các quá trình ngoại sinh làm biến đổi. Những bậc thềm trẻ nhất thường vẫn còn lưu giữ các dấu vết của địa hình bãi bồi, như các lòng sông cổ đã bị lấp đầy, các luống cát hình bờm ngựa, v.v. Với thời gian, những dạng địa hình đó sẽ mờ nhạt dần và được thay thế bằng vô số dạng địa

hình thứ sinh khác. Mặt khác, bản thân bậc thềm cũng sẽ bị chia cắt, bóc mòn để trở thành những đôi thềm, đôi xâm thực, trên đó lớp aluvi có thể bị rửa trôi phần lớn hoặc hoàn toàn.

F. NGUYÊN NHÂN THÀNH TẠO BẬC THỀM SÔNG

Ở trên, trong khi trình bày về bậc thềm tích tụ và bậc thềm khắc sâu, chúng tôi đã giới thiệu phần nào về nguyên nhân và quá trình hình thành của chúng. Tuy nhiên, vẫn chưa đề cập được đầy đủ những nguyên nhân sâu xa đã gây ra sự biến động to lớn trong chế độ hoạt động của dòng sông: khi thì khoét sâu lòng mạnh mẽ, lúc lại chuyển sang chủ yếu xâm thực ngang để tạo ra bãi bồi. Chúng tôi đã nhiều lần nhấn mạnh rằng quá trình xâm thực ngang sẽ bắt đầu thắng thế so với xâm thực sâu khi trắc diện dọc tiến gần tới trạng thái cân bằng. Nhưng trắc diện cân bằng của dòng sông lại thường rất không ổn định mà luôn bị biến đổi và cải biến lại bởi nhiều nguyên nhân khác nhau: - do sự dao động theo nhịp mùa, hoặc đột biến (như khi có lũ), do sự dao động thể tích của khối lượng nước chảy trong dòng sông; - do sự biến thiên của khối lượng dòng rắn; - do sự xê dịch độ cao gốc xói mòn; và - do những biến dạng của mặt đất bắt nguồn từ nguyên nhân vận động tân kiến tạo. Những nhân tố này thường được coi là nguyên nhân tiềm ẩn trong sự thành tạo các bậc thềm sông. Sau đây chúng ta sẽ xem xét cụ thể từng trường hợp.

1) Nguyên nhân do thay đổi lưu lượng

Không kể sự biến thiên theo mùa, lưu lượng dòng sông có thể thay đổi do nhiều nguyên nhân khác nhau:

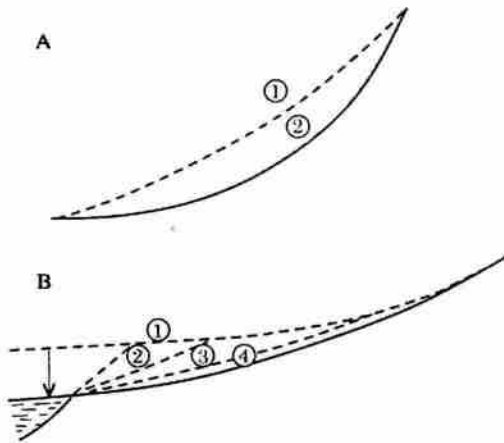
Do hiện tượng sông đoạt dòng (xem phần dưới).

Khi xảy ra hiện tượng đoạt dòng, sông cướp dòng sẽ tăng diện tích lưu vực và lưu lượng rõ rệt, trái lại, sông bị cướp dòng mất đi một phần lưu lượng vốn có của mình.

Do điều kiện khí hậu thay đổi, trở nên ẩm ướt hơn (lưu lượng tăng) hoặc trở nên khô khan hơn (lưu lượng giảm).

Nhìn chung, khi lưu lượng tăng, hoặc khí hậu trở nên ẩm ướt hơn, trạng thái cân bằng trước đó giữa khả năng xâm thực đáy và khả năng chống bào mòn của đáy bị phá vỡ. Dòng sông sẽ đào sâu lòng để tạo cho mình trắc diện dọc thoải hơn, cho phù hợp với thủy chế mới, bãi bồi dần dần thoát khỏi ảnh hưởng của dòng chảy và trở thành bậc thềm. Ngược lại, khi lưu lượng giảm, hoặc khí hậu trở nên khô khan hơn, trắc diện dọc vốn có của lòng sông lại trở nên quá thoải đối với nó. Dòng sông sẽ bắt đầu tích tụ để san lấp một phần trắc diện dọc, làm cho nó dốc hơn cho phù hợp với lưu lượng mới nhỏ hơn. Quá trình tích tụ sẽ diễn ra theo hướng lan truyền từ đầu nguồn về cửa sông, trong đó điểm có độ chia cắt sâu lớn nhất của trắc diện dọc sẽ lùi xa nguồn sông hơn trước.

Do khả năng vận chuyển và xâm thực sâu của dòng nước tăng nhanh hơn so với lưu lượng, nên cường độ khoét sâu đáy tăng theo chiều dòng chảy. Nhưng tại cửa sông, độ khoét sâu bị hạn chế bởi vị trí cố định của gốc xói mòn, vì vậy độ khoét sâu đáy đạt giá trị lớn nhất tại phần trung lưu. Kết quả là tạo ra kiểu *bậc thêm dạng dây cung* (H. 57-A).



Hình 57. Dòng sông khoét sâu đáy do lưu lượng tăng (A), và do mực nước biển bị hạ thấp (B), nơi sườn bờ ngấm tương đối dốc. Mũi tên chỉ hướng thay đổi gốc xói mòn; 1,2,3,4 - những vị trí kế tiếp nhau của trắc diện dọc.

Ngoài tác động trực tiếp như trên, sự biến đổi lưu lượng dòng sông còn có tác dụng gián tiếp khác, bởi vì chúng ảnh hưởng tới cường độ quá trình phong hóa và, do đó, tới khối lượng dòng rắn mà dòng sông sẽ được cung cấp.

2) Nguyên nhân do xê dịch vị trí gốc xói mòn

Vấn đề này đã được trình bày ở phần trên (xem phần *gốc xói mòn*). Ở đây chỉ nhấn mạnh thêm là khi gốc xói mòn lùi vào lục địa (chẳng hạn do sóng biển phá mòn phần cửa sông) cũng sẽ gây tác động tương tự như trường hợp gốc xói mòn bị hạ xuống. Trong cả hai trường hợp này động năng của dòng sông đều tăng lên, gây ra xâm thực sâu mạnh và tạo ra bậc thêm.

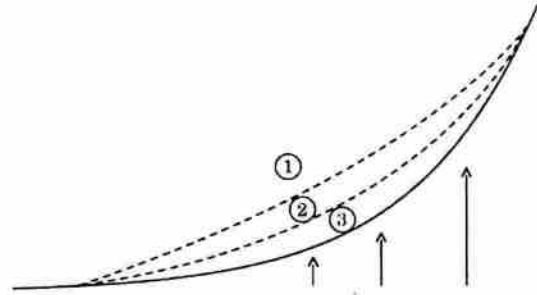
Giả sử mực nước của bồn tiếp nhận hạ xuống, dòng sông sẽ khoét sâu lòng trong tầng aluvi mà nó đã tích tụ trước đó tại vùng cửa sông để tạo ra trắc diện cân bằng mới. Quá trình này sẽ tiếp tục cho tới địa điểm có độ dốc đáy trước đó còn lớn đến mức mà việc tăng độ dốc bằng xâm thực giạt lùi thực tế không ảnh hưởng tới hoạt lực của dòng sông. Kết quả là bãi bồi trở thành bậc thêm với tỉ cao giảm dần về phía nguồn (H. 57-B). Nếu trong trắc diện dọc có ghềnh thác thì chúng có thể khống chế quá trình xâm thực giạt lùi và giới hạn chiều dài của bậc thêm.

3) Nguyên nhân do vận động tân kiến tạo

Ảnh hưởng của vận động tân kiến tạo đối với hoạt động xâm thực và tích tụ của dòng sông thể hiện thông qua tác dụng xê dịch vị trí gốc xói mòn. Tùy theo đặc điểm của vận động tân kiến tạo mà chúng được biểu hiện khác nhau trong hệ thống các bậc thêm. Có thể xét những trường hợp sau.

a. Vận động nâng lên xảy ra đều đặn trên phạm vi toàn lưu vực (loại vận động thăng trầm, vận động tạo lục). Trong trường hợp này gốc xói mòn chung bị hạ xuống, gây ra xâm thực sâu mạnh, bắt đầu từ gốc xói mòn rồi phát triển giạt lùi về phía nguồn, tạo ra bậc thềm trên toàn bộ thung lũng, giống như một bậc thềm chu kỳ bình thường.

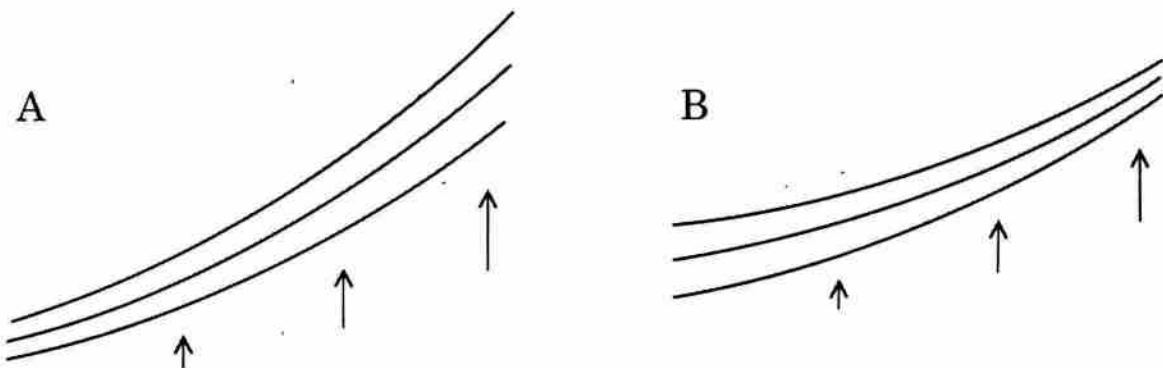
b. Vận động nâng lên mạnh ở thượng nguồn. Trong trường hợp này, độ dốc chung của dòng sông tăng rõ rệt, bắt đầu xâm thực sâu mạnh mẽ trên toàn bộ thung lũng. Tuy nhiên, ở cửa sông do sự khống chế của gốc xói mòn ổn định, nên bậc thềm được thành tạo cũng thuộc loại bậc thềm dạng dây cung (H. 58).



Hình 58. Dòng sông khoét sâu đáy khi vận động nâng mạnh ở phần thượng lưu.
Chiều dài mũi tên tương ứng với tốc độ nâng;
1,2,3 - những vị trí kế tiếp nhau của
trắc diện dọc.

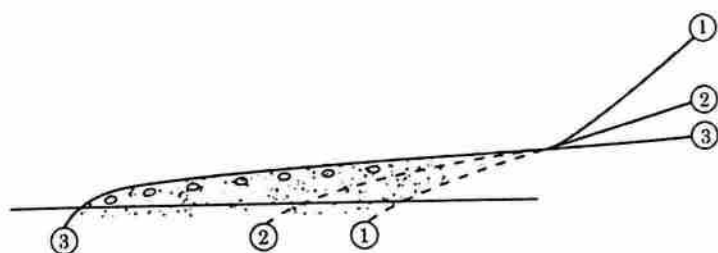
Nếu tình trạng này diễn ra lâu dài, trong thung lũng có thể xuất hiện nhiều bậc thềm với tỉ cao giữa chúng với nhau và với lòng sông không bình thường: tỉ cao đó lớn nhất ở thượng nguồn, giảm đi nhanh chóng về phía hạ lưu rồi cuối cùng chập lại với nhau (H. 59A).

c. Vận động nâng lên mạnh ở hạ lưu. Khi phần hạ lưu bị nâng lên mạnh thì quá trình xâm thực sâu xảy ra mạnh ở vùng cửa sông rồi truyền dần về nguồn. Tại điểm mà xâm thực ngược nguồn đã truyền đến, trắc diện dọc bị gãy khúc lồi lên. Phía trên điểm gãy đó, do độ dốc bị giảm mà xảy ra quá trình tích tụ phủ lên aluvi cũ. Nhưng cuối cùng rồi ngay cả những trầm tích aluvi mới được tích tụ này cũng sẽ bị xâm thực. Ở trường hợp này, bậc thềm được hình thành sẽ có tỉ cao so với lòng sông lớn bất bình thường ở khu vực cửa sông rồi giảm dần về phía nguồn. Nếu trong thung lũng có nhiều bậc thềm như vậy thì tỉ cao giữa chúng lại giảm dần về nguồn một cách không bình thường (hình 59,B).



Hình 59. Tương quan độ cao giữa các bậc thềm sông trong trường hợp tân kiến tạo nâng lên mạnh ở thượng nguồn (A) và ở hạ lưu (B) (độ dài các mũi tên thể hiện tương quan tốc độ nâng).

d. Nâng lên hoặc hạ xuống ở phần giữa thác diện dọc. Trường hợp này đã được trình bày kỹ trong phần ảnh hưởng của vận động tân kiến tạo đối với địa hình thung lũng sông: tạo ra những bậc thềm tích tụ địa phương.



Hình 60. Các bậc thềm dạng lưỡi kéo ở hạ lưu sông. Những con số chỉ phần thềm nổi cao và bị chôn vùi tương ứng

e. Nếu phần hạ lưu sụt lún, đồng thời phần thượng lưu nâng lên, dòng sông khoét sâu đáy ở thượng lưu, trong khi đó nó lại tích tụ ở hạ lưu, vì vậy, các bậc thềm có dạng lưỡi kéo, nghĩa là nổi cao ở nguồn và bị chôn vùi ở hạ lưu (H. 60).

G. Ý NGHĨA CỦA BẬC THỀM SÔNG

1) *Ý nghĩa về lý luận.* Nếu không kể đến những bậc thềm cổ bị chôn vùi thì tuyệt đại bộ phận thềm sông ta gặp hiện nay là những thành tạo rất trẻ, nhìn chung hình thành trong kỉ Đệ Tứ, chỉ một số rất ít có tuổi cuối Đệ Tam. Việc nghiên cứu và xác định tuổi của chúng giúp ta hiểu được lịch sử phát triển của khu vực trong khoảng thời gian đó.

Quan sát hệ thống bậc thềm của nhiều dòng sông đổ trực tiếp vào biển hoặc hồ, ta thấy ở khu vực cửa sông, mỗi bậc thềm sông đều ăn khớp với một đường bờ cổ. Điều đó cho thấy rất rõ hiện tượng hạ thấp gốc xói mòn đáng kể. Đối với các sông nhánh cũng vậy: các bậc thềm của chúng đều ăn khớp với những bậc thềm cùng tuổi của dòng sông chính. Điều đó cho thấy sự phát triển thống nhất của cả hệ thống sông. Đối với những con sông chảy từ khối nâng dạng vòm ra đồng bằng, các bậc thềm của chúng giảm độ cao rất nhanh và ở một chỗ nào đó về phía đồng bằng chúng sẽ chập lại với nhau.

Từ đó suy ra rằng, bằng số lượng của mình, bằng tương quan về độ cao với nhau và với lòng sông hiện tại, bằng hình thái và những đặc điểm nham tướng, phức hệ bậc thềm sông phản ánh rất *nhạy bén* mọi đặc điểm trong quá trình phát triển của mạng lưới thung lũng. Vì lẽ đó, việc nghiên cứu tỉ mỉ và tìm hiểu về các thềm sông có ý nghĩa lý luận rất lớn đối với các nhà nghiên cứu địa lí, địa chất, để hiểu hình thái hiện tại qua lịch sử phát triển quá khứ.

2) *Ý nghĩa thực tiễn*

Việc nghiên cứu bậc thềm sông còn có ý nghĩa thực tiễn rất lớn vì đó là những khu vực canh tác nông nghiệp rất tốt, là những dải đất thuận tiện cho việc đặt các tuyến đường giao thông, cũng như để xây dựng các điểm quần cư, các công trình thủy lợi và công nghiệp.

Mặt khác, thêm sông còn là những đối tượng tìm kiếm khoáng sản trọng sa có nhiều triển vọng, nhất là vàng, kim cương, platin, thiếc, wolfram. Đôi khi mặc dù hàm lượng sa khoáng rất thấp nhưng những số liệu thu thập được vẫn có ích trong việc phát hiện khoáng sàng gốc.

H. NHỮNG ĐIỀU CẦN CHÚ Ý TRONG NGHIÊN CỨU BẠC THÊM SÔNG

Trong nghiên cứu địa mạo khu vực, bậc thêm sông là một đối tượng thu hút mạnh mẽ sự chú ý của các nhà chuyên môn. Việc nghiên cứu bậc thêm sông phải tập trung tìm lời đáp cho những câu hỏi về số lượng, nguồn gốc phát sinh, cấu tạo, tuổi và khả năng sử dụng chúng vào những mục đích khác nhau.

Khi nghiên cứu một thung lũng sông, trước hết phải phát hiện mọi thực thể giống như bậc thêm. Sau đó tách và loại trừ những thêm giả. Còn lại các thêm chu kì phải được phân tích tỉ mỉ theo yêu cầu sau.

1) Số lượng bậc thêm có trong thung lũng, mức độ phát triển và sự phân bố của chúng trong thung lũng. Để tiện cho việc mô tả, thống nhất đánh số các bậc thêm từ dưới lên trên: dưới cùng là bãi bồi, rồi đến các thêm bậc I, II, III, v.v. Bậc có số thứ tự lớn nhất cũng là bậc cao nhất và già nhất.

2) Xác định độ cao tương đối (trung bình giữa mép trong và mép ngoài) so với lòng sông cận cho từng bậc thêm và xem nó biến đổi ra sao trong thung lũng.

3) Từ đó xác định những khu vực bậc thêm bị biến dạng. Cần xác định mức độ biến dạng của từng bậc trong trắc diện ngang để sau này xác định thời gian xảy ra vận động tân kiến tạo đã gây ra những biến dạng đó.

4) Phát hiện trường hợp tại khu vực nào đó, bậc thêm chu kì bị tách ra làm nhiều thêm nhỏ khác. Trường hợp như vậy chứng tỏ có vận động tân kiến tạo địa phương.

5) Phân tích sự biến thiên tỉ cao giữa các bậc thêm: giảm hoặc tăng theo chiều nào, do đó suy ra nguyên nhân thành tạo bậc thêm.

6) Quan sát sự chuyển tiếp giữa các bậc thêm của các sông phụ lưu và sông chính và với đường bờ cổ ở cửa sông chính.

7) Xác định mức độ bảo tồn của từng bậc thêm.

8) Xác định xem có những bậc thêm cùng tên ở cả hai sườn thung lũng hay không, chiều rộng của chúng ở mỗi bên.

9) Dấu vết địa hình bãi bồi.

10) Các dạng địa hình thứ sinh trên bậc thêm: hiện tượng trượt lở, vạt sườn tích, tích tụ, hiện tượng cacxtơ, xói ngầm, v.v., mức độ chia cắt khe rãnh hiện tại.

11) Tính chất lớp phủ thực vật (điều này có liên quan đến thành phần cơ, hóa học của trầm tích).

12) Thành phần đất đá trong trầm tích thêm. Có hiện tượng thêm đế, thêm bào mòn hay không. Độ cao của đế thêm.

13) Phát hiện những chỗ có đế thêm mà ở những nơi khác trong cùng bậc thêm ấy lại không có (để phát hiện khối nâng địa phương).

14) Mô tả về thạch học và cấu trúc đế thêm.

15) Phân tích tầng aluvi, sự phân dị của nó thành trầm tích lòng sông và bãi bồi, thành phần cơ học và kích thước cuội, độ mài tròn của chúng. Tính chất của “xi măng” (cát-sét, vôi, chứa sét, v.v.). Mức độ phát triển thổ nhưỡng. Có lớp thổ nhưỡng bị vùi lấp hay không?

16) Phân tích thành phần thạch học của đá cuội và thành phần khoáng vật của trầm tích vụn. Nếu thấy có cuội thuộc thành phần lạ mà ngày nay không có trong thung lũng thì chứng tỏ trước đây đã xảy ra hiện tượng đoạt dòng. Có thể xác định thời gian xảy ra hiện tượng đó là thời gian thành tạo bậc thêm này. Nếu trong thêm trẻ thấy có những loại cuội không có mặt trong các thêm già thì, ngược lại, ta có thể kết luận rằng dòng sông này đã cướp dòng của sông khác. Cũng căn cứ vào đặc điểm thành phần thạch học của cuội và các trầm tích aluvi khác mà ta có thể xác định và gộp những mảnh thêm riêng rẽ, rời rạc vào những bậc nhất định.

17) Thu thập di tích sinh vật để xác định tuổi.

18) Lấy mẫu ở những lớp trầm tích khác nhau, tương khác nhau để phân tích bào tử phấn hoa, diatom.

19) Thu thập những di vật của người cổ đại nếu có trong trầm tích để xác định tuổi bậc thêm.

6.4.4. Cửa sông

Cửa sông là một dạng địa hình có ý nghĩa lớn trong hoạt động của chính các dòng sông cũng như đối với hoạt động kinh tế của con người. Đây là một loại môi trường tự nhiên có năng suất sinh học cao nhất trên Trái Đất mà con người biết được. Chính vì vậy, nó là một trong những đối tượng được chú ý nhiều nhất trong nghiên cứu địa mạo, địa chất Đệ Tứ, địa chất công trình và phát triển kinh tế.

Cửa các sông lớn khá đa dạng về hình thái và cấu trúc. Dạng địa hình đặc trưng nhất của vùng cửa sông là *châu thổ*, hay còn gọi là *tam giác châu*, hoặc *delta*. Châu thổ là dạng địa hình tích tụ của dòng sông tại nơi nó đổ vào bồn biển hoặc hồ. Trên bề mặt châu thổ, dòng sông thường phân nhánh phức tạp, tuy nhiên cũng có trường hợp không phân nhánh. Mặc dù vậy, vẫn có thể xem sự phân nhánh là một dấu hiệu hình thái chỉ thị để xác định phạm vi của châu thổ. Chẳng hạn, trên đồng bằng Bắc Bộ, châu thổ sông Hồng và sông Thái Bình có thể được tính từ ngã ba sông Đuống, nơi sông Hồng phân nhánh lần đầu tiên. Ngoài ra, trong thiên nhiên

cung gap, nhưng niêm hơn, những trường hợp sông phân nhánh, song những hòn đảo nằm giữa các nhánh sông này lại không được cấu tạo bằng trầm tích aluvi châu thổ mà là những trầm tích khác của đồng bằng tích tụ ven biển. Những dạng địa hình như vậy được gọi là *châu thổ giả*, hay là *châu thổ khắc sâu*, ví dụ “châu thổ” sông Nêva (phần lớn diện tích thành phố Saint Peterbourg nằm trên lớp trầm tích biển rất trẻ).

Về phương diện động lực, nét đặc sắc ở đây là có sự tương tác phức tạp giữa quá trình sông và các quá trình biển, như động lực sóng, động lực triều và các dòng nước dồn-nước rút. Thuận lợi hơn cả là khi dòng sông giàu phù sa, hoạt động triều và hiện tượng nước dồn-nước rút yếu. Trong trường hợp dòng triều mạnh, cửa sông bị xâm thực và phù sa bị cuốn ra biển để tham gia vào dòng bồi tích dọc bờ, hình thành loại cửa sông hình phễu (estuary). Ngoài ra, quá trình tích tụ ở đây được thúc đẩy đặc biệt mạnh mẽ do hiện tượng nước ngọt trộn với nước biển sinh ra quá trình ngưng keo mạnh đối với các chất phù sa lơ lửng trong nước sông. Vì những lý do đó mà nhiều châu thổ hằng năm lấn ra biển với tốc độ hàng chục, thậm chí trên một trăm mét, ví dụ châu thổ sông Hồng lấn ra biển hằng năm từ 80 đến hơn 100m.

Châu thổ có ba bộ phận chính là: - phần đồng bằng châu thổ nổi trên mặt nước và đồng bằng ngập nước lan khá xa xuống phần biển nông; - tiếp theo là sườn châu thổ nổi đồng bằng ngập nước với chân châu thổ khá sâu; - cuối cùng là chân châu thổ khá bằng phẳng, chuyển tiếp xuống đáy biển.

Trầm tích aluvi châu thổ có thành phần mịn và càng xa cửa sông ra biển càng mịn và càng đồng nhất hơn. Nhìn chung các trầm tích châu thổ có cấu tạo phần lớp xiên chéo, nhưng thoải dần về phía biển và cuối cùng trở nên mờ nhạt. Thành phần cơ giới, độ phân dị và độ mài tròn của chúng phụ thuộc vào nhiều yếu tố, như độ lớn của dòng sông, lượng phù sa do nó đưa ra cửa sông, thủy chế của vùng biển tiếp nhận, đặc điểm địa hình đáy gần cửa sông, chế độ tân kiến tạo, điều kiện khí hậu, v.v. Về mặt nham tướng, trầm tích châu thổ có thể xem như một thành hệ đặc biệt. Ở đây có vai trò của trầm tích tướng lòng sông và tướng bãi bồi, trầm tích tướng *tiền châu thổ* (phần sườn ngầm của châu thổ), trầm tích biển, tướng đầm lầy, hồ, than bùn và tướng đụn cát ven biển.

Trên bề mặt châu thổ có thể gặp nhiều diện tích lầy thụt do điều kiện thoát nước kém, vì vậy, trong mặt cắt có thể gặp những những thấu kính than bùn. Ở dải sát biển, nơi vai trò của các quá trình sóng chiếm ưu thế, có thể gặp nhiều dạng tích tụ cát hình con trạch hoặc các giồng cát, cồn cát xếp theo hình nan quạt, như ven biển Nam Định và Thái Bình, chẳng hạn. Nhìn chung, ở đâu tương tác dòng chảy sông và sóng biển chiếm ưu thế, ví dụ dải ven biển châu thổ sông Hồng, các cồn cát thể hiện rõ cách sắp xếp hình nan quạt, còn ở nơi nào tương tác sông-thủy

triều thống trị, ví dụ trên dải ven biển thuộc châu thổ sông Thái Bình, các dạng tích tụ cát lại được bố trí dạng mái chèo dọc theo sông.

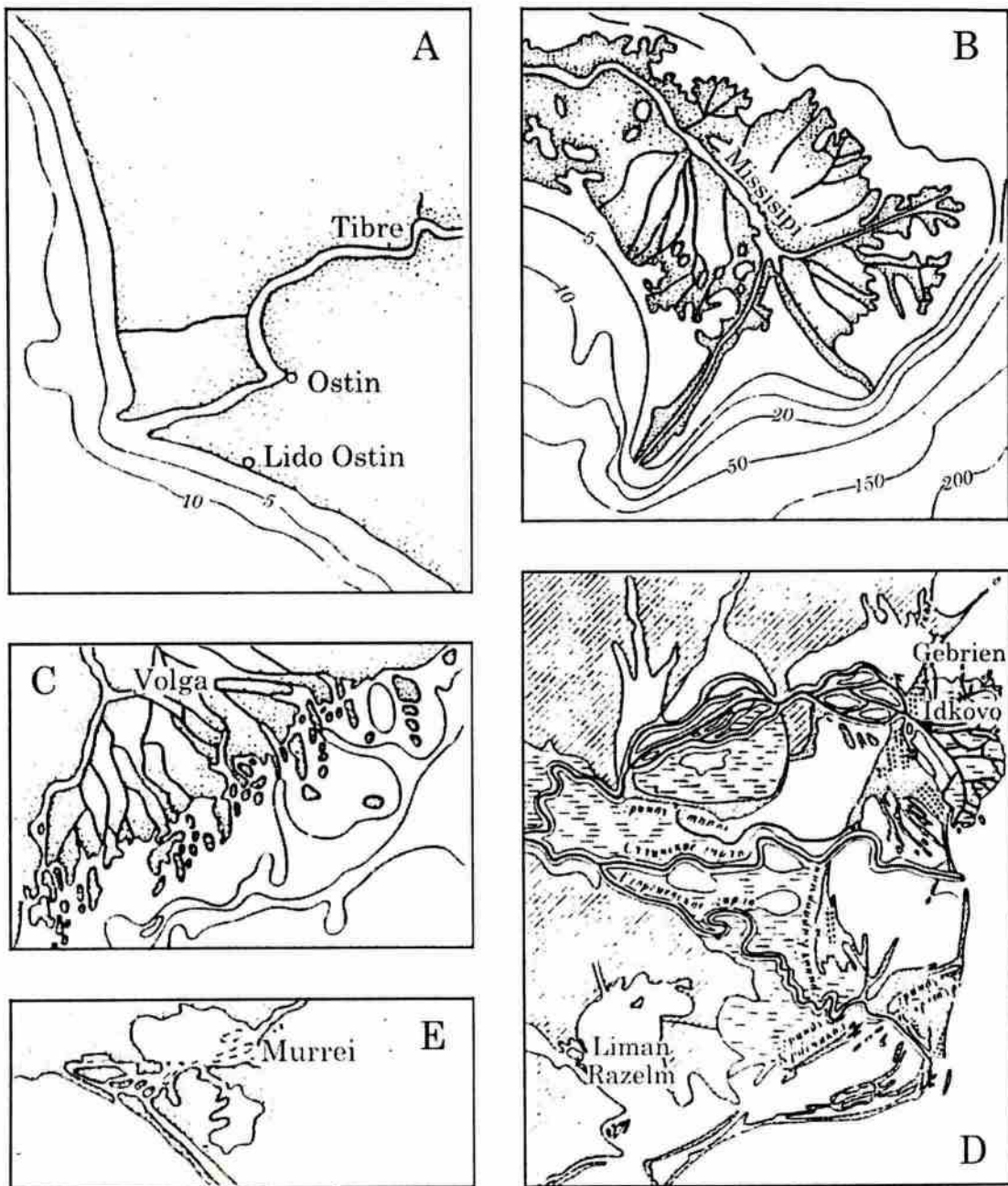
Đa số các sông lớn bồi đắp nên châu thổ của mình trong những bồn sụt võng kiến tạo, do đó bề dày trầm tích Đệ Tứ thường rất lớn, có khi tới hàng nghìn mét. Ví dụ bề dày trầm tích Đệ Tứ của châu thổ Mississippi đạt tới 4 000m, ở châu thổ sông Hồng đạt trên 240m, còn bề dày trầm tích trẻ nói chung có thể đạt tới 6 000m. Trong trầm tích delta, nhiều khi có những mỏ dầu khí đáng kể, ví dụ mỏ dầu ở Azerbaidjan khai thác đã từ hơn 100 năm nay có tầng sản phẩm nguồn gốc châu thổ tuổi Pliocen giữa.

Về hình thái, có nhiều dạng châu thổ khác nhau. Loại đơn giản nhất là *châu thổ hình mỏ chim* với ba bộ phận hình thái chính là *đáy sông vùng cửa sông* và hai *doi đất cửa sông* nằm dọc hai bờ. Sự thành tạo các doi đất cửa sông liên quan đến sự giảm tốc độ dòng chảy sông trong khu vực tiếp xúc của sông với bồn tiếp nhận, trong khi đó tốc độ dòng chảy trong tuyến trục lòng sông vẫn còn đáng kể và còn tiếp tục ra phía đáy biển ven bờ, do đó cản trở quá trình tích tụ aluvi tại đó. Ví dụ nổi bật nhất là châu thổ sông Tibre ở Italia. Nhìn chung loại châu thổ này đặc trưng cho những dòng sông nhỏ, và có thể gặp khá nhiều trên dải ven biển miền Trung nước ta (H. 61A).

Loại tiếp theo trong chuỗi phát triển là *châu thổ hình mái chèo*, trong văn liệu Anh - Mỹ còn gọi là *châu thổ hình chân chim*. Trước khi hình thành loại châu thổ này, dòng sông đã trải qua quá trình phân thành 2 - 3 nhánh. Nguyên nhân phân nhánh có thể khác nhau: đó có thể là tình trạng độ dốc của mặt đất, hoặc cấu trúc địa chất, nhưng quan trọng hơn cả là những yếu tố liên quan đến động lực của dòng chảy và bồi tích. Trường hợp đặc trưng và được mô tả trong nhiều văn liệu là châu thổ hình chân chim của sông Mississippi (H. 61-B). Người ta giải thích cách thành tạo của loại châu thổ này về mặt động lực như sau: trong thời gian có lũ, tại bộ phận gần cửa sông có hiện tượng tăng độ dốc mặt nước, dẫn đến quá trình xâm thực sâu đáy. Do vậy mà tại bộ phận đáy xa cửa sông hơn chút ít về phía nguồn hình thành một dạng lõm gọi là *hố trũng cận cửa sông*. Vật liệu xâm thực hố trũng này được đưa ra tích tụ tại cửa sông, gần đầu phía ngoài của các doi đất cửa sông, để tạo ra ở đó hòn đảo tích tụ dạng đảo trôi, tiến tới chia lòng sông thành hai nhánh. Tiếp sau đó, mỗi nhánh sông này sẽ tích tụ những doi đất cửa sông mới của mình. Thế là các nhánh cửa sông sẽ kéo dài dần và tiến xa hơn ra biển cùng với những doi đất cửa sông của mình. Tiến trình này có thể lặp lại nhiều lần và tạo ra châu thổ hình mái chèo mà trong bình đồ có dạng thực sự giống như hình chân chim.

Khi dòng sông phân nhánh nhiều lần thì dòng rấn của nó sẽ phân bố đều hơn, do đó châu thổ của nó cũng tiến ra biển đều hơn, không còn tạo ra dạng bờ chèo vươn dài đột biến nữa. Kiểu châu thổ này được gọi là *châu thổ nhiều chi lưu* hay là

châu thổ dạng mái chèo nhỏ, điển hình là châu thổ sông Hồng, sông Volga (H.61-C).



Hình 61. Một số loại châu thổ.

A. Châu thổ hình mỏ chim; B. Châu thổ hình mái chèo; C. Châu thổ nhiều nhánh nhỏ (Châu thổ mái chèo nhỏ); D. Châu thổ lầy lội; E. Châu thổ có đê chắn. (Theo Leontjev, 1979)

Trên đây là những châu thổ lớn ra biển. Nhóm châu thổ thứ hai là những châu thổ lầy lội. Chúng hình thành trong trường hợp các dòng sông đổ vào những vịnh nông. Trong thành tạo các châu thổ lầy lội có sự tham gia của các quá trình dòng

chảy sông cùng với các quá trình sóng. Chính các quá trình sóng là tiền đề tạo ra những val bờ trên một khoảng cách nhất định phía trước rìa của các cửa nhánh đang hình thành. Do vậy mà loại châu thổ này có đường nét địa hình rất độc đáo: các doi đất của sông tiến ra gần với các val bờ, làm xuất hiện cách sắp xếp kiểu ô mạng của những dạng địa hình dương - những val bờ. Giữa chúng vẫn còn sót lại những khoảng không gian ô trũng bị lầy hóa hoặc tạo ra nhiều hồ. Ví dụ điển hình của kiểu châu thổ này là delta sông Dunai (H.61-D).

Khi hoạt động sóng của biển mạnh hơn nữa, rìa châu thổ sẽ có dạng san phẳng rõ rệt, ví dụ như trường hợp châu thổ sông Niger, nơi có hoạt động mạnh mẽ của sóng vỗ bờ (H.61-E).

Nhiều khi châu thổ có kích thước rất lớn, tạo thành những miền *đồng bằng châu thổ* thực thụ. Đồng bằng châu thổ sông Amazon rộng tới 100 000 km², đồng bằng miền đông Trung Quốc được gọi là Đồng bằng Vĩ đại chính là do các châu thổ Hoàng Hà (400 000 km²) và Dương Tử nối liền với nhau tạo thành. Châu thổ sông Cửu Long và châu thổ sông Hồng cũng thuộc loại có kích thước lớn trên thế giới. Có những trường hợp, trên một đoạn bờ biển không dài có nhiều dòng sông nhỏ đổ ra biển, ví dụ miền nam Trung Bộ nước ta. Xét riêng rẽ thì lượng dòng rắn của những sông này không đáng kể, nhưng trong tổng thể chúng có thể lớn đến mức tạo ra *đồng bằng phù sa ven biển*, ví dụ các đồng bằng ven biển miền Trung có diện tích tổng cộng (14 569 km²) tương đương với diện tích châu thổ sông Hồng (15 000 km²).

6.4.5. Hiện tượng thung lũng bất đối xứng

Trong thiên nhiên, hiện tượng thung lũng có hai sườn bất đối xứng rất phổ biến. Sự bất đối xứng này trước hết phụ thuộc vào cấu trúc địa chất và lịch sử phát triển của thung lũng. Song, rất nhiều khi hiện tượng thung lũng có một sườn thoải, một sườn dốc tồn tại ngay trong điều kiện không có sự khác biệt đáng kể trong cấu trúc của hai sườn.

Do phổ biến rộng rãi mà trong suốt thế kỉ 19 và thời gian đầu thế kỉ 20 hiện tượng này đã được nhiều nhà nghiên cứu nổi tiếng quan tâm và đưa ra nhiều thuyết giải thích khác nhau. Có thể gộp chúng thành mấy nhóm sau đây.

A. NHÓM VỀ NGUYÊN NHÂN HÀNH TINH. QUY TẮC BER - BABINET

Viện sĩ Nga Ber đã đưa ra nhận định rằng bờ phải của các thung lũng ở bắc bán cầu dốc hơn là do ảnh hưởng của sự tự quay của Trái Đất. Theo ông, điều nhận định này đúng với những dòng sông có hướng chảy theo hướng kinh tuyến hoặc á kinh tuyến. Sau đó Babinet đã chứng minh rằng ảnh hưởng này đúng với mọi dòng sông, không phụ thuộc vào hướng chảy của chúng, vì vậy, trong địa lí học, người ta gọi nhận xét này là quy tắc *Ber - Babinet*.

Cơ sở vật lý của thuyết này là nguyên lý về lực Coriôlit, theo đó, mọi vật chuyển động trên bề mặt Trái Đất, không phụ thuộc vào hướng của chúng, đều bị lệch khỏi hướng ban đầu, ở bắc bán cầu về phía tay phải, ở nam bán cầu - về phía tay trái. Hiện tượng này phát sinh từ gia tốc Coriôlit đối với các vật chuyển động trên mặt cầu quay. Hợp lực của gia tốc này trong mặt phẳng tiếp xúc với mặt Địa cầu tại mỗi điểm ở bắc bán cầu hướng về bên phải, ở nam bán cầu - về phía trái so với hướng chuyển động. Cường độ của hợp lực tỉ lệ thuận với vận tốc của vật (trong trường hợp này là tốc độ của dòng sông) và giá trị sin của vĩ độ φ tại điểm đang xét:

$$a = 2 \omega v \sin \varphi, \text{ trong đó:}$$

- a - gia tốc Coriôlit
- ω - tốc độ góc của điểm mặt đất quay quanh trục
- v - tốc độ của vật chuyển động
- φ - vĩ độ của điểm.

Dòng nước trong lòng sông cũng là vật chuyển động, do đó cũng chịu ảnh hưởng của quy luật này, nghĩa là xâm thực mạnh hơn đối với bờ chịu gia tốc phụ Coriôlit.

Có những tác giả áp dụng công thức này đối với một số sông đồng bằng có tốc độ chảy chậm đã đi đến kết luận rằng gia tốc Coriôlit nhỏ đến mức hầu như không ảnh hưởng đáng kể tới tính bất đối xứng của thung lũng. Tuy nhiên, nếu quan tâm tới yếu tố thời gian thì kết luận này cần được xem xét lại, bởi vì lực tuy nhỏ bé nhưng tác dụng liên tục trong thời gian dài thì ảnh hưởng cũng sẽ đáng kể. Ngoài yếu tố thời gian, theo S.S.Voscresenski, để cho lực Coriôlit phát huy được hiệu ứng bất đối xứng, còn phải có những điều kiện sau: - đất đá trên bờ dễ bị rửa trôi, - kiến tạo yên tĩnh lâu dài và, - độ sâu của thung lũng không quá lớn.

B. NHÓM CÁC THUYẾT VỀ NGUYÊN NHÂN KHÍ HẬU

1) De-Lambardi cho rằng ở Noocmandie, các sườn thung lũng quay về chiều gió thống trị gây mưa nhiều đều là sườn dốc. A. Penck nhận định rằng ở Trung Âu, tất cả các sườn thung lũng hướng đón gió tây là gió thống trị đều dốc hơn sườn đối diện, bất luận đó là bờ phải hay bờ trái.

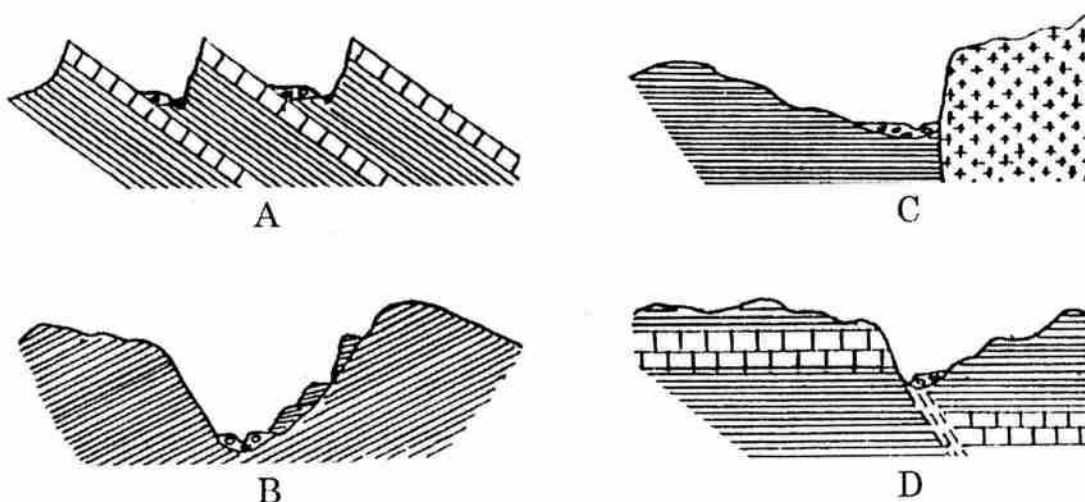
2) Ở các vùng khí hậu lục địa miền đông nam đồng bằng Nga, nhiều tác giả (S.S.Voscresenski, A.N. Mazarovich, M.F.Colbin, I. S. Shshukin) cho rằng ảnh hưởng của điều kiện khí hậu có thể đóng vai trò quyết định đối với hiện tượng thung lũng bất đối xứng. Chẳng hạn, theo S.S.Voscresenski, đối với những dòng sông chảy theo hướng vĩ tuyến, các sườn phía bắc nhận được nhiều bức xạ mặt trời hơn nên băng, tuyết tan sớm hơn, nhanh hơn và dễ bị phá hủy hơn, do đó dốc hơn sườn phía nam. Thêm vào đó, ở chân sườn phía nam lại có lớp sườn tích dày hơn, có tác dụng ép dòng sông về phía bờ bắc, làm cho nó bị xâm thực mạnh và dốc hơn.

Shshukin và Colbin lại cho rằng ở trường hợp này yếu tố quyết định không phải là khí hậu mùa xuân mà vì về mùa hè, bờ phía bắc bị mất lượng ẩm nhanh chóng hơn nên cây cỏ sớm bị tàn lụi, sườn dễ bị phá hủy hơn, vì vậy dốc hơn sườn nam.

C. CÁC THUYẾT DỰA TRÊN CƠ SỞ CẤU TRÚC ĐỊA CHẤT

Trường hợp bất đối xứng điển hình nhất là kiểu thung lũng đơn nghiêng ở những vùng có địa hình *cuesta*. Đất đá có thể nằm đơn nghiêng thoải và có lớp cứng, mềm xen kẽ nhau dẫn đến xâm thực chọn lọc. Sườn thung lũng trùng với mặt lớp cứng có độ dốc nhỏ, sườn cắt ngang mặt lớp có độ dốc rất lớn.

Trường hợp tương tự cũng sẽ xảy ra khi có đứt gãy kiến tạo làm cho những khối đá cứng mềm khác nhau nằm trên cùng độ cao. Khi đó, ở cánh đứt gãy lộ đá cứng sẽ hình thành sườn thung lũng dốc hơn (H. 62).



Hình 62. Thung lũng bất đối xứng trong cấu trúc đơn nghiêng có lớp cứng, lớp mềm xen kẽ (A), trong cấu trúc đơn nghiêng nhưng đồng nhất về thạch học (B), ở nơi tiếp xúc của khối xâm nhập với đá trầm tích (C) và trong cấu trúc đứt gãy kiến tạo (D)

Thuyết thung lũng bất đối xứng của Pavlov

Theo A.P. Pavlov, trong trường hợp các lớp đá thấm nước và không thấm nước với thể nằm thoải xen kẽ nhau, khi các lớp thấm nước lộ ra trên sườn thung lũng sẽ tạo ra những mạch nước ngầm, gây ra trượt lở và thung lũng trở nên bất đối xứng. Nếu thung lũng cắt chúng theo đường phương hoặc một góc nhọn thì sườn thung lũng có các lớp đá nghiêng vào lòng sông sẽ dốc hơn, vì ở đó sẽ phát triển trượt lở, còn bên sườn đối diện sẽ tích tụ nhiều sườn tích và thoải hơn.

Thuyết của Pavlov không được ủng hộ rộng rãi, vì rất có thể sườn trượt lở sẽ thoải hơn sườn kia.

D. THUYẾT ĐỊA HÌNH

A. Nechaiev và A. Borzov đã giải thích hiện tượng bất đối xứng của thung lũng bằng độ nghiêng của bề mặt địa hình nguyên thủy (H.63).