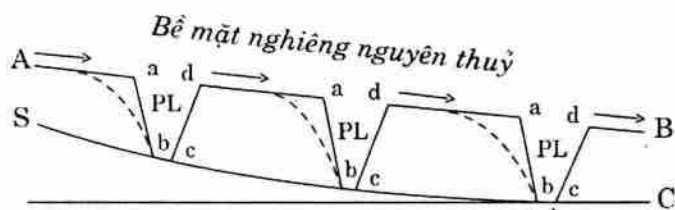


Theo chiều dốc này phát triển dòng sông chính S cùng những phụ lưu PL chạy theo đường phương. Rõ ràng là ngay từ đầu, hai sườn của các thung lũng phụ lưu đã phải phát triển trong những hoàn cảnh khác nhau. Các sườn a - b nhận được nhiều nước hơn vì có diện tích thu thủy lớn hơn, còn các sườn c - d nhận được ít nước hơn, vì đường phân thủy chạy qua d. Trong điều kiện như vậy, các sườn a - b bị bào mòn mạnh hơn nên nhanh chóng trở nên thoải hơn so với sườn c - d. Mặt khác, nước và vật chất vụn đem từ sườn a - b vào lòng sông có thể ép nó về phía sườn c - d, khiến cho bờ này bị xói lở mạnh và càng dốc hơn.



Hình 63. Sơ đồ thành tạo thung lũng bất đối xứng theo A.A. Borzov

AB - Bề mặt đồng bằng có độ nghiêng nguyên thủy; S.C - Trắc diện dọc thung lũng chính; P.L - Thung lũng các phụ lưu; Mũi tên chỉ hướng nước chảy từ vùng phân thủy vào các sông phụ lưu.

E. THUYẾT THỦY ĐỘNG HỌC

B và J. Brunhes nhận thấy rằng trong dòng sông luôn luôn có hiện tượng nước xoáy do có những vật gồ ghề và chướng ngại dưới đáy gây nên. Họ đánh giá cao vai trò của nước xoáy trong quá trình xâm thực bờ và cho rằng ở bắc bán cầu vận động nước xoáy là vận động quay tròn của các phần tử nước ngược chiều kim đồng hồ. Trong điều kiện đó, ở bờ phải dòng sông, tại chỗ có nước xoáy mực nước hơi cao hơn một chút, do đó xâm thực mạnh hơn, còn ở bờ trái - có hiện tượng tích tụ. Vì vậy mà thung lũng cũng trở nên bất đối xứng.

Có thể nói rằng tính bất đối xứng của thung lũng là một hiện tượng mang tính qui luật và thể hiện càng rõ nếu giai đoạn phát triển của khu vực càng sâu sắc hơn. Những giả thuyết trên cho thấy đó là một hiện tượng phức tạp, có thể do những nguyên nhân khác nhau gây nên. Các tác nhân ấy có thể hoạt động đồng thời, thậm chí tác động ngược nhau. Cùng một thung lũng sông nhưng nguyên nhân gây ra bất đối xứng ở mỗi đoạn có thể khác nhau. Bởi vậy, trong nghiên cứu ta phải giải quyết theo khung cảnh cụ thể, và áp dụng kết hợp linh hoạt những giả thuyết trên đây.

6.4.6. Thung lũng xuyên thủng

Trong thiên nhiên có những đoạn thung lũng đột ngột thu hẹp trắc diện ngang của mình khi cắt qua một khối nhô trong địa hình, tạo ra dạng khe hẻm vừa sâu, vừa hẹp và có sườn rất dốc (xem H. 29-B). Có những trường hợp các khối nhô đó nhỏ bé, mỏng manh đến mức ta có thể nghĩ rằng dòng sông không cần phải cắt qua mà có thể khắc phục dễ dàng bằng cách chảy vòng quanh. Chính vì vậy, những đoạn thung lũng ấy có tên gọi là thung lũng xuyên thủng. Sự tồn tại gần như một nghịch lý của chúng đối với quy luật xâm thực của dòng sông đã khiến người ta phải đưa ra nhiều giả thuyết để giải thích sự thành tạo của chúng.

1) Thuyết thành tạo ngầm

Thuyết thành tạo ngầm có khả năng giải thích được một số thung lũng xuyên thủng ở vùng cacxtơ (xem chương *Hoạt động địa mạo của nước ngầm*, phần cacxtơ). Theo quan điểm này, đầu tiên đây là những đoạn sông ngầm chảy dưới đáy hang động cacxtơ, sau do bị sụt nóc mà trở thành thung lũng xuyên thủng trên mặt đất. Bằng chứng hiển nhiên là nhiều khi còn thấy rõ dấu vết trần sông ngầm dưới dạng *cầu thiên nhiên*.

2) Thuyết tân kiến tạo

Trong dòng sông có thể xuất hiện những khối nâng tân kiến tạo, ví dụ dưới dạng nếp lồi địa phương hoặc một đứt gãy cắt ngang. Trong quá trình nâng lên chậm chạp, chúng vẫn bị dòng sông khoét sâu dần. Nếu tốc độ nâng và khả năng khoét sâu đáy của dòng sông tương đương nhau thì trắc diện dọc đường như không thay đổi. Tại chỗ khối nâng bị dòng sông cắt qua, hiệu quả nâng lên bằng "0", trong khi đó hai bờ càng ngày càng cao dần. Thế là xuất hiện đoạn thung lũng xuyên thủng (H. 29-B).

Giả thuyết này tỏ ra có sức thuyết phục trong việc giải thích hiện tượng thung lũng xuyên thủng ở khu vực các miền trước núi, nơi các dòng sông từ trung tâm đổ ra cắt qua các dãy núi ngoại vi. Do nâng lên muộn hơn, cường độ nâng nhỏ hơn so với khối núi chính, các dãy núi ngoại vi dễ dàng bị các dòng sông sinh trước cắt ngang, vì vậy còn có tên gọi là *thung lũng sông sinh trước*.

3) Thuyết giải thích bằng nguồn gốc hồ

Thuyết này là một biến thể của thuyết trên: trong trường hợp này, do tốc độ nâng lên nhanh hơn quá trình xâm thực sâu nên đoạn lòng sông phía trên khối nâng bị ứ đọng và biến thành hồ. Tại chỗ thấp nhất, sung yếu nhất của khối nâng chắn ngang này, nước hồ tiếp tục thoát về phía hạ lưu. Nó sẽ khoét sâu chỗ đó cho tới khi nước hồ bị rút hết và làm xuất hiện đoạn thung lũng xuyên thủng.

4) Thuyết xâm thực giạt lùi

Bằng cách xâm thực giạt lùi, dòng sông có thể kéo dài thêm dòng chảy của mình, nhất là ở phần đỉnh của các sườn nhiều mưa. Với cơ thức này, dòng sông có thể cắt qua bất kì dạng địa hình dương nào ở nguồn của nó, kể cả trường hợp đó là một dải núi và tạo thành đoạn thung lũng xuyên thủng.

5) Thuyết về nguồn gốc hậu sinh

Đó là trường hợp địa hình của cả một khu vực rộng bị chôn vùi dưới lớp trầm tích trẻ hoặc lớp dung nham trẻ. Trên bề mặt của lớp trầm tích trẻ đó hình thành một mạng sông suối phù hợp, không phụ thuộc vào cấu trúc của bề mặt cổ bên dưới. Khi tầng cấu trúc cổ này bị bóc lộ, các dòng sông dường như được chiếu hình

trên đó và khoét vào các cấu trúc, bất kể đó là cấu trúc gì, loại đá gì, cứng hay mềm. Kết quả là ở những chỗ dòng sông cắt qua những cấu trúc dương và các khối đá cứng sẽ hình thành những đoạn thung lũng xuyên thủng.

Như vậy, thung lũng xuyên thủng là một hiện tượng khá phổ biến và có thể do những nguyên nhân khác nhau tạo nên. Việc xác định nguyên nhân cụ thể phải được tiến hành một cách linh hoạt và mang tính tổng hợp.

6.4.7. Lưu vực sông và hiện tượng cướp dòng

A. LƯU VỰC SÔNG

Lưu vực sông là khu vực bề mặt lục địa cung cấp nước cho từng con sông hoặc hệ thống sông, trên đó nước chảy trên mặt chỉ dồn về con sông hoặc hệ thống sông đó.

Như vậy các lưu vực sông ngăn cách với nhau bằng đường phân thủy hoặc đỉnh phân thủy, hay còn gọi là đường chia nước. Về phần này chúng ta sẽ còn nói đến trong phần “sông cướp dòng”.

Người ta phân biệt *lưu vực sông sơ đẳng* tức là lưu vực của từng con sông, trong đó chỉ có một dòng sông hoạt động và *lưu vực của thủy hệ*, tức là lưu vực chung của cả một hệ thống sông thống nhất.

B. HỆ THỐNG SÔNG

1) Định nghĩa: Hệ thống sông là hệ thống nhất quán của nhiều dòng sông có chung một lưu vực thủy hệ, cùng chung một dòng thoát nước đổ vào biển hoặc hồ lớn. Hệ thống sông thuộc loại *độc lập* nếu nó đổ trực tiếp ra biển (ví dụ hệ thống sông Hồng, sông Mã), còn hệ thống sông đổ vào những dòng sông khác gọi là thủy hệ *phụ thuộc*.

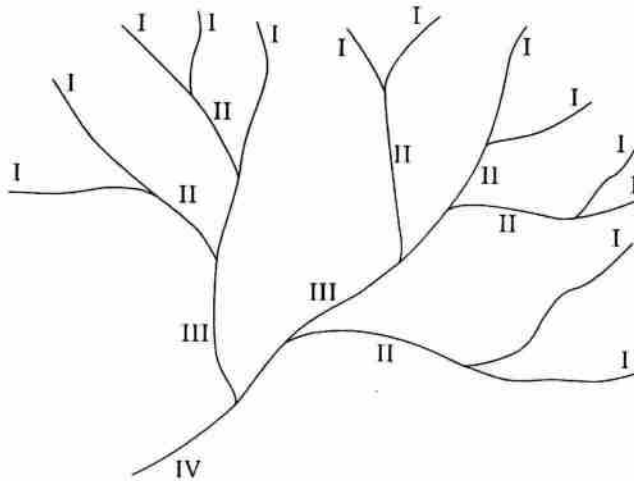
Trong hệ thống sông người ta phân biệt dòng *sông chính* (sông cái) và các *sông nhánh* (sông con). *Sông cái* là con sông chủ yếu của mỗi hệ thống sông, là đường tiêu nước chung của chúng. Trong các dòng sông nhánh người ta lại chia ra chi lưu và phụ lưu. *Chi lưu* là những dòng sông thoát nước phụ của dòng sông khác (ví dụ sông Đuống là một chi lưu của sông Hồng). *Phụ lưu* là những dòng sông cung cấp nước cho dòng sông khác (ví dụ sông Đà là một phụ lưu của sông Hồng).

Để tiện việc sắp xếp thứ tự các con sông trong mỗi hệ thống sông, người ta thường phân cấp chúng. Cách thông thường nhất là gán cho dòng sông chính cấp lớn nhất. Các sông sơ đẳng nhất (không có phụ lưu cấp nhỏ hơn) thuộc cấp I. Nhiều sông cấp I hợp thành sông cấp II, các sông cấp II hợp thành sông cấp III và, v.v. (H. 64).

Trong quá trình phát triển của các hệ thống sông, có thể phân biệt bốn giai đoạn sau:

a. Giai đoạn sơ sinh. Đây là giai đoạn các dòng sông riêng rẽ chưa có liên hệ với nhau, dòng sông còn nhỏ bé và là những dòng chảy sơ đẳng nhất.

b. Giai đoạn phát triển chiều dài. Bằng hình thức xâm thực ngược nguồn, các dòng sông được kéo dài thêm ra, dần dần chúng liên kết lại với nhau và như vậy thủy hệ đã bắt đầu hình thành.



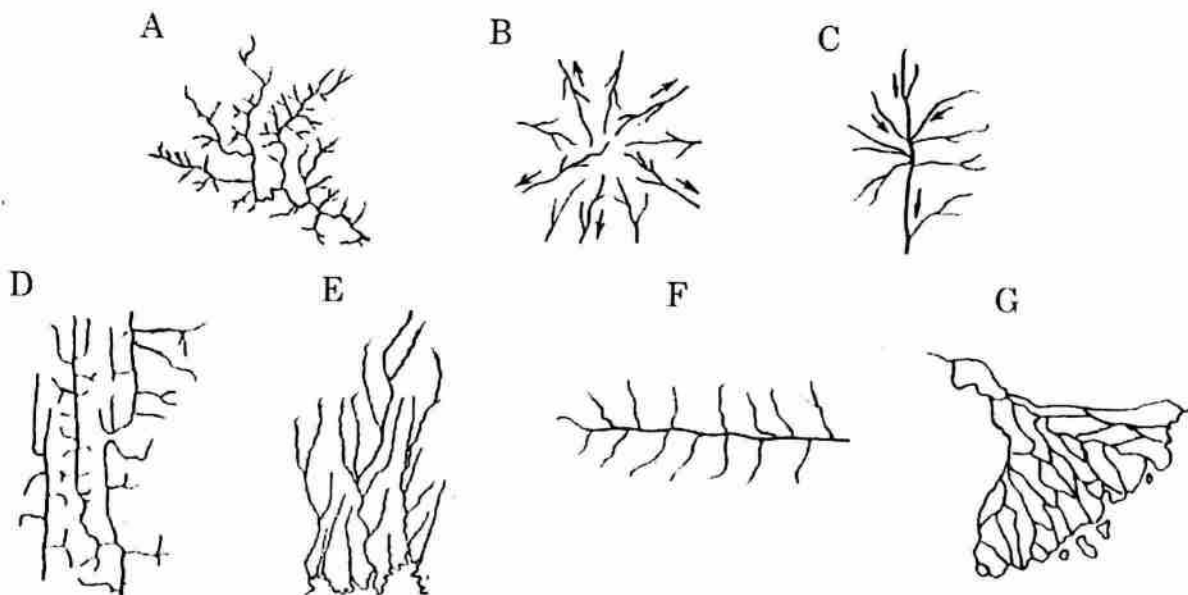
Hình 64. Phân cấp sông trong hệ thống sông.

c. Giai đoạn phát triển chiều rộng. Vào giai đoạn này, các hiện tượng xâm thực sâu, xâm thực bờ và xâm thực ngược nguồn đều phát triển mạnh mẽ, làm cho thủy hệ mở rộng không ngừng, mật độ sông trong hệ thống sông cao. Đó là giai đoạn phát triển thịnh vượng nhất của thủy hệ.

d. Giai đoạn gộp lại. Trong giai đoạn thứ ba, do xâm thực phát triển rất mãnh liệt nên thường xuyên xảy ra hiện tượng cướp dòng: những dòng sông lớn hơn, có khả năng xâm thực mạnh hơn, sâu hơn sẽ cướp dòng các dòng sông khác. Vì vậy, hình dạng của hệ thống sông vào giai đoạn thứ tư cũng có thay đổi: từ chỗ phức tạp, sau khi gộp lại đã trở nên đơn giản hơn.

2) Các loại mạng sông chính (H. 65)

a. *Mạng sông hình cành cây.* Đặc trưng là có rất nhiều nhánh và sắp xếp thành dạng cành cây nhưng không thể hiện một hướng thống trị nào cả (hình 65). Trong cách sắp xếp này, cấu trúc địa chất không có ý nghĩa quyết định, trái lại, ảnh hưởng của các nhân tố ngoại lực, của đặc điểm lớp thực vật, lượng mưa, v.v., lại có tác dụng rõ ràng hơn. Tuy nhiên, vẫn thấy có mối liên hệ giữa kiểu mạng sông này với những khu vực phát triển đá trầm tích có cấu trúc nằm ngang hoặc gần nằm ngang. Nó cũng có thể hình thành ở khu vực mặt đất có độ nghiêng tương đối thoải và khả năng chống bào mòn tương đối đồng đều (ví dụ ở những vùng đá kết tinh cổ).



Hình 65. Các kiểu mạng sông:

A. Mạng sông hình cây; B. Mạng sông tỏa tia; C. Mạng sông hướng tâm; D. Mạng sông hình kẻ ô; E. Mạng sông song song; F. Mạng sông dạng lông chim; G. Mạng sông dạng lưới

b. Mạng sông dạng bức xạ. Ở khu vực có cấu tạo địa chất kiểu khối nâng dạng vòm và các chóp núi lửa, các dòng sông thường chảy tỏa ra bốn phía theo chiều dốc, hoặc hướng vào trung tâm và tạo thành mạng sông dạng bức xạ tỏa tia hoặc hướng tâm (trong các bồn trũng giữa núi).

c. Mạng sông hình kẻ ô. Trong loại này, các dòng sông hội lưu với nhau tạo thành những chỗ gãy khúc vuông góc. Thường phát triển ở vùng cấu tạo uốn nếp, đơn nghiêng và ở những vùng có nhiều đứt gãy kiến tạo sắp xếp thành mạng kẻ ô. Thông thường các đoạn sông dài hợp thành những thung lũng dọc trong các miền núi, còn các đoạn ngắn - thung lũng ngang.

d. Mạng sông dạng song song phát triển ở những khu vực có những nếp uốn hoặc đứt gãy kiến tạo nằm song song với nhau, trên các đồng bằng biển có độ nghiêng chung, tại các khu vực có những loại đất đá cứng mềm khác nhau hoặc có thể nằm rất dốc hay thể nằm đảo ngược.

e. Mạng sông dạng lông chim. Trong kiểu này, các phụ lưu hợp thành hệ thống đối xứng qua dòng sông chính và tạo với nó những góc nhọn hoặc góc vuông. Trong vùng địa hình *cuesta* có thể có loại mạng sông dạng lông chim kép.

g. Mạng sông hình lưới. Loại thủy hệ này diễn hình cho các đồng bằng châu thổ và những bãi biển thủy triều.

Việc nghiên cứu hình thái mạng lưới thủy văn cần được quan tâm thích đáng, bởi vì chúng thể hiện khá nhạy bén những đặc điểm về cấu tạo địa chất, điều kiện khí hậu và các tác nhân ngoại lực khác. Qua hình dạng của chúng, ta dễ dàng đoán đọc được những nét lớn về cấu trúc kiến tạo, các hệ thống nếp uốn, đứt gãy của địa phương và do đó có ý nghĩa thực tiễn đáng kể. Chẳng hạn, mạng tỏa tia thường đặc trưng cho các cấu trúc mở muối, các nếp lồi đoản, các cấu trúc núi lửa kiểu ống nổ, và đó chính là những cấu trúc có triển vọng về khoáng sản, như muối mỏ, dầu khí và kim cương, v.v.

3) Hiện tượng sông cướp dòng

a. Khái niệm về đỉnh phân thủy

Ở trên đã có dịp nhắc tới *đường phân thủy*, *đường chia nước*, nhưng có lẽ đúng hơn nên dùng khái niệm *đỉnh phân thủy*. Đó là một dải đất phân cách lưu vực giữa hai con sông, giữa hai hệ thống sông và giữa tập hợp các hệ thống sông đổ vào các biển và đại dương khác nhau. Bản thân thuật ngữ "*phân thủy*" đã nói lên nội dung của nó: từ đường phân thủy nước chảy vào những lưu vực khác nhau. Dải phân thủy, đường phân thủy có thể nằm trên phần đỉnh của dãy núi, cao nguyên và thậm chí có thể trên bề mặt đồng bằng hoặc mặt hồ. Đỉnh phân thủy thường có cấu trúc bất đối xứng và luôn luôn bị xê dịch. Cần chú ý rằng đường phân thủy có thể trùng hoặc không trùng với đường sống núi. Trong một miền núi, dãy núi phân thủy có thể không phải là dãy cao nhất. Sở dĩ như vậy là vì bằng con đường xâm thực ngược nguồn, do cường độ xâm thực và lượng mưa ở hai sườn khác nhau, các nguồn sông ở sườn này có thể lan sâu sang sườn kia, đẩy lùi đường phân thủy về phía này hay phía khác, chệch khỏi vị trí đường sống núi.

Phân biệt các loại đường phân thủy sau đây.

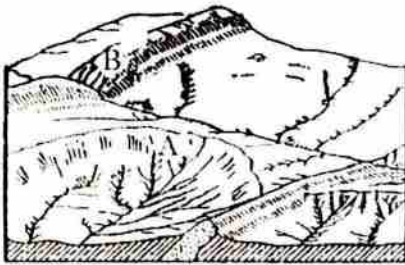
1) *Đường phân thủy chính.* Đường phân thủy chính phân chia nước hai sườn đại lục khác nhau, tức là những hệ thống sông thuộc mỗi sườn đại lục đổ vào những đại dương khác nhau. Ví dụ, đường phân thủy chia nước cho những hệ thống sông đổ vào Ấn Độ Dương, Thái Bình Dương, Đại Tây Dương, v.v.

2) *Đường phân thủy lưu vực các hệ thống sông* là đường phân chia nước cho các hệ thống sông khác nhau (ví dụ, hệ thống sông Hồng, sông Mã, sông Chu, v.v.)

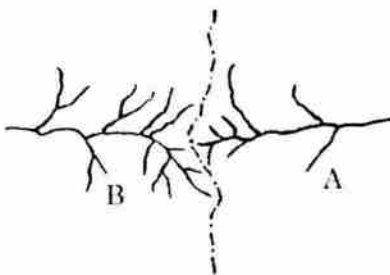
3) *Đường phân thủy thung lũng sông* là đường chia nước cho hai con sông kề nhau.

Như đã trình bày ở trên, vị trí đường phân thủy không ổn định mà luôn luôn bị xê dịch trong không gian và thời gian, và đó chính là nguyên nhân dẫn tới hiện tượng sông đoạt dòng. Sự xê dịch của đường phân thủy có thể xảy ra theo ba hướng chính sau đây.

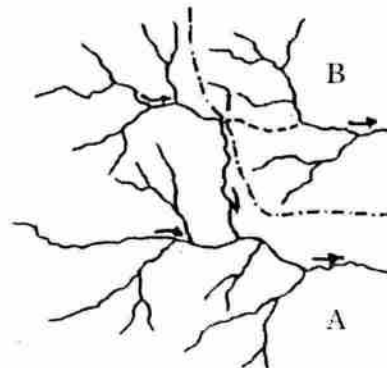
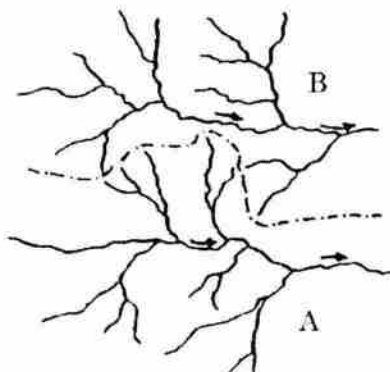
a. Giữa hai dòng sông chảy song song với nhau, dòng sông nào có khả năng xâm thực và tốc độ xâm thực mạnh hơn sẽ khoét sâu lòng của mình nhanh hơn đồng thời đẩy lùi đường phân thủy về phía thung lũng sông bên cạnh (H. 66a).



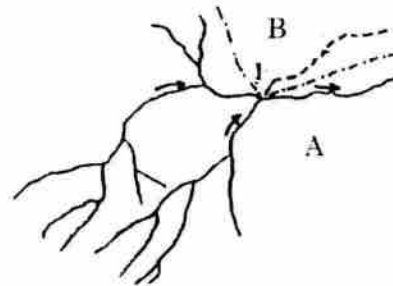
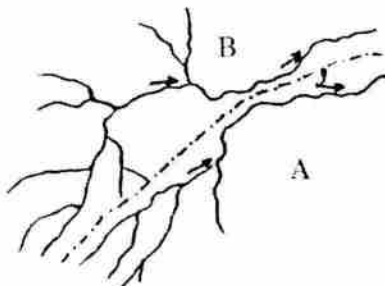
I



II



III



IV

Hình 66. Các trường hợp sông cướp dòng:

I. Sơ đồ khối mô tả một trường hợp sông cướp dòng; II. Cướp dòng ở đỉnh; III. Cướp dòng vuông góc; IV. Cướp dòng song song; (các hình phía trái là tình trạng sắp cướp dòng, các hình phía phải - đã cướp dòng). A- sông cướp dòng; B - sông bị cướp dòng; I - điểm cướp dòng; ---- đường phân thủy; → - hướng chảy của dòng sông.

b. Đối với hai dòng sông chảy đối đỉnh với nhau và có chung đường phân thủy ở đỉnh, dòng sông nào xâm thực ngược nguồn mạnh hơn sẽ đẩy đường phân thủy về phía nguồn sông đối đỉnh (H. 66b).

c. Trong trường hợp một dòng sông có nguồn nằm theo hướng vuông góc với hướng chảy của dòng sông bên cạnh, nguồn của sông này sẽ tiến dần tới sông kia bằng cách xâm thực giạt lùi, đường phân thủy do đó cũng bị đẩy dần về phía sông đó (H. 66c).

Do có hiện tượng xê dịch liên tục đường phân thủy về một phía mà có thể xảy ra tình huống một con sông này cướp dòng của một sông khác. Ba trường hợp xê dịch vị trí đường phân thủy nêu trên đây chính là những tình huống gây ra ba kiểu đoạn sông khác nhau (hình 66).

b. Hiện tượng sông cướp dòng

Như vậy, hiện tượng cướp dòng xảy ra là do có sự chênh lệch về cường độ xâm thực: dòng sông nào đào lòng mạnh mẽ hơn, có lượng nước chảy nhiều hơn, có độ cao tuyệt đối nhỏ hơn sẽ có thể cướp lấy dòng nước của sông bên cạnh (kể từ chỗ cướp dòng về nguồn). Trong trường hợp như vậy, dòng sông đó gọi là *sông cướp dòng*, sông bị mất nước gọi là *sông bị cướp dòng*. Sông bị cướp dòng phân hóa thành hai đoạn: từ điểm cướp dòng về nguồn gọi là đoạn *sông đổi hướng*; từ đó về hạ lưu gọi là *đoạn sông đứt nguồn*.

Do hiện tượng cướp dòng mà trong hình thái và cấu tạo của các thung lũng xuất hiện những nét mới độc đáo được sử dụng như những dấu hiệu chỉ thị trong khi nghiên cứu chúng.

1) Dấu vết trên sông cướp dòng

Tại nơi xảy ra cướp dòng, xuất hiện khúc ngoặt rất không tự nhiên, nhiều khi tới 90°, gọi là *khúc ngoặt cướp dòng*.

Tạo ra những bậc thềm hoặc khe trể trong đáy thung lũng, vì sông cướp dòng có lưu lượng mới được tăng lên, do đó tăng khả năng xâm thực sâu. Ở đoạn sông đổi hướng cũng dần dần xuất hiện bậc thềm hoặc khe trong đáy khe cũ, do tại điểm cướp dòng, đáy của nó cao hơn đáy đoạn sông cướp dòng, nghĩa là gốc xói mòn địa phương của nó đã bị hạ thấp xuống.

Điểm đứt. Nếu độ chênh cao giữa lòng sông cướp dòng và sông bị cướp dòng đáng kể thì tại điểm bị cướp dòng sẽ xuất hiện ghềnh, thác nhỏ, tạo thành một điểm gãy rõ ràng trong trắc diện dọc - gọi là *điểm đứt*.

2) Dấu vết trên sông bị cướp dòng

– Trên đoạn sông đứt nguồn

Do đứt nguồn, lượng nước của nó giảm đột ngột nên hoạt lực giảm rõ rệt, vì vậy xảy ra quá trình tích tụ.

Ở phần thượng nguồn mới của đoạn sông đứt nguồn (bên dưới điểm cướp dòng), do đó, xuất hiện hồ hoặc đầm lầy (vì tích tụ mạnh).

Đèo cướp dòng. Ở sát ngay phía dưới điểm cướp dòng, xuất hiện đỉnh phân thủy mới trong lòng sông bị cướp dòng. Vì ở đoạn sông đổi hướng, dòng sông xâm thực sâu mạnh, nên dần dần hình thành điểm nhô cao phân chia đoạn sông đứt nguồn với đoạn sông đổi hướng. Điểm nhô cao đó được gọi là *đèo cướp dòng*. Như vậy, đèo cướp dòng được thành tạo ngay ở chỗ mà trước đây dòng sông bị cướp dòng đã chảy qua. Trên đèo cướp dòng thường gặp vật liệu aluvi.

– Trên đoạn sông đổi hướng

Do hiện tượng cướp dòng, ở đây xuất hiện điểm đứt và bị xâm thực ngược nguồn mạnh, xuất hiện bậc thềm mới hoặc khe trẻ trong đáy khe cũ.

Hiện tượng cướp dòng là một hiện tượng khá phổ biến trong đời sống dòng sông. Nó có ý nghĩa to lớn cả về mặt lí luận cũng như thực tiễn. Về mặt lí luận, nó cho phép ta một lần nữa xác nhận tính quy luật biện chứng: mọi vật đều luôn luôn biến đổi, phát triển và giúp ta giải thích những trường hợp bất bình thường trong địa hình thung lũng sông.

Về mặt thực tiễn, nó cũng có ý nghĩa rất to lớn. Đôi khi hiện tượng này đã từng là nguyên nhân gây ra xung đột giữa một số nước láng giềng! Đặc biệt ở những miền khô khan, hiếm nước thì việc một con sông có ý nghĩa huyết mạch, là nguồn cung cấp nước quan trọng mà bị đổi hướng, tất nhiên sẽ gây khó khăn lớn cho đời sống.

Hiện tượng sông cướp dòng nhiều khi giúp ta phát hiện và giải thích những thành tạo sa khoáng trong aluvi ở các thềm sông. Nó còn giúp ta dựng lại điều kiện địa lí trước đây ở một số khu vực.

Nghiên cứu, phát hiện và giải thích hiện tượng sông cướp dòng là một việc rất cần thiết trong các công trình nghiên cứu địa mạo. Dựa vào những đặc điểm hình thái đặc trưng cho hiện tượng sông cướp dòng đã nêu trên đây, ta có thể xác định được các trường hợp đoạt dòng trong thiên nhiên. Ngoài ra, những bằng chứng về đoạt dòng cũng thể hiện trong đặc điểm aluvi. Ví dụ, nếu thấy trong các aluvi của bậc thềm có thành phần thạch học lạ, không khớp với điều kiện hiện tại của lưu vực thì phải xét xem có phải đã xảy ra hiện tượng bị cướp dòng hay không. Ngược lại, nếu trong các thềm trẻ lại gặp trầm tích có thành phần đá lạ so với các thềm cổ thì phải nghiên cứu xem có phải dòng sông của nó mới đây đã cướp dòng của sông khác hay không.

6.4.8. Các kiểu địa hình xâm thực và xâm thực - bào mòn

Trên đây đã trình bày tương đối tỉ mỉ về hoạt động của nước chảy trên mặt và về các dạng địa hình do nó tạo thành. Qua đây ta có thể hiểu được tương đối đầy đủ về các dạng địa hình dòng chảy, về quá trình hình thành và phát triển của chúng.

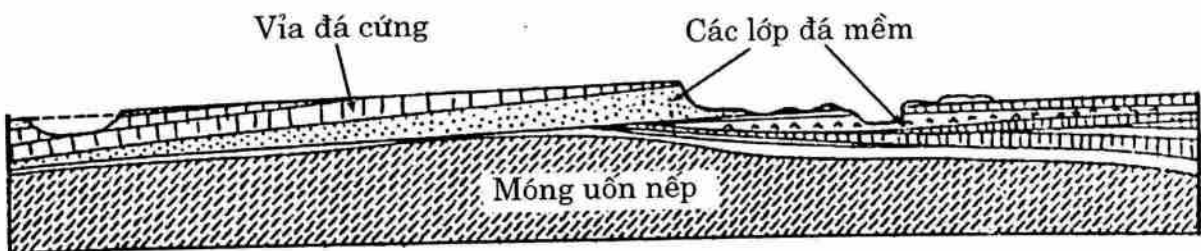
Địa hình dòng chảy phổ biến rất rộng rãi trên bề mặt Trái Đất, nhất là ở những đới khí hậu ẩm, có lượng mưa lớn, như ở nhiệt đới ẩm của nước ta.

Tuy là loại địa hình phát triển ở khắp nơi trên Trái Đất, song trong những hoàn cảnh tự nhiên khác nhau (điều kiện địa chất, khí hậu, đặc điểm bề mặt địa hình, tính phân đới khí hậu theo chiều ngang và chiều thẳng đứng, v.v.), ta vẫn có thể thấy rất rõ sự phân dị của chúng thành những kiểu khác nhau. Trước hết, có thể phân chia chúng theo đặc điểm cấu trúc địa chất. Về đại thể, có thể chia chúng thành hai nhóm lớn: địa hình dòng chảy ở các miền nền và địa hình dòng chảy thuộc các miền uốn nếp.

A. ĐỊA HÌNH DÒNG CHẢY Ở CÁC MIỀN NỀN

1) Địa hình xâm thực - bào mòn. Loại địa hình này có nét đặc trưng là các hệ thống sông của chúng được tiên định bởi những vết đứt gãy kiến tạo và bởi cấu trúc của địa hình xâm thực cổ. Các hệ thống sông hiện tại phát triển kế thừa hoặc chồng phủ lên những dạng địa hình xâm thực cổ. Các quá trình bào mòn (bào mòn bề mặt, quá trình bán bình nguyên hóa có vai trò rất lớn trong sự tiến hóa của địa hình. Trong hình thái của kiểu địa hình này có thể thấy rõ những đặc điểm cấu trúc địa chất (biểu hiện qua tính bất đối xứng của thung lũng, trong đặc điểm trắc diện dọc của dòng sông). Biến đổi cổ khí hậu và vận động tân kiến tạo đã làm xuất hiện phức hệ các bậc thềm sông. Đặc điểm về cấu tạo và thạch học của trầm tích lớp phủ thuận lợi cho sự phát triển địa hình khe rãnh chia cắt sườn thung lũng.

Tùy thuộc vào mức độ hoạt động kiến tạo mà có thể phát triển các loại đồng bằng bào mòn-xâm thực thấp hoặc cao.



Hình 67. Đồng bằng via kiểu bình sơn nguyên.

Trong loại đồng bằng bào mòn-xâm thực cao của miền nền, điển hình nhất là đồng bằng via kiểu bình sơn nguyên (H. 67). Nó được hình thành trong điều kiện cấu trúc địa chất nằm ngang hoặc gần nằm ngang, có tầng bề mặt bền vững và chịu ảnh hưởng của quá trình nâng tân kiến tạo. Đặc điểm là các khu vực phân thủy có bề mặt bằng phẳng (do lớp đá cứng tạo thành), vách rất dốc. Nếu có nhiều tầng nham cứng mềm xen kẽ nhau thì trong thung lũng có nhiều bậc thềm cấu trúc kiểu ca nô (ví dụ cao nguyên Colorado (Mỹ)).

Địa hình *cuesta*

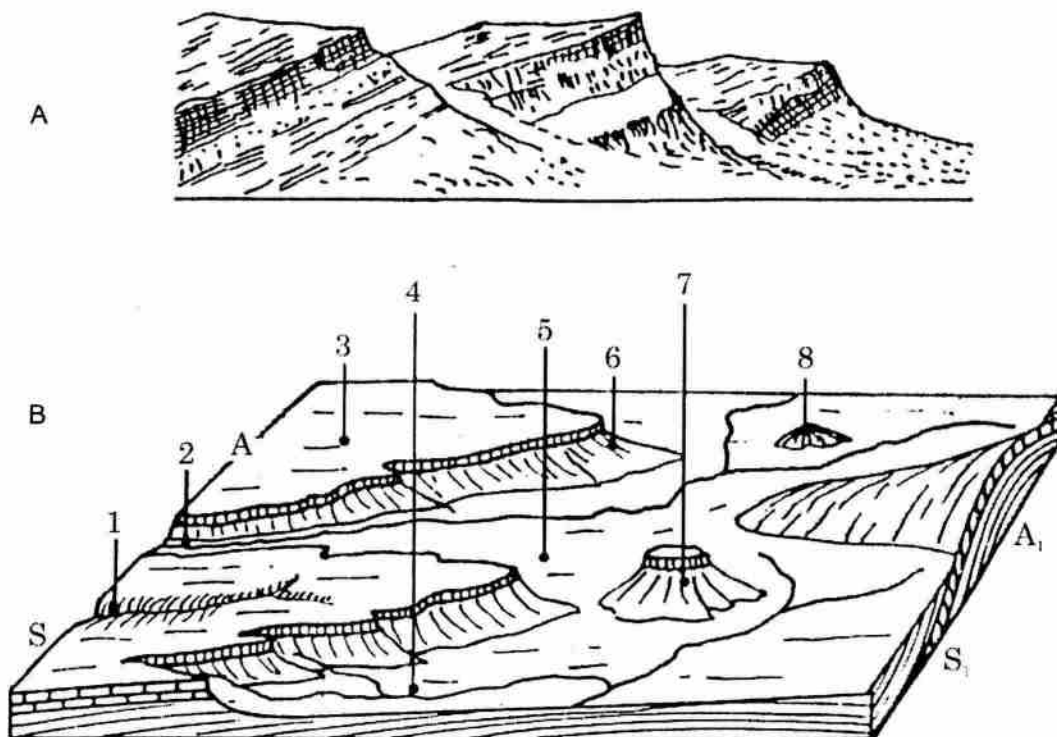
Ở nơi có cấu trúc địa chất đơn nghiêng thoải với những lớp đá cứng mềm xen kẽ nhau thì địa hình xâm thực - bào mòn thường có dạng *cuesta* điển hình (H. 68). Địa hình *cuesta* thường phát triển ở các miền nền (trên cánh các nếp vồng nền, ví dụ ở đông nam nước Anh, hoặc máng nền - ví dụ ở bồn Pari) và ở những vùng ven rìa các miền núi trẻ, như Crym, Cavcaz, v.v.

2) Địa hình khe rãnh-máng xói

Kiểu địa hình này chủ yếu đặc trưng cho các miền đồng bằng cao trên cấu trúc nền có tầng trầm tích bề mặt tươi xốp, bề dày lớn, dễ bị rửa trôi. Tuy vậy, đôi khi nó cũng có thể phát triển trên những tầng đá gốc cứng chắc. Một nét đáng chú ý khác là nó chủ yếu phát triển ở đới khí hậu bán ẩm ướt, như đới thảo nguyên và đới rừng-thảo nguyên. Ở đây, bên cạnh những thung lũng sông có dòng chảy thường xuyên, các khe rãnh, máng xói đôi khi phát triển dày đặc và chiếm tỉ lệ lớn nhất trong địa hình,

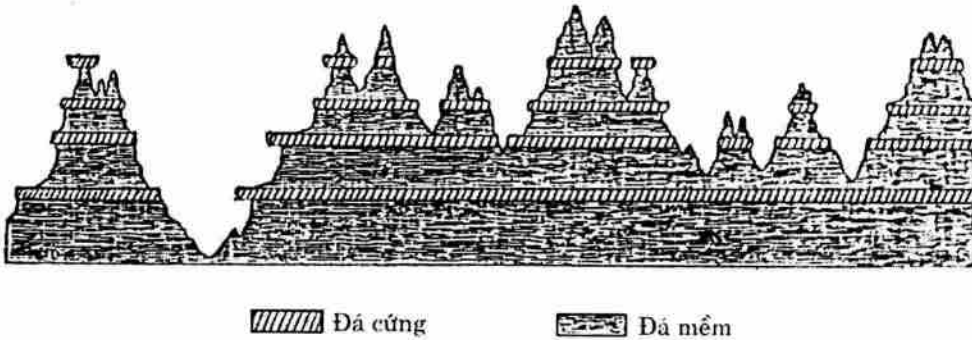
Ngoài những điều kiện nói trên, vận động nâng tân kiến tạo và hoạt động kinh tế của con người có tác dụng kích thích sự phát triển của khe rãnh xói mòn hiện đại.

3) Địa hình đất xấu



Hình 68. A. Hình thái đặc trưng của địa hình *cuesta*; B. Địa hình *cuesta* với những yếu tố hình thái đặc thù trong một cấu trúc đơn nghiêng có biến dạng gợn sóng nhẹ: AA₁ - dạng nếp lồi; SS₁ - dạng nếp lõm 1. Dòng chảy hợp chiều dốc của lớp; 2. Khe hẻm; 3. Sườn thoải; 4. Dòng chảy ngược chiều dốc của lớp; 5. Dải trung dọc đường phương; 6. Sườn dốc có vách; 7. Đồi làm chướng; 8. Đồi sứt đã bị bào mòn.

Kiểu địa hình này đặc trưng cho các miền khí hậu bán khô khan. Về mặt phát sinh và hình thái, chúng gần giống những loại kể trên, nhưng khác ở chỗ là mật độ chia cắt hết sức cao, phân bố thành mạng lưới dày đặc. Trên thực tế, hầu như không còn dải phân thủy nào bằng phẳng đáng kể, mặt đất dường như bị băm vụn, không còn khả năng sử dụng nữa. Vì lí do đó mà được gọi là *địa hình đất xấu trên cấu trúc nằm ngang* (H. 69) và loại *địa hình đất xấu trên cấu trúc địa chất uốn nếp*.



Hình 69. Địa hình “đất xấu” trên cấu trúc nằm ngang.

4) Địa hình tích tụ aluvi

Kiểu địa hình này bao gồm những đồng bằng tích tụ aluvi dọc các thung lũng sông. Những đồng bằng aluvi có diện tích lớn thường phát triển trong các miền trũng và vông nền.

B. ĐỊA HÌNH DÒNG CHẢY MIỀN UỐN NẾP

Điều kiện phát triển của địa hình xâm thực và bào mòn-xâm thực miền uốn nếp (thông thường là miền núi) khác hẳn với điều kiện ở miền đồng bằng. Những nhân tố chi phối sự phát triển của nhóm địa hình này ở miền núi là: tính phức tạp và không đồng nhất trong cấu tạo địa chất, độ bền vững khác nhau của các tầng đá, độ cao và độ chia cắt sâu lớn khiến cho trắc diện dọc dốc, tính phân đai khí hậu theo chiều thẳng đứng, hoạt động tân kiến tạo mạnh và các biến vị thể hiện rõ trong địa hình.

Trong mạng thủy văn miền núi có hai nhóm thung lũng chính: các thung lũng kế thừa và các thung lũng mới hình thành trong giai đoạn tân kiến tạo, trong đó đôi khi khá phổ biến loại thung lũng sông *hậu sinh*. Sông miền núi thường có hoạt lực cao, luôn có hiện tượng sắp xếp lại do quá trình cướp dòng gây nên. Hoạt động của chúng còn chịu ảnh hưởng sâu sắc của các quá trình phát triển sườn (các quá trình trượt lở, đổ lở, phong hóa) có cường độ mạnh. Do đặc điểm này mà bãi bồi kém phát triển, aluvi chủ yếu có thành phần thô.

Về đại thể, có thể chia các thung lũng miền núi thành những kiểu sau:

1) *Thung lũng kế thừa*. Phần lớn là những thung lũng sâu, rộng, nhiều khi quá rộng so với hoạt lực của dòng chảy hiện tại. Chúng được thành tạo dọc theo các vết

đứt gãy kiến tạo hoặc là những thung lũng cổ có nguồn gốc xâm thực kế thừa từ những thời kì địa chất xa xưa.

2) *Thung lũng có nguồn gốc phức hợp*. Cũng là những thung lũng lớn, trắc diện dọc có dạng phức tạp. Thường là những thung lũng trẻ phát triển chồng gối lên những thung lũng có nguồn gốc băng hà (loại thung lũng có nhiều bậc trên sườn).

3) *Thung lũng xâm thực*. Đây là những thung lũng trẻ nhất, thường rất sâu, hẹp, phần lớn có dạng khe hẻm, ca ngông, không có bãi bồi và bậc thềm.

4) *Thung lũng kiến tạo*. Thường được giới hạn bởi những đứt gãy kiểu địa hào. Dưới đáy thường có aluvi với bề dày lớn.

5) *Thung lũng sông băng*. Phát triển trên các núi cao hoặc trên các vùng núi miền cực. Sườn có nét đặc trưng là có hình thái dạng bậc thang.

Địa hình tích tụ dòng chảy miền núi cũng phụ thuộc sâu sắc vào cấu trúc kiến tạo. Điều kiện tích tụ thuận lợi nhất là trong các bồn trũng giữa núi hoặc các miền võng trước núi.

Các đồng bằng tích tụ trong núi được hình thành ở những vùng trũng hoặc sụt võng kiến tạo hoạt động lâu dài và liên tục. Trong trầm tích của nó, bên cạnh aluvi còn có proluvi của các dòng chảy tạm thời.

Các đồng bằng tích tụ trước núi được hình thành trong những miền võng trước núi. Thời gian hình thành thường lâu dài, bề dày trầm tích lớn. Trong thành phần trầm tích, vai trò của proluvi cũng rất lớn.

Như vậy, dòng chảy trên mặt nói chung và dòng sông nói riêng là một tác nhân san bằng địa hình hết sức hữu hiệu thông qua các quá trình vận chuyển vật liệu phong hóa và xâm thực ra khỏi nơi thành tạo trên sườn dốc và tích tụ chúng ở những chỗ trũng. Các quá trình penepelen hóa và pediplen hóa sẽ không thể thực hiện được, nếu không có sự tham gia của tác nhân quan trọng này. Rõ ràng chúng có ý nghĩa hàng đầu trong sự phát triển địa hình và diện mạo mặt đất cũng như trong việc cung cấp nguồn vật liệu vụn vô tận cho các quá trình tạo trầm tích.

Chương 7

HOẠT ĐỘNG ĐỊA MẠO CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT

7.1. MỘT SỐ KHÁI NIỆM VỀ NƯỚC DƯỚI ĐẤT

Trong quá trình vận động của mình, phần lớn nước thiên nhiên tồn tại và hoạt động trên bề mặt địa hình, tạo thành dòng chảy trên mặt cùng với vô số dạng địa hình đặc trưng, một bộ phận có thể thấm vào tầng trên của vỏ Trái Đất, trở thành nước dưới đất và cũng tạo ra những dạng địa hình hết sức độc đáo. Lượng nước ngấm xuống đất nhiều hay ít là tùy thuộc vào điều kiện cụ thể ở từng nơi, như địa hình, thành phần đất đá, lượng mưa và dạng mưa v.v. *Khái niệm nước dưới đất* bao hàm mọi loại nước nằm trong tầng bề mặt của vỏ Trái Đất (tới độ sâu 12 - 16 km). Chúng có thể tồn tại ở những dạng và trạng thái khác nhau: thể nước, thể hơi, thể rắn (băng ngầm) và còn có thể trực tiếp tham gia vào thành phần của một số khoáng vật ngậm nước, như limônit - $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, opal - $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, thạch cao $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, v.v.

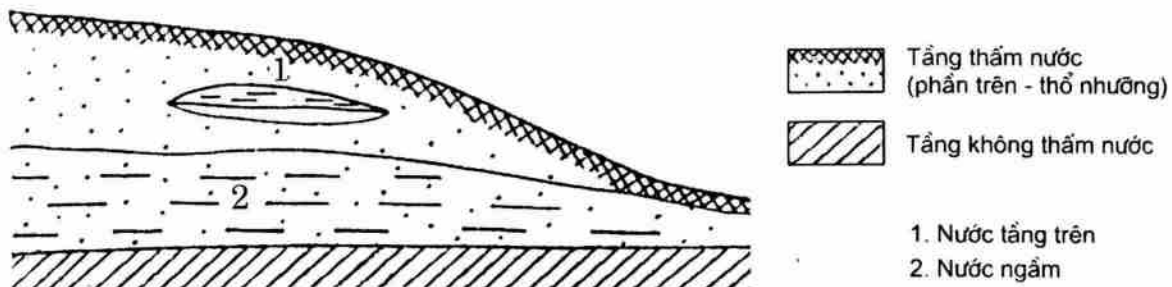
Nước dưới đất lại có thể phân chia thành một số loại, như:

Nước tầng trên (nước thổ nhưỡng) là loại nước ngấm nằm gần mặt đất, trong lớp thổ nhưỡng và vỏ phong hóa;

Nước ngầm - là nước ngầm nằm trong tầng thấm nước đầu tiên kể từ mặt đất tới tầng không thấm nước trên cùng;

Nước vỉa (còn gọi là *nước gian tầng*) - là nước ngầm nằm xen trong các tầng thấm nước và không thấm nước bên dưới;

Nước vỉa tự lưu (nước artezi): khi lộ ra ngoài mặt đất thì phun lên như giếng phun (H. 70, 71).



Hình. 70. Sơ đồ phân bố nước dưới đất



Hình 71. Các kiểu nguồn nước

Khi mạch nước ngấm lộ ra ngoài mặt đất, chúng tạo thành *nguồn nước* hoặc *mạch nước*. Tùy thuộc vào hướng vận động, chúng có thể là *nguồn nước chảy xuống* (khi nguồn cung cấp nước ngấm nằm cao hơn miệng thoát) và *nguồn nước chảy lên* (nước ngấm chảy lên do chịu áp lực lớn). *Giếng phun actezi (nguồn actêzi)* cũng thuộc loại này (H.71).

Trong nước dưới đất thường có chứa một khối lượng nào đó các chất khí và chất khoáng hòa tan. Nếu khối lượng đó dưới 1g / lít thì đó là nước ngọt, từ 1 đến 50g / lít gọi là nước khoáng và trên 50g / lít - nước muối. Nước khoáng được sử dụng rộng rãi trong việc chữa bệnh và trong đời sống, các dung dịch nước muối được dùng để khai thác một số nguyên tố quý như Iot, Brôm, Radium, v.v.

Các loại nước dưới đất đều có thể vận động trong các tầng đất đá dọc theo lỗ hổng, kẽ nứt và các tầng thấm nước. Do khả năng vận động như vậy nên chúng có thể gây tác dụng rửa lũa và xói ngầm. Mặt khác, nếu trong thành phần nước dưới đất có hòa tan khí CO_2 hoặc các axit khác thì chúng còn có khả năng hòa tan một số loại đất đá. Dưới tác dụng tổng hợp của những hoạt động đó, nước dưới đất gây ra một số quá trình địa mạo và làm xuất hiện những dạng địa hình độc đáo. Đó là các quá trình trượt lở, quá trình tiềm thực và quá trình cacxtơ. Dưới đây chúng ta sẽ lần lượt nghiên cứu các quá trình đó.

7.2. ĐỊA HÌNH CACXTƠ

7.2.1. Khái niệm cacxtơ

Khái niệm cacxtơ bao hàm tổng thể các dạng địa hình độc đáo và các quá trình tạo ra chúng, chủ yếu là quá trình rửa lũa, hòa tan của nước trên mặt và nước dưới đất đối với những loại đá có nhiều kẽ nứt, lỗ hổng, có thể hòa tan được, và do đó mà cũng có khả năng thấm nước. Hiện tượng cacxtơ biểu hiện trong địa hình qua những khía cạnh sau:

1. Tạo ra hệ thống thủy văn ngầm và hệ thống thủy văn trên mặt độc đáo, khác hẳn địa hình xâm thực nước chảy thông thường (xem phần sau);

2. Tạo ra những dạng địa hình rỗng trên mặt và ngầm dưới đất trong khối đá bị cacxơ hóa (đó cũng chính là những bộ phận của hệ thống thủy văn miền cacxơ);

3. Tạo ra những dạng địa hình âm trên bề mặt và những dạng địa hình rỗng ngầm dưới đất (có liên quan về sinh thành với những dạng địa hình trên) trong khối đá không hòa tan nằm bên trên hoặc vây quanh các khối đá bị cacxơ hóa.

Trong khái niệm cacxơ nêu trên đây, đáng chú ý là đã đề cập đến cả vai trò cacxơ hóa của nước trên mặt, khác với quan niệm của một số người cho rằng địa hình cacxơ chỉ do hoạt động của nước dưới đất tạo nên.

Có thể nhận định rằng không ở đâu vai trò của đất đá trong sự thành tạo địa hình lại được thể hiện rõ ràng bằng ở vùng cacxơ.

Quá trình địa mạo chủ đạo trong vùng cacxơ là quá trình hòa tan một số loại đất đá có khả năng bị cacxơ hóa do tác dụng của nước dưới đất và nước trên mặt. Như vậy, đây cũng là một hình thức bào mòn được thể hiện dưới dạng hòa tan, còn sản phẩm bào mòn được vận chuyển đi dưới dạng dung dịch. Đó chính là loại bào mòn hóa học.

Địa hình cacxơ chẳng những là một kiểu địa hình độc đáo mà miền cacxơ còn là một cảnh quan, một loại môi trường tự nhiên đặc biệt. Tính độc đáo của nó được thể hiện rõ ràng đến mức có thể xác định được ngay cả khi quan sát từ xa. Tại đây, tính chất đất đá được biểu hiện một phần gián tiếp - thông qua địa hình cacxơ đặc trưng, một phần trực tiếp - trong quá trình phát triển, đặc điểm và hoạt động hóa học của thổ nhưỡng (các loại đất mùn-cacbonat, đất chứa thạch cao, đất mặn). Do vậy mà thành phần lớp thực vật ở đây cũng có những nét riêng, đó là việc xuất hiện nhiều loài thực vật "háo canxi" và có những nét của thực vật ưa khô. Về mặt khí hậu, cũng có loại vi khí hậu đặc trưng mà trong dân gian thường gọi là khí hậu vùng núi đá.

Thuật ngữ "cacxơ" có nguồn gốc từ tiếng Nam Tư - *kras* (*Karst* trong tiếng Đức), nghĩa là "đá" và là tên gọi của cao nguyên đá vôi nằm về phía đông bắc thành phố Trieste. Người ta thống nhất dùng tên gọi này có lẽ là để nhấn mạnh rằng ở đây nham thạch cacxơ lộ ngay trên mặt đất, hầu như không có lớp trầm tích vụn bao phủ.

7.2.2. Các loại đá cacxơ hóa

Các loại đá có khả năng cacxơ hóa phải là những loại có thể hòa tan được trong nước hoặc trong dung dịch chứa CO_2 hay những axit khác, ví dụ đá vôi, dolomit, thạch cao và muối mỏ. Trong số này, đáng kể nhất là đá vôi và dolomit,

còn thạch cao và muối mỏ thường rất ít, không tập trung thành khối lớn. Vì lẽ đó, đối với quá trình và địa hình cacxtơ, người ta thường chỉ thấy vai trò của đá vôi và dolomit, do đó mà trong khoa học địa lí, thuật ngữ “*địa hình cacxtơ*” thường cũng xem như trùng nghĩa với “*địa hình đá vôi*”. Ở đây, chúng ta cũng chỉ nghiên cứu quá trình cacxtơ trong hai loại đá này.

Trong thực tế, độ hòa tan của đá vôi và dolomit rất nhỏ, nhưng do nước thiên nhiên bao giờ cũng chứa một lượng khí cacbonic (CO_2) nào đó nên khả năng hòa tan của nó tăng lên rõ rệt. Theo Frazeniot thì 1000 phần nước lạnh nguyên chất có thể hòa tan được 1 phần cacbonat canxi. Kenda đã xác định được rằng trong điều kiện khí quyển không có khí CO_2 , lượng khoáng vật cacbonat hòa tan trong nước thay đổi theo nhiệt độ như sau:

Nhiệt độ Khoáng vật, đá	25°C	50°C	100°C
Canxit	14,33 mg/l	15,04 mg/l	17,79 mg/l
Aragonit	15,25 -	16,17 -	19,02 -
Đá vôi vô định hình	14,45 -	15,15 -	17,86 -

Nếu trong nước có khí CO_2 , mà nước thiên nhiên trong điều kiện gần mặt đất hầu như bao giờ cũng chứa một lượng CO_2 nào đó, thì khả năng hòa tan đá vôi tăng lên nhiều. Ở 15°C, một thể tích nước có thể hòa tan một thể tích khí CO_2 tương đương. Như vậy, nước thiên nhiên thực chất là một dung dịch axit cacbonic, do đó có thể tác dụng với các loại đá cacbonat (muối cacbonat) tạo ra bicacbonat (ví dụ, $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$) dễ hòa tan. Các bicacbonat lại có thể bị phân tích thành muối cacbonat và khí CO_2 .

Quá trình trên có thể diễn giải như sau:



Hiện tượng phân hủy bicacbonat canxi xảy ra do những nguyên nhân khác nhau: chẳng hạn khi dung dịch tiếp xúc với không khí, khi bị bốc hơi hoặc khi nhiệt độ dung dịch tăng. Quá trình này dẫn đến sự hình thành những nhũ đá, măng đá trong hoạt động cacxtơ, tạo ra loại đá vôi travectin (tuf vôi) ở miệng thoát của các nguồn nước cacxtơ.

7.2.3. Các giai đoạn trong quá trình hòa tan đá vôi

Theo A. Biogli (Alfred Biögli), quá trình hòa tan đá vôi xảy ra qua bốn giai đoạn sau:

a. *Giai đoạn I.* Ở giai đoạn này, hiện tượng hòa tan xảy ra trực tiếp về mặt vật lí, nghĩa là chưa có sự tham gia của CO_2 hòa tan trong nước. Theo tính chất của loại phản ứng ion, quá trình này xảy ra rất nhanh. Lượng CaCO_3 hòa tan phụ thuộc vào nhiệt độ: khi đã đạt tới trạng thái cân bằng, ở $8,7^\circ\text{C}$, thì một lít nước hòa tan 10mg CaCO_3 , ở 16°C - khối lượng này tăng lên đến 13,1mg/ lít và ở 25°C - tới 14,3mg/ lít (theo O. Leman).

b. *Giai đoạn II.* Trong giai đoạn hai, ở 4°C , trong số CO_2 hòa tan mới chỉ có 0,7% tồn tại dưới dạng axit cacbonic (H_2CO_3), 99,3% còn lại hòa tan lí học. Ion H^+ do H_2CO_3 phân li ở giai đoạn này kết hợp với ion CO_3^{2-} của giai đoạn I. Phản ứng thuận nghịch này có tác dụng thúc đẩy quá trình hòa tan CaCO_3 tiếp tục xảy ra, sự cân bằng giữa CO_2 hòa tan hóa học và lí học liên tục bị phá vỡ.

c. *Giai đoạn III.* Ở giai đoạn này, CO_2 hòa tan lí học trong nước chuyển dần thành H_2CO_3 và phân li thành ion. Bắt đầu diễn ra phản ứng dây chuyền và kết quả là đá vôi sẽ tiếp tục bị hòa tan.

Tổng khối lượng đá vôi được hòa tan trong các giai đoạn II và III phụ thuộc vào khối lượng ban đầu của CO_2 hòa tan trong nước. Khối lượng ban đầu này lại tỉ lệ thuận với áp suất riêng của CO_2 trong không khí ở mỗi giá trị nhiệt độ. Theo lý thuyết, nếu áp suất riêng của CO_2 trong không khí tự do trung bình là 0,0003 at. thì ở 0°C lượng CO_2 trong dung dịch có thể là 1,01 mg/l, ở 25°C chỉ còn 0,45mg/l. Trong thực tế, và nhất là ở gần bề mặt lớp thổ nhưỡng, thì những giá trị này lớn hơn nhiều. N. Leman đã xác định được ở Cuba rằng ứng với nhiệt độ 25°C , lượng CO_2 trong nước là 2,5mg/l, còn Biogli xác định cho thung lũng sông Bisise ở 5°C là 2,2 - 2,6 mg/l. Ở nước lạnh thì lượng CO_2 hòa tan lớn hơn: trong nước băng tuyết tan - từ 1,32 đến 3,63 mg/l. Do nước ở những nhiệt độ khác nhau có lượng CO_2 hòa tan khác nhau như vậy mà ở các miền cận cực và các miền khí hậu anpi (băng hà núi cao), tốc độ hòa tan đá vôi lớn hơn 4 lần so với ở các miền nhiệt đới.

Giai đoạn IV. CO_2 của không khí lúc đầu rất không cân bằng với CO_2 trong nước, dần dần khuếch tán và thẩm thấu vào nước. Có rất nhiều điều kiện cân bằng chi phối các quá trình xảy ra ở giai đoạn 4, trong đó nhân tố cân bằng khuếch tán quyết định nhất. Đá vôi chỉ có thể hòa tan cho tới khi CO_2 vẫn còn tiếp tục khuếch tán vào nước. Và cuối cùng, hình thành trạng thái cân bằng giữa đá vôi đã hòa tan và chưa hòa tan. Như vậy là tốc độ khuếch tán CO_2 quyết định độ lâu dài của quá trình hòa tan CaCO_3 trong giai đoạn 4. Tốc độ này rất nhỏ: đòi hỏi thời gian của nhiều ngày để có thể đạt tới nồng độ giới hạn (cân bằng) của CO_2 . Khi nhiệt độ tăng thì tốc độ khuếch tán cũng tăng lên đáng kể và trạng thái cân bằng đạt tới sớm hơn. Cường độ hòa tan vào đầu giai đoạn 4 đã rất nhỏ và sẽ tiếp tục giảm xuống.

Nguồn cung cấp khí CO_2 cho nước trong thiên nhiên có thể là CO_2 trong khí quyển, CO_2 sinh ra do các quá trình sinh hóa, CO_2 xuất hiện khi các chất hữu cơ phân hủy và cuối cùng là khí CO_2 nguyên sinh xuất hiện trong các quá trình magma, nhất là ở những miền núi lửa đang hoạt động. Cần nhấn mạnh là các loại CO_2 trong những nguồn kể trên có khả năng hoạt động cacxto hóa khác nhau, và CO_2 do xác động vật, thực vật thối rữa sinh ra hoạt động mạnh hơn cả.

Ngoài ra, trong việc hòa tan đá vôi, các loại axit khác được thành tạo trong thiên nhiên cũng đóng vai trò nhất định. Đó là các axit mùn, H_2SO_4 (xuất hiện trong quá trình oxy hóa các đá đã bị pyrit hóa hoặc ở những nơi có nước khoáng chứa H_2S lộ ra ngoài mặt đất), HNO_3 xuất hiện khi có mưa giông (ở nhiệt đới nhiều gấp hai lần so với ở ôn đới). Rất có thể độ pH của nước thổ nhưỡng cũng ảnh hưởng tới cường độ quá trình hòa tan đá vôi, nghĩa là độ chua càng cao thì cường độ hòa tan càng mạnh hơn.

Mặt khác, trong nước thiên nhiên còn có những muối hòa tan của nhiều loại axit. Người ta thấy rằng lượng chất thủy phân trong dung dịch càng cao thì mức độ hòa tan đá vôi và dolomit, nhất là dolomit, cũng càng cao.

7.2.4. Tính hòa tan của đá vôi và dolomit

Nói chung, cả hai loại đá này đều có độ hòa tan yếu, tuy nhiên khả năng này của đá vôi có phần mạnh hơn đôi chút. Tùy thuộc vào tương quan giữa hàm lượng của canxi và magiê trong các loại đá cacbonat mà mức độ hòa tan của chúng có thể biến thiên khá mạnh. Trong thiên nhiên, các tầng đá cacbonat thường bị dolomit hóa ở những mức độ khác nhau, và thậm chí ngay trong một tầng cũng không đồng đều. Chính do vậy mà những hang hốc ngầm có nguồn gốc hòa tan trong các tầng đá cacbonat phân bố rất không đều.

Mặt khác, không phải loại đá vôi hoặc dolomit nào cũng có thể bị cacxto hóa với mức độ như nhau. Chẳng hạn, nếu chúng chứa nhiều tạp chất sét (loại đá vôi sét, sét vôi, đá vôi vỏ sò hến ven bờ) thì sau khi một phần đá vôi bị hòa tan, các hạt tạp chất này sẽ đọng lại tại chỗ dưới dạng tàn tích sét phủ trên bề mặt đá gốc, hạn chế hoặc ngăn cản hoàn toàn quá trình hòa tan tiếp sau. Trong những trường hợp như vậy, quá trình cacxto thường kết thúc rất sớm, ngay vào những giai đoạn đầu.

Bề dày vữa cũng là một yếu tố ảnh hưởng tới khả năng cacxto hóa: vữa, tầng càng dày, càng bị cacxto hóa mạnh (bởi vì tổng lượng tạp chất ở mặt phân lớp ít hơn).

Khả năng thấm nước là một tiền đề quan trọng cho quá trình cacxto phát triển. Đại bộ phận đá vôi là loại đá đặc xít, chắc, mịn, không thấm nước, nhưng nhờ có hệ thống khe nứt (khe nứt kiến tạo, kẽ nứt phân lớp, khe nứt xuất hiện trong quá trình tạo đá khi thể tích giảm) mà nước vẫn có thể thấm sâu vào khối đá, gây

ra hiện tượng hòa tan, khiến cho chúng ngày càng mở rộng thêm. Theo O. Leman, kích thước khe nứt tối thiểu phải từ 1 mm trở lên để có thể trở thành kẽ nứt cacxtơ hóa tích cực. Tuy nhiên, có một số loại đá vôi mặc dù dễ thấm nước do có nhiều lỗ hổng (như đá vôi vỏ sò, đá vôi mảnh vụn, đá vôi tuf), nhưng vì chứa nhiều tạp chất mà khả năng cacxtơ hóa không cao. Tương tự, ta có thể dễ dàng hiểu được mối liên hệ giữa mức độ phát triển cacxtơ cũng như cách sắp xếp của các dạng địa hình cacxtơ với đặc điểm kiến tạo và hệ thống đứt gãy của khu vực.

7.2.5. Các điều kiện thúc đẩy quá trình cacxtơ

Trên đây là những phân tích sơ bộ về điều kiện ảnh hưởng tới khả năng cacxtơ hóa của các loại đá cacbonat. Trong phần này chúng ta sẽ hệ thống hóa toàn diện hơn những yếu tố có vai trò thúc đẩy sự phát triển của quá trình cacxtơ nói chung.

1) *Đá*. Trước hết phải kể tới yếu tố đất đá: như đã trình bày ở trên, chúng phải chứa ít tạp chất sét, tầng dày, khối lớn, nhiều khe nứt, bề dày tầng đá trong đó nước vận động theo chiều thẳng đứng phải lớn. Bề dày càng lớn thì những nét đặc trưng của địa hình cacxtơ càng rõ nét.

2) *Thế nằm của đá*. Thế nằm chỉ có ảnh hưởng rất nhỏ chứ không đến mức như người ta có thể nghĩ, bởi vì trong thực tế, hiện tượng cacxtơ có thể thấy cả ở vùng núi uốn nếp cũng như ở nơi có cấu trúc nằm ngang. Tuy nhiên, ở nơi các tầng đá bị biến vị mạnh sẽ xuất hiện nhiều khe nứt và đứt gãy hơn, do đó ảnh hưởng nhiều hơn tới cách sắp xếp của các dạng địa hình và quá trình cacxtơ hóa.

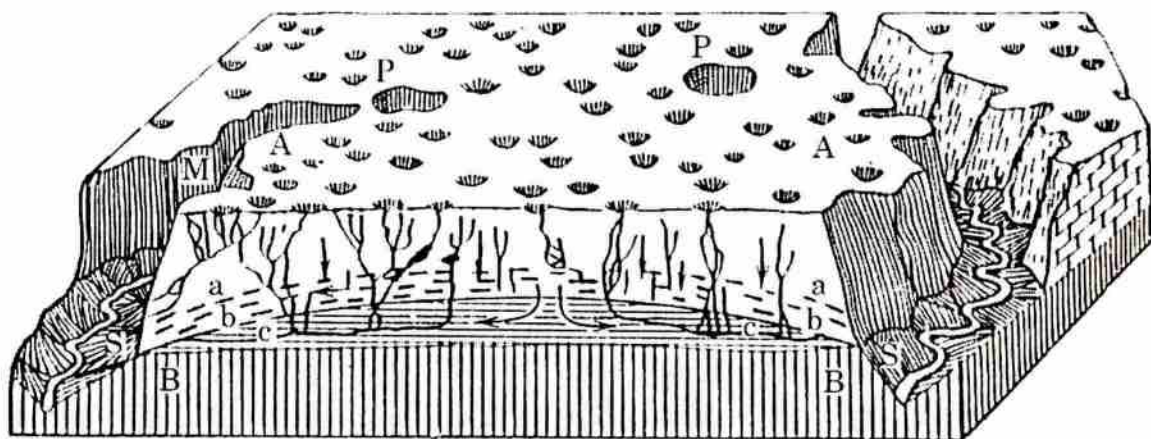
Trong trường hợp đá có thể nằm thoải hoặc nằm ngang và lại có sự xen kẽ những tầng với độ khe nứt và khả năng hòa tan khác nhau, có thể dẫn tới cách sắp xếp dạng phân tầng của các đới vận động nước ngầm theo chiều nằm ngang và theo chiều thẳng đứng.

3) *Ảnh hưởng của địa hình*. Trước hết, đặc điểm địa hình có ảnh hưởng tới mức độ phát triển cacxtơ trên bề mặt: mặt đất bằng phẳng hoặc thoải sẽ giữ nước mưa lâu hơn, do đó quá trình cacxtơ có điều kiện phát triển mạnh hơn. Địa hình ngầm của bề mặt tầng nền không thấm nước ở khối cacxtơ phải đảm bảo thoát nước dễ dàng và lượng nước từ mặt đất bổ sung xuống phong phú. Trong trường hợp ngược lại, nước cacxtơ sẽ nhanh chóng bão hòa lượng CaCO_3 đã hòa tan và mất đi khả năng cacxtơ hóa.

4) *Ảnh hưởng của khí hậu*: Hiện tượng cacxtơ có thể quan sát thấy ở mọi loại khí hậu, ngoại trừ miền băng hà vĩnh cửu là nơi nước quanh năm đóng băng. Tuy nhiên, trong những điều kiện khí hậu khác nhau, do ảnh hưởng của nhiệt độ, lượng mưa, cường độ mưa và thời gian mưa, quá trình này cũng thể hiện những nét khác nhau về tốc độ phát triển và hình thái của các dạng cacxtơ. Người ta nhận xét rằng tuy nhiệt độ cao có làm cho lượng CO_2 hòa tan ít đi nhưng kết quả tổng hợp vẫn là

thúc đẩy mạnh quá trình cacxtơ hóa, bởi vì khi nhiệt độ môi trường ẩm áp, lượng ẩm phong phú thì các quá trình sinh hóa trong đất phát triển rất mạnh, tạo ra nhiều chất gây tác dụng ăn mòn đá vôi mạnh.

Từ những điều trình bày trên, có thể hình dung được một khu vực có điều kiện thuận lợi cho sự phát triển cacxtơ, như hình vẽ dưới đây (H. 72).



Hình 72. Khối cacxtơ ôn đới lý tưởng
(theo I.X. Shshukin, 1964)

Khối đá vôi có bề dày lớn A-A nằm trên tầng không thấm nước B-B. Bề mặt khối đá vôi có rất nhiều phễu cacxtơ và một số hố sụt cacxtơ trên các động cacxtơ ngầm P.a-a - đối vận động của nước theo chiều thẳng đứng; b-b - đối vận động của nước theo chiều ngang; S - nguồn nước cacxtơ; M. thung lũng cacxtơ hình túi. Mũi tên chỉ hướng vận động của nước.

7.2.6. Đặc điểm thủy văn và thủy địa chất vùng cacxtơ

Trong miền cacxtơ, phần lớn nước mưa thấm vào lòng đất theo các kẽ nứt dưới tác dụng trọng lực, hướng tới tầng không thấm nước bên dưới để tạo ra tại đó tầng nước ngầm. Bề dày tầng nước ngầm và độ cao mặt gương của nó phụ thuộc vào diện tích khối cacxtơ, vào mức độ chia cắt bề mặt và độ sâu của các thung lũng và khe rãnh trong khu vực. Các thung lũng và khe rãnh này vừa là những tuyến thoát nước ngầm vừa là gốc xói mòn địa phương của khu vực.

Từ mặt đất tới gương nước ngầm, nước vận động chủ yếu theo chiều thẳng đứng. Do có nước lưu thông như vậy mà thành kẽ nứt bị hòa tan, mở rộng dần và nước trên mặt càng bị hút xuống sâu nhanh chóng hơn. Cuối cùng, các dòng chảy trên mặt cùng với quá trình tạo thung lũng bình thường có thể ngừng hoạt động hoàn toàn. Thay thế cho mạng lưới thung lũng bình thường đó (nghĩa là những dòng chảy nối liền với nhau thành hệ thống và có độ dốc nhất quán) sẽ xuất hiện những bồn trũng khép kín với kích thước và hình dạng khác nhau. Dưới đáy những bồn trũng này thường có lỗ hút nước gọi là *lạc thủy động*. Thông thường, chúng sắp

xếp thành chuỗi dọc theo đường tanvec của những khe rãnh xâm thực đã ngừng hoạt động.

Như vậy, có thể nêu một nhận xét là: nếu trong vùng không có hiện tượng cacxtơ, mạng lưới thủy văn trên mặt nối với nhau thành mạng và chia cắt mặt đất thành những khối địa hình dương tách rời nhau thì ở vùng cacxtơ ôn đới, địa hình dương lại là một khối hầu như thống nhất, liên tục, trong khi địa hình âm tách rời nhau. Một sự so sánh có thể ví như phim với ảnh.

Trong mỗi khối cacxtơ, theo chiều thẳng đứng có thể phân biệt 3 đới thủy địa chất khác nhau.

1) *Đới lưu thông nước theo chiều thẳng đứng.* Trong đới này, tức là trong phạm vi từ bề mặt địa hình tới gương tầng nước ngầm, nước vận động dọc theo các kẽ nứt, dưới tác dụng trọng lực, chủ yếu theo chiều thẳng đứng. Trên vách dốc có thể thấy những nguồn nước thoát ra gián đoạn, ít khi liên tục.

2) *Đới no nước theo chu kỳ.* Trong đới này, các nguồn nước hoạt động với độ biến thiên rất mạnh và đột ngột, biên độ dao động lớn. Điều này có thể giải thích như sau: trong vùng cacxtơ phát triển, các khe nứt và hang động đã được mở rộng, nên có khả năng lưu thông nước cao. Do đó, sau mỗi trận mưa, nước mưa vận động xuống sâu rất nhanh, làm tăng đột ngột mực nước ngầm. Về mặt này, có thể nêu nhận xét rằng trong vùng cacxtơ, độ khe nứt của đá càng thấp thì biên độ dao động gương nước ngầm càng lớn.

Ở tầng này, nước vận động chủ yếu theo chiều nằm ngang từ trung tâm khối ra vùng rìa, tuy vẫn có độ nghiêng nhỏ do mặt gương nước ngầm cong lồi lên. Trong quá trình mực nước ngầm hạ xuống, vận động của nước lại mang màu sắc của vận động thẳng đứng. Một số tác giả (như N. A. Gvozdetki) coi tầng này là tầng phát triển cacxtơ dưới sâu mạnh mẽ nhất và cho rằng chính tầng này là nơi hình thành nên những tầng hang động.

3) *Đới no nước thường xuyên.* Đới này có ranh giới trên là mực gương nước ngầm thấp nhất, ranh giới phía dưới là bề mặt của nền không thấm nước của khối cacxtơ. Tại đây, nước ngầm vận động hầu như theo chiều nằm ngang từ trung tâm ra xung quanh. Nếu các khe rãnh xâm thực đã cắt qua hoàn toàn khối nham cacxtơ thì nước ngầm của tầng này lộ ra ngoài mặt đất dưới dạng những mạch nước hoạt động liên tục; còn nếu chúng chưa khoét sâu hết bề dày khối cacxtơ, các mạch nước sẽ trực tiếp cung cấp nước cho các dòng sông chảy thường xuyên trong miền cacxtơ.

Trong trường hợp bề dày của khối cacxtơ rất lớn, vượt quá cả độ sâu gốc xói mòn địa phương hiện tại thì ý kiến về chế độ vận động của nước ngầm có khác nhau. Có người (như A. Grund) cho rằng ở độ sâu thấp hơn đáy sông sâu nhất, tức là thấp hơn gốc xói mòn địa phương, nước ngầm không còn vận động nữa. Song có

nhiều tài liệu mới cho thấy rằng ngay ở những độ sâu ấy nước ngầm vẫn tiếp tục vận động do áp lực, tuy rất chậm chạp. Ranh giới sâu của vận động này chỉ phụ thuộc vào độ sâu phát triển kẻ nứt trong khối cacxtơ hoặc chỉ bị giới hạn bởi sự xuất hiện của những tầng nham không thấm nước. Bằng chứng là ở những độ sâu đó vẫn có mặt các hang động cacxtơ, tuy rất nhỏ. Ví dụ, ở Uran người ta đã khoan thấy những hang động ở độ sâu 350m thấp hơn mực nước biển và 550-600m thấp hơn mực đáy sông địa phương. Tuy nhiên, có người lại giải thích sự tồn tại của những hang động quá sâu này bằng vận động giáng xuống của vỏ Trái Đất.

Vì lẽ đó, khi nghiên cứu lịch sử phát triển của khối cacxtơ, cần đồng thời quan tâm nghiên cứu vận động kiến tạo, nhất là tân kiến tạo. Vận động kiến tạo có thể làm thay đổi vị trí gốc xói mòn địa phương và do đó có thể làm thay đổi ranh giới của các đới thủy địa chất đã nhắc tới ở trên. Có thể thấy những trường hợp sau:

1) Ảnh hưởng của vận động thăng trầm có thể thấy đặc biệt rõ ràng nếu các tầng nham trong khối cacxtơ bị biến vị mạnh. Trong trường hợp này sẽ không thấy sự ăn khớp giữa tầng hang động với tầng đá mà thông thường cắt chúng theo mực bề mặt gần nằm ngang.

2) Khi vận động nâng lên mạnh và nhanh, quá trình cacxtơ hóa không theo kịp tốc độ khoét sâu của các thung lũng xâm thực. Khi đó sẽ xuất hiện những dòng sông ngầm treo, thoát ra trên sườn thung lũng từ các hang động nằm ngang, trở thành những thác nước treo rất ngoạn mục. Tương ứng với gốc xói mòn mới của địa phương sẽ dần dần hình thành một tầng hang động khác ở độ sâu lớn hơn.

Tuy vậy, không phải bao giờ cũng có thể giải thích hiện tượng hang động nhiều tầng bằng vận động kiến tạo của vỏ Trái Đất. Trong một số trường hợp, khi khối cacxtơ có những tầng đá nằm ngang với độ khe nứt không đồng đều hoặc có lượng tạp chất sét lớn và cũng không đồng đều thì tại những tầng dẫn nước kém, nước đọng lại nhiều hơn, tạo ra tầng nước ngầm no tạm thời. Ở mực độ cao của tầng này sẽ phát triển một tầng hang động. Bằng cách đó, trong khối cacxtơ cũng có thể hình thành nhiều tầng hang động.

Tùy theo độ sâu gương nước ngầm trong khối cacxtơ mà người ta phân biệt *cacxtơ sâu* và *cacxtơ nông*. Khi gương nước ngầm nằm cách bề mặt địa hình đáng kể, đới lưu thông nước theo chiều thẳng đứng có bề dày lớn, đó là kiểu cacxtơ sâu. Trái lại, nếu bề dày này nhỏ, nghĩa là gương nước ngầm nằm sát bề mặt địa hình, ta có kiểu cacxtơ nông. Việc xác định độ sâu này là một trong những nhiệm vụ quan trọng khi nghiên cứu cacxtơ, vì chế độ lưu thông nước ngầm của chúng có thể khác nhau rất căn bản.

7.2.7. Các thuyết về thủy văn ngầm trong vùng cacxtơ

1) Thuyết của A.Grund về nguồn cung cấp nước chung

Vào đầu thế kỷ này, A.Grund đã nêu ra thuyết về chế độ thủy văn ngầm của các miền cacxtơ. Ông phân biệt trong nước ngầm ở đây hai bộ phận là *nước cacxtơ* và *bản thân nước ngầm*. Theo ông, nước cacxtơ là bộ phận trên cùng của tầng nước ngầm và chỉ có bộ phận này mới tham gia vào sự vận động của nước từ trung tâm ra rìa khối cacxtơ, còn bản thân nước ngầm là bộ phận nước dưới sâu hơn và, theo ông, không tham gia vào vận động nói trên vì nằm trong trạng thái ứ đọng. Ông còn cho rằng tất cả các mạch nước ngầm trong vùng cacxtơ lộ ra ngoài mặt đất đều xuất phát từ *một nguồn cung cấp chung*. Theo ông, toàn bộ nước thấm từ mặt xuống được dồn vào một bồn thống nhất, mất dần đi những đặc tính riêng vốn có của mình. Những điểm nêu trên đây trong thuyết của tác giả này đòi hỏi phải được xem lại bởi vì không phù hợp với những quan sát mới nhất về đặc điểm thủy văn ngầm của các vùng cacxtơ.

2) Ngược lại với A. Grund, một số tác giả khác, như Fr. Catzer, W. Knebel và E. Martel đã nêu lên thuyết về các *dòng nước ngầm riêng rẽ*. Theo các tác giả này, nước ngầm trong các khối cacxtơ vận động theo những dòng riêng rẽ, với kích thước và hướng chảy khác nhau. Nói khác đi, mỗi mạch hoặc nhóm mạch nước ngầm lộ ra ngoài mặt đất là một dòng sông ngầm riêng rẽ, bắt nguồn từ một hệ thống hang động nhất định. Theo A. Catzer, cách sắp xếp của các hệ thống này không theo một quy luật nào cả mà chỉ phụ thuộc vào hướng của các kênh ngầm dẫn nước. Chúng có thể có hướng chảy và độ cao rất khác nhau, có thể cắt nhau về hướng nhưng không nối liền với nhau. Để đi đến kết luận như vậy, tác giả này, đã dựa vào bằng chứng là các dòng sông ngầm không mất cá tính (ngược lại với A.Grund) trên toàn bộ chiều dài của mình. Một bằng chứng khác là sự hoạt động của những mạch nước ngọt thoát ra rất mạnh dưới đáy biển ven rìa một số khối cacxtơ ven bờ có độ cao đáng kể. Những mạch nước ngọt như vậy chỉ có thể phun ra dưới đáy biển trong trường hợp có áp suất thủy tĩnh cao trong một mạch dẫn ngầm khép kín nằm cao hơn mặt biển. Về sự bảo tồn cá tính của các dòng sông ngầm còn có thể chứng minh gián tiếp bằng cách hòa những chất nhuộm màu mạnh vào nước trong vùng cacxtơ rồi theo dõi sự vận động tiếp sau của nó.

Để đánh giá hai thuyết thủy văn ngầm này, cần nhấn mạnh rằng cả hai quan điểm đều được nêu lên từ những quan sát thực tế, tức là đều có thể áp dụng để giải thích được cho trường hợp này hay trường hợp khác, nhưng không thể có giá trị toàn năng. Thuyết của A.Grund chắc chắn là đúng với điều kiện cacxtơ nông (điều kiện này thậm chí ngay những người chống đối cũng phải thừa nhận). Đối với trường hợp cacxtơ sâu thì thuyết về những hệ thống kênh thoát nước riêng rẽ nói chung là đúng, song cũng không phải không có những trường hợp có nguồn cung cấp nước chung.

7.2.8. Các nguồn nước cacxtơ

Trong miền cacxtơ thường có những mạch nước ngầm lộ ra ngoài mặt đất với chế độ thủy văn khác nhau tùy thuộc vào tầng nước dưới đất nơi chúng bắt nguồn. Vì vậy, căn cứ vào cách thức hoạt động của chúng, ta có thể suy ra được nguồn cung cấp nước cho chúng.

1) *Các nguồn nước ngầm tầng trên.* Trong nhiều trường hợp, bằng cách cho thuốc màu mạnh vào nước rồi quan sát, người ta đã xác định được rằng các mạch nước ngầm tầng này liên hệ trực tiếp với những khu vực cung cấp nước nhỏ hẹp trên bề mặt, ví dụ từ một nhóm phếu cacxtơ nằm kề nhau trên mặt đất.

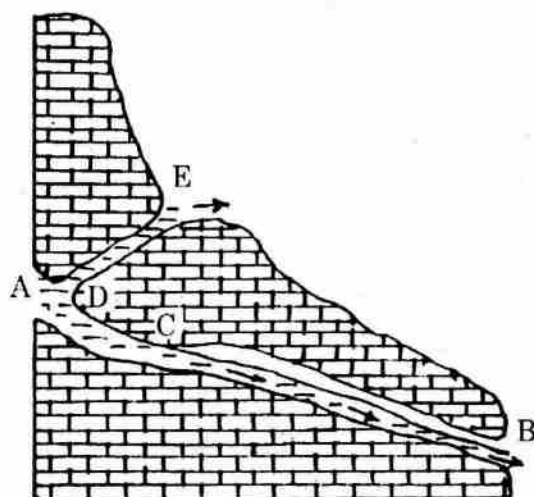
Đặc điểm của các nguồn nước ngầm này là hoạt động rất thất thường, chủ yếu khi trời mưa hoặc tuyết tan.

Chúng đặc trưng cho miền cacxtơ trẻ, bởi vì khi địa hình cacxtơ đã phát triển sâu sắc thì hệ thống kênh ngầm sẽ ăn sâu xuống tới tầng lưu thông nằm ngang của nước ngầm, do đó nước mưa cũng bị thấm xuống sâu, và các mạch nước ngầm loại này sẽ mất đi.

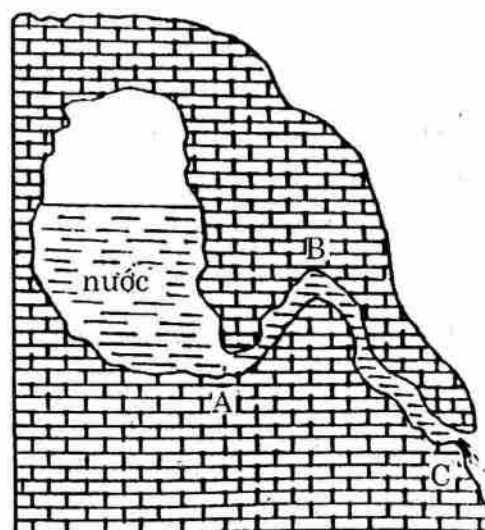
2) *Các nguồn nước ngầm thuộc tầng no nước theo chu kì*

Ở tầng này, các mạch nước ngầm cũng chỉ hoạt động theo chu kì, nghĩa là chỉ hoạt động khi gương nước ngầm cao. Đặc điểm của chúng là thời gian thoát nước trong một chu kì đã dài hơn nhiều: có thể kéo dài nhiều ngày, nhiều tuần lễ hoặc thậm chí suốt một mùa mưa. Về mùa khô, chúng ngừng hoạt động. Mặt khác, sự quá độ của chúng từ trạng thái này sang trạng thái khác cũng diễn ra từ từ. Thuộc loại mạch nước này còn có thể nêu cả loại *nguồn nước ngầm ứ đọng*. Ở đây, ngoài nguyên nhân thúc đẩy sự hoạt động của chúng là gương nước ngầm dâng cao, còn phải kể tới yếu tố áp suất thủy tĩnh. Đó là trường hợp nguồn nước ngầm ứ đọng và mạch nước xifông.

– *Mạch nước ngầm cacxtơ ứ đọng* (H. 73)



Hình 73. Mạch nước ngầm cacxtơ ứ đọng



Hình 74. Mạch nước ngầm cacxtơ xifông

Mạch nước ngầm cacxtơ ứ đọng hoạt động theo nguyên tắc sau. Ta hãy hình dung một kênh ngầm A-B có chiều rộng không đồng đều (H. 73). Từ kênh ngầm này có một ngách thông lên phía trên - DE. Trong kênh AB có chỗ thắt lại C. Khi có nước lưu thông thì toàn bộ chiều rộng kênh AB tại điểm C sẽ đầy nước. Tình trạng này xảy ra cả khi trong kênh có lượng nước trung bình cũng như khi có lượng nước tối thiểu. Khi lượng nước trong kênh ngầm AB tăng lên thì nước có thể dâng lên theo ngách DE nhưng chưa đạt tới miệng E. Trong tình trạng như vậy, nước trên mặt đất có thể chảy thêm vào kênh qua ngách ED. Nếu lượng nước chảy theo kênh AB tiếp tục tăng lên thì tại điểm thắt C sẽ xảy ra tình trạng ứ đọng, do đó nước ở đoạn DE sẽ dâng cao dần và trào ra ngoài tại cửa E, trở thành nguồn nước ngầm ứ đọng. Đặc điểm của nó là có chu kì hoạt động (hoặc ngừng hoạt động) kéo dài theo mùa.

- *Mạch nước ngầm xifông* (H.74) có đặc điểm là chu kì hoạt động và ngắt quãng đều đặn. Nếu hang động có kênh thoát nước dạng xifông ABC, khi nước trong động dâng cao quá độ cao điểm B thì nước bắt đầu thoát ra ở điểm C theo nguyên tắc xifông cho tới khi mực nước trong động hạ thấp tới A. Sau đó nước trong động lại từ từ dâng lên tới quá điểm B, khi đó nguồn xifông lại tiếp tục hoạt động. Kiểu nguồn nước ngầm này có thể hoạt động quanh năm. Khoảng thời gian ngắt quãng giữa các chu kì hoạt động có thể thay đổi theo mùa: về mùa mưa ngắn hơn, mùa khô - dài hơn.

3) Các nguồn nước ngầm thuộc tầng no nước thường xuyên

Đặc điểm của các nguồn nước ngầm thuộc tầng này là có nước thoát ra liên tục, quanh năm và nhiều khi có lưu lượng lớn, đôi khi đủ để tạo ra cả một dòng sông nhỏ. Trong khoa học, loại mạch nước ngầm như vậy được gọi là nguồn nước vôcluzơ, theo tên gọi của mạch nước lớn cùng tên ở miền nam nước Pháp. Nó cung cấp nước cho sông Xocơơ với lưu lượng 30 -50 m³/s về mùa xuân (từ tháng hai đến tháng năm), 8 - 10 m³/s về mùa hè - thu.

Thông thường chúng thoát ra ở các phần rìa khối cacxtơ, và dọc theo các sườn thung lũng.

7.2.9. Sông và thung lũng miền cacxtơ

Trong các miền cacxtơ tuy chỉ có rất ít sông suối chảy lộ trên bề mặt địa hình, nhưng hình thái và chế độ thủy văn của chúng cũng rất đa dạng. Căn cứ vào những dấu hiệu đó, có thể phân biệt năm loại sau đây.

1) *Các dòng sông suối nhỏ chảy thất thường*. Chúng thường rất nhỏ, thung lũng chưa khoét sâu đáng kể và chỉ hoạt động vào thời kì mưa nhiều, khi các lạch thủy động không kịp hút hết hoàn toàn nước trên mặt.

Về hình thái và giai đoạn phát triển, các thung lũng loại này rất trẻ: nhỏ bé và nông. Dưới đáy có thể quan sát thấy nhiều phế tích cacxtơ xếp thành dãy thông xuống những lạc thủy động. Giai đoạn xâm thực sâu của chúng kết thúc rất sớm, bởi vì các khe nứt và hang động mở rộng rất nhanh, nước bị hút hết xuống sâu và bắt đầu nhường chỗ cho quá trình cacxtơ ngầm.

2) *Các dòng sông chảy thường xuyên, có đáy nằm cao hơn gương nước ngầm.* Những dòng sông này thường khá lớn, bắt nguồn từ bên ngoài khối cacxtơ và có nguồn cấp nước phong phú. Mặc dù khi qua vùng cacxtơ bị tổn thất nhiều nước nhưng chúng vẫn là những dòng chảy liên tục. Đáy sông, do đó, vẫn có khả năng khoét sâu và đóng vai trò gốc xói mòn địa phương. Ngang mực đáy sông là tầng nước ngầm lưu thông theo chiều nằm ngang và cũng chính tại đó hình thành một hệ thống hang động xếp thành một tầng rõ rệt.

Về hình thái, đây là những thung lũng hẹp, sâu, sườn có dạng vách dựng đứng, hầu như không có khe hẻm phụ lưu.

3) *Các dòng sông chảy thường xuyên, có đáy đã khoét sâu tới gương nước ngầm.* Thông thường đây là giai đoạn phát triển tiếp tục của loại sông vừa kể trên, song đôi khi cũng có nguồn gốc hơi khác: đầu tiên là những dòng sông cacxtơ ngầm, sau lộ ra ngoài bề mặt địa hình do trần bị sụp đổ. Chúng có lẽ ở nhiều nơi trên sườn vẫn còn dấu tích của trần sông ngầm dưới dạng cầu thiên nhiên.

Nếu bắt nguồn ngay trong khối cacxtơ thì nguồn của những dòng sông này thường xuất phát từ một vách dốc đứng.

Nhóm sông này có 2 loại phụ: sông có *thung lũng hình túi* và *sông cụt*. Thung lũng hình túi có nguồn cụt, bắt đầu từ một vách dốc đứng. Nó còn được gọi là *sông hiện*, do dòng nước xuất lộ đột ngột sau một vách dốc đứng. Sông cụt bắt nguồn từ xa bên ngoài và biến mất trong khối cacxtơ, trở thành dòng *sông biến*. Những cửa biến và cửa hiện là dấu hiệu quan trọng giúp ta xác định các tuyến dòng chảy ngầm trong nghiên cứu hang động học. Loại thung lũng sông này rất sâu, vách dốc đứng, trắc diện ngang hẹp.

4) *Các dòng sông chảy thường xuyên có đáy đã cắt qua tầng nước ngầm vào tầng không thấm nước bên dưới.* Đặc điểm của chúng là trắc diện sườn thung lũng đã phức tạp hơn: phần trên phát triển trong khối đá vôi nên dốc đứng, phần dưới hình thành trong đá không thấm nước có độ dốc nhỏ hơn. Những dòng sông loại này thường khá lớn và bắt nguồn từ bên ngoài khối cacxtơ.

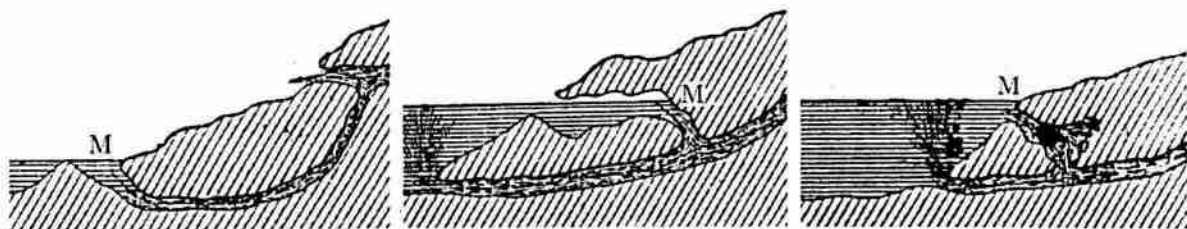
5) *Các dòng sông ngầm hình thành do những khe nứt ngầm mở rộng.* Chúng thường bắt nguồn ngay trong khối cacxtơ do nước trên mặt thấm vào và mở rộng dần các khe nứt nối liền các hang động ngầm. Nhiều trường hợp đây là những dòng chảy xuất phát từ bên ngoài khối cacxtơ rồi bị mất dòng do nước bị hút bởi các dạng

cacxtơ ngầm. Đường chảy của chúng thường phức tạp, rất gồ ghề, nhiều thác ghềnh, chỗ rất hẹp, chỗ mở rộng thành những hang động lớn. Có trường hợp dòng chảy ngầm này lộ ra ngoài mặt đất dưới hình thức “sông hiện”, tạo thành nguồn nước vôcluzơ.

Liên quan tới các dòng sông cacxtơ ngầm còn có 2 hiện tượng đáng lưu ý. Đó là trường hợp các mạch nước ngọt ngầm dưới đáy biển và “cối xay biển”.

Ở các khối cacxtơ ven biển, mà điển hình nhất là vùng bờ biển Adriatic, đôi khi có thể quan sát thấy hiện tượng những mạch nước ngọt phun ra dưới đáy biển với lưu lượng rất lớn. Ví dụ, các mạch nước ngọt đáy biển gần Trieste (Italia, biển Adriatic), trong một ngày đêm có thể phun ra tới 20.000 m³ nước. Có khi chúng thoát ra ở độ sâu tới 700m (ví dụ, tại bờ biển Đanmat). Hiện tượng này được giải thích như sau. Rất có thể những mạch nước này chính là cửa thoát của các dòng sông cacxtơ ngầm phát triển trên lục địa ở độ cao lớn so với mực nước biển. Rõ ràng là chúng phải có độ dốc rất lớn để có thể tạo ra áp lực thủy tĩnh đủ mạnh để thắng được áp lực cao của nước biển. Dĩ nhiên là miệng thoát hiện tại dưới đáy biển của chúng đã được hình thành từ trước và chỉ có thể trong điều kiện ở độ cao trên mực nước biển. Như vậy cũng có nghĩa là sự hiện diện của chúng dưới đáy biển là một điều nghịch lí, chỉ có thể giải thích bằng sự dao động mực nước biển, trước hết là do nguyên nhân hạ lún kiến tạo tại dải ven bờ.

Trường hợp thứ hai, ít thấy hơn nhưng cũng rất lí thú, là hiện tượng mà người ta quen gọi là “cối xay biển”. Đó là hiện tượng tại những nơi đáy biển nông ven bờ cacxtơ nước biển bị xoáy và bị hút rất mạnh vào những kẽ hở kiểu lạch thủy động, trộn lẫn với nước ngọt của các dòng sông cacxtơ ngầm, rồi thoát ra ở một nơi khác gần đấy, tạo thành mạch nước ngầm hơi mặn. Ở bờ đảo Iônich (biển Adriatic), có “cối xay biển” hút tới 150 000m³ nước trong một ngày đêm.



Hình 75. Các kiểu “cối xay biển” (theo Knebel và Tap)

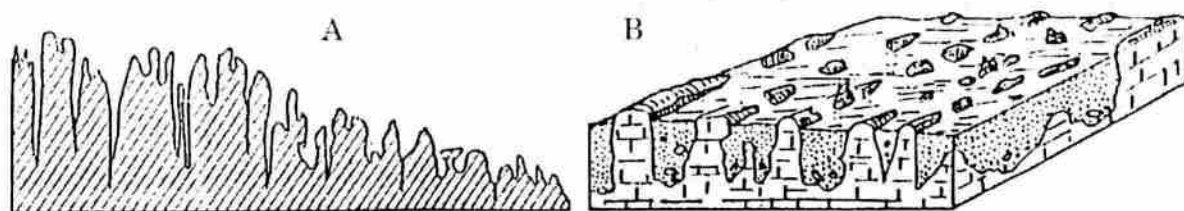
Cơ chế hoạt động của “cối xay biển” được Wiebel giải thích như sau: Khi một dòng sông ngầm với độ dốc rất lớn và dòng chảy rất mạnh thoát ra dưới đáy biển ở độ sâu nhỏ có thể tạo ra mạch nước ngọt ngầm mạnh. Do dòng chảy có tốc độ lớn như vậy, nó có thể cuốn thêm cả không khí chứa trong các kênh ngầm thông với nó nhưng không có nước. Nếu một trong những kênh ngầm ấy lộ ra dưới đáy biển nông thì, do sự chênh lệch áp lực, nước biển có thể tràn vào rồi hòa lẫn với dòng chảy của sông ngầm. Dòng sông ngầm như vậy cũng có thể thoát ra ngoài mặt đất ở mực độ cao hơn mặt biển (hình 75). Hiện tượng “cối xay biển” cũng là một dấu hiệu đáng chú ý về vận động hạ lún của khu vực lục địa ven bờ.

7.2.10. Các dạng địa hình cacxtơ

1) Ca rư

Ca rư, hay còn gọi là đá tai mèo hoặc ngọn đá, rãnh đá, là những dạng địa hình lởm chởm thường thấy trên bề mặt đá vôi. Chúng có kích thước to nhỏ khác nhau, phân cách với nhau bởi những rãnh sâu từ một vài centimet đến vài mét. Địa hình carư phát triển làm cho trắc diện sườn có hình răng lược và rất hiểm trở, khó vượt qua (H.76). Chúng hình thành chủ yếu do tác dụng hòa tan của nước trên mặt, song tác dụng bào mòn cơ học của nước cũng có vai trò nhất định, nhất là trên sườn có độ dốc lớn, bởi vì dạng địa hình này đôi khi có thể gặp cả trong đá không hòa tan, ví dụ trên mép vách dốc của những dòng bazan ở Haoai.

Carư thường tạo thành những luống sắp xếp hỗn độn, nhìn chung không theo một quy luật nào cả.



Hình 76. Lát cắt vuông góc với luống và rãnh carư đang hoạt động A và carư tàn B.

Địa hình carư phát triển ở mọi độ cao, từ dải bờ biển đá vôi (trong đới hoạt động của sóng vỗ bờ và thủy triều, do tác dụng hòa tan của nước biển) cho tới những đỉnh núi cao có băng tuyết bao phủ nhiều tháng trong năm. Song cần nhấn mạnh rằng chúng phát triển mạnh hơn trong đá vôi có thành phần tinh khiết, còn nếu đá vôi có nhiều tạp chất, nhất là sét, chúng phát triển chậm hơn hoặc có thể ngừng hẳn sau một thời gian tương đối ngắn (sét tàn dư lấp kín các khe rãnh và cả bề mặt đá vôi). Quá trình phát triển của carư cũng có thể bị chậm lại, nếu như trên bề mặt có lớp phủ thổ nhưỡng và thực vật phong phú, bởi vì do tác dụng của các axit mùn và thực vật mà một số quá trình phong hóa hoạt động mạnh hơn, carư dần dần mất nét đặc trưng của mình (do bị vỡ vụn hoặc bị gặm nhấm).

Khi caru phát triển trên diện tích lớn, chúng tạo thành cánh đồng caru.

Nhìn chung caru là dạng địa hình cacxtơ trên mặt, nhưng cũng có cả loại caru ngầm: hình thành trong các dòng sông ngầm và hang động, hoặc phát triển ngầm bên dưới lớp trầm tích bề mặt. Theo hiện trạng của quá trình, phân biệt loại caru đang hoạt động và caru tàn. Loại thứ hai thường thấy ở những diện tích bằng phẳng, bề mặt được phủ bởi lớp *terrosa* dày và màu mỡ, trên đó chỉ còn những ngọn đá sót nhỏ bé phân bố rải rác, giống như một đàn đại gia súc trên cánh đồng.

Loại caru tàn nổi tiếng nhất là ở Quê Lâm Trung Quốc, nơi có những caru ngầm kích thước lớn nay đã được bóc lộ ra trên mặt đất, tạo thành quang cảnh rừng đá nổi tiếng trên thế giới. Một quang cảnh rừng đá tương tự, nhưng với mức độ phát triển yếu hơn, ta có thể gặp ở khu vực cao nguyên Đồng Văn tỉnh Hà Giang.

2) Giếng, phễu, đĩa cacxtơ, hố sâu tự nhiên, cánh đồng cacxtơ

Trong các vùng cacxtơ, thường gặp nhiều dạng địa hình âm với kích thước và hình dạng khác nhau. Chúng được đặt tên chủ yếu dựa theo hình dạng và kích thước, ví dụ giếng, phễu, đĩa cacxtơ, hố sâu tự nhiên và cánh đồng cacxtơ.

– Trước hết phải kể đến *lạc thủy động*, bởi vì nó là một bộ phận thường thấy trong hầu hết các dạng địa hình cacxtơ âm. Đó là những hang, hố sâu, những lỗ hút nước có tác dụng nhanh chóng vận chuyển nước trên mặt vào sâu trong lòng đất. Lạc thủy động thường nằm ở đáy các hố trũng cacxtơ và giữ vai trò hang tiêu nước. Đầu tiên chúng chỉ là những kẽ nứt, được mở rộng dần do tác dụng hòa tan và bào mòn của nước. Vì nước đi xuống thường xoáy mạnh nên chúng bị bào mòn và có dạng tròn hình ống.

– Hố cacxtơ hình phễu (H. 77)

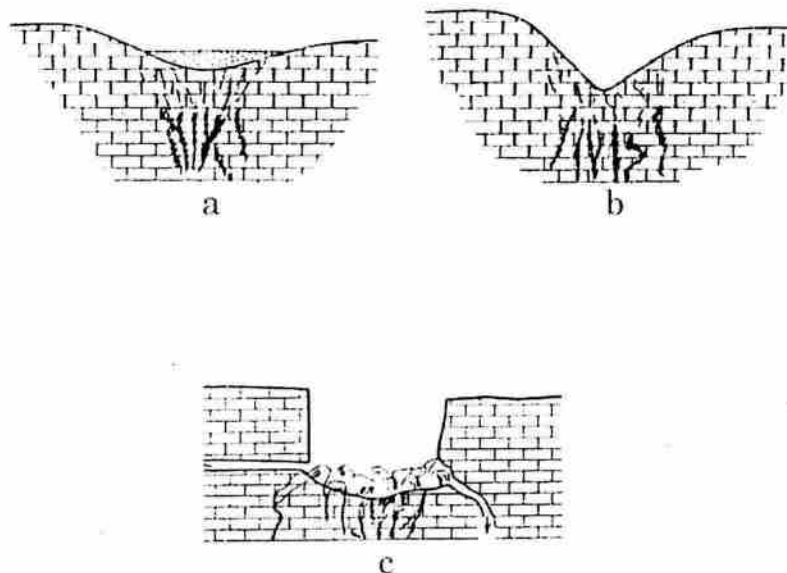
Đây là dạng hố trũng cacxtơ phổ biến nhất trên bề mặt các khối cacxtơ. Do hình dạng mặt cắt ngang của mình, chúng thường được gọi là *phễu cacxtơ*. Chúng thường có dạng hình tròn hoặc bầu dục, sườn dốc, trắc diện đứng hình phễu hoặc hình nón ngược, kích thước rất đa dạng (đường kính miệng phễu từ 10m đến 200m, chiều sâu có thể bằng chiều rộng). Nếu lạc thủy động dưới đáy phễu đã ngừng hoạt động và bị trầm tích vụn lấp kín thì phễu cacxtơ có thể biến thành hồ.

Về nguồn gốc, chúng có thể được hình thành do quá trình hòa tan làm mở rộng phần trên của các kẽ nứt, của các lạc thủy động, hoặc do quá trình cacxtơ ngầm tạo ra hang động ngầm rồi sau đó trần bị sụp đổ.

– Hố cacxtơ hình đĩa (H. 77)

Dạng địa hình này thường rất nông, chiều sâu có thể nhỏ hơn chiều rộng tới mười lần. Đáy rất thoải, hơi lõm, sườn thoải và chuyển tiếp rất từ từ vào bề mặt

bao quanh. Trong đại bộ phận trường hợp, đáy đĩa cacxơ đã có lớp trầm tích vụn bao phủ (thường là sét tàn dư của quá trình hòa tan, gọi là *tera rôsa*). Ở những miền cacxơ trụi, ví dụ ở vùng Ban Căng, nhiều khi chính các hố cacxơ hình đĩa với lớp sét mịn của chúng là những diện tích canh tác duy nhất. Các lạc thủy động dưới đáy đều đã bị trầm tích vụn lấp đầy, do đó về mùa mưa thường trở thành những hố nông.



Hình 77. Các dạng hố trũng cacxơ:
a. Hố cacxơ hình đĩa; b. Phễu cacxơ; c. Giếng cacxơ

– *Giếng cacxơ* (H. 77)

Đây là dạng địa hình ít gặp hơn so với phễu cacxơ. Đường kính có thể rộng hàng chục mét, độ sâu lớn, vách dốc đứng, lởm chởm, dưới đáy có nhiều đá tảng chồng chất, có lạc thủy động đang hoạt động tích cực. Chúng do những đoạn hang thẳng đứng đã được mở rộng và sụt nóc tạo thành.

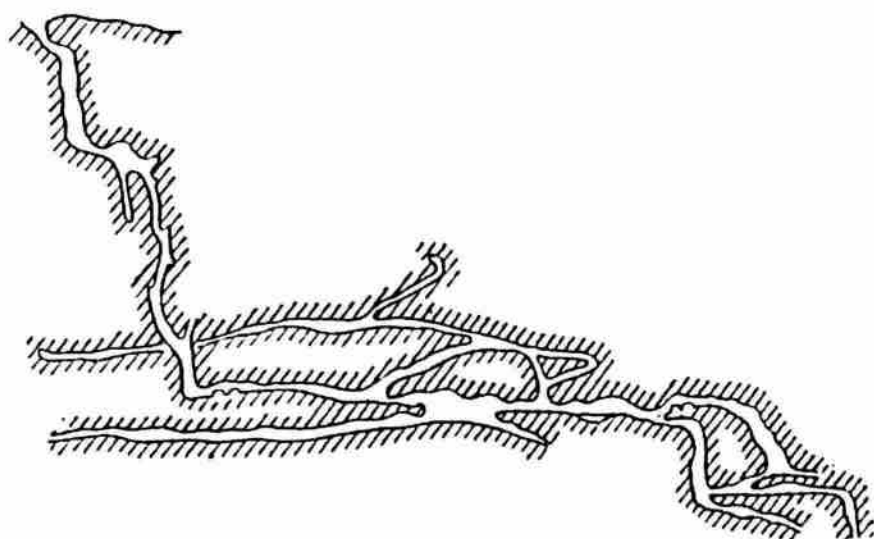
– *Hố sâu, “hầm lò” tự nhiên* (H. 78)

Đây là những hố sâu dạng hình ống thẳng đứng với độ sâu rất lớn, đường kính nhỏ hẹp (chỉ 1 vài mét). Các hố sâu tự nhiên có thể thông xuống những hang động nằm ngang qua những hành lang rất phức tạp.

– *Cánh đồng cacxơ*

Cánh đồng cacxơ là những bồn trũng có nguồn gốc cacxơ với kích thước tương đối lớn (diện tích từ 1 vài kilomet vuông tới hàng trăm kilomet vuông).

Thông thường chúng hình thành ở những diện tích đá vôi bị kiến tạo làm biến vị mạnh và dọc theo các đứt gãy. Tuy nhiên, chúng cũng có thể gặp cả ở những khu vực đá vôi có cấu trúc khác.



Hình 78. Hố sâu tự nhiên (theo Shshukin)

Đặc điểm hình thái của cánh đồng cacxtơ là có đáy phẳng và rộng, có lớp trầm tích vụn bở bao phủ, vách cao dốc đứng, trắc diện ngang dạng ngắn kéo. Đôi khi trên đáy bằng phẳng còn có thể gặp những dòng sông nhỏ uốn khúc mạnh, đây đó còn nhô lên những ngọn đá vôi sót kích thước nhỏ.

Về chế độ thủy văn, có thể thấy những trường hợp sau đây: 1- hoàn toàn khô cạn, 2- khi có nước, khi khô và, 3- có nước thường xuyên và trở thành hồ.

A.Grund đã dựa vào thuyết nước ngầm cacxtơ của mình để giải thích sự khác biệt trong chế độ thủy văn của các cánh đồng cacxtơ như sau. Nếu đáy cánh đồng cacxtơ nằm cao hơn hẳn mặt gương tầng nước ngầm cacxtơ thì nó luôn luôn khô hạn. Nếu đáy nằm thấp hơn mực gương nước ngầm - nó sẽ thường xuyên có nước - trở thành hồ. Còn nếu đáy nằm trong đới dao động của gương nước ngầm thì lượng nước sẽ thay đổi theo mùa, khi khô cạn, lúc có nước.

Cách giải thích này nhìn chung hợp lô gích và có thể ứng dụng được trong nhiều trường hợp, nhưng không thể là vạn năng. Chẳng hạn, ở những miền cacxtơ sâu thì ngay những dạng địa hình trũng rất sâu cũng chưa đạt tới gương nước ngầm, song lại vẫn có những bồn cacxtơ có nước theo chu kì. Trường hợp này thuyết thủy văn ngầm của Grund không thể giải thích được. Ở đây ta phải áp dụng lí thuyết về cân bằng nước, tức là dựa vào tương quan giữa lượng nước được cung cấp và khả năng tiêu nước trong từng mùa, để giải thích: khi lượng nước được cung cấp chiếm ưu thế - trên đáy cánh đồng cacxtơ có nước dâng lên, và ngược lại, khi khả năng tiêu nước chiếm ưu thế - khô cạn. Bằng chứng là ngay cả khi mực nước

dưới đáy cánh đồng cacxtơ dâng lên thì các lạc thủy động vẫn hoạt động mạnh và hút nước xuống sâu.

Về nguyên nhân thành tạo cánh đồng cacxtơ còn có nhiều tranh cãi. Có thể phân biệt 4 loại cánh đồng cacxtơ theo nguồn gốc phát sinh như sau.

1) Cánh đồng cacxtơ có nguồn gốc kiến tạo hình thành trong trường hợp có vận động đứt gãy kiểu địa hào hoặc uốn nếp dạng munda. Loại này chủ yếu gặp ở miền uốn nếp. Sau khi bị giáng xuống, bề mặt đá vôi bị lớp trầm tích vụn không hòa tan bao phủ. Kích thước các cánh đồng cacxtơ như vậy thường khá lớn.

Nếu phạm vi cánh đồng cacxtơ còn bao gồm cả những bộ phận đá không hòa tan thì có thể xem nguyên nhân kiến tạo là chắc chắn. Chúng cũng có thể được hình thành trong trường hợp dòng sông cacxtơ bị cấu trúc nếp lồi tân kiến tạo chắn ngang. Vì đây là khu vực đá vôi, nước sông bị hút xuống sâu mất nhiều nên không còn đủ khả năng cắt xẻ khối nâng này nữa, do đó mà xuất hiện bồn trũng kiểu cánh đồng cacxtơ.

2) Cánh đồng cacxtơ hình thành do các nham thạch không hòa tan nằm trong khối cacxtơ bị rửa trôi đi.

3) Cánh đồng cacxtơ do nhiều hố cacxtơ lớn nối liền lại với nhau tạo thành. Loại này thường không lớn lắm.

4) Cánh đồng cacxtơ do các hang động lớn bị sụt nóc tạo thành.



Hình 79. Lát cắt địa chất-địa mạo qua cánh đồng cacxtơ thị xã Lạng Sơn
(tài liệu thực địa của tác giả, năm 1972)

Như vậy, ta thấy cánh đồng cacxtơ được hình thành trong những điều kiện đặc biệt và không phải ở đâu cũng có. Ở nước ta chúng phổ biến rộng rãi. Nhiều làng bản và thị trấn trong các vùng đá vôi đều được định vị trong các cánh đồng cacxtơ. Vùng trung thị xã Lạng Sơn có thể coi là cánh đồng cacxtơ nguồn gốc kiến tạo điển hình (H. 79). Qua tài liệu thực tế, chúng tôi nhận thấy dường như một quy luật là

các cánh đồng cacxtơ lớn trong các bồn địa miền núi Đông Bắc và Tây Bắc đều phát triển trên những cấu trúc nếp lồi bị các đứt gãy kiến tạo làm phức tạp hóa (cánh đồng cacxtơ thị xã Lạng Sơn, Vạn Linh, Bằng Mạc, Mỏ Nhài Bắc Sơn, v.v.).

7.2.11. Hang động cacxtơ

Hang động là những dạng rỗng có kích thước và hình dáng rất đa dạng, hình thành bên trong các khối nham gốc, thông với mặt đất bằng một hoặc nhiều cửa. Chúng có thể có nguồn gốc khác nhau, nhưng đáng kể hơn cả về kích thước, ý nghĩa thực tiễn và lí luận là những hang động do quá trình cacxtơ hóa đá vôi tạo nên.

Ở các miền đá vôi, hang động cacxtơ là một trong những dạng địa hình phổ biến nhất và nhiều khi rất nổi tiếng vì ý nghĩa văn hóa, danh thắng và khoa học (tàng trữ những di vật khảo cổ, môi trường với vi khí hậu độc đáo, v.v.).

Về nguồn gốc thành tạo, hang động cacxtơ chủ yếu do quá trình hòa tan đá vôi tạo thành. Sự ra đời, cách sắp xếp và vị trí của chúng được tiên định bởi hệ thống khe nứt sẵn có trong đá vôi (có thể là những khe nứt kiến tạo hoặc nguồn gốc khác). Theo các khe nứt này, nước từ trên mặt đất thấm sâu vào lòng khối cacxtơ, dần dần mở rộng chúng và tạo thành những hệ thống kênh ngầm phức tạp. Trong đời vận chuyển nước ngầm theo chiều nằm ngang, ở khu vực có nhiều kẽ nứt hơn cả sẽ hình thành những dòng nước ngầm mạnh nhất chảy ra phía ven rìa khối cacxtơ. Cũng chính tại đây, nước ngầm gây tác dụng hòa tan đá vôi mạnh nhất, tạo thành những kênh ngầm chính. Càng được mở rộng thêm thì các kênh ngầm này càng có nhiều nước chảy hơn, dần dần trở thành sông ngầm. Ở những nơi tập trung nhiều khe nứt hơn cả, chúng có thể mở rộng và tạo thành những khối rỗng lớn - động cacxtơ. Vì vậy mà nhiều khi có thể tìm thấy trầm tích aluvi dưới đáy của chúng.

Các hang động cacxtơ thường tạo thành hệ thống phức tạp những kênh ngầm hẹp xen lẫn với những đoạn mở rộng và nhiều khi sắp xếp thành những tầng cao thấp khác nhau. Nếu quan sát kĩ trên phạm vi toàn khu vực, có thể thấy mối liên hệ về độ cao (tức là sự ăn khớp về độ cao) giữa các tầng hang này với các bậc thềm sông. Chẳng hạn, ở khu vực bồn địa cacxtơ thị xã Lạng Sơn hiện nay còn quan sát được hai bậc thềm tích tụ và một bãi bồi cao của sông Kỳ Cùng có độ cao tương tự độ cao của ba tầng hang động ở các khối đá vôi Tam Thanh, Nhị Thanh, Chùa Tiên, v.v.

Như ở trên đã nhắc tới, thông thường hang động cacxtơ chỉ hình thành trong đời lưu thông nước ngầm theo chiều nằm ngang và tương ứng với gốc xói mòn địa phương. Như vậy, khi thấy có hiện tượng hang động nhiều tầng, ta phải phân tích để tìm nguyên nhân mà rất có thể đó là do vận động kiến tạo mới gây ra.

Hiện tượng hang động nhiều tầng có thể thấy rõ khi quan sát những phần lộ ra của chúng ven theo rìa khối đá vôi và dọc theo các sườn thung lũng.

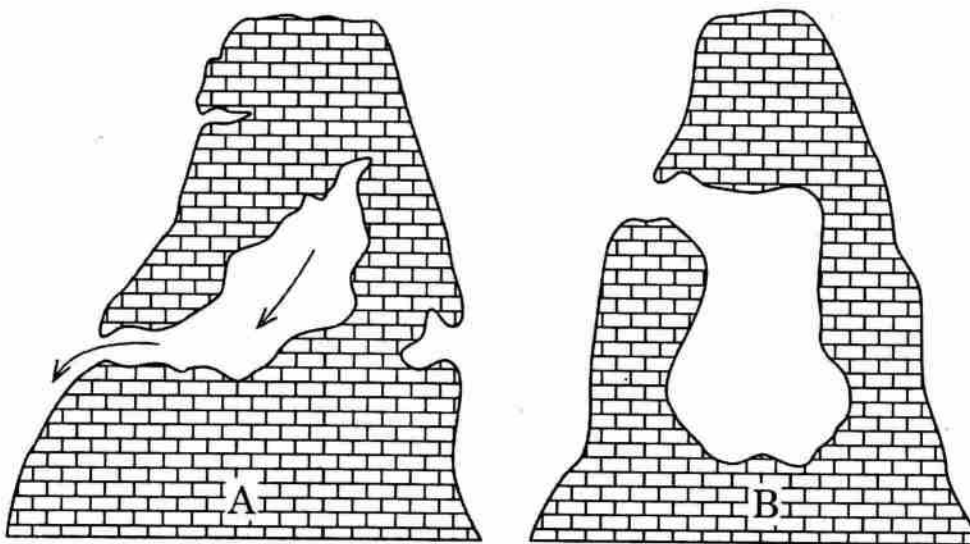
Phân loại hang động cacxtơ

Căn cứ theo chế độ nhiệt trong hang, người ta phân chia chúng thành ba loại:

1) *Hang động thông gió* có hai cửa thông với không khí bên ngoài. Loại hang này có điều kiện thông gió tốt, do đó nhiệt độ không khí bên trong dao động theo nhiệt độ không khí ngoài trời. Độ ẩm cũng có biến trình tương tự.

2) *Hang nóng*. Hang nóng thuộc nhóm hang cụt, chỉ có một lối thông với bên ngoài ở ngang mực đáy (H. 80A). Không khí trong hang có nhiệt độ tương ứng với nhiệt độ đất đá bao quanh. Về mùa hè, không khí trong hang cũng bị nung nóng như không khí ngoài trời. Về mùa đông, không khí ngoài trời trở nên nặng hơn vì nhiệt độ hạ thấp, trong khi đó không khí trong hang vẫn giữ nhiệt độ cao hơn sẵn có từ mùa hè - thu và do đó nhẹ hơn so với bên ngoài và bị đẩy lên phía đỉnh hang.

3) *Hang lạnh*. Loại này cũng thuộc nhóm hang cụt nhưng lối thông với bên ngoài nằm ở vị trí đỉnh hang (H. 80B). Về mùa đông, không khí trong hang lạnh như không khí ngoài trời. Mùa hè, không khí bên ngoài bị đốt nóng, trong khi đó không khí trong hang vẫn là khối không khí sẵn có từ mùa đông nên lạnh hơn bên ngoài, do đó nặng hơn và không thể thoát ra ngoài được. Vì lẽ đó, nhiệt độ không khí trong hang về mùa hè lạnh hơn bên ngoài rất nhiều và được gọi là hang lạnh.



Hình 80. A. Hang nóng ; B. hang lạnh

Các dạng địa hình trong hang động

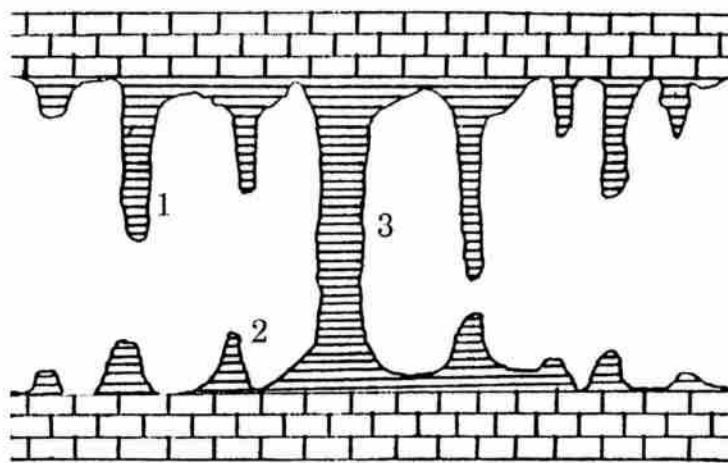
Trong hang động rất phổ biến những dạng địa hình tích tụ độc đáo do chính quá trình cacxtơ tạo nên. Chúng ta đã biết rằng quá trình cacxtơ sở dĩ xảy ra được chủ yếu là nhờ tác dụng hòa tan đá vôi của dung dịch nước chứa axit cacbonic, biến cacbonat canxi khó hòa tan thành dạng bicacbonat dễ hòa tan hơn. Nhưng trong những điều kiện thích hợp, bicacbonat canxi lại dễ dàng bị phân tích thành cacbonat canxi, nước và khí cacbonic, gây ra sự tích tụ canxi dưới dạng *thạch nhũ*:



Cacbonat canxi có thể tích tụ ở những vị trí khác nhau trong hang động và theo đó mà có những tên gọi khác nhau: măng đá, chuông đá, cột đá, đăng ten đá.

– *Chuông đá*. Khi dung dịch nước cacxto chảy theo các kẽ nứt xuống đến nóc hang thường chỉ còn lại rất ít, theo kiểu chảy nhỏ giọt. Những giọt nước còn đọng lại tương đối lâu ở nóc hang sẽ bị bốc hơi dần, để lại canxit vừa tách khỏi dung dịch. Bằng cách đó, lượng CaCO_3 tích tụ lại càng ngày càng nhiều thêm và làm xuất hiện những khối canxit treo lơ lửng trên nóc động. Đó là chuông đá (hình 71). Chuông đá có thể có kích thước khá lớn, chiều dài tới mấy mét. Nếu cắt ngang chuông đá, ta sẽ thấy nó có cấu tạo phân lớp đồng tâm, giống như ở thân cây gỗ. Điều đó chứng tỏ rằng chúng được tăng dần kích thước bằng cách tích tụ từng lớp một. Trong một số trường hợp chúng lại có cấu tạo hình ống, ở giữa rỗng.

– *Măng đá* (H. 81) cũng là cấu tạo tương tự như chuông đá nhưng mọc cao dần lên từ phía đáy hang. Các măng đá đều nằm trên cùng một đường thẳng đứng với chuông đá tương ứng do chúng được thành tạo bằng canxit kết tủa từ những giọt nước cacxto rơi từ các chuông đá xuống. Về hình thái, chúng ngắn hơn, đáy rộng hơn và thường có dạng hình chóp.



Hình 81. Các dạng thạch nhũ:
1. Chuông đá; 2. Măng đá; 3. Trụ đá

– *Trụ đá* (H.81). Khi măng đá và chuông đá phát triển đến một mức nào đó, chúng có thể nối liền với nhau và tạo thành trụ đá.

– *Đăng ten đá*. Các dạng tích tụ canxit nói trên có thể phát triển ngay sát tường hang động thành những dãy riêng rẽ hoặc nối liền với nhau gọi là đăng ten đá.

Nhìn chung thạch nhũ có hình dạng rất kì dị, đôi khi giống như hình người hoặc động vật. Vì vậy, trong các chùa chiền vùng đá vôi (ví dụ, Chùa Tiên trong động Chùa Tiên ở thị xã Lạng Sơn, chùa Hương Tích ở Mỹ Đức, Hà Tây, v.v), người

ta thường lợi dụng chúng, sửa sang thêm đôi chút, để tạo thành những tượng đài phục vụ cho mục đích tôn giáo.

Các dạng tích tụ canxit vừa trình bày trên đây không phải ở hang động nào cũng có. Trước đây có một quan điểm phổ biến cho rằng các thạch nhũ chỉ hình thành ở những hang động cacxtơ có độ ẩm nhỏ, vì trong điều kiện đó nước mới có thể bốc hơi được để làm kết tủa cacbonat canxi. Trên cơ sở đó người ta nghĩ rằng sự có mặt của các dòng sông hoặc hồ ngầm trong hang động không thuận lợi cho việc thành tạo thạch nhũ. Song, những nghiên cứu mới nhất cho thấy rằng độ ẩm không phải là nguyên nhân chủ yếu và duy nhất vì độ ẩm không phải là nhân tố ngăn cản được CO_2 thoát ra khỏi dung dịch bicacbonat canxi. Trong các hang động nằm ở độ sâu lớn thường không có thạch nhũ. Điều này có thể được giải thích như sau: trên đường vận chuyển xuống sâu, dung dịch nước cacxtơ đã bị mất dần CaCO_3 và khí cacbonic ở những hang động thuộc các tầng trên. Do đó, trên đoạn đường tiếp tục đi xuống sâu hơn, nước đã không còn có khả năng hòa tan đá vôi đến độ no nữa và do đó không còn vật liệu để tạo ra thạch nhũ. Mặt khác, ở độ sâu lớn mực nước ngầm thường dao động mạnh, làm cho mực nước của các dòng sông ngầm dâng cao, nhiều khi dòng nước chiếm toàn thân hang động, do đó ngăn cản quá trình tích tụ canxit.

Hiện tượng thành tạo thạch nhũ dần dần lấp đầy các dạng rỗng trong địa hình đá vôi là một biểu hiện của mâu thuẫn biện chứng: quá trình cacxtơ hóa tạo ra hang động rồi chính nó lại dần dần lấp đầy các dạng địa hình rỗng đó.

Trong hang động cacxtơ còn có những dạng địa hình tích tụ các vật chất vụn khác do nước mưa mang từ mặt đất tới: cuội, cát, sét và cả những xác thực, động vật. Nhiều khi những khối tích tụ này có thể liên hệ với các bậc thềm sông của khu vực. Một số hang động còn là những kho tích tụ phân dơi, nguồn phân bón rất quý.

Hang động từ xưa đã là những đối tượng sử dụng và nghiên cứu của con người. Vào thời kì nguyên thủy đó là những nơi trú chân, ẩn náu của các bộ lạc. Ở đấy, do đó, người ta thường tìm được những tang vật khảo cổ quý giá về sinh hoạt, đời sống và văn hóa của người xưa. Những di vật đó về người và vật cũng là những chứng cứ rất tốt giúp cho việc xác định tuổi trầm tích và địa hình. Ngày nay, các hang động cacxtơ cũng được sử dụng rộng rãi làm kho tàng, nhà ở và nơi sơ tán trong thời kì chiến tranh. Nhiều hang động đã trở thành danh thắng nổi tiếng thu hút sự chú ý của các du khách thập phương, như khu động Tam Thanh, Nhị Thanh, Chùa Tiên của Lạng Sơn, khu động Hương Tích, Hà Tây với những ngày hội chùa hàng năm rất nổi tiếng.

Trong vài chục năm gần đây, việc nghiên cứu hang động học đã trở nên rất sôi động, lôi cuốn không chỉ các chuyên gia địa mạo mà còn nhiều người thuộc những lĩnh vực khác. Nhiều quốc gia đã thành lập hội nghiên cứu hang động với hàng loạt

câu lạc bộ hoạt động thường xuyên. Nước ta cũng đã có Hội nghiên cứu hang động, tuy còn non trẻ, nhưng đang hợp tác một cách rất hiệu quả với các hội quốc tế. Nhờ sự ra đời của hướng nghiên cứu này, nhiều hang động có kích thước lớn đã được phát hiện. Những hang có chiều dài lớn có thể đạt tới hàng chục kilômét. Hệ thống Hang Vòm ở khối đá vôi Kẻ Bàng có chiều dài đã đo được gần ba mươi kilômét. Nhiều hang ở Sơn La và Hà Giang có chiều sâu đạt hàng trăm mét, đặc biệt một hang đứng ở Mèo Vạc đã đo được tới độ sâu 543m mà vẫn chưa đến đáy. Các bình đồ phân bố hang động cho phép nêu những nhận xét về hệ thống khe nứt kiến tạo, về phương hướng khai thác và cấp nước, v.v.

Trong nghiên cứu hang động học hiện nay có thể thấy những khuynh hướng sau đây: khuynh hướng chinh phục kỉ lục (hiện nay người ta đang đua nhau lập kỉ lục xuống sâu quá 1000m, vượt những sông ngầm xiphông hoặc lập kỉ lục về thời gian ở lại dưới hang nhiều tháng), khuynh hướng phục vụ nghiên cứu khoa học (nghiên cứu quá trình hòa tan và các dạng hòa tan, điều kiện sinh sống cho động thực vật hang động và cho con người, thu thập các tài liệu khảo cổ, trầm tích, bào tử phấn hoa, v.v.), khuynh hướng hang động học ứng dụng (thủy lợi, thủy điện, kiến tạo, nơi trú ẩn, du lịch thể thao hang động, v.v.).

7.2.12. Cacxtơ nhiệt đới

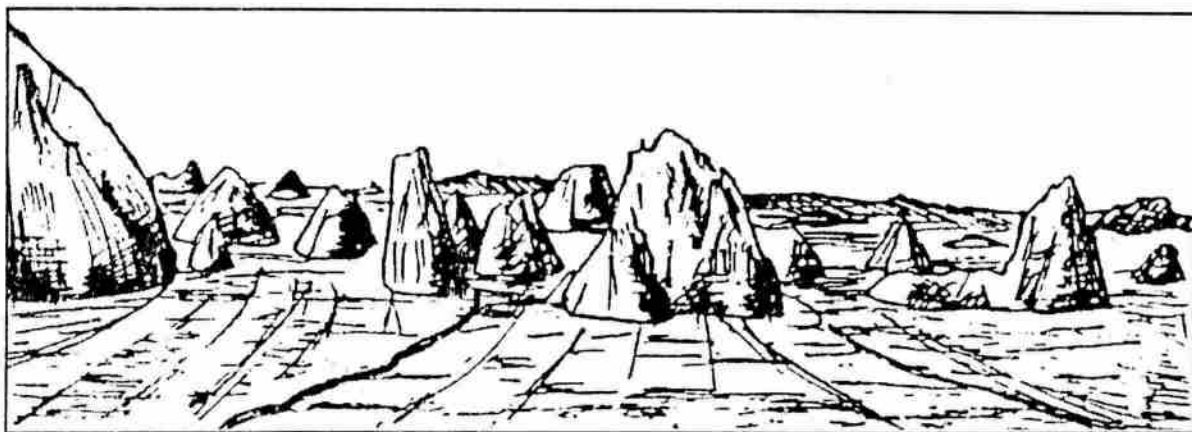
Trước đây nhiều tác giả nổi tiếng về cacxtơ (như I. Cvijic, A. Grund, Fr. Katzer, N. Krebs, H. Lehmann, E.A. Martel, v.v.) đã thu thập được nhiều tài liệu thực tế và đã nêu lên được những quy luật chủ yếu về quá trình cacxtơ. Họ đã đưa ra sơ đồ phát triển tổng quát của quá trình cacxtơ, với mục đích áp dụng cho mọi trường hợp, bất luận chúng phát triển trong đới tự nhiên nào. Song, nếu quan sát chi tiết quá trình và địa hình cacxtơ thuộc những đới thiên nhiên khác nhau, ta dễ dàng thấy rằng không thể chỉ có một sơ đồ phát triển mang tính vạn năng như vậy. Điều này đặc biệt rõ ràng khi đem so sánh địa hình cacxtơ thuộc miền ôn đới với cacxtơ của xứ nhiệt đới, nhất là nhiệt đới ẩm. Quan điểm giải thích những nét độc đáo của cacxtơ nhiệt đới như là sự biểu hiện của những giai đoạn phát triển tương đối già mà cacxtơ ôn đới chưa đạt tới được là không có cơ sở. Thực vậy, ở nhiệt đới đôi khi trong những khối đá vôi thuộc cùng một tuổi địa chất ta có thể gặp cả những dạng cacxtơ hoàn toàn giống như ở ôn đới lẫn những dạng đặc trưng cho cacxtơ nhiệt đới. Như vậy, rõ ràng nguyên nhân gây ra sự khác biệt này không phải là ở tuổi tuyệt đối của quá trình mà là ở khía cạnh nào đó khác hơn.

Một số tác giả (như Jean Corbel) còn chứng minh tuổi già của kiểu cacxtơ nhiệt đới bằng cách suy diễn từ mức độ hòa tan CO_2 trong nước tùy thuộc vào điều kiện nhiệt độ của môi trường. Họ cho rằng, ở ôn đới nước hòa tan được nhiều CO_2 hơn, do đó với lượng mưa như nhau thì tốc độ hòa tan đá vôi ở ôn đới cao hơn nhiệt đới tới 10 lần. Vì vậy, họ kết luận rằng cacxtơ nhiệt đới phải có tuổi tuyệt đối lớn hơn

nhiều so với ở ôn đới. Mặt khác, quan điểm này không chính xác còn bởi vì khả năng hòa tan đá vôi của nước không chỉ phụ thuộc vào lượng CO_2 hòa tan mà thực ra còn phức tạp hơn nhiều.

Kết quả nghiên cứu cacxtơ nhiệt đới cho thấy ở đây quá trình hòa tan đá vôi diễn ra rất mạnh bởi hoạt động của cả nước trên mặt lẫn nước ngầm. Cường độ và tốc độ hòa tan đá vôi không chỉ phụ thuộc vào lượng CO_2 hòa tan mà còn phụ thuộc vào nhiều nhân tố khác, trong đó có những nhân tố đôi khi gây hiệu ứng trái ngược nhau. Ví dụ, nhiệt độ cao làm cho lượng CO_2 hòa tan ít hơn nhưng mặt khác lại tăng cường tốc độ khuếch tán của chất khí này từ không khí vào nước (A. Bögli). Đương nhiên là trong các đới tự nhiên khác nhau, tác dụng tổng hợp của các tác nhân ấy đối với khả năng hòa tan đá vôi sẽ có những khác biệt nhất định nên hình thái của địa hình cacxtơ cũng phải khác nhau. Đó chính là lí do khiến ta phải phân biệt cacxtơ ôn đới với cacxtơ nhiệt đới.

Kiểu cacxtơ nhiệt đới đặc trưng chỉ phát triển ở những khu vực đá vôi rất tinh khiết, phân lớp dày hoặc dạng khối. Ở những nơi đá vôi có nhiều tạp chất, như đá vôi sét, sét vôi, đá vôi silic, thì tuy điều kiện khí hậu vẫn là nhiệt đới nhưng lại phát triển kiểu cacxtơ giống như ôn đới. Điều này có thể thấy rõ thậm chí ngay trong cùng một tầng đá vôi cùng tuổi nhưng có tướng đá thay đổi.



Hình 82. Kiểu cacxtơ nhiệt đới điển hình

Vậy nét đặc trưng của địa hình cacxtơ nhiệt đới là gì?

Nếu đem so sánh những khối cacxtơ ôn đới và nhiệt đới điển hình và trưởng thành với nhau ta sẽ thấy chúng có hình thái trái ngược nhau như phim với ảnh. Khối cacxtơ ôn đới điển hình (H. 82) thông thường có hình thái giống như một cao nguyên tương đối phẳng, nguyên khối, trên bề mặt chỉ có những dạng địa hình âm khép kín, tách rời nhau (cảnh quan cacxtơ gồm nhiều bồn trũng tách rời nhau phân bố trên bề mặt dạng địa hình dương liên tục). Ngược lại, khối cacxtơ nhiệt đới điển hình và trưởng thành có hình thái hoàn toàn khác. Ở đây, trên một bề mặt cơ sở thống nhất dường như có cùng độ cao nổi lên rất nhiều ngọn đá riêng rẽ hình

chuông, hình chóp, hình tháp, trên bình đồ thường có dạng tròn (H. 82). Ở cacxtơ ôn đới, các dạng địa hình âm khép kín có khuynh hướng tăng dần kích thước của mình theo chiều nằm ngang do bề mặt nguyên thủy bị hòa tan, ăn mòn dần. Dần dần chúng có thể nối liền từng nhóm với nhau để tạo ra những bồn trũng có kích thước lớn hơn. Còn trong khối cacxtơ nhiệt đới thì ngược lại: bề mặt cơ sở tăng dần diện tích do các khối đá vôi sót bị thu hẹp từ từ cho tới khi bị san bằng hoàn toàn. Thông thường, quá trình này phát triển theo một chiều nhất định: bề mặt cơ sở lấn dần vào phía trung tâm khối, đồng thời tạo ra một yếu tố hình thái mới, đó là dải đồng bằng men theo rìa khối cacxtơ, hay là *đồng bằng cacxtơ ven rìa*.

Độ cao tuyệt đối của đồng bằng cacxtơ ven rìa có thể khác nhau, phù hợp với mực cơ sở bào mòn cacxtơ. Ở ven biển, đó có thể là mực nước biển, ở những nơi khác, độ cao này liên hệ với bề mặt các tầng nham không hòa tan và không bị cacxtơ hóa.

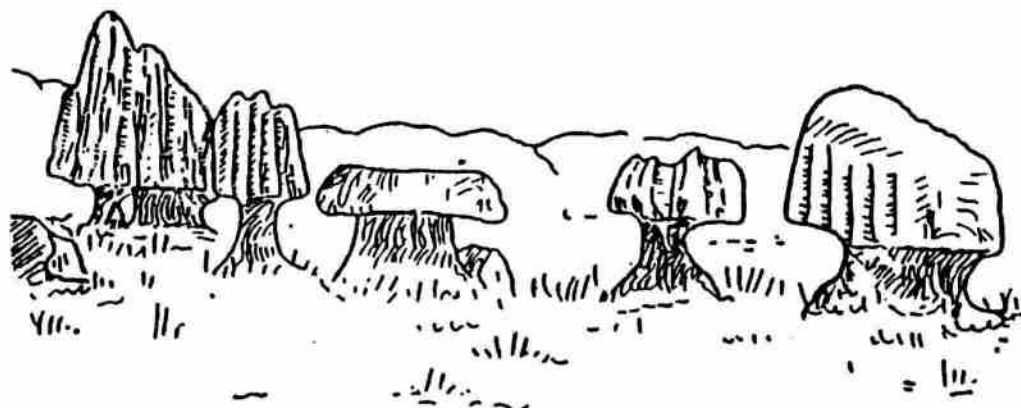
Bề mặt đồng bằng cacxtơ ven rìa thường ẩm ướt hoặc lầy thụt vì gần ngang với bề mặt nước ngầm ứ đọng. Ta có thể lấy vùng Đồng Giao, Ninh Bình hoặc Mĩ Đức Hà Tây làm ví dụ.

Nhiều khi khối đá vôi chuyển xuống đồng bằng cacxtơ ven rìa bằng vách dốc đứng và đồng bằng này ăn sâu vào khối dưới dạng những “vịnh” nhỏ hoặc thông với các bồn trũng bên trong kiểu cánh đồng cacxtơ, ví dụ như ở khu vực Hữu Lũng, Lạng Sơn.

Ở bộ phận bên trong khối, có thể gặp nhiều hố trũng dạng cánh đồng cacxtơ kích thước khác nhau, đôi khi khá rộng. Trong trường hợp địa hình cacxtơ trưởng thành, độ cao đáy của chúng giống như độ cao đồng bằng ven rìa. Nếu địa hình cacxtơ đang còn ở giai đoạn trẻ, đáy của những bồn trũng này cao hơn đồng bằng ven rìa khá nhiều. Điều này có thể thấy rõ nếu làm một lát cắt qua khối cacxtơ Bắc Sơn từ bản Pắc Hà (huyện Văn Quan Lạng Sơn) qua đèo Cánh Giàn tới bản Nà Thẩn gần huyện lỵ Bắc Sơn cũ. Dọc theo lát cắt này, ta phải vượt qua đồng bằng ven rìa ở khu vực bản Pắc Hà rồi tiếp theo là tám đèo lớn, nhỏ và bảy bồn trũng với đáy cao hơn đồng bằng cacxtơ ven rìa ở Pắc Hà và Nà Thẩn tới 40 - 50m. Đáy các bồn trũng này đều có lớp phủ trầm tích vụn tàn dư của quá trình hòa tan đá vôi. Có thể quan sát thấy khá nhiều phế tích cacxtơ với lạc thủy động đang phát triển mạnh. Điều đó chứng tỏ rằng khối cacxtơ Bắc Sơn còn đang ở giai đoạn phát triển mạnh mẽ.

Nguồn gốc vách dốc đứng phân cách khối đá vôi với đồng bằng cacxtơ ven rìa có thể giải thích như sau. Mỗi khi đồng bằng rìa bị ngập nước, nước mưa trong điều kiện nhiệt đới ăn mòn mạnh chân các khối đá vôi, tạo ra những hang hàm ếch (H. 83) và hang động ngang mực nước úng lụt. Dần dần chúng ngày càng ăn sâu vào chân sườn, làm cho vách đá vôi sụp đổ từng mảng. Cũng bằng hình thức đó, đồng bằng ven rìa ngày càng mở rộng. Để có thể tạo ra được đồng bằng ven rìa với kích

thước đáng kể, phải có giai đoạn kiến tạo yên tĩnh tương đối lâu dài, bởi vì nó phát triển trên mực độ cao chung của các dòng thoát nước trên mặt của khối cacxtơ. Khi vận động kiến tạo tái hoạt động làm cho khu vực nâng lên thì quá trình này sẽ tái diễn từ đầu.



Hình 83. Địa hình hàm ếch dưới chân các ngọn đá vôi sót

Dựa theo đặc điểm hình thái của những ngọn đá vôi nổi cao trên bề mặt cơ sở, ta có thể phân chia địa hình cacxtơ nhiệt đới thành những phụ loại sau: 1- cacxtơ nhiệt đới với những ngọn núi đá vôi hình vòm, 2- cacxtơ nhiệt đới với những ngọn đá hình tháp, 3- cacxtơ nhiệt đới với những ngọn đá hình chóp, 4 - cacxtơ nhiệt đới với nhiều bồn trũng. Bên cạnh những phụ loại trên, đôi khi ngay trong cùng một khối cacxtơ, ta có thể gặp phụ loại cacxtơ kiểu ôn đới thông thường tại những khu vực đá vôi có nhiều tạp chất hoặc lượng mưa ít hơn (loại cacxtơ có nhiều bồn trũng khép kín).

Các phụ loại trên có lẽ chỉ là sự biểu hiện những giai đoạn phát triển khác nhau của cùng một kiểu cacxtơ nhiệt đới thống nhất, nghĩa là chúng phải có mối liên hệ phát sinh với nhau. Sự khác biệt về hình thái của chúng có thể chỉ phụ thuộc vào những điều kiện hoàn toàn có tính địa phương (như bề dày tầng, độ tinh khiết, đặc điểm thế nằm, vận động kiến tạo mới).

1) Cảnh quan cacxtơ nhiệt đới với những ngọn núi dạng vòm (hay đơn giản là cacxtơ dạng vòm)

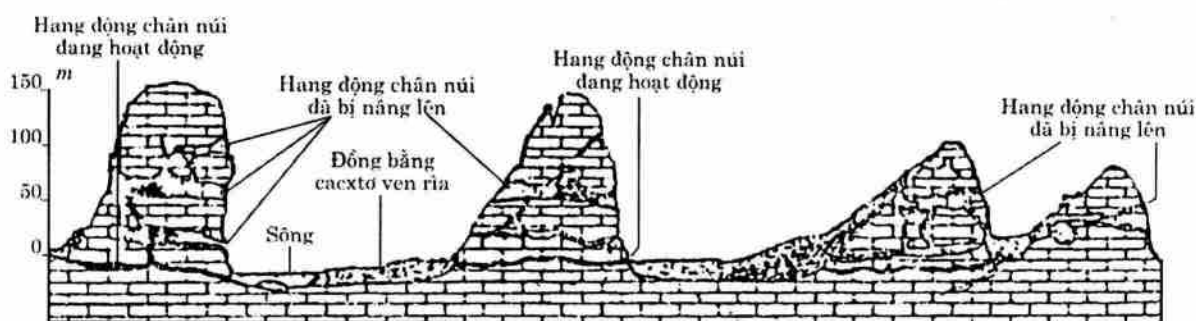
Trong các miền cacxtơ nhiệt đới, thường gặp những khu vực có rất nhiều núi đá vôi hình vòm phân cách với nhau bằng những đèo yên ngựa lồi cao thấp không đều nhau. Càng đi vào phía trung tâm khối cacxtơ, sườn của chúng càng thoải dần, đường kính và độ cao tuyệt đối cũng tăng lên. Nhiều khi có vô số vòm kích thước nhỏ hơn nằm trên cùng một đế nhô cao chung. Cách sắp xếp của chúng có trường hợp theo hàng lối nhất định, có thể là do những vết đứt gãy hoặc rạn nứt do kiến tạo quy định. Các bồn trũng và đèo yên ngựa trong khối thường có độ cao không đều nhau và cao hơn đồng bằng cacxtơ ven rìa.

Vì những lí do như cacxtơ dạng vòm thường phân bố ở bộ phận trung tâm khối, mức độ cacxtơ hóa còn thấp hơn so với các kiểu cacxtơ khác ở ven rìa và do những đặc điểm hình thái như tỉ cao của vòm nhỏ và đáy các bồn trũng không hợp thành một bề mặt cơ sở chung, nên có thể xem đây là kiểu cacxtơ nhiệt đới trẻ nhất.

2) Kiểu cacxtơ có nhiều ngọn núi hình tháp (hay là cacxtơ hình tháp)

Thông thường cacxtơ hình tháp phân bố ở phần ven rìa khối. Các ngọn núi đá vôi rất nhiều về số lượng và hoàn toàn tách rời nhau, có sườn dốc đứng, đỉnh tròn, hình dạng bình đồ tròn hoặc bầu dục.

Nét đặc biệt của kiểu cacxtơ này là giữa các quả núi là những dải đồng bằng tương đối rộng, có độ cao hầu như thống nhất với đồng bằng cacxtơ ven rìa. Chân núi hàng năm có thể bị ngập nước, do đó rất phổ biến dạng địa hình hàm ếch và hang động. Chúng có thể ăn rất sâu vào thân khối núi, đôi khi xuyên qua hoàn toàn (H. 84).



Hình 84. Mặt cắt đặc trưng của hai loại cacxtơ nhiệt đới điển hình:
A - cacxtơ hình tháp; B - cacxtơ hình chóp.

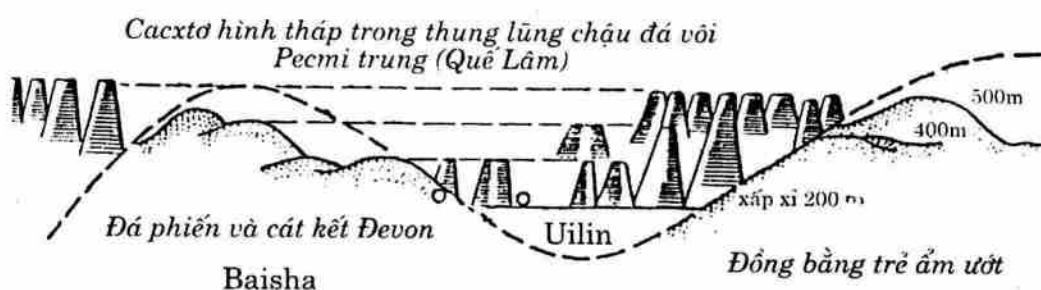
Bên trong khối cacxtơ có thể gặp những bồn trũng dạng cánh đồng cacxtơ với đáy phẳng, vách đứng, mặt đáy có lớp trầm tích sét pha màu nâu đỏ (tera rosa) chứa kết von sắt. Độ cao đáy của chúng đã gần ngang với bề mặt bào mòn cơ sở, do đó quá trình ăn sâu đáy chậm lại và bắt đầu mở rộng mạnh theo chiều ngang.

Thông thường đỉnh của các ngọn núi đá vôi hình tháp kết thành *bề mặt đỉnh* có độ cao thống nhất (H. 85). Rất có thể đó là bề mặt san bằng cổ sau bị nâng lên và bị quá trình cacxtơ chia cắt.

3) Kiểu cacxtơ có những ngọn núi hình chóp (hay là cacxtơ hình chóp)

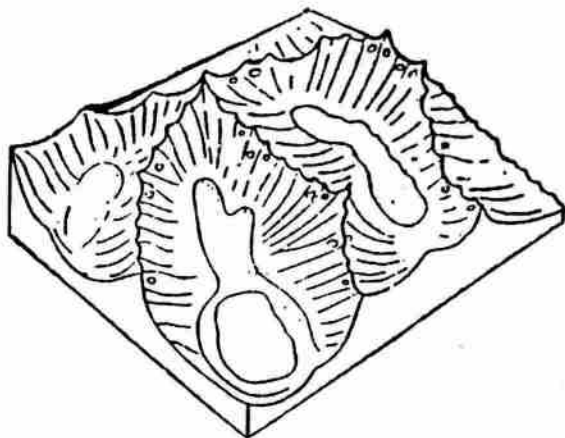
Kiểu cacxtơ hình chóp khác với loại hình tháp ở chỗ có những ngọn núi đá vôi với sườn thoải hơn, chân sườn ổn định (không thấy những dấu vết cắt xẻ mạnh chân sườn). Có người cho rằng cacxtơ hình chóp là giai đoạn phát triển mới, trẻ lại của cacxtơ hình tháp. Có thể là khối cacxtơ hình tháp mới bị vận động kiến tạo nâng cao làm cho dòng chảy trên mặt khoét sâu mạnh, chia cắt bề mặt đồng bằng cơ sở, hạ thấp cơ sở xâm thực và bào mòn địa phương. Những bộ phận sót lại của bề mặt cơ sở bị nâng cao, hàng năm không còn bị ngập lụt, do đó không bị quá trình

hòa tan phá hoại mạnh nữa, đồng thời quá trình bào mòn sườn tiếp tục hoạt động làm cho độ dốc giảm đi. Như vậy, sự xuất hiện kiểu cacxtơ hình chóp đánh dấu một giai đoạn phát triển kiến tạo mới của khối cacxtơ, chu trình cacxtơ trở lại (hình thành đồng bằng cơ sở mới ở vị trí thấp hơn cùng với hàng loạt dạng địa hình đặc trưng khác). Quá trình này có thể xảy ra nhiều lần tại một khu vực. J. Gellert đã mô tả trường hợp như vậy ở Đông Nam Á (các khối cacxtơ Quế Lâm, Quảng Tây và miền tây Quảng Đông), nơi ta có thể gặp tới mấy bậc bề mặt đỉnh. Trên sườn các ngọn đá vôi hình tháp hoặc hình chóp còn thấy rõ những bậc nằm ngang, như những di tích của những bề mặt đồng bằng cơ sở cổ đã bị nâng lên. Tại đây còn phát hiện được mấy tầng hang động có độ cao ăn khớp với các bề mặt đỉnh và bậc thang trên sườn núi.



Hình 85. Lát cắt qua khối cacxtơ nhiệt đới hình tháp (theo J. Gellert)

Trong những điều kiện địa phương đặc biệt (mức nước ngầm quá sâu, lượng mưa ít, đá vôi bị nứt vỡ rất mạnh, v.v..) còn hình thành một kiểu cacxtơ nhiệt đới đặc biệt: đó là kiểu cacxtơ nhiệt đới có nhiều bồn trũng sâu khép kín. Đặc điểm của nó là có rất nhiều bồn trũng, có thể sâu tới 100-150m (ví dụ ở đảo Jamaica), sườn có độ dốc lớn, đáy lõm dạng tròn. Sườn các bồn trũng nối trực tiếp với nhau, tạo thành những đường sống núi sắc nhọn kiểu răng cưa rất hiểm trở (H. 86).



Hình 86. Kiểu cacxtơ có nhiều bồn trũng sâu khép kín (đảo Jamaica)

Ở nhiệt đới ẩm, quá trình cacxtơ hóa đá vôi chẳng những chỉ phát triển mạnh trên bề mặt tiếp xúc của đá với nước và không khí, mà còn hoạt động mạnh ngay cả

bên dưới tầng trầm tích vụn. Ở các đồng bằng rìa cũng như trong các bồn địa cacxơ, đá vôi nằm dưới lớp phủ cũng bị quá trình cacxơ ngầm chia cắt mạnh mẽ, tạo ra vô số những ngọn đá hình thù độc đáo. Có thể lấy khu vực cacxơ nam Trung Quốc làm ví dụ: đó là trường hợp “rừng đá” nổi tiếng ở Vân Nam (gồm vô số ngọn đá, cụm đá cao tới 15 - 30 m, có khi rất hẹp, như những bức tường, có khi là những cột đá, cây đá hình thù kì dị). Điều đặc biệt đáng ngạc nhiên là những dạng địa hình này hình thành từ loại đá vôi phân lớp rõ ràng, có thể nằm ngang. “Rừng đá” ở đây lộ ra ngoài mặt đất là vì lớp trầm tích vụn đã bị quá trình khai thác sa khoáng bóc đi.

Cacxơ nhiệt đới điển hình chỉ phát triển ở những nơi có khí hậu nhiệt đới ẩm, lượng mưa hàng năm lớn (trên 1000-1500mm), nhiệt độ cao, mùa hè kéo dài và nóng. Trong hoàn cảnh đó, quá trình cacxơ hóa diễn ra mạnh mẽ nhờ tác dụng của khí CO_2 hòa tan trong nước mà còn có sự tham gia tích cực của các loại axit mùn, axit mạnh sinh ra khi có giông, cùng những chất khác do lớp thực vật dày đặc tạo ra. Mặt khác, đá vôi phải có độ tinh khiết cao, có cấu trúc dạng khối, hoặc phân lớp dày. Điều kiện thiên nhiên của nước ta thích hợp cho sự phát triển loại địa hình cacxơ nhiệt đới điển hình, song còn ít được nghiên cứu.

Ở nước ta, địa hình đá vôi phân bố rất rộng rãi, chiếm diện tích trên 50 000km². Cùng với khối đá vôi rộng lớn nam Trung Quốc (diện tích tổng cộng 600 000km²) đây là một miền cacxơ lớn nhất thế giới. Vịnh Hạ Long là một khu vực cacxơ nhiệt đới nổi tiếng, được coi là một kì quan, một di sản tự nhiên thế giới. Cảnh quan độc đáo của hàng trăm đảo đá vôi kì thú ở đây thực ra mới chỉ bị ngập nước sau thời kì băng hà Đệ Tứ. Những khối đá vôi lớn nổi tiếng như Bắc Sơn, Kẽ Bàng, Sơn La-Mộc Châu, Cao Bằng, Hà Giang và Ninh Bình đều có cảnh quan cacxơ mang đặc trưng của cacxơ nhiệt đới, nhất là trong đá vôi tuổi Cacbon-Pecmi. Trong những loại đá vôi khác, như đá vôi có tuổi Đêvôn và Triat (bậc Indi), do có nhiều tạp chất nên quá trình cacxơ nhiệt đới phát triển không điển hình. Nét phân hóa này thậm chí có thể là một tiêu chí rất tốt để xác định ranh giới địa chất của chúng.

7.3. ĐỊA HÌNH CACXƠ GIẢ

Trong thiên nhiên có thể gặp những dạng địa hình bề ngoài rất giống địa hình cacxơ nhưng quá trình thành tạo ra chúng lại có bản chất khác hẳn, vì vậy gọi là cacxơ giả. Điểm giống nhau của chúng là đều do hoạt động địa mạo của nước dưới đất tạo nên nhưng khác nhau ở chỗ cacxơ giả là sản phẩm của quá trình rửa trôi ngầm, còn quá trình hòa tan chỉ đóng vai trò rất thứ yếu.

7.3.1. Cacxtơ giả phát triển trong các đá mảnh vụn gắn kết

Một số loại đá, như cát kết, cuội kết, rầm kết và sét kết có thể gắn kết bằng xi măng cacbonat. Loại xi măng này có thể bị hòa tan, làm cho các hạt vụn không hòa tan tách rời nhau rồi có thể bị nước ngầm cuốn đi hoặc nén chặt lại. Kết quả là thể tích chung của khối nham giảm, xuất hiện những dạng địa hình rỗng hoặc lõm, gọi là địa hình cacxtơ giả.

Trong các loại đá kể trên, cacxtơ giả thường thấy hơn cả ở những khu vực nham thạch sét, nhất là trong điều kiện khí hậu bán khô khan. Trong trường hợp này, biểu hiện của hiện tượng cacxtơ giả là xuất hiện những lỗ hút nước khá sâu thông với hệ thống kênh ngầm dưới mặt đất. Chúng thường sắp xếp dọc theo đường tanvec của các khe rãnh xói mòn. Như vậy, khe rãnh ở đây dường như có cấu tạo hai tầng: tầng bề mặt chủ yếu do các quá trình nước trên mặt tạo nên và tầng ngầm - do quá trình cacxtơ giả tạo nên.

Thường có mối liên hệ giữa cách phân bố các dạng địa hình cacxtơ giả với những địa hình nhất định: chúng thường phổ biến ở ven rìa các khối sét hoặc ở đoạn sườn thoải chuyển tiếp sang đoạn sườn dốc bên dưới.

7.3.2. Cacxtơ giả phát triển trong hoàng thổ và sét hoàng thổ, quá trình tiềm thực

Quá trình tiềm thực liên quan chủ yếu đến loại đá hoàng thổ (loess) thường gặp ở các vùng bán hoang mạc và vùng ngoại vi băng hà cổ. Đó là những trầm tích có tính ướt lún, dạng bột, không phân lớp, màu vàng hoặc xám vàng, có nhiều lỗ hổng có thể thấy bằng mắt thường. Hoàng thổ có trong thành phần của mình các hạt thạch anh rất nhỏ, các hạt silicat, hạt sét và bao giờ cũng có chất gắn kết cacbonat canxi, thạch cao. Trong hoàng thổ thường có nhiều ống mao dẫn thẳng đứng với thành mạch được phủ một lớp mỏng cacbonat canxi, nên thường tạo thành những vách dốc đứng và khi thấm nước thì bị hòa tan. Trong số nhiều giả thuyết khác nhau về nguồn gốc hoàng thổ, giả thuyết về nguồn gốc do gió được nhiều người hưởng ứng hơn cả.

Do là một loại đá xốp, có độ hổng rất cao, có thể đạt tới 43-60%, nên khi hoàng thổ bị thấm ướt lâu dài, chúng bị nén chặt lại vì thể tích các lỗ hổng bị thu nhỏ và do cacbonat canxi trên thành lỗ hổng bị hòa tan. Hiện tượng này làm xuất hiện trên những bề mặt bằng phẳng hoặc hơi nghiêng nhiều dạng địa hình trũng nhỏ và những khe nứt trên sườn dốc. Mặt khác, theo các kẽ nứt đó, nước trên mặt thấm xuống sâu gây tác dụng rửa trôi ngầm, cuốn đi các hạt sét, bột và tạo ra những dạng địa hình rỗng giống như những hang hốc cacxtơ cỡ nhỏ. Đó là hiện tượng cacxtơ giả liên quan đến quá trình tiềm thực và hiện tượng ướt lún.

Nguyên nhân gây ra hiện tượng ướt lún về mặt vật lý cho đến nay vẫn chưa được giải quyết một cách thống nhất. Có người cho rằng chủ yếu vì nước ngầm rửa

trôi và cuốn đi những chất hòa tan, làm giảm thể tích chung. Một số khác cho rằng khi bị thấm ướt, lực dính kết giữa các hạt kích thước nhỏ (cỡ hạt bụi - 0,05-0,01 mm) bị lực mao dẫn của nước làm yếu đi, gây ra hiện tượng ướt lún. Giả thuyết thứ ba cho rằng hiện tượng ướt lún liên quan tới quá trình hydrat hóa các hạt vụn, tới tác động của màng nước và sự giảm ma sát giữa các hạt khi bị thấm nước. Bất luận thế nào, về nguyên tắc, hiện tượng này là hậu quả của quá trình rửa trôi ngấm, như vừa nói tới ở trên.

Quá trình tiềm thực và ướt lún là nguyên nhân gây tai biến về nền móng cho các công trình xây dựng ở các vùng hoang thổ thường thấy ở các vùng khí hậu bán khô khan, bởi vì đã có công trình thì tất yếu phải sử dụng nước và do đó sẽ kích thích sự hoạt động của chúng. Ngày nay các nhà địa chất công trình đã tìm ra biện pháp hữu hiệu, nhưng khá tốn kém, nhằm khử bỏ tính ướt lún của hoang thổ trước khi tiến hành xây dựng công trình.

7.3.3. Cacxtơ nhiệt

Loại cacxtơ giả này liên quan tới hiện tượng tan băng ngấm ở những vùng có đông kết vĩnh cửu (băng hà ngấm vĩnh cửu, rất phổ biến ở Sibêri). Vì những nguyên nhân địa phương nào đó mà các thể băng ngấm dưới đất bị tan, mặt đất bị sụt lún, tạo thành những dạng địa hình âm kiểu cacxtơ giả. Quá trình này cũng phát triển ở những bờ biển băng vùng cận cực, do nước biển không đóng băng có nhiệt độ dương gây ra hiện tượng mài mòn nhiệt, tạo ra những hang hốc trong vách bờ băng.

7.4. HIỆN TƯỢNG TRƯỢT ĐẤT

Hoạt động địa mạo của nước dưới đất còn có một khía cạnh nữa cũng rất quan trọng đối với địa hình mặt đất, đặc biệt là quá trình phát triển sườn, đó là hiện tượng trượt đất. Quá trình trượt đất là quá trình di chuyển của những khối đất lớn, có khi diễn ra rất chậm chạp, trong đó không xảy ra sự đổ vỡ hoặc đảo lộn tính nguyên khối của chúng. Đó cũng chính là điểm khác biệt căn bản giữa các hiện tượng trượt đất và sụt lở.

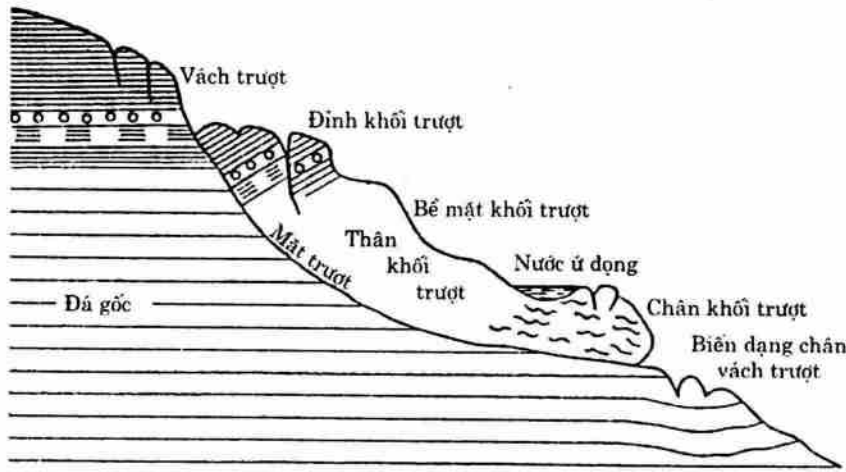
Nguyên nhân chủ yếu của hiện tượng trượt đất là hoạt động của nước ngấm gây ra quá trình rửa trôi ngấm và tiềm thực, làm suy yếu lực liên kết giữa khối đất trượt và thân sườn dốc.

7.4.1. Cấu tạo của khối trượt đất (H. 87)

Một khối trượt đất hoàn chỉnh có những hợp phần chính sau đây:

1) *Mặt khối trượt*. Nhìn chung khi bị trượt, bề mặt ban đầu của khối trượt vẫn giữ được nguyên vẹn, cây cối trên đó vẫn tồn tại và phát triển, nhưng do bị nghiêng đi nên thân bị uốn cong. Nếu bị trượt nhiều lần thì thân cây cũng bị uốn cong

nhiều lần nên được gọi là “cây say”. Nếu khối trượt là phần rìa của một bề mặt ngang thì sau khi trượt, bề mặt của nó sẽ bị nghiêng nhẹ, trông gần giống như một bậc thềm, gọi là “thềm giả”.



Hình 87. Trắc diện dọc của khối đất trượt (theo I.X. Rogozin)

2) *Thân khối trượt*. Nhìn chung, dấu hiệu hình thái nổi bật của một khối trượt đất là nó còn giữ được tính nguyên khối của mình hoặc thân của nó tuy bị rạn nứt nhưng chưa đến mức đổ vỡ.

3) *Đỉnh khối trượt*. Do bị biến dạng trong khi trượt nên đỉnh khối trượt thường có dạng hơi lồi lên.

4) *Chân khối trượt*. Do tác dụng của lực ma sát, bộ phận rìa phía dưới của khối trượt thường bị biến dạng, đôi khi giống như uốn nếp.

5) *Mặt trượt*. Mặt trượt là bề mặt tiếp xúc giữa thân khối trượt với khối đá gốc. Hình dạng trắc diện mặt trượt có thể rất khác nhau, tùy thuộc vào cấu tạo của đất đá. Trong nham thạch đồng nhất, ví dụ đá sét, nó có dạng đường cong đều đặn. Khi nham thạch gồm nhiều lớp không đồng nhất hoặc đồng nhất nhưng có nhiều kẽ nứt với hướng khác nhau thì trắc diện mặt trượt thường gợn sóng hoặc có nhiều vết gãy. Cuối cùng, nếu mặt trượt trùng với bề mặt phân lớp thì nó có trắc diện hoàn toàn thẳng. Độ dốc mặt trượt có thể biến thiên từ vài độ đến 45° và hơn nữa.

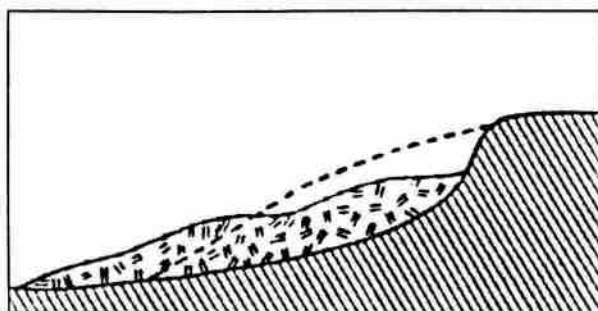
Những tín hiệu đầu tiên chứng tỏ sắp xảy ra hiện tượng trượt đất là sự xuất hiện những kẽ nứt hình vòng cung ven mép vách dốc hoặc trên sườn, xuất hiện kẽ nứt trong nền nhà cửa, hiện tượng đường sắt bị uốn cong, sự xuất hiện hoặc biến mất các mạch nước ngầm, sự thay đổi lưu lượng của các nguồn nước, nói chung là bất kỳ sự thay đổi nào trong chế độ thủy văn ngầm ở địa phương.

7.4.2. Phân loại trượt đất

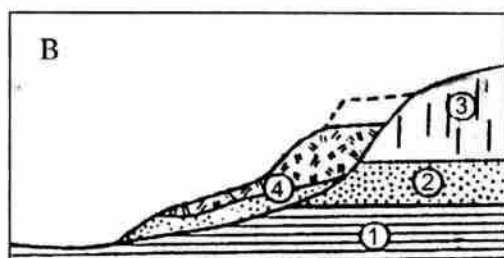
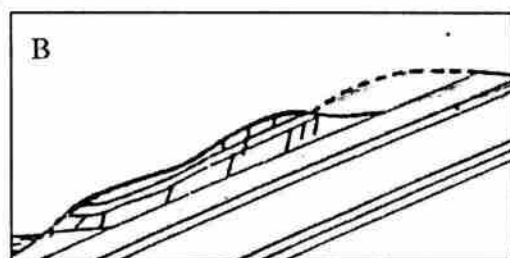
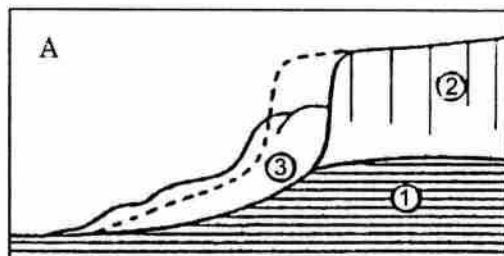
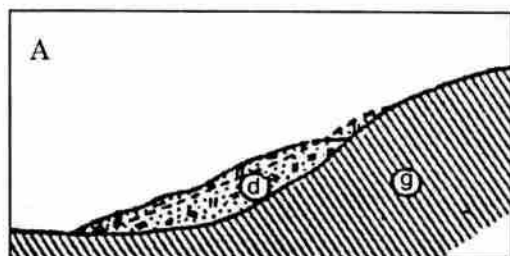
Theo đặc điểm vận động của khối trượt, có thể phân biệt hai loại:

1) *Trượt trôi*. Chuyển động bắt đầu từ phía chân khối trượt rồi lan dần về đỉnh, vì vậy khối trượt dường như trôi theo mặt sườn về phía chân dốc.

2) *Trượt đẩy*. Chuyển động trượt bắt đầu từ phía đỉnh rồi do sức đẩy sinh ra từ trọng lượng của phần trên khối trượt mà các bộ phận phía dưới phải vận động theo.



Hình 88. Trượt trong khối nham đồng nhất (sét)
(theo F. P. Savarenxki)



Hình 89. A - Mặt trượt trùng với bề mặt phân cách đêluyi (d) và đá gốc (g); B. Mặt trượt trùng với bề mặt phân lớp (theo F. P. Savarenxki).

Hình 90. A. Trượt đất bao gồm những tầng nham khác nhau do hiện tượng trượt; 1 - sét; 2- sét pha; 3- thân khối trượt
B. Trượt đất bao gồm những tầng nham khác nhau do hiện tượng tiềm thực. 1- sét; 2- sét thô; 3- cát thấm nước; 4- thân khối trượt (theo F. P. Savarenxki)

Theo cấu tạo sườn và trắc diện mặt trượt, phân biệt ba loại:

1) Trượt đất xảy ra trong khối nham đồng nhất (H. 88). Nếu xét theo cách vận động của khối trượt, đây là loại trượt trôi.

2) Trượt đất có mặt trượt trùng với bề mặt phân lớp hoặc bề mặt cấu trúc của đất đá (H. 89-A,B).

3) Trượt đất bao trùm những tầng nham có thành phần khác nhau. Trắc diện mặt trượt thường không đồng nhất, với phần trên dốc, phần dưới thoải (H. 90-A,B).

7.4.3. Điều kiện phát triển quá trình trượt đất

Hiện tượng trượt đất chỉ xảy ra trong những điều kiện thuận lợi nhất định, cụ thể là khi xuất hiện tình trạng mất cân bằng trọng lực. Trạng thái này thường xảy ra khi vật chất trên sườn dốc bị thấm đẫm nước, chân sườn bị hút hẫng, hoặc hiện tượng xói ngầm làm giảm lực liên kết giữa các tầng thấm nước và bề mặt tầng chắn nước. Điều này thường xảy ra trong những vùng có lượng ẩm đáng kể, nham thạch chứa nhiều vật liệu sét và có những điều kiện cấu trúc thuận lợi khác. Có thể tóm tắt những điều kiện này như sau:

- 1) Các tầng đá có thể nằm cắm về phía thung lũng, tức là nghiêng theo chiều dốc của sườn;
- 2) Có sự xen kẽ các tầng thấm nước và tầng chắn nước để tạo ra tầng nước ngầm gây tác dụng xói ngầm tại mặt tiếp xúc giữa chúng. Thuận lợi nhất là khi có những tầng hoặc thấu kính sét xen với những tầng cát kết, bột kết;
- 3) Có lượng nước ngầm tương đối phong phú vận động trên bề mặt tầng không thấm nước. Nước mưa thấm vào tầng gần bề mặt, làm tăng trọng lượng của nó và làm giảm độ ổn định của sườn. Khi đạt tới bề mặt tầng chắn nước, chúng tích tụ lại và bắt đầu chảy ngầm theo bề mặt phân lớp, gây ra hiện tượng xói ngầm và tiềm thực. Quá trình tiềm thực sẽ càng mạnh nếu bề mặt địa hình ngầm của tầng không thấm nước có dạng lõm nông nghiêng về phía chân sườn. Nếu tầng không thấm nước là sét thì khi bị thấm nước, nó trở nên trơn và dễ gây trượt.
- 4) Nếu trên mặt sườn có hệ thống khe nứt phát triển, nguy cơ sinh ra quá trình trượt đất càng cao hơn.

Tuy vậy, hiện tượng trượt đất có thể xảy ra cả trong nham thạch tươi vụn cũng như rắn chắc, trong điều kiện thể nằm nghiêng cũng như nằm ngang, thậm chí ngay cả khi có thể nằm ngược chiều dốc của sườn. Đó là những trường hợp vật chất trên đỉnh sườn bị thấm ướt quá mạnh, trọng lượng của chúng tăng quá nhiều.

- 5) Ngoài những nguyên nhân tự nhiên còn có cả nguyên nhân nhân tạo: do tưới nước quá mạnh ở khu vực mép sườn dốc, xây dựng các kênh dẫn nước hoặc giếng, hồ chứa nước, hoặc xây dựng những công trình quá nặng ven mép sườn dốc.

7.4.4. Các biện pháp phòng chống trượt đất

Hiện tượng trượt đất gây tác hại lớn cho các công trình xây dựng và đất canh tác, do đó cần có những biện pháp phòng chống hữu hiệu. Yêu cầu này chỉ có thể thực hiện được sau khi nghiên cứu tỉ mỉ đặc điểm sườn dốc và tìm ra được những nguyên nhân chính.

- 1) *Biện pháp đề phòng:* Trên cơ sở những hiểu biết về các nhân tố thúc đẩy quá trình trượt đất nêu trên, lường trước để tránh và trừ bỏ những điều kiện có thể dẫn đến trượt đất.

2) *Biện pháp khắc phục.* Đóng kè, cọc hãm những khối đất đã bắt đầu trượt. Công việc này khó và không phải bao giờ cũng làm được. Để làm được việc này, phải tiến hành những biện pháp địa chất công trình tỉ mỉ và tốn kém.

Đào rãnh thoát nước để hướng các nguồn nước trên mặt chảy đi nơi khác hoặc cho chúng chảy trên sườn theo một đường nhất định.

Xác định tầng không thấm nước, tính độ sâu, bề dày để đào hầm lò dẫn nước ngầm đi nơi khác.

Tránh đào khoét chân dốc để khỏi phá vỡ trạng thái cân bằng bấp bênh của sườn, đóng kè phía dưới chân sườn dốc.

Đối với sự phát triển chung của địa hình mặt đất, như đã trình bày trong chương về các nhân tố thành tạo địa hình, quá trình trượt lở là một công cụ bóc mòn hữu hiệu, có đóng góp to lớn vào quá trình san bằng tự nhiên. Mặt khác, do tác dụng tiêu cực đối với đời sống mà nó được coi là một đối tượng nghiên cứu quan trọng của địa mạo động lực và địa mạo công trình. Các dạng địa hình trượt đất được thể hiện trên tất cả các bản đồ địa mạo và nhìn chung được chia làm hai nhóm: các khối trượt đất đang hoạt động và các khối trượt đã ngừng hoạt động.

Để tránh tai biến, nhìn chung không xây dựng các công trình trên thân khối trượt đất, nếu không có biện pháp công trình đặc biệt. Đối với những khối trượt cổ, đã ngừng hoạt động, nghĩa là đã đạt tới vị trí cân bằng trọng lực dưới chân sườn dốc, điều cấm kị này không cần thiết nữa, bởi vì chúng đã đạt tới cơ sở bào mòn địa phương.

Trong thiên nhiên, các khối trượt đất tương đối dễ nhận biết qua hình thái bề ngoài: đó là dạng gồ ghề gợn sóng của bề mặt sườn, những khối nhô dạng hình lưỡi hoặc bán nguyệt đi kèm với những vách nhỏ bán nguyệt gọi là những “vết rách dạng xeo” trên mặt hoặc đỉnh sườn, qua sự hiện diện của hiện tượng rừng cây say, và v.v.

Chương 8

HOẠT ĐỘNG ĐỊA MẠO CỦA GIÓ

8.1. ĐIỀU KIỆN HOẠT ĐỘNG CỦA QUÁ TRÌNH GIÓ

Các quá trình gió biểu hiện rõ vai trò thành tạo địa hình của mình chỉ trong các điều kiện nhất định: trong hoàn cảnh kết hợp những điều kiện thuận lợi về đặc điểm khí hậu và cấu trúc địa chất. Về mặt khí hậu, thuận lợi nhất là những vùng khí hậu khô khan và bán khô khan: ở đó có những mùa khô kéo dài, lượng mưa ít, khả năng bốc hơi mạnh, có gió thổi thường xuyên. Theo những điều kiện này thì các vùng ven biển cũng là địa bàn hoạt động rất tốt của gió. Về mặt địa chất, đòi hỏi có lớp trầm tích bề mặt tươi xốp dễ bị gió cuốn và vận chuyển đi. Đối với lớp phủ thực vật, độ phủ càng thưa thớt, càng thuận lợi cho hoạt động của gió. Điều kiện này rất đặc trưng cho các miền hoang mạc, bán hoang mạc, thảo nguyên và ven biển.

Sở dĩ gió có thể gây tác dụng tạo địa hình là vì khối không khí vận động có động năng. Độ lớn động năng biểu hiện qua lực vận chuyển. Mối liên hệ giữa lực vận chuyển của luồng gió với tốc độ của nó được biểu hiện như sau (Theo Zvoncov, 1962) :

$$P = 0,392 \lambda d^2 v^2 \cdot 10^5 H \text{ đin (kg m/s}^2\text{)},$$

trong đó: P - Lực vận chuyển; λ - Hệ số chảy vòng của các hạt, phụ thuộc vào hình dạng hạt bị gió cuốn; d - Đường kính hạt, cm; V - tốc độ gió, cm/ s; H - độ cao so với mặt đất.

Qua quan trắc, người ta đã xác định được tương quan giữa tốc độ gió và kích thước hạt mà nó có thể vận chuyển được như sau (theo Ostrovski, 1960) (bảng 10):

Bảng 10. Tốc độ gió và kích thước hạt vận gió có thể cuốn theo

Tốc độ gió (m / s)	Kích thước lớn nhất của hạt (mm)
4,5 - 6,7	0,25
6,7 - 8,4	0,50
9,8 - 11,4	1,0
11,4 - 13,0	1,5

Cũng tác giả trên đã xác định được thể tích cát bị gió cuốn từ cùng một diện tích trong khoảng thời gian 10 phút với tốc độ gió khác nhau, như sau (bảng 11):

Bảng 11. Tốc độ gió và lượng cát có thể bị gió cuốn trong 10 phút

Tốc độ gió (m/ s)	Thể tích cát (cm ³) bị gió cuốn trung bình trong 10ph	Tốc độ gió (m/ s)	Thể tích cát (cm ³) bị gió cuốn trung bình trong 10ph
4,0	53	9,1 - 10,0	879
4,1 - 5,0	105	12 - 13,0	1871
5,1 - 6,0	187	14,1 - 15,0	2805
6,1 - 7,0	302	13,1 - 16	3365

Cát khô bị gió cuốn mạnh hơn cát ẩm ướt. Với tốc độ gió từ 6,0 - 9m/ s cát khô có thể bị gió cuốn nhiều gấp 1,5 lần cát ướt. Nhưng đó là với cát rất ẩm ướt, còn trong trạng thái ẩm bình thường thì lượng cát khô và cát ẩm bị gió cuốn cũng gần bằng nhau.

8.2. CÁC HOẠT ĐỘNG ĐỊA MẠO CỦA GIÓ

8.2.1. Tác dụng phá hủy

Hoạt động phá hoại của gió bao gồm hai quá trình riêng là thổi mòn và gặm mòn. Quá trình thổi mòn xảy ra do luồng không khí vận động cuốn theo các hạt vật chất vụn trên bề mặt, còn quá trình gặm mòn phát triển được là do những hạt cát bụi bị luồng gió cuốn theo đập mạnh vào bề mặt nhám thạch (giống như những viên đạn mà gió dùng để “bắn phá” mặt đất) gây ra sự phá hủy về mặt cơ học.

8.2.2. Tác dụng vận chuyển

Những số liệu đã dẫn trên đây cho thấy khả năng vận chuyển của gió rất lớn. Chính do vậy mà ở những vùng khí hậu khô khan, gió mạnh thường gây ra những trận bão bụi lớn, gọi là “bão đen”.

Trong những trận bão đen, cát bụi bị gió cuốn đi rất xa và rất cao. Chẳng hạn, cát bụi từ sa mạc Xahara có thể bị cuốn xa hàng nghìn kilômét ra Đại Tây Dương, tới tận bờ biển nước pháp, nước Anh. Chỉ trong vòng mấy giờ mà bão cát có thể cuốn lên không trung hàng trăm triệu tấn cát bụi.

8.2.3. Tác dụng tích tụ

Khi sức vận chuyển đã không còn khả năng thắng trọng lực nữa, tức là sức gió đã yếu đi thì cát bụi sẽ phải rơi trở về mặt đất và tạo thành các dạng địa hình tích tụ.

Tuy nhiên, việc phân chia các quá trình gió như vậy mang tính rất quy ước, vì chúng luôn luôn đồng thời xảy ra. Chẳng hạn trong các miền sa mạc, có thể phân biệt khu vực thổi mòn là nơi các luồng gió mạnh thường bắt đầu thổi từ đó. Tiếp sau là khu vực với mức độ hoạt động tương đương của các quá trình thổi mòn, gặm

mòn và tích tụ. Và cuối cùng, ở những nơi tốc độ gió bị yếu đi, quá trình tích tụ chiếm ưu thế.

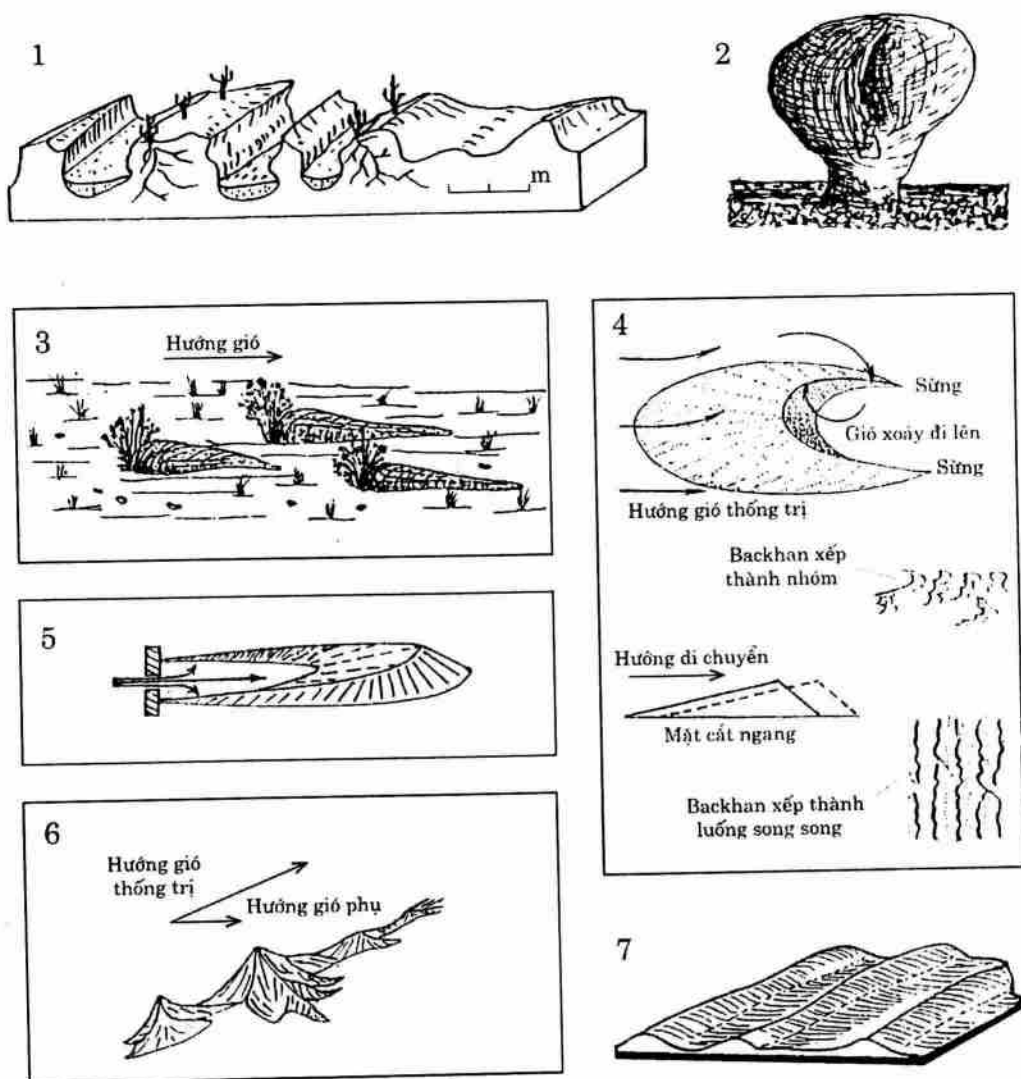
8.3. CÁC DẠNG ĐỊA HÌNH DO GIÓ TẠO THÀNH

8.3.1. Địa hình thổi mòn, gặm mòn

Các dạng địa hình này cũng có thể được gọi là địa hình xâm thực gió. Trong số những dạng *địa hình thổi mòn*, phổ biến rộng rãi hơn cả là những dạng hình thành trong lớp sản phẩm phong hoá vụn. Gió cuốn đi những hạt mịn, tạo thành những hố trũng kích thước khác nhau (ít ra cũng rộng và sâu tới vài mét), như những *hố trũng thổi mòn* ở Sahara, và Kalahari hình thành trên bề mặt cát-bột mịn (0,05-0,15mm). Do tác dụng thổi mòn của gió, trên bề mặt trầm tích sét hình thành những rãnh trũng kéo dài song song theo hướng gió thống trị, nhưng có dạng ngoằn ngoèo mà ở Trung Á gọi là *yardang* (H. 91-1). Ở mọi nơi, gió sàng lọc các vật liệu bỏ rời, chừa lại những mảnh kích thước lớn, cuốn theo các hạt nhỏ, trong đó cát thô chủ yếu lăn hoặc chuyển động dạng cóc nhảy, còn những hạt mịn thì đem đi dưới hình thức những đám mây bụi mù mịt. Nếu quá trình sàng lọc này diễn ra trên bề mặt những đồng bằng phù sa, sẽ xuất hiện bề mặt *hoang mạc đá cuội*: trên một bề mặt đất nén chặt nằm rải rác đây đó vô số cuội aluvi, còn trên bề mặt *hoang mạc đá loại hamada* - vô vàn những mảnh đá tảng còn sắc cạnh (thường gặp trên các bề mặt cao nguyên ở phần trung tâm Sahara). Trong điều kiện hướng gió luôn luôn thay đổi và không đồng đều, trên các bề mặt hoang mạc cát, gió cuốn cát đi cũng không đồng đều, do đó bề mặt cát lổ chỗ như tổ ong và gọi là *bề mặt cát tổ ong*. Theo B. A. Fedorovich, nguyên nhân tạo ra bề mặt cát tổ ong như vậy là do tác dụng vận động đối lưu của không khí gây ra sự vận chuyển theo chiều thẳng đứng của cát.

Trong điều kiện hướng gió ổn định, bền vững thì tác dụng thổi mòn cát cũng xảy ra theo một hướng, tạo ra những hố trũng thổi mòn hình bán nguyệt. Bề mặt như vậy được gọi là *bề mặt cát bán nguyệt*. Ở Arabi, các hố trũng như vậy khá lớn (sâu tới 70m, rộng tới 12m và hơn nữa), tiếng địa phương gọi là *fungy*.

Địa hình gặm mòn hình thành khi gió dùng những cát bụi cuốn theo với tốc độ lớn bắn phá bề mặt đá gấn kết. Nguyên lý hoạt động của nó cũng mang tính xâm thực chọn lọc, nghĩa là cuốn đi những phần mềm hoặc bị phong hóa để tạo ra những hang hốc với kích thước rất đa dạng: đó là những *hốc taffoni* thường có hình cầu với bán kính chừng một mét, *bề mặt đá rỗ tổ ong*, *các bề mặt đá mài nhẵn*, v.v. Cường độ quá trình gặm mòn mạnh hơn ở gần mặt đất (trong phạm vi 1-2 m, nhất là ở độ cao chừng 0,6 m, do có lượng cát bụi mang theo nhiều hơn và thô hơn, do đó làm xuất hiện những *ngọn đá sột hình nấm* độc đáo và những dạng kì dị khác (H. 91-2). Ở một số nơi, như ở Trung Á, chúng tập trung nhiều và tạo ra quang cảnh của “những thành phố đá”.



Hình 91. Các dạng địa hình do gió tạo thành

Địa hình gặm mòn: 1. Rãnh thổi mòn yardang; 2. Ngon đá sót hình nấm.
Địa hình tích tụ: 3. Đụn cát sơ sinh (Nebkas); 4. Đụn cát dạng backhan; 5. Đụn cát hình parabol ở nơi luồng cát bị chọc thủng (theo Passarge); 6. Đụn cát dạng kim tự tháp; 7. Đụn cát dạng làn sóng.

Trong trường hợp nham thạch không đồng nhất, quá trình gặm mòn và thổi mòn hoạt động đặc biệt mạnh mẽ và tạo ra những hố trũng, trong đáy còn có những ngọn đá sót nhô lên. Những ngọn đá sót có nguồn gốc gặm mòn, thổi mòn đó có thể do những khối đá cứng lộ ra hoặc cũng có thể do thực vật bảo vệ nham thạch, làm yếu tác dụng thổi mòn, gặm mòn.

Quá trình gặm mòn còn tạo cho các mảnh đá, tảng đá trong hoang mạc bề mặt cao nhẵn và lỗ trống, góc cạnh bị mài tròn, gọi là “cuội hoang mạc”.

Như vậy, khả năng bào mòn của gió cũng khá lớn, do đó các nhà địa mạo đã từng đặt vấn đề xem xét liệu, với thời gian, gió có thể tạo ra được những peneplain của mình hay không. Câu trả lời chắc là không thuận, song ít ra gió cũng đủ sức tạo ra những rãnh xói mòn gió đứt đoạn, có độ sâu giống như những thung lũng

dòng chảy và, mặt khác, đào xới, thổi mòn để tạo ra những hố trũng chứa đầy vật liệu vụn.

8.4. ĐỊA HÌNH CHỦ YẾU DO GIÓ VẬN CHUYỂN VÀ TÍCH TỤ TẠO THÀNH

Dại bộ phân bề mặt hoang mạc là những nơi gió đồng thời vừa thổi mòn, gặm mòn vừa tích tụ. Trong điều kiện đó, các dạng địa hình do gió tạo thành phát triển tùy thuộc vào cấu trúc luồng gió.

Trong trường hợp luồng gió bền vững về hướng thổi, sẽ hình thành các dạng địa hình *đụn cát và luống cát*. Theo quan điểm của B. A. Fedôrovich, ở trường hợp đó, luồng gió có thể được xem như có cấu trúc dạng gió xoáy với mạng lưới nằm ngang. Giữa quá trình thổi mòn, vận chuyển và tích tụ gió hình thành mối liên hệ chặt chẽ: gió thổi cuốn cát từ những chỗ trũng giữa những đụn, luống cát rồi vận chuyển lên sườn và đỉnh của chúng bằng những dòng không khí đi lên và cuối cùng tích tụ ở đó. Bằng cách hoạt động như vậy mà tạo ra địa hình gồm nhiều đụn, luống cát và những hố trũng giữa chúng.

Về nguồn gốc các đụn và luống cát còn có những ý kiến khác nhau. Chẳng hạn, I. Oxtrovski cho rằng các luống cát phát triển trên cơ sở những luống backhan đã có từ trước, còn B.A. Fedorovich cho rằng chúng có nguồn gốc vừa bào mòn vừa tích tụ, sau đó mới bị các quá trình gió làm biến đổi tiếp tục bởi vì nhiều khi còn tìm thấy chúng có nền móng là nham gốc.

Dạng địa hình tích tụ cát sơ đẳng nhất là những đụn cát nhỏ trên đồng cỏ có cây bụi nhỏ, hình thành đằng sau các khóm cây. Những vi đụn như vậy được gọi là *nebkhas*, có độ cao vài chục centimet (H. 91-3).

Bac khan là những khối tích tụ cát dạng lưỡi liềm có hai đầu thấp, giống như cặp sừng quay đầu về phía trước theo hướng gió thổi, phần giữa cao hơn, phần lõm quay ngược chiều gió (Hình 91-4). Chúng xuất hiện khi luồng gió mang nhiều cát bị hãm lại, yếu đi và do đó xảy ra tích tụ cát. Tùy thuộc vào kích thước các hạt cát mà góc dốc tự nhiên của cát rời khác nhau, do đó độ dốc sườn khuất gió cũng có thay đổi (phù hợp với góc dốc tự nhiên). Thông thường sườn thoải (quay ngược hướng gió) có độ dốc nhỏ hơn 20° , sườn khuất gió dốc hơn, tới 30° .

Các backhan đều có hướng nằm thống nhất - vuông góc với chiều gió và có thể nối liền với nhau thành dãy theo hàng ngang có khi dài tới hàng trăm mét, với chiều rộng 10 - 12m. Thông thường các dãy backhan sắp xếp song song với nhau. Nguyên nhân gây ra hiện tượng này vẫn chưa rõ.

Backhan cũng có thể hình thành cả trong điều kiện hướng gió thay đổi theo mùa.

Do đặc điểm riêng của quá trình thổi mòn là bào mòn chỗ trũng rồi đem tích tụ ở chỗ cao mà các backhan có khả năng di chuyển với tốc độ đáng kể (ở châu Phi - khoảng 10 m/năm, ở Trung Á có khi tới 5 km/năm) - cát bị cuốn từ chân sườn hứng gió lên đỉnh rồi lăn tự do sang sườn khuất gió.

Đụn cát hình parabol (Hình 91-5) có hình dáng giống như backhan nhưng khác ở chỗ là hai sừng quay ngược lại với chiều gió, kéo rất dài và hầu như song song với nhau. Những đụn cát như vậy hình thành ở những nơi gió chứa cát thổi qua chướng ngại ở chỗ thủng hẹp - thường hay có ở những chỗ các luống cát bị gió chọc thủng.

Điều khác nhau căn bản giữa đụn cát hình parabol với backhan là nó có sườn lõm - thoải, sườn lồi dốc, chiều cong quay ngược hướng gió.

Khi đồng thời có những hướng gió thổi khác nhau và chúng giao thoa với nhau, sẽ xuất hiện các *đụn cát hình kim tự tháp*. Đó là trường hợp đụn cát kéo dài dạng luống, khi chúng được gắn thêm từ hai phía vô số những nhánh phụ (sản phẩm của những hướng gió thứ yếu). Tại nơi các nhánh này giao nhau, đụn cát trung tâm sẽ được coi cao lên giống như kim tự tháp (H.91-6).

Trong các sa mạc còn gặp những *đụn cát dạng làn sóng* (H. 91-7), có thể phân cách nhau (hoặc không) bằng những hành lang mà những đoàn người và lạc đà vẫn sử dụng làm tuyến đường xuyên sa mạc. Những thành tạo này có thể gặp ở Sahara, Kalahari, Úc và Achantina.

Nguồn cung cấp cát cho những thành tạo này thực sự là khổng lồ và luôn là một câu hỏi cần được trả lời. Trong nhiều trường hợp, người ta đã chứng minh được rằng chúng bắt nguồn từ những đồng bằng tích tụ phù sa cổ, nghĩa là đã từng là địa bàn hoạt động của sông, hồ hoặc từ những nguồn cát của dải ven biển; một phần khác là nguồn cát sinh ra từ quá trình phong hoá các nham thạch có cấu trúc hạt (cát kết, granit, v.v.) ở các miền khí hậu khô khan.

Thông thường các đụn cát nằm ngang hướng gió. Tuy vậy, không ít trường hợp trục dài của chúng nằm dọc theo hướng gió. Đó là những khi chúng phát triển trong điều kiện lượng cát ít ỏi.

Địa hình tích tụ cát chẳng những chỉ có trong các miền hoang mạc cát lớn mà còn có thể phát triển ngay trong các bãi bồi sông, hồ và bãi biển.

Trong các bãi bồi sông, hồ, chúng thường là những bề mặt cát gợn sóng hoặc tạo thành các đụn cát nhỏ. Ở bờ biển có thể có những đụn cát, luống cát tương đối lớn. Đặc điểm của chúng là bao giờ cũng kéo dài dọc theo bờ biển và có khuynh hướng chuyển dịch dần dần về phía lục địa. Nguồn cung cấp cát để tạo ra những dạng địa hình này là cát do sóng biển đẩy từ đáy biển lên bờ.

Đặc điểm của đụn cát dạng lưới liềm ở bờ biển là cặp sừng của nó quay về phía chiều gió, giống như các đụn cát hình parabol. Nguyên nhân là do cát ven biển ẩm ướt hơn nhiều, do đó hai sừng của đụn cát rất ẩm và vận động chậm hơn so với bộ phận cao ở trung tâm.

Ở nước ta địa hình do gió tạo thành chủ yếu phát triển ở các miền ven biển, nhất là ở Quảng Bình, Quảng Nam, Quảng Ngãi, Phan Thiết, v.v. Nó cũng tương đối phổ biến ở các bãi sông lớn (sông Hồng, sông Đà, v.v.). Ở miền Trung, dải đồng bằng ven biển có rất nhiều cát và có khả năng di động lớn. Chúng vận động khá mạnh vào phía lục địa và là tai họa đối với ruộng đồng, nhà cửa. Để chống lại sự lấn chiếm của cát biển, người ta đã tiến hành trồng hàng triệu cây phi lao để chắn gió, chắn cát.

Trầm tích nguồn gốc gió. Các quá trình gió tạo ra một loại trầm tích đặc biệt, gọi là *trầm tích nguồn gốc gió*, hay là *trầm tích phong thành*. Trong công tác nghiên cứu địa mạo và địa chất Đệ tứ, việc xác định nguồn gốc của những dạng địa hình này đương nhiên phải bắt đầu từ việc xác định nguồn gốc phong thành của chúng. Để làm việc này, ta có thể căn cứ vào những đặc trưng sau đây.

Trước hết, đó là những *trầm tích lục địa*: cát trong các miền sa mạc và các miền duyên hải, hoàng thổ (loess) và sét dạng hoàng thổ trên các địa bàn ngoại vi băng hà.

Đối với cát trong các đụn cát, có thể thấy những đặc trưng sau:

- Tính phân lớp xiên chéo không đều đặn: khi có góc nghiêng thoải, khi lại rất dốc với tính định hướng không ổn định, phụ thuộc vào hướng gió thống trị khi tích tụ;

- Thành phần cơ giới tương đối mịn (từ 0,05 đến 0,25 mm) và đồng nhất. Trong các lớp cát hầu như không có mặt cỡ hạt bụi. Hạt cát có độ mài tròn khá tốt, đôi khi có độ mài nhẵn rõ rệt.

- Về thành phần thạch học, cát thạch anh thống trị, song nhiều khi gặp khá nhiều cát feldpat (do quá trình phong hóa hóa học yếu), các khoáng vật dễ vỡ, như mica, v.v., ít gặp, bởi vì chúng bị vỡ vụn và bị gió cuốn đi xa;

- Bề dày của các thể tích tụ cát có thể đạt tới hàng chục mét.

Trầm tích hoàng thổ. Như đã được nhắc tới tại chương “Hoạt động địa mạo của nước dưới đất”, trong số nhiều giả thuyết khác nhau về nguồn gốc hoàng thổ, giả thuyết về nguồn gốc do gió được nhiều người hưởng ứng hơn cả: đó là những sản phẩm hạt mịn, cỡ hạt bụi- thành phần cơ giới 0,05-0,01mm chiếm tới trên 50%, do gió đưa tới tích tụ ở ven rìa các sa mạc và các vùng đồng cỏ ngoại vi băng hà. Dấu hiệu đặc trưng nhất của hoàng thổ là có độ hồng rất cao, tới 43-65%, có màu vàng nhạt hoặc vàng rơm, không phân lớp. Những đặc trưng nổi bật khác là có cấu trúc cột thẳng đứng, chứa nhiều hợp chất cacbonat, có nhiều kết hạch cacbonat canxi và những hệ thống mao mạch ngắn thẳng đứng cùng những di tích rễ thực vật. Thành các ống mao dẫn được phủ bởi một lớp mỏng cacbonat, nhờ vậy nó trở thành loại đá cứng chắc trong điều kiện khí hậu khô.

Bề dày tầng hoàng thổ dao động từ một mét đến 200-250 m.

8.5. SỰ TIẾN HÓA CỦA ĐỊA HÌNH TÍCH TỤ CÁT

Địa hình tích tụ cát bị biến đổi rất nhanh và rất cơ bản do chính quá trình đã tạo ra nó - quá trình gió (di chuyển và biến đổi hình dáng). Đối với các miền khí hậu khô khan, vai trò của quá trình xâm thực nước đối với địa hình do gió tạo thành rất không đáng kể. Trong khi đó, đối với các đụn cát ven biển, quá trình này lại có ý nghĩa nhất định, song vẫn không lấn át được vai trò của quá trình gió.

Một đặc điểm quan trọng của địa hình tích tụ gió là không có nước trong các hố trũng giữa chúng và không có xu hướng thoải dần, san bằng dần (trong trường hợp chưa có lớp phủ thực vật).

Trong quá trình tiến triển của địa hình tích tụ cát, vai trò của thực vật rất quan trọng. Đầu tiên, trên các đụn cát mọc rải rác một số cây - loại cây ưa cát, rồi sau đó được thay thế bằng các thực quần khác. Dần dần hình thái của địa hình bị thay đổi; từ chỗ lúc đầu là địa hình backhan trở thành bề mặt cát có nhiều gò đồng. Tiếp sau, địa hình bề mặt có nhiều gò cũng đơn giản dần về hình thái, thoải dần, san phẳng dần và trở thành bề mặt cát gợn sóng đều đặn có lớp thực vật bao phủ.

Trong trường hợp điều kiện khí hậu thay đổi, địa hình đụn cát có thể vẫn được bảo tồn một thời gian lâu dài dưới dạng bị chôn vùi (ví dụ nay còn tìm thấy ở miền bắc nước Đức, Belorussie v.v.).

Cũng giống như mọi sự vật khác trong thiên nhiên, địa hình tích tụ cát do gió tạo thành cũng có khởi đầu và sự tàn lụi tự nhiên (do sự thay đổi khí hậu - trở nên ẩm ướt hơn và do sự phát triển của lớp phủ thực vật). Nếu quan sát các dạng địa hình đụn cát, luống cát vùng ven biển, ta sẽ thấy rõ ràng các giai đoạn tiến hóa của chúng từ khởi thủy đến lúc "tàn". Ở đây quan sát thấy được rõ ràng càng xa bờ hơn về phía lục địa, tuổi của chúng càng già hơn, càng có nhiều thực vật bao phủ hơn và hình thái của chúng cũng càng thay đổi, thoái hóa nhiều hơn. Và, xa biển nhất là những đụn cát, luống cát đã ngừng phát triển theo hướng phong thành.

Ở bờ biển cũng như trong sa mạc, để có thể hình thành đụn cát, luống cát, tiền đề đầu tiên là phải có cát và những vật cản gió (chẳng hạn những vết hoặc những điểm mặt đất quá ẩm ướt, những tảng đá, khóm cây. v.v.), để xuất hiện những mầm mống khởi đầu. Do có những chướng ngại vật ngăn cản, gió bị ma sát mạnh và bị cản lại, giảm tốc độ, gây ra sự tích tụ cát đằng sau những chướng ngại vật đó. Dần dần các đụn cát sơ sinh ấy tăng dần kích thước, và càng lớn thêm bao nhiêu, tác dụng cản gió lại càng tăng bấy nhiêu - càng tích tụ mạnh hơn, cuối cùng trở thành những đụn cát, luống cát hoàn chỉnh. Khi đã đạt tới kích thước nhất định, chúng bắt đầu di động. Giai đoạn đầu tiên chỉ mới là giai đoạn tích tụ, tăng chiều cao. Sự phát triển về chiều cao sẽ xảy ra cho đến khi lượng cát do gió mang đến còn hoàn toàn hoặc một phần lớn bị giữ lại. Đến khi nào lượng cát bị cản lại (tích tụ)

bằng lượng cát bị cuốn đi trên các đụn cát (quá trình tích tụ đồng thời xảy ra với quá trình thổi mòn) thì bản thân các đụn cát ngừng phát triển về chiều cao và bắt đầu vận động theo hướng gió thống trị, khi do nguyên nhân nào đấy mà lượng cát bị cuốn đi lại lớn hơn lượng cát bị cản lại (chẳng hạn các luồng gió quá mạnh), chúng sẽ bị thoái hóa dần và cuối cùng có thể bị tiêu diệt hoàn toàn.

Mặt khác, do quy luật phát triển tự nhiên mà xuất hiện những loại thực vật lúc đầu thưa thớt, dần dà nhiều thêm, làm cho đụn cát bị cố định lại, ngừng phát triển và cuối cùng bắt đầu thoái hoá. Chẳng hạn ở ven biển, đầu tiên là những thực quần ưa mặn, ví dụ loại hòa thảo *Junceum triticum* (ở bờ biển bắc Đức). Dần dần khi cát đã tích tụ nhiều quanh các khóm cây đó, lượng muối mất dần, loại thực vật ưa muối chết đi và được thay thế bằng loại thực vật ưa cát, ưa khô (ví dụ, *Psama arenaria*). Ở bờ biển Ban Tích, lúc đầu là thực vật ưa mặn *Honkenya peploides*, sau đó thay thế bằng cây ưa cát *Calamagrostis* (*Ammophila arenaria*). Các thực quần có thể trở nên quá dày, có thể trở thành cây bụi và những cây gỗ lớn thực thụ.

Trong các sa mạc cũng vậy. Đầu tiên là cát di động (backhan). Nhờ còn tạm thời nhiều độ ẩm trong cát mà có thể phát triển loại cây ưa cát. Dần dần do chúng ngày càng nhiều mà làm cho tính di động của backhan yếu đi. Sau đó bản thân quá trình sống của các cây ưa cát này đã làm cho mặt đất cứng lại, kém tươi xốp, trở nên nhiều muối khoáng (đất chua) độ ẩm của thổ nhưỡng bị giảm đi và do đó, loại cây ưa cát phải được thay thế bằng những thực quần khác, lớp thực vật dày đặc thêm. Kết quả là địa hình backhan vốn cơ động trở nên kém di động, trở thành cảnh quan gò cát ổn định, bị san phẳng dần, có lớp rừng sa mạc bao phủ.

Như vậy, ở đây ta thấy rõ một quy luật tác động tương hỗ giữa hai quá trình, hai nhân tố: trong mỗi loại địa hình đương thời ngày nay ta đang thấy, ngay từ đầu đã chứa đựng những mầm mống sự tiến hoá trong tương lai của mình, thậm chí biến thành đối ngược ngay với chính mình.

8.6. HOANG MẠC

Nói đến hoạt động địa mạo của gió, chúng ta ai cũng thường nghĩ ngay đến biểu hiện cơ bản của nó là địa hình trong hoang mạc (sa mạc) và bãi biển. Ở phần này, chúng ta sẽ điểm qua một số nét về hoang mạc như một dạng môi trường tự nhiên độc đáo.

Gió, các quá trình địa mạo do hoạt động của gió gây nên mang tính chất phi địa đới, tức là ở đâu nó cũng tồn tại, cũng hoạt động. Song nó hoạt động mạnh hơn cả trong những không gian có bề mặt địa hình quang đãng. Ở đây thường xuyên có gió mạnh, lại thường có khí hậu thuận lợi (khí hậu khô khan), nên các dạng địa hình nguồn gốc gió rất điển hình. Các khu vực mặt đất thỏa mãn những điều kiện

trên đây ở mức độ cao nhất chính là những miền hoang mạc lục địa và các bề mặt băng hà rộng lớn. Phần này chủ yếu nói đến các miền hoang mạc lục địa, tức là các miền khí hậu khô khan.

8.6.1. Đặc điểm các quá trình địa mạo trong hoang mạc và địa hình do chúng tạo thành

Thiên nhiên trong các vùng hoang mạc có những nét đặc điểm địa lý hết sức độc đáo. Khi nói về vấn đề này tác giả I. Vante đã dùng những hình ảnh như sau: “Ở đây bão không có mưa, có mây gây mưa nhưng mưa không đủ làm thấm ướt mặt đất; các mạch nước ngầm không đủ khả năng bắt nguồn cho dù một con suối nhỏ, các dòng sông không có cửa sông, những hồ nước không tên không có bờ cố định, có thể biến mất hẳn trong mấy năm liền hoặc luôn luôn xê dịch vị trí, các hồ nước không nối với dòng thoát nước, có độ mặn rất cao, do đó ngay vào những mùa đông rất giá lạnh cũng không hề bị đóng băng; có vô số những lòng sông không nước chảy và những tam giác châu khô, có những bồn trũng sâu hơn mực nước biển nhưng hoàn toàn khô cạn, những hòn đá trông bề ngoài có lớp vỏ cứng bao bọc nhưng bên trong là khối nhân đã bị mủn vỡ hoàn toàn, những khối đá sa thạch màu trắng có lớp vỏ bảo vệ màu đen, có những địa hào khổng lồ nhưng dưới đáy không hề có dòng chảy, thực vật không có lá, chim muông không có cánh bay”.

Những đặc điểm độc đáo nêu trên đây của thiên nhiên các miền hoang mạc lục địa là do đặc điểm khí hậu gây nên. Lượng mưa ở đây không quá 200 - 250mm: mưa phân bố rất không đều nhưng đôi khi cường độ rất lớn (có khi mấy năm mới có một lần mưa).

Không khí hết sức khô khan, độ ẩm tương đối có khi chỉ đạt 5 - 10%, khả năng bốc hơi cao hơn lượng mưa nhiều lần.

Bầu trời hoàn toàn quang đãng, khiến cho ban ngày mặt đất bị nung nóng rất mạnh, ban đêm bị nguội đi cũng rất mạnh, do đó dao động nhiệt độ giữa ngày và đêm của mặt đất có thể đạt tới 60 - 70° và của không khí tới 30 - 35°.

Cuối cùng, các miền khí hậu khô khan cận nhiệt đới còn có đặc điểm là đều nằm trong các khu vực nội địa và không có dòng chảy đổ ra đại dương. Điều đó cũng làm cho địa hình có những nét độc đáo riêng.

8.6.2. Địa hình do quá trình phong hoá tạo thành

a. Các dạng do quá trình phong hóa hóa học tạo thành

Trong điều kiện hoang mạc, quá trình phong hóa hóa học rất kém phát triển, vì độ ẩm quá nhỏ bé. Nó chủ yếu phá hủy nham thạch do tác dụng của nước mao dẫn có nồng độ muối khoáng quá cao, có thể làm nham thạch bị vụn nát tới kích thước hạt bụi.

Sau khi nước mao dẫn bốc hơi, muối khoáng mà nó mang theo sẽ tích tụ tại bề mặt nham thạch, tạo ra lớp vỏ cứng bảo vệ gọi là *rám sa mạc*. Do vậy mà những tảng đá trong hoang mạc bề ngoài tuy có vẻ cứng rắn nhưng bên trong đã bị vụn nát.

Rám sa mạc thường có màu sẫm hoặc đen, dày chừng vài milimet, với thành phần chủ yếu là các hợp chất của sắt và mangan.

b. Các dạng địa hình do quá trình phong hóa vật lý tạo thành

Ở đây quá trình phong hóa vật lý hoạt động rất mãnh liệt do nhiệt độ dao động mạnh với tần suất lớn. Vì vậy, trong hoang mạc hình thành vô số *bãi đá tảng* hình dáng xù xì, góc cạnh sắc. Khá phổ biến kiểu *phong hóa đồng tâm*, *phong hóa bóc vỏ* - nham thạch bị nứt vỡ thành khối dạng cầu hoặc bầu dục. Nguyên nhân có thể là do lớp bề mặt và lớp bên trong có nhiệt độ chênh lệch quá cao vì độ dẫn nhiệt kém.

8.6.3. Địa hình do quá trình bốc hơi thành tạo

Các dạng địa hình này thường hình thành ở nơi có các hồ tạm thời hoặc có nước ngầm lộ trên mặt hay là nằm gần mặt đất.

a. Vỏ hoang mạc. Trong điều kiện nêu trên đây, lớp vật liệu vụn trên mặt thường bị gắn kết bằng vật liệu vôi, thạch cao hoặc muối NaCl và trở nên rắn chắc, tương tự như lớp vỏ laterit ở nhiệt đới.

Về nguyên nhân thành tạo lớp *vỏ hoang mạc*, người ta cho rằng đó có thể là tầng tích tụ vôi, thạch cao hoặc NaCl do nước rửa trôi từ xung quanh đem tới (I. Shshukin). Một số người nghĩ rằng đó là thành tạo tàn dư từ thời kì khí hậu ẩm ướt hơn còn giữ lại, một số khác cho là thành tạo hiện đại. Trong điều kiện khô hạn của hoang mạc, địa hình dòng chảy thường xuyên nghèo nàn, các mực địa hình được đánh dấu bằng những lớp vỏ hoang mạc và được bảo tồn lâu dài nói trên có thể có ý nghĩa khoa học tương tự như những bậc thềm trong các vùng có điều kiện khí hậu ẩm ướt.

b. Xolonsắc. Trong điều kiện khí hậu khô khan của hoang mạc, ở những nơi gương nước ngầm gần mặt đất, do quá trình bốc hơi rất mạnh mà nước mao dẫn mang rất nhiều muối lên bề mặt, làm cho tầng trầm tích tại vụn trên mặt bị thấm dầm muối. Khi bị thấm nước, chúng trở nên dẻo quánh, lúc khô, bề mặt có màu trắng như tuyết. Những khu vực bề mặt như vậy được gọi là *xolonsắc*.

c. Ta cưa. Ở những chỗ trũng trong hoang mạc, nhất là tại những bộ phận trước núi, có thể có nước trong những khoảng thời gian nhất định. Ở đây thường lắng đọng bùn, sét rất mịn. Khi nước khô đi, bề mặt bị nứt nẻ kiểu mai rùa, rất ròn và cứng. Khi bị thấm nước, chúng rất quánh và là những nơi không thể vượt qua được. Đó chính là *tacura*, hay còn gọi là *bề mặt nứt nẻ kiểu mai rùa*.

8.6.4. Địa hình do gió tạo thành

Trong hoang mạc cát, tại những khu vực khác nhau ta có thể gặp tất cả những dạng địa hình do gió tạo thành đã được mô tả ở phần trên. Ở đây sẽ chỉ điểm qua theo từng loại.

a. Địa hình thổi mòn gặm mòn

Trong các hoang mạc, nhất là ở Trung Á, thường gặp nhiều ngọn đá sót có hình thù kì dị (hình nấm, hình người, hình cột, v.v.), có khi tập trung thành những khối lớn giống như phong cảnh làng mạc, thành phố bằng đá.

Ở nhiều nơi, do tác dụng bào mòn phân dị (đá có lớp cứng, lớp mềm xen kẽ), có thể gặp những bề mặt mài mòn gió hoặc những bề mặt rỗ tổ ong.

Dưới tác dụng gặm mòn của gió, các mảnh đá, tảng đá lăn trên bề mặt bị bào mòn nhẵn một phía (phía hứng gió) giống như cuội. Đặc điểm của “*cuội hoang mạc*” là lúc mới nhìn có cảm tưởng như độ mài tròn tốt, nhưng thực ra chỉ có phần trơ trên mặt đất được bào mòn, còn phần khuất gió và phần chìm dưới đất vẫn hầu như còn nguyên góc cạnh.

Trên bề mặt có nhiều trầm tích tơi vụn, có thể gặp những hố trũng thổi mòn với kích thước, hình dạng khác nhau. Đó là những *hố trũng thổi mòn*, *chảo thổi mòn*, những *yardang*, *fungi* và *vadi* (*vadi* là những dạng trũng lớn, uốn khúc, chiều dài có khi tới hàng chục kilômét, giống như lòng sông chết).

b. Các dạng địa hình tích tụ cát

Trong hoang mạc cát, các dạng địa hình này rất phổ biến và là nét đặc điểm cơ bản của địa hình hoang mạc nói chung. Có thể gộp chúng thành các nhóm, như *lớp phủ cát*, *bề mặt cát nhiều đồi gò*, *đụn cát*, *bề mặt cát gồm nhiều dạng địa hình luống cát*.

8.6.5. Địa hình do nước chảy tạo thành

Một đặc điểm quan trọng của thiên nhiên trong hoang mạc nội địa là lượng mưa hết sức nghèo nàn và phần lớn mạng lưới thủy văn không nối thông với biển. Vì vậy, địa hình của hoang mạc phát triển không phụ thuộc vào gốc bào mòn chung - tức là mực nước đại dương. Mặt khác, do hệ thống dòng chảy hết sức kém phát triển nên ngay từng bộ phận riêng rẽ của hoang mạc cũng phát triển một cách độc lập với nhau với gốc xói mòn và gốc bào mòn riêng (tức là mực đáy các bồn trũng riêng biệt).

Do lượng mưa rất ít ỏi nên không phát triển được những dòng chảy thường xuyên, trừ những dòng sông chảy xuyên hoang mạc (từ ngoài tới). Vì vậy mà địa hình dòng chảy rất ít và không điển hình. Những dạng địa hình dòng chảy đáng kể mà nay ta còn thấy được chính là di tích của thời kì quá khứ có khí hậu ẩm ướt

hơn. Song, có điều đáng chú ý là lượng mưa hàng năm tuy ít nhưng thường là mưa tập trung vào thời gian ngắn, cường độ lớn nên các dòng chảy tạm thời có điều kiện hoạt động mạnh. Trong hoàn cảnh lớp trầm tích bề mặt bị các quá trình phong hóa và gió làm tơi vụn nên nhiều khi các dòng chảy tạm thời có thể tạo ra mạng lưới khe rãnh xói mòn dày đặc. Mật độ chia cắt ngang có khi lớn đến mức đường như bề mặt bị băm nát hoàn toàn và trở thành *địa hình đất xấu*.

8.6.6. Phân loại hoang mạc

Các đặc điểm địa mạo của hoang mạc phụ thuộc chủ yếu vào đặc điểm khí hậu, thành phần thạch học của lớp trầm tích bề mặt và đặc điểm của địa hình kiến tạo. Trên cơ sở những chỉ tiêu này, chúng ta có thể phân biệt bốn loại sau: hoang mạc trên núi, hoang mạc đá, hoang mạc cát và hoang mạc sét.

a. Hoang mạc trên núi

Các hoang mạc trên núi có độ cao tuyệt đối khá lớn và phân bố trong các đới khí hậu khô khan. Chúng có đặc điểm là quá trình phong hóa hoạt động rất mãnh liệt, địa hình sắc nét, phổ biến rộng rãi *cảnh quan núi đảo* và những dải núi thấp nhưng rất sắc nét. Hoang mạc trên núi phổ biến ở miền tây nước Mỹ, Bắc Phi, Trung Á và Nêpan.

b. Hoang mạc đá

Đặc điểm nổi bật nhất là có lớp phủ bề mặt gồm những mảnh đá vụn đá tảng - sản phẩm của quá trình phong hóa vật lý mãnh liệt. Trong loại này trước hết phải kể đến các hoang mạc miền núi. Ở đây rất phổ biến địa hình bãi đá lớn hoàn toàn trần cỗi, không có lớp phủ thực vật. Chỉ trên bề mặt các nón phóng vật mới thấy có lớp thực vật, nhưng cũng rất nghèo nàn.

Hoang mạc đá phổ biến rộng rãi ở Bắc Phi (tên gọi địa phương là hamada, rất phát triển trên cao nguyên Mزاب), Trung Á, Tây Á và bắc Mỹ.

c. Hoang mạc cát hay là sa mạc

Các hoang mạc cát chiếm diện tích rộng lớn nhất trên bề mặt Trái Đất. Đặc điểm điển hình là có lớp phủ bằng vật liệu cát rời khá dày. Rất phổ biến các dạng địa hình tích tụ cát do gió tạo thành.

Nguồn cung cấp cát ở đây có thể có hai trường hợp:

- Do gió thổi mòn đá gốc, làm tách ra những hạt thành phần của chúng.
- Do các nhân tố ngoại sinh đem từ nơi khác đến, thông thường hơn cả, chúng là sản phẩm thổi mòn của gió đối với các trầm tích phù sa cổ hoặc là cát đáy biển cổ đã từng tồn tại ở đây.

Các hoang mạc cát ở bắc Phi chiếm diện tích tới 1000 000 km², ở châu Úc - tới 1 212 000 km². Các hoang mạc cát ở Trung Á, Mông Cổ, Trung Quốc, bán đảo Ả Rập và Nam Phi cũng có diện tích rất lớn.

d. Hoang mạc sét

Hoang mạc sét thường gặp ở những miền đồng bằng có khí hậu khô khan. Thực ra chúng chỉ là những thành tạo nhỏ bé, giữ vị trí phụ thuộc trong các hoang mạc cát. Chúng thường hình thành ở đáy những bồn trũng trong các khu vực có nhiều trầm tích vụn hạt mịn, ví dụ như loại sét hoàng thổ.

Chương 9

ĐỊA MẠO CÁC MIỀN NÚI LỬA

Ở chương này chúng ta sẽ làm quen với những yếu tố hình thái của các miền núi lửa hiện đại và quá khứ và những hiện tượng có liên quan với chúng về mặt phát sinh. Đây là một vấn đề rất rộng, là đối tượng nghiên cứu của bộ môn “Núi lửa học”. Nhưng ngày nay ở nước ta không có núi lửa hiện đại, nếu không kể vụ phun trào yếu ớt ở đảo Hòn Tro năm 1923 và những biểu hiện của phun trào bazan Đệ Tứ ở Tây Nguyên và Đông Nam Bộ, mặt khác, các dấu vết hình thái của núi lửa cổ cũng không còn rõ nét, nên chương này chỉ giới hạn ở mức độ tìm hiểu quá trình.

9.1. MỘT SỐ KHÁI NIỆM CƠ BẢN

Khái niệm núi lửa bao hàm thể tổng hợp tất cả những hiện tượng có liên quan trực tiếp hoặc gián tiếp với các *quá trình và điều kiện* làm xuất hiện cũng như phun trào dung nham lên bề mặt của các khối macma và sự xâm nhập của nó vào lớp vỏ Trái Đất. Tuy vậy, trong chương này chúng ta sẽ tập trung vào hiện tượng phun trào dung nham - tức là hiện tượng *núi lửa phun*.

Macma là khối vật chất nóng chảy trong lòng đất có chứa khối lượng lớn các chất ở thể khí. Khi trào ra ngoài mặt đất, dung dịch macma được gọi là *dung nham*. Trong thành phần macma, lượng SiO_2 chiếm từ 40-75%, ngoài ra còn có các loại ôxit của Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti, P, H_2 và khối lượng nhỏ của hầu hết các nguyên tố hóa học khác. Trong dung dịch macma bao giờ cũng có các chất ở thể khí với nồng độ bão hòa. Chính do tính đàn hồi của các chất khí này mà dung nham có thể phun trào lên mặt đất, nhiều khi gây ra những vụ phun nổ rất mạnh.

Tùy theo thành phần dung nham, trước hết là hàm lượng SiO_2 , mà nó có những tính chất cơ, hóa học rất khác nhau, ảnh hưởng lớn tới hình thái địa hình núi lửa. Khi lượng SiO_2 trong thành phần đạt tới 65 - 75%, nó được gọi là *dung nham axit*. Đây là loại khó nóng chảy, rất quánh và ít cơ động (dung nham rhyolites, trachytes và andéites). Vì vậy, nó chỉ phân bố xung quanh miệng phun, tạo thành những dòng ngắn hoặc những chóp núi lửa. Khi lượng SiO_2 dao động từ 45 - 55%, ta có loại *dung nham bazơ* với đặc điểm rất lỏng, cơ động mạnh, dòng chảy có tốc độ lớn, có khả năng và khuynh hướng san phẳng bề mặt địa hình, tạo

ra những bề mặt và cao nguyên dung nham rộng lớn (dung nham bazan, labradorit, v.v.).

Nguồn cung cấp và độ sâu các lò macma. Đây là một vấn đề địa vật lí có ý nghĩa lí luận rất lớn. Trước kia người ta quan niệm rằng toàn bộ núi lửa và các khối xâm nhập trên Trái Đất đều bắt nguồn từ một khối macma thống nhất hoặc là một lớp có dạng vành khăn mặt cầu kẹp giữa vỏ và nhân cứng của Trái Đất. Những quan điểm mới nhất cho rằng các nguồn macma được thành tạo riêng rẽ để cung cấp dung nham cho từng núi lửa, từng dãy hay từng miền núi lửa. Quan điểm này được xây dựng dựa trên thuyết vũ trụ học của O. Smit về nguồn gốc khởi thủy lạnh và ở trạng thái rắn của Trái Đất. Trong quá trình phát triển về sau, ở từng vùng riêng biệt nhiệt độ được tích lũy và tăng lên với mức độ khác nhau bởi nguồn nhiệt sinh ra từ quá trình phân hủy các chất phóng xạ và những quá trình hóa lí khác.

Các nhà địa vật lí đã xác định rằng phần trên của lớp manti ở độ 50 - 100km có độ dẫn nhiệt kém nhất, dưới độ sâu lớn hơn thì nhiệt độ cũng như độ dẫn nhiệt tăng lên nhanh chóng. Chính đặc điểm đó của lớp manti là nguyên nhân cản trở sự mất nhiệt của Trái Đất qua bề mặt. Và như vậy, gradien nhiệt có giá trị lớn nhất tại phần trên của manti, khoảng tới độ sâu 1000km. Sau khi Trái Đất hình thành chừng 2 - 3 tỉ năm, nhiệt lượng bên trong của nó ở bộ phận này đã tích lũy và tăng lên đến mức đủ khả năng làm nóng chảy cả các nham thạch siêu bazơ. Chính trong đại này - các nhà địa vật lí gọi là *đại phân dị* - có điều kiện để hình thành các lò macma, bắt đầu quá trình phân dị vật chất và dẫn đến sự hình thành lớp vỏ sial của Trái Đất.

Nhưng vành đai nóng chảy này không liên tục mà chỉ xuất hiện dưới dạng các lò macma tại nơi áp suất dưới sâu giảm yếu, chẳng hạn tại các đới đứt gãy sâu, bởi vì khi áp suất giảm, nhiệt độ nóng chảy của vật chất cũng giảm.

Quan điểm trên tỏ ra phù hợp với nhiều hiện tượng quan sát được trong tự nhiên. Chẳng hạn, độ sâu của các chấn tâm động đất không vượt quá giới hạn 600 - 700km, nghĩa là độ sâu của các đứt gãy sâu cũng chỉ tới giới hạn đó, và chính giới hạn dưới của đại phân dị cũng ăn khớp với độ sâu này. Như vậy, hiện tượng xâm nhập và phun trào là những quá trình macma chủ yếu và, hoạt động núi lửa, hoạt động kiến tạo cũng như sự xuất hiện vỏ Trái Đất đều là hậu quả của các quá trình xảy ra trong những lớp trên của tầng phân dị nói trên.

Lập luận về các lò macma riêng rẽ cũng phù hợp với nhiều số liệu khác, ví dụ, có những núi lửa hoặc những vùng núi lửa nằm kế nhau nhưng lại rất khác nhau về thành phần macma, hoặc những ngọn núi lửa ở gần nhau lại hoạt động độc lập với nhau và không trùng nhau về thời gian. Mặt khác, có những nhóm núi lửa phun ra loại dung nham hoàn toàn đơn điệu về thành phần, chứng tỏ chúng bắt nguồn từ một bồn macma chung. Bằng chứng khác là không một núi lửa nào có thể

hoạt động liên tục trong nhiều thời kì địa chất mà thường rất ngắn ngủi (so với thời gian địa chất). Điều đó chứng tỏ các lò macma bị giới hạn về thể tích, khối lượng và áp lực. Khi các thông số này giảm đi hoặc lò macma cạn dần thì núi lửa sẽ ngừng hoạt động.

Về cơ chế phun trào dung nham

Trong vấn đề này cũng có những quan điểm khác nhau. E. Suess quan niệm rằng trong quá trình này dung nham giữ vai trò bị động: khi từng mảng vỏ Trái Đất nguội đi, rần rai thì chìm xuống sâu và đẩy macma lên bề mặt. Ngược lại, ngày nay người ta cho rằng trong quá trình phun trào dung nham, macma đóng vai trò chủ động: nó tự dâng trào lên ở những nơi có áp lực yếu nhất, chẳng hạn theo các vết đứt gãy sâu. Trong một số trường hợp, macma còn có thể phun trào mà không cần những tiền đề thuận lợi như vậy.

Dung nham có thể phun trào được là nhờ nó có lực bành trướng: khi khối macma kết tinh, thể tích của nó tăng lên, hoặc lực bành trướng tăng do có các chất khí thoát ra khi nhiệt độ và áp lực giảm xuống, cũng có thể do hơi nước nguyên sinh của bản thân macma hoặc nước thấm từ trên mặt bị bốc hơi làm áp lực tăng lên.

9.2. CÁC KIỂU HOẠT ĐỘNG NÚI LỬA

Trong hoạt động *phun trào* có thể phân biệt:

1) *Phun trào khu vực*. Trong trường hợp này, dung nham trào lên trên những diện rộng lớn. Loại này chủ yếu xảy ra vào giai đoạn đầu của lịch sử phát triển Trái Đất - khi lớp vỏ sial còn mỏng manh, áp lực các chất khí trong macma lớn, do đó khối macma bị đẩy lên gần mặt đất và đôi khi nung chảy từng mảng lớn rồi trào ra.

2) *Phun trào theo tuyến*. Macma trào lên theo các vết đứt gãy sâu. Trên bề mặt, dung nham (chủ yếu có thành phần bazơ) trào ra rất nhiều theo các tuyến kéo dài. Loại này chủ yếu phổ biến vào Cổ sinh và Tân sinh sớm, mặc dù trong giai đoạn lịch sử cũng có xảy ra ở một vài nơi.

3) *Phun trào trung tâm*. Đây là kiểu phun trào phổ biến nhất hiện nay. Trong trường hợp này, dung nham từ các bồn macma trào lên mặt đất theo những ống dẫn hình tròn hoặc hình bồ dục, tạo thành những chóp núi lửa xung quanh miệng phun. Cũng có trường hợp không hình thành chóp núi lửa mà lại tạo ra dạng địa hình âm hình phễu. Nguyên nhân dẫn đến trường hợp này là vì hiện tượng núi lửa bao gồm hai giai đoạn: giai đoạn nổ - áp lực các chất khí trong macma quá cao đã phá vỡ vỏ Trái Đất và gây ra vụ nổ. Vào pha này hình thành miệng núi lửa lõm

dạng phễu. Nếu trong giai đoạn thứ hai - giai đoạn phun trào dung nham - mà dung nham phun lên thì sẽ tạo ra chóp núi lửa. Song, nhiều khi sau lúc xảy ra vụ nổ, áp lực và nhiệt độ đã hạ thấp tới mức magma không thể trào lên được nữa, mà nguội ngay đi trong ống dẫn. Cũng có trường hợp các vụ nổ làm cho dung nham tung vào không khí rồi rã lại ngay và rơi trở lại miệng phun cùng với những mảnh nham thạch khác, tạo thành đường gờ thấp xung quanh miệng nổ (trường hợp núi lửa loại maare, xem phần sau).

Một điểm khác cần lưu ý là quá trình phun trào dung nham có thể xảy ra với những đặc điểm khác nhau, dẫn đến những nét khác nhau đáng kể trong hình thái địa hình. Có thể chia ra hai loại chính: 1 - *phun trào* với sản phẩm dung nham lỏng; và 2 - *phun nổ* với sản phẩm chủ yếu là vật chất vụn. Tuy nhiên, ít khi có thể gặp những loại này dưới dạng hoàn toàn đặc trưng cho một núi lửa cụ thể nào, mà thông thường núi lửa nào cũng có thể hoạt động khi dưới dạng này, khi dưới dạng kia.

9.2.1 Hoạt động loại phun trào

Ngay trong loại này lại có thể phân biệt ba trường hợp khác nhau:

1) *Phun trào ở đỉnh*. Dung nham trào ra ở miệng phun chính hoặc ngay gần miệng phun. Các chất khí thoát ra rất dễ dàng, nên không xảy ra hiện tượng nổ và cũng không tung sản phẩm vào không trung. Dung nham chảy thành dòng rất xa miệng phun, ví dụ núi lửa Maun Loa (Haoai), Cotapakhi (Camchatca).

2) *Phun trào bên sườn* diễn ra như sau: đầu tiên cột dung nham dâng lên trong hõng núi lửa hầu như đến tận miệng phun rồi sau đó bên thành hõng xuất hiện một lối thoát phụ để dung nham trào ra. Kiểu phun trào này rất hay xảy ra ở núi lửa Vezuve nên Mercalli gọi nó là “kiểu Vezuve”.

3) *Phun trào ngoại tâm*. Dung nham chọc thủng sườn, tạo ra đường dẫn mới thấp hơn miệng khá nhiều và trào ra ở phần dưới của sườn, hầu như độc lập với hõng chính. Điển hình là núi lửa Etna, ví dụ đợt phun trào mạnh năm 1669.

9.2.2. Hoạt động loại phun nổ

1) Kiểu Haoai

Đây là kiểu chuyển tiếp từ loại phun trào sang phun nổ. Đặc điểm là dung nham dễ chảy thành dòng, nhiệt độ cao. Dung nham nóng chảy thường xuyên chứa đầy hõng núi lửa, tạo thành “hồ” dung nham. Lúc hoạt động nó phun lên mạnh, dung nham được tung vào không trung, kéo thành sợi thủy tinh rất mảnh và được gió cuốn đi như những đám mây nhỏ, ví dụ, núi lửa Kilauea (H. 92-A), Tonbachik (Camchatca).

2) *Kiểu Xtrômbôli* đặc trưng cho dung nham có độ bazơ thấp hơn một chút: trong thời gian phun có lúc tung lên vật liệu vụn ở dạng xỉ để tạo ra chóp núi lửa, như trường hợp Xtrômbôli ở Ý (H. 92-B). Từ thời Homer đến nay, núi lửa này vẫn hoạt động liên tục. Sau khoảng thời gian dẫn cách chừng 15 - 20 phút, dung nham nóng chảy lại dâng lên đầy rồi do các chất khí thoát ra nhiều mà gây ra một vụ nổ nhỏ, làm xuất hiện trên trời một đám khói cùng với một ít dung nham vụn, bom núi lửa. Những vụ nổ lớn xảy ra thưa hơn. Người ta thấy có sự phụ thuộc giữa chu kỳ nổ với điều kiện khí tượng: khi thời tiết xấu (áp lực không khí giảm) thì khoảng thời gian giữa hai lần nổ ngắn hơn, khi trời đẹp (áp lực không khí cao) - chu kỳ hoạt động kéo dài hơn.

3) *Kiểu Vuncanô* (theo tên gọi của núi lửa Vulcano - nhóm đảo Lipari) (H. 92-C). Điển hình cho loại dung nham dẻo, nhanh chóng bị bao phủ bởi một lớp màng cứng (dung nham andêzit, trachit). Có đặc điểm là vào thời kỳ tạm ngừng hoạt động, bề mặt dung nham trong hõng núi lửa bị cứng lại, được bao phủ chắc chắn. Vì vậy, tình trạng gián đoạn biểu hiện rõ ràng. Khi hoạt động, núi lửa này thường gây ra vụ nổ lớn, tung lên trời đám khói đen cùng với rất nhiều tro bụi và các mảnh vụn xỉ dạng bột, tạo thành cột khói, bụi khổng lồ hình nấm. Các dòng dung nham rất hiếm, và nếu có thì cũng rất ngắn.

4) *Kiểu Pêlê* (theo hình mẫu núi lửa Pêlê trên đảo Martinic). Trong trường hợp này, dung nham quánh đến mức không thể chảy được, mà dường như chỉ dồn lên thành cột ngay trên hõng phun (H. 92-D). Các chất khí thoát ra theo chiều ngang thành đám mây rực cháy và phát nổ. Lúc tạm ngừng hoạt động, hõng núi lửa được bao phủ bởi lớp dung nham cứng và các vật chất vụn. Khi nổ nó tung lên khối lượng sản phẩm rắn rất lớn, nhưng không tung cao lên trời mà lăn ngay từ miệng xuống sườn như một đám mây lớn do có lực đẩy hướng nghiêng từ hõng xuống chân sườn.

5) *Kiểu Plini*. Cũng giống như kiểu Vulcano, núi lửa này tung lên lượng vật chất rắn vụn rất lớn - sản phẩm của những lần phun trước. Khó xác định được lượng dung nham mới chiếm tỉ lệ bao nhiêu. Đặc biệt khi phun, không bao giờ làm tăng độ cao chóp núi lửa mà thường hạ thấp đi nhiều, tạo thành miệng núi lửa khổng lồ (caldeira). Những vụ nổ loại này rất khủng khiếp: thường bắt đầu bằng những trận động đất lớn trên một vùng rộng và kéo dài. Trong thời gian lịch sử đã từng xảy ra những vụ nổ đáng nhớ: Vêzuvi (năm 79), Tamboro (đảo Xumbava - Indonesia), Coxervina (Nicaragua), Cracatau (Indonesia), Catmai (Aliasca - Mĩ). Vụ nổ Cracatau vào cuối thế kỉ trước đã diễn ra một cách khủng khiếp. Trước khi xảy ra vụ nổ chính, trong suốt 3 - 4 tháng liên tục đã xảy ra động đất trên một vùng rộng lớn. Khi xảy ra vụ nổ, tiếng nổ vang xa hàng trăm kilômét. Vụ nổ gây chấn động không khí truyền đi vòng quanh Trái Đất ba vòng, làm xuất hiện những ngọn sóng đại dương khổng lồ truyền tới tận bờ biển nước Anh và Nam Mĩ. Khối lượng vật

chất tung lên tạo thành cột khói-bụi cao 79km. Các sản phẩm vụn được gió cuốn đi trong khí quyển và lơ lửng như vậy rất lâu, gây ra hiện tượng “trời đỏ máu” (rạng đông và hoàng hôn đỏ rực) suốt một năm. Vụ nổ làm biến mất một phần hòn đảo với diện tích 2291 ha và đáy biển ở chỗ đó sâu xuống tới 279m.

6) *Kiểu Maare*. Trong kiểu này thường chỉ gây ra những vụ nổ nhỏ, không phun trào dung nham mà dung nham thường bị nghẹn ngay trong họng phun. Đặc trưng cho những miền hoạt động núi lửa đã tàn (Đức, Trung Phi, Ai Cập).

Ngoài ra còn một kiểu hoạt động khác không thuộc phun trào mà cũng không là loại phun nổ, sản phẩm chủ yếu là hơi nước và các chất khí thoát ra từ từ gọi là *sonfata*.

9.3. VẬT LIỆU NÚI LỬA

Sản phẩm do núi lửa phun ra có nhiều loại khác nhau và tùy thuộc vào đặc tính của chúng mà các dạng địa hình núi lửa mang những nét hình thái khác nhau.

9.3.1. Dung nham

Trước hết phải kể đến sản phẩm chính là dung nham. Tùy thuộc vào thành phần hóa học, chủ yếu là hàm lượng SiO_2 , dung nham có thể thuộc loại axit, bazơ hoặc trung tính. Mỗi loại như vậy có độ nóng chảy, độ cơ động khác nhau, do đó địa hình núi lửa có cấu trúc rất đa dạng. Dung nham axit thường tạo nên những chóp núi lửa, còn dung nham bazơ dễ chảy nên thường có xu hướng san phẳng bề mặt địa hình, tạo ra những dòng hoặc bề mặt đồng bằng và cao nguyên dung nham, hoặc nếu có tạo ra các ngọn núi lửa thì sườn cũng rất thoải - loại hình khiên, kiểu Haoai. Từ dung nham ta có những loại đá phun trào (riôlit, spilit, keratôfia, đaxit, v. v.) phổ biến rất rộng rãi trên bề mặt Trái Đất.

9.3.2. Các sản phẩm vụn

Trong dung nham bao giờ cũng có một khối lượng các chất khí rất lớn. Chúng có khả năng đàn hồi, tạo ra áp lực rất lớn, gây ra những vụ nổ và phun trào dung nham, làm cho dung nham và các sản phẩm vụn khác bị tung tóe thành những tảng, mảnh vụn kích thước rất khác nhau. Những sản phẩm như vậy được gọi là *sản phẩm nhiệt vụn*.

Nhiều khi khối lượng sản phẩm nhiệt vụn do các núi lửa tung ra rất lớn. Chẳng hạn, trong vụ nổ năm 1883, núi lửa Cracatau phun ra tới 18 km^3 trên một diện tích 800 km^2 , núi lửa Coxervina phun vào năm 1835 tới 50 km^3 , Tamboro, năm 1815 tung ra tới 150 km^3 sản phẩm nhiệt vụn (trích theo I. Shshukin, 1960).

Theo kích thước mảnh vụn, có thể phân biệt ra các loại sau: loại kích thước lớn - đá tảng, bom, xỉ núi lửa, loại kích thước trung bình - lapili (các mảnh đá vụn) và những mảnh loại kích thước nhỏ - cát và tro núi lửa.

Đá tảng núi lửa

Đó là những tảng đá kích thước có khi rất lớn, hình dạng xù xì, thể tích tới hàng mét khối. Chúng có thể là đá gốc quanh miệng phun, hoặc là những tảng dung nham đã cứng của những kì phun trước. Núi lửa Cotapakhi đã tung tảng đá nặng 200000kg trên một khoảng tới 16 m.

Bom núi lửa

Là những tảng dung nham có lớp vỏ ngoài đã tương đối cứng nhưng trong ruột vẫn còn nóng chảy hình quả lê, bầu dục hoặc hình đỉnh ghim to bằng nắm tay cho tới kích thước bằng chiếc mũ. Chúng thường có dạng vụn vỏ đồ, vì khi bị tung lên trời chúng bị chuyển động xoắn hoặc xoay tròn.

Xỉ núi lửa

Những mảnh dung nham vụn nhiều khi rơi trở lại mặt đất vẫn còn ở trạng thái dẻo, chưa kịp kết tinh và gắn kết với nhau tạo thành xỉ núi lửa. Hình dạng xỉ núi lửa nhiều vẻ và thường có nhiều lỗ hổng. Những tảng xỉ có rất nhiều lỗ hổng với kích thước nhỏ rất nhẹ và gọi là đá bọt (pemza). Nó thường được hình thành từ loại dung nham axit khi bị nguội đi nhanh. Từ xỉ núi lửa hình thành các chóp núi lửa kí sinh, hornito.

Lapili

Là những mảnh dung nham vụn kích thước bằng hạt đậu, hạt ngô. Thường xù xì và có nhiều lỗ hổng.

Dăm, cát núi lửa

Là những mảnh với kích thước từ hạt đậu đến hạt kê.

Tro bụi núi lửa

Là những hạt có kích thước rất nhỏ.

Trong điều kiện lặng gió, các sản phẩm nhiệt vụn núi lửa lại có thể rơi trở lại mặt đất xung quanh miệng núi lửa một cách đều đặn, tạo thành các chóp núi lửa. Còn trong trường hợp gió thổi mạnh, chúng có thể bị gió cuốn đi xa hoặc đổ dồn về một phía, khiến cho ngọn núi lửa có dạng hình bầu dục kéo dài.

Sau các vụ núi lửa phun, các sản phẩm vụn tích tụ lại trên bề mặt núi lửa thành một lớp dày. Nhưng trạng thái rời rạc không tồn tại lâu mà nước mưa thường thấm vào gây ra phản ứng hóa học giữa các chất thành phần, làm cho chúng dính kết lại với nhau, tạo thành đá tuf núi lửa. Tuf là vật liệu xây dựng rất tốt vì nhẹ, dễ cắt gọt khi chưa tiếp xúc trực tiếp với không khí.

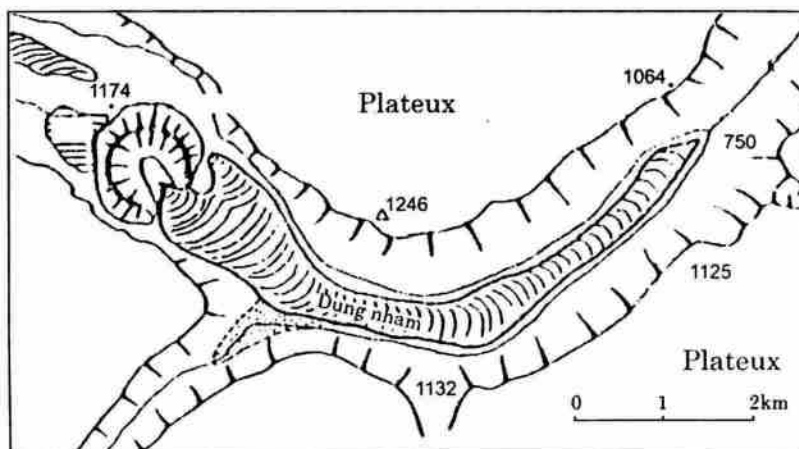
Trong sản phẩm núi lửa ta còn phải kể đến các chất khí. Việc xác định thành phần các chất khí thoát ra khi có hiện tượng phun trào rất khó khăn. Vì vậy, người ta đã dùng phương pháp nung nóng chảy trong chân không các đá macma và phun trào rồi xác định thành phần các chất khí thu được. Những chất khí này là tàn dư của các chất khí chứa trong dung nham. A. Brun đã chọn loại obxidian (thủy tinh núi lửa) còn mới nhất, chưa bị tiếp xúc nhiều với không khí, nghiền nhỏ rồi nung chảy trong lò điện chân không. Kết quả thu được cho thấy thành phần các chất khí gần giống như thành phần các chất thoát ra từ fumaron: CO_2 , CO , H_2 , H_2S , SO_2 , CH_4 , N_2 , Cl_2 , HCl , một lượng rất ít He và Ar.

Khi nóng chảy, các chất hơi thoát ra có kèm theo tiếng nổ. Có một điều đáng chú ý là không thấy hơi nước - điều này mâu thuẫn với quan điểm cho rằng nước nguyên sinh do núi lửa phun ra có khối lượng rất lớn.

9.4. CÁC DẠNG ĐỊA HÌNH NÚI LỬA

9.4.1. Các dòng dung nham

1) Các dòng dung nham dạng tuyến kéo dài là loại kinh điển nhất. Chúng được thành tạo từ loại dung nham lỏng, dễ chảy, sẫm màu, như bazan, labradorit, v.v. Chúng có thể chảy trên khoảng cách dài, nếu vận động dọc theo các thung lũng, ví dụ trên khoảng cách 55 km trong vòng 8 ngày tại Mauna Loa, Haoai (H. 92).



Hình 92. Miệng núi lửa bị vỡ một bên và dòng dung nham dạng tuyến kéo dài

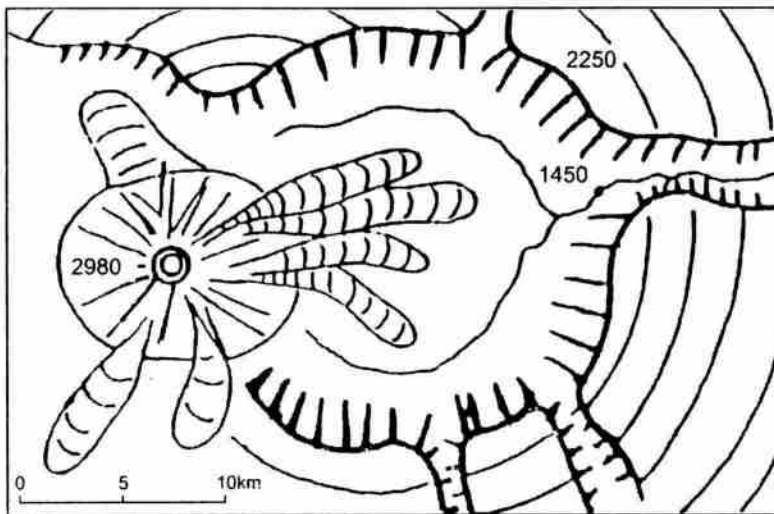
2) Lớp dung nham được thành tạo khi dung nham lỏng và cơ động chảy ra trên bề mặt địa hình san bằng. Đây là trường hợp các cao nguyên dung nham, ví dụ như ở Tây Nguyên và Lâm Đồng, đặc trưng cho loại phun trào khe nứt.

3) Các dòng dung nham ngắn, dạng khối xuất hiện khi có phun trào dung nham axit rất quánh bị nguội đi và cứng rắn hóa ngay gần miệng phun.

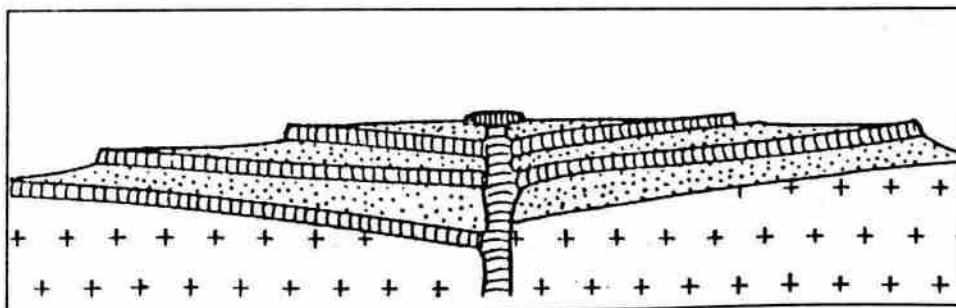
9.4.2. Các dạng địa hình trũng

1) *Miệng núi lửa kiểu maare* thường thể hiện như những hồ nhỏ và được coi như những “núi lửa khi” với một lần phun nổ duy nhất tạo ra một hố lõm hình tròn khá đều đặn. Điều đặc biệt là trong dạng địa hình này không hề gặp đá núi lửa, nên trong một thời gian dài người ta không tìm được lời giải thích thỏa đáng.

2) *Miệng núi lửa candeira* (thường là những hồ lớn) là dạng thường gặp. Người ta giải thích sự thành tạo của chúng bằng hiện tượng sụt lún. Do phun ra lượng dung nham khổng lồ mà bên dưới họng núi lửa xuất hiện những dạng rỗng lớn, dẫn đến hiện tượng sụt lún xung quanh miệng phun. Nó xảy ra cả ở những núi lửa cổ, nay đã cạn kiệt hoặc đã ngừng hoạt động, cũng như những núi lửa đang hoạt động. Đầu tiên xuất hiện những vết nứt dạng vòng tròn đồng tâm bên trong miệng phun, tiếp sau là sự sụt lún dạng bậc thang thực sự, như ở núi lửa Niragongo, Congo có thể thấy những bậc dạng vách chênh nhau từ 180 đến 50 m. Những hồ núi lửa loại này có thể có kích thước rất lớn. Núi lửa Copahue ở Andơ hình thành bên bờ một candeira khổng lồ với đường kính 15 km và sâu tới 800m (H. 93).



Hình 93. Candeira Copahue ở vùng núi Andơ
Núi lửa đang hoạt động ở phía tây candeira, xung quanh là những vách cao tới 800m.
(Trích theo G. Viers)



Hình 94. Núi lửa ở Êcôt với dạng địa hình cuesta trên đá bazan

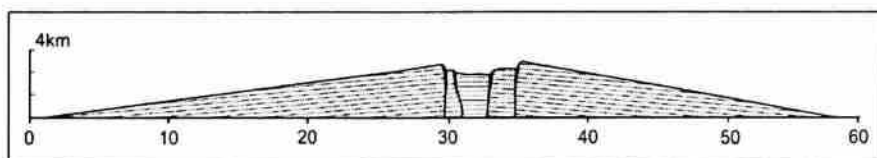
3) *Sụt lún trên diện rộng*. Có trường hợp đã xảy ra sụt lún trên diện rộng, ví dụ ở Êcôt, trên những núi lửa đã tắt từ lâu nay bị sụt lún làm cho các lớp bazan nghiêng hướng về phía miệng phun ở trung tâm, trong khi lúc đầu chúng có độ nghiêng thoải ra xung quanh. Nhờ có sự xen kẽ giữa những vỉa bazan cứng chắc với những lớp xỉ núi lửa mà ở đây các quá trình ngoại sinh đã tạo ra dạng địa hình *cuesta* (H. 94)

9.4.3. Các dạng địa hình dương

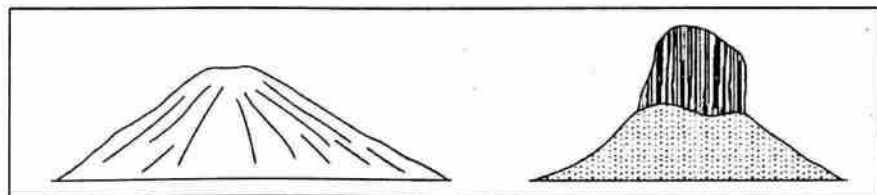
1) *Chóp xỉ* là những cấu trúc nhỏ và đơn giản, có đường kính đáy 1-2 km, khi còn mới thì sườn dốc, trên đỉnh có miệng phun. Miệng núi lửa có thể vỡ và mở về một phía (H. 93). Sườn các chóp núi lửa lớn thường bị nước mưa cắt xẻ, tạo ra vô số khe mưa và rãnh xói mòn sắp xếp dạng tỏa tia, gọi là *barancôt*.

2) *Núi lửa hình khiên kiểu Haoai* là những chóp núi lửa rất thoải (5 - 6° và thoải hơn nữa), kích thước rất đồ sộ (H. 95), trên đỉnh có miệng phun loại *candeira* chứa đầy dung nham lỏng, ít ra là trong thời gian hoạt động. Đặc trưng cho loại phun trào dung nham bazan.

3) *Chóp núi lửa phân tầng* là loại đồ sộ và kém đồng nhất hơn. Thông thường đây là những núi lửa cổ, hoạt động trong thời gian dài và có lịch sử phức tạp, bởi vì ở đây có thể tìm thấy những loại dung nham và vật liệu núi lửa khác nhau. Điều đó chứng tỏ núi lửa loại này đã có những thay đổi trong quá trình hoạt động của mình. Những đợt sụt lún ở miệng phun *candeira* đã làm đảo lộn những gì từng được tạo ra sau những lần phun trước đó. Những đợt phun trào tiếp sau lại phủ lên chúng, do đó hình thành loại cấu trúc phân tầng, ví dụ núi lửa Cantal, Mont-Dore, Etna, la Reunion. Trên sườn chóp núi lửa chính lại có thể xuất hiện những chóp phụ kích thước nhỏ (cao dăm ba mét), ví dụ trên sườn Etna có thể đếm được hàng chục chóp mini như vậy.



Hình 95. Núi lửa hình khiên Haoai

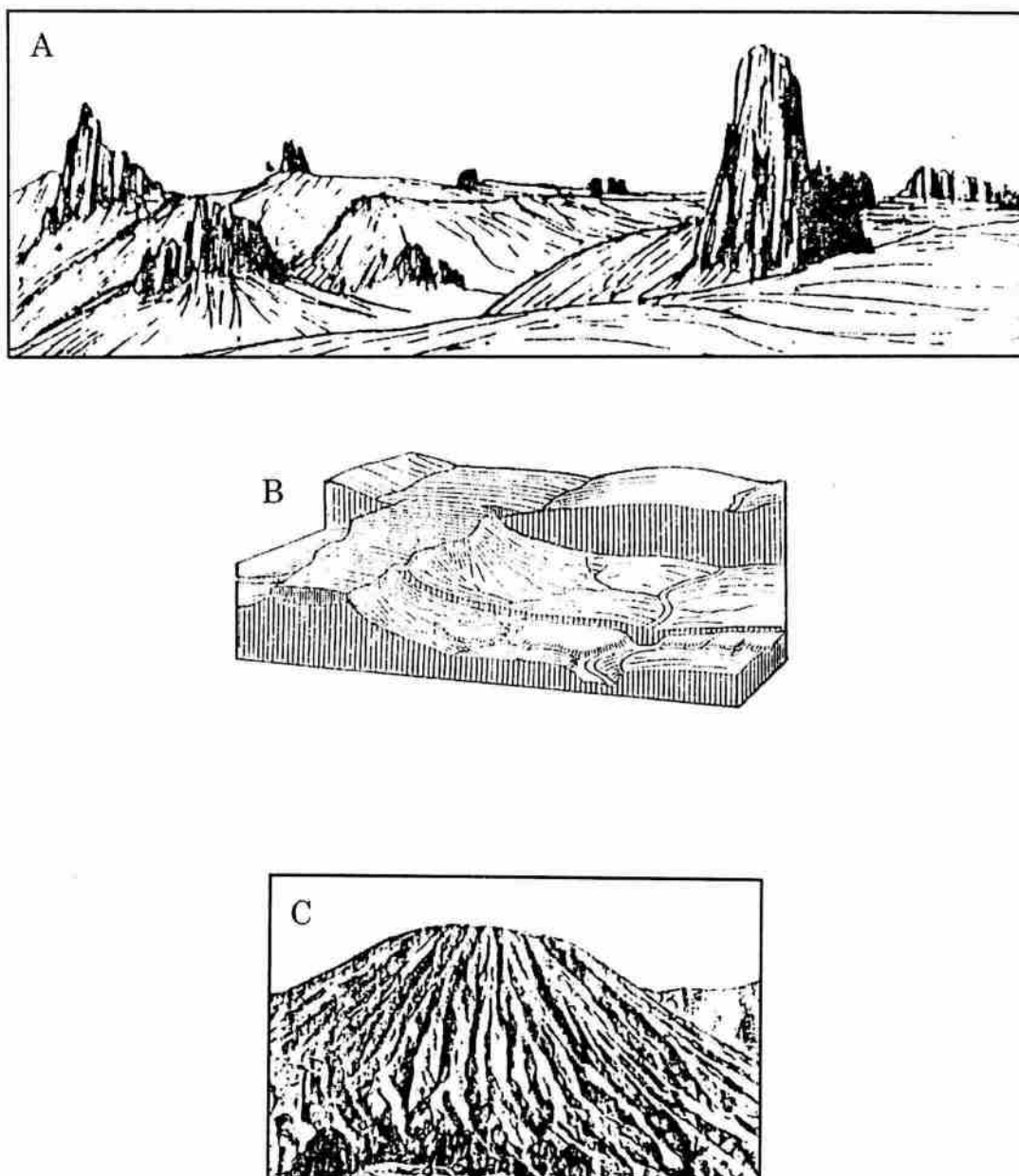


Hình 96. Hai núi lửa dạng chóp tích tụ: phía trái là đỉnh Lapemine ở Hoggar, phía phải là núi Puy-de-Dôme. Đáy của hai núi lửa dưới có đường kính chừng 1 km. Mặt cắt theo tỉ lệ ngang và đứng 1/1. (Theo G. Viers)

4) *Chóp núi lửa tích tụ*. Dung nham axit vì rất quánh nên tích tụ ngay bên trên miệng phun tạo ra chóp núi lửa bề thế, cứng chắc, chỉ bị phân cắt bởi những khe nứt hình thành khi nguội đi. Loại đồ sộ và điển hình nhất là những chóp phun

trào trachit và phonolit, ví dụ núi Puy-de-Dôme, đỉnh Laperrine ở Hoggar, Angiêr. Khi bị các quá trình ngoại sinh tác động, vách núi lửa loại này tạo ra vô số vật liệu vụn cung cấp cho những vật đá lở vây quanh chân núi (H. 96).

5) *Thể cán phun nghen, hoặc họng núi lửa bị bóc lộ*. Khi phần chóp đã bị phá hủy hết, các quá trình bào mòn chọn lọc có thể bóc lộ phần họng núi lửa giống như những thể cán, thể mạch (H. 97- A). Một số chóp núi lửa tích tụ có thể đã từng bị chôn vùi trước khi bị bóc lộ và phá hủy, cũng có thể tạo ra dạng địa hình sót tương tự.



Hình 97. Địa hình xâm thực-bóc mòn chọn lọc liên quan đến các cấu trúc núi lửa:

A- thể cán-họng núi lửa bị bóc lộ do bào mòn chọn lọc trên cao nguyên Kapsiki (Cameroun); B- Địa hình dương nghịch đảo: trên nền phía sau là dòng dung nham trong thung lũng khi mới được thành tạo, phía trước - cũng dòng dung nham đổ sau khi bị xâm thực chọn lọc (theo W.M.Davis); C- Barancôt trên sườn núi lửa Batok (đảo Giava) (trích theo Shshukin).

6) *Địa hình dương nghịch đảo do dòng dung nham bị bào mòn chọn lọc.* Trải qua quá trình bóc mòn lâu dài, các dòng dung nham vốn được thành tạo trong thung lũng, tức là dạng địa hình âm, có thể trở thành địa hình sót dạng mặt bàn nổi cao và kéo dài (H. 97-B).

6) *Địa hình khe xói trên sườn các chóp núi lửa* (H. 97-D). Trên sườn các chóp núi lửa giàu vật liệu vụn bở rời ở những vùng nhiều mưa và chưa có lớp phủ thực vật dày, có thể hình thành vô số khe mưa phân bố kiểu tỏa tia (H. 97-D), gọi là barancôt - một trong những dạng vi địa hình đặc trưng cho địa hình núi lửa.

Chương 10

ĐỊA HÌNH MIỀN NÚI

10.1. MỘT SỐ ĐẶC ĐIỂM CHUNG

Đến đây, chúng ta đã nghiên cứu xong về cơ bản hoạt động địa mạo và địa hình theo các nhân tố thành tạo địa hình chủ yếu, đã bao quát được hầu hết các nhóm phát sinh địa hình, riêng địa hình bờ và đáy biển sẽ được nghiên cứu trong một giáo trình riêng, nên chỉ điểm qua tại chương 12, còn địa hình băng hà, do không phát triển ở Việt Nam, chúng tôi chỉ nhắc sơ qua. Ở chương này - “Địa hình miền núi”, và chương tiếp sau - “Địa hình đồng bằng”, các loại địa hình đó một lần nữa sẽ được nhắc lại nhưng chỉ mang tính chất hệ thống hóa, đồng thời nêu rõ tính độc đáo của chúng bắt nguồn từ đặc điểm môi trường.

Miền núi được quan niệm là những khu vực mặt đất tương đối rộng lớn, thường có cấu tạo uốn nếp, được nâng cao so với mực nước biển và các khu vực đồng bằng bao quanh, có dao động độ cao đáng kể trên những khoảng cách ngắn (độ chênh cao giữa đáy thung lũng và đỉnh phân thủy có thể tới hàng trăm, hàng nghìn mét). Do đặc điểm độ cao tuyệt đối lớn mà *năng lượng địa hình* đáng kể, khiến cho các quá trình xâm thực, bào mòn hoạt động mãnh liệt, *độ chia cắt sâu* đạt những giá trị lớn. Các miền núi, nhất là những miền núi trẻ, thường có chế độ hoạt động tân kiến tạo mạnh và phân dị, làm cho địa hình luôn có *tính phân bậc*. Ở miền núi, rất phổ biến các vết lộ đá gốc có độ bền vững khác nhau, gây ra các hiện tượng *phong hóa, xâm thực và bào mòn chọn lọc* và nhiều khi tạo nên những dạng *địa hình cấu trúc* điển hình.

Độ cao tuyệt đối lớn, độ chia cắt sâu đáng kể dẫn tới sườn có độ dốc và năng lượng địa hình lớn, là những nguyên nhân căn bản khiến cho địa hình và các quá trình địa mạo ở miền núi có những nét độc đáo.

Trên độ cao lớn, khí quyển có độ trong suốt cao, miền núi nhận được lượng *bức xạ mặt trời* lớn hơn so với các đồng bằng cùng vĩ độ. Mặt khác, cũng do nguyên nhân này mà ở đây lượng bức xạ sóng dài mất đi về ban đêm lớn hơn. Kết quả chung là biên độ dao động nhiệt độ giữa ngày và đêm lớn, phong hóa vật lý phát triển mạnh, nhất là trong điều kiện khí hậu lục địa. Đặc biệt, đối với những miền núi có độ cao vượt quá vị trí đường tuyết còn phát triển những hiện tượng địa mạo

đặc biệt (quá trình băng - tuyết), tạo ra kiểu *địa hình anpi* độc đáo (đỉnh núi, đường sống núi và đường phân thủy sắc nét, bị chia cắt rất mạnh).

Do sườn nhìn chung có độ dốc lớn mà các sản phẩm vận vận chuyển nhanh chóng xuống chân núi, vì vậy vỏ phong hóa ở miền núi thường chứa nhiều sản phẩm thô. Chính bởi nguyên nhân này mà ở miền núi rất phổ biến các vật sườn tích, nón đá lở, nón phóng vật, “sông đá”, “biển đá”, phát triển mạnh các quá trình trượt đất và lở núi. Bên cạnh các dạng địa hình và những hiện tượng địa mạo có nguồn gốc trọng lực diễn biến nhanh và mạnh như vậy, còn có quá trình vận chuyển từ từ, chậm chạp của vật chất vận trên sườn. Đó là hiện tượng *đất chảy* và quá trình bào mòn bề mặt, những nhân tố có ý nghĩa hết sức to lớn đối với toàn bộ quá trình *san bằng địa hình*.

Dòng chảy thường xuyên ở miền núi cũng có những nét đặc điểm riêng. Do năng lượng địa hình cao, độ dốc lớn mà trắc diện dọc của các dòng sông miền núi đều dốc, xâm thực sâu mạnh, trắc diện ngang thường hẹp, có khả năng vận chuyển rất lớn, aluvi thường thô, có chứa cuội và đá tảng.

Ở những miền núi có nhiều đá cacbonat, như đá vôi và đolômit, phổ biến quá trình và địa hình cacxtơ. Các dạng cacxtơ lớn chủ yếu hình thành trong các khối đá vôi ở miền uốn nếp, còn các dạng cacxtơ trong thạch cao và các loại muối khoáng khác ít gặp ở miền núi cao, vì chúng thường lắng đọng trong điều kiện biển nông miền nền.

10.2. ĐỊNH NGHĨA MỘT SỐ KHÁI NIỆM

Trong khi mô tả địa hình miền núi, nhiều khi ta dùng những thuật ngữ để diễn tả những khái niệm bao hàm nhiều đặc trưng hình thái. Song, những khái niệm này đôi khi được sử dụng một cách tự do, nhất là đối với những thuật ngữ lấy từ ngôn ngữ dân gian. Ví dụ thuật ngữ “*quả núi*” có khi dùng cho cả những ngọn núi độc lập, cũng như cho những ngọn núi nổi lên tương đối rõ trong một dải núi liên tục. Vì vậy, cần định nghĩa chúng rõ ràng và chặt chẽ hơn.

1. *Quả núi*: Đó là một bộ phận mặt đất nhô cao, kích thước không lớn, nổi rõ trên nền bằng phẳng, có đường chân dốc rõ ràng từ mọi phía. Đó là những dạng địa hình đứng lẻ loi, đơn độc ở các miền trước núi, hoặc nổi lên giữa miền đồng bằng, ví dụ núi Chè ở Tiên Sơn Hà Bắc, Núi Bà Đen ở Tây Ninh, Núi Đọi ở Duy Tiên Hà Nam, v.v. Nhiều khi những quả núi riêng rẽ như vậy lại tập trung thành từng nhóm trên nền bằng phẳng chung và cách nhau không đáng kể. Nếu chúng có nguồn gốc xâm thực - bào mòn thì ta có *cảnh quan núi đảo* (inselberg), nếu có nguồn gốc núi lửa (các chóp tích tụ dung nham hoặc những thể lacôlit đã bị bào trợ) ta có *cảnh quan núi lửa*.

2. Đỉnh núi: Khác với “quả núi”, đỉnh núi không phải là những khối nhô cao trực tiếp trên nền đồng bằng bằng phẳng, không chuyển trực tiếp ra đồng bằng mà là những khối nhô nổi rõ trên các dải núi, dãy núi lớn. Ví dụ đỉnh Fanxipang trên dải Hoàng Liên Sơn, đỉnh Pu Sam Sao, Pu Đen Đinh, v.v. Hai đỉnh núi kề nhau phân cách với nhau bằng *đèo yên ngựa*.

3. Miền trước núi: Cũng như ở trường hợp “quả núi”, miền núi và khối núi lớn cũng có đường phân cách với đồng bằng lân cận. Có trường hợp đường chân núi đó biểu hiện rõ ràng, sườn núi chuyển đột ngột xuống đồng bằng qua những vách dốc. Nhưng phần lớn trường hợp, miền núi chuyển xuống đồng bằng rất từ từ, tạo thành cả một miền chuyển tiếp mang tính chất trung gian giữa một bên là miền núi, một bên là đồng bằng, gọi là “*miền trước núi*”.

Về mặt địa hình, miền trước núi thường là những đồng bằng đôi, hoặc miền đôi, hơi nghiêng về phía đồng bằng kề cạnh, hoặc miền có nhiều đôi dài, hoặc gồm nhiều dải núi một sườn song song với nhau men theo chiều dài miền núi và càng ra xa càng thấp dần.

Về mặt địa chất, miền trước núi thường cấu thành bằng các trầm tích trẻ hơn và biến vị yếu hơn so với bản thân miền núi. Đôi khi đó là những trầm tích vụn - sản phẩm phá hủy của các quá trình ngoại sinh (phong hóa, bào mòn, xâm thực) được các dòng chảy đem từ các vùng trung tâm tới, tạo thành những nón phóng vật lớn, các “tam giác châu khô”, liên kết với nhau thành dải *đồng bằng nghiêng trước núi*. Có thể lấy ví dụ miền đôi trung du Bắc Bộ, dải đôi thấp Đại Từ - Thái Nguyên và Tam Dương Vĩnh Phúc là những miền trước núi của toàn bộ miền núi Đông Bắc Bắc Bộ và của dãy Tam Đảo.

Về mặt cấu tạo, kiến tạo, miền trước núi có thể có cấu tạo uốn nếp, đơn nghiêng hoặc đoạn tầng dạng nhiều bậc, với chế độ tân kiến tạo trung gian giữa miền đồng bằng và miền núi. Chẳng hạn, nhiều tác giả cho rằng ở miền Đông Bắc Việt Nam có thể tách ra ba khu vực với tốc độ và hướng kiến tạo mới khác nhau:

- Miền núi - nâng lên;
- Miền đôi trung du tiếp giáp đồng bằng Bắc Bộ - gradien bằng “0”, giữ vai trò bản lề giữa hai miền nâng và hạ;
- Và trên phạm vi đồng bằng Bắc Bộ - hạ xuống.

4. Đường sống núi: Hai sườn đối nhau của quả núi, dãy núi cắt nhau ở phần đỉnh, tạo thành đường sống núi. Như vậy, đường sống núi bao gồm những điểm có độ cao lớn nhất trong từng trắc diện ngang của dãy núi. Nó có thể là đường sắc cạnh hoặc có dạng mềm mại. Cũng có trường hợp, đường sống núi không rõ ràng, hai sườn không cắt nhau trực tiếp, thay thế vào đó là khu vực bề mặt đỉnh bằng phẳng hoặc nằm ngang. Trường hợp như vậy có thể quan sát thấy ở những khối núi đoạn tầng - đứt khối, ví dụ Alatau thuộc Trung Á.

Thông thường đường sống núi trùng với đường phân thủy, song có nhiều trường hợp hai khái niệm này không khớp nhau. Chẳng hạn, do điều kiện khí hậu ở hai sườn của dãy núi nào đó khác nhau (một phía khô khan, một phía ẩm, mưa nhiều), các dòng sông phía sườn ẩm ướt hoạt động xâm thực mạnh hơn, giạt lùi về phía đỉnh và ăn lấn sang sườn đối diện. Kết quả là đường phân thủy bị đẩy lùi về phía sườn khô khan và không còn ăn khớp với đường sống núi nữa.

5. Dãy núi: Đó là tập hợp của nhiều ngọn núi nằm kế liên tục với nhau, có đường sống núi và đường phân thủy thống nhất, kéo dài dạng tuyến. Ví dụ, dãy núi Tam Đảo, Hoàng Liên Sơn, dãy núi Yên Tử, v.v.

6. Dải núi, hệ thống núi: Tập hợp của nhiều dãy núi tạo thành một thể thống nhất, có liên quan với nhau về nhiều mặt, được gọi là dải núi hoặc hệ thống núi. Ví dụ, dải Trường Sơn, hệ thống núi Cavcazo, hệ thống núi Himalaya, v.v.

7. Khối núi: Đôi khi nhiều ngọn núi tập hợp với nhau không theo tuyến mà hợp lại thành khối tương đối đẳng thước, gọi là khối núi. Thông thường, chúng do một khối xâm nhập lớn (khối batolit) hoặc khối dung nham bị chia cắt tạo thành. Ví dụ, khối núi thượng nguồn sông Chảy, khối núi Ba Vì v.v.

8. Miền núi là tập hợp của hầu hết các dạng hình thái kể trên, phát triển trên một khu vực mặt đất rộng lớn. Ví dụ: miền núi Đông Bắc, miền núi Tây Bắc Việt Nam, v.v. Miền núi nhiều khi ăn khớp với hệ thống núi: ví dụ miền núi Cavcazo, miền núi Uran cũng đồng thời là những hệ thống núi Cavcazo, hệ thống núi Uran.

10.3. NGUỒN GỐC NÚI. PHÂN LOẠI NÚI

Việc phân loại núi, nhất là phân loại theo hình thái và trắc lượng hình thái, cho đến nay vẫn chưa được thống nhất. Trong các bảng phân loại, thông thường ta thấy các miền núi được phân chia thành hai loại chính: núi cao và núi trung bình, còn loại thứ ba - núi thấp - thì quan điểm không thống nhất: có người tách ra thành một đơn vị rõ ràng, có người cho rằng thuộc vào đơn vị "đồi". Tuy nhiên, bảng phân loại này đối với các miền thuộc vĩ độ cao (cận nhiệt đới, ôn đới) đã tương đối thống nhất, bởi vì trong khi phân chia, người ta dựa chủ yếu vào hình thái bề ngoài mà những đặc điểm hình thái đó lại bị chi phối chủ yếu bởi điều kiện khí hậu và ranh giới phát triển rừng: kể từ ranh giới đường tuyết đi xuống, sườn núi chung thoải, có lớp phủ phong hóa dày, còn từ đường tuyết trở lên, quá trình bào mòn do băng, tuyết làm lộ đá gốc lởm chởm, sườn và đỉnh rất sắc nét (gọi là địa hình anpi). Do vậy mà khái niệm địa hình núi cao và địa hình anpi hầu như đồng nghĩa với nhau hoàn toàn. Về mặt độ cao tuyết đới, người ta cũng thống nhất được một số chỉ tiêu, song cho phép dao động trong phạm vi khá lớn (xem bảng phân loại của Spiridonov, bảng 2, chương 2), bởi vì càng đi về phía hai cực, vị trí đường tuyết càng thấp.

Đó là đối với những miền vĩ độ cao, còn ở vùng xích đạo và nhiệt đới, các chỉ tiêu phân loại vẫn chưa rõ ràng, bởi vì nhiều khi có những khối núi cao tới 3 000m nhưng vẫn không có băng tuyết lưu niên. Do vậy, chúng ta tạm thời tham khảo bảng phân loại theo hình thái và trắc lượng hình thái nói trên của Spiridonov, đặc biệt quan tâm tới đặc điểm hình thái, độ cao tuyết đới và độ chia cắt sâu.

Theo nguồn gốc phát sinh, núi được chia thành ba nhóm chính:

- Núi kiến tạo;
- Núi lửa;
- Núi xâm thực.

Thực ra, việc phân chia thành ba nhóm như vậy cũng chỉ mang tính chất quy ước bởi vì trong mọi trường hợp, vai trò của kiến tạo đều rất quan trọng. Đúng ra phải nói rằng tất cả địa hình núi đều do vận động kiến tạo mà có, bởi lẽ muốn có địa hình núi phải có khối nâng của vỏ Trái Đất, nghĩa là phải có hoạt động kiến tạo. Bản thân sự hình thành núi lửa cũng thường liên quan tới hoạt động tạo núi và các đứt gãy kiến tạo sâu, tiền đề của sự phun trào dung nham lên mặt đất. Vì vậy, việc phân chia ra ba nhóm nói trên chỉ là một cách quy ước dựa trên vai trò thống trị của quá trình này hay quá trình khác mà thôi.

Núi kiến tạo là những núi được hình thành do biến vị uốn nếp và đứt khối của vỏ Trái Đất trong quá trình tạo núi. Đây là loại núi phổ biến rộng rãi nhất trên mặt đất.

Núi lửa được hình thành do quá trình phun trào và tích tụ dung nham. Khi rất nhiều chóp núi lửa liên kết với nhau tạo thành một khối nhô thống nhất và rộng lớn, trên đó thỉnh thoảng còn nổi lên những chóp núi lửa cao, dường như chìm ngập trong "bể" dung nham, ta có thể dùng thuật ngữ *miền núi lửa*.

Núi xâm thực là khái niệm dùng cho những khu vực mặt đất có cấu trúc nằm ngang, hầu như không bị biến vị, nâng cao so với mặt biển (cao nguyên) bị chia cắt sâu sắc, khiến cho dao động độ cao trở nên đáng kể. Có thể nêu ví dụ các thành tạo núi ở vùng cao nguyên Colorado gần ca nhô Colorado nổi tiếng. Như vậy, điều khác nhau duy nhất giữa núi kiến tạo và núi xâm thực là về mặt cấu trúc địa chất: núi kiến tạo - có cấu trúc uốn nếp, vỏ nhàu và đứt vỡ mạnh, núi xâm thực - không bị biến vị hoặc chỉ bị biến vị rất yếu.

Trong ba nhóm núi kể trên, núi kiến tạo phổ biến rộng rãi hơn cả. Theo tính chất biến vị, lại có thể chia ra núi uốn nếp và núi đoạn tầng hoặc khối tầng. Loại thứ nhất hình thành ở miền uốn nếp, loại thứ hai thông thường hình thành ở miền tạo núi tái sinh. Sở dĩ ở trường hợp thứ hai phát triển mạnh các đứt gãy là vì ở đây vỏ Trái Đất đã trở nên cứng rắn, mất khả năng biến dạng dẻo. Phần lớn núi ở nước ta thuộc nhóm này. Tuy vậy, ngay trong các miền núi uốn nếp cũng phát triển các

đứt gãy, cho nên có thể tách thêm một loại thứ ba: núi uốn nếp - đoạn tầng, song ở đây các đứt gãy không giữ vai trò quyết định.

10.4. BỀ MẶT SAN BẰNG MIỀN NÚI, ĐỘ CAO NÚI

10.4.1. Chiều cao giới hạn trên của núi

Từ lâu, các nhà nghiên cứu đã nhận thấy một điều đặc biệt là ở các miền núi, dãy núi, những đỉnh núi kề cạnh nhau thường có độ cao sần sần nhau, dù cho về mặt địa chất có thể khác nhau và những đỉnh có độ cao lớn nhất hợp thành một bề mặt đỉnh có độ cao dao động rất không đáng kể.

Độ cao ứng với những đỉnh cao nhất của một miền núi nào đó được A. Penck gọi là *mực bào mòn trên*, có người gọi là *mực bề mặt đỉnh*.

Hiện tượng này đã được giải thích bằng nhiều giả thuyết khác nhau.

1) Một số tác giả (Ramsay, Geikie, Topley, Helland) cho rằng miền núi, trước khi bị nâng lên và chia cắt, đã trải qua quá trình mài mòn biển hoặc đã bị bán bình nguyên hóa, tạo thành bề mặt tương đối bằng phẳng. Sau này, khi bề mặt bằng phẳng đó bị nâng cao và chia cắt, còn lại những di tích dưới dạng các đỉnh núi, hoặc những mảnh bề mặt bằng phẳng đỉnh núi có cùng độ cao.

Trong một số trường hợp, cách giải thích này có thể hoàn toàn đúng, nhưng nó không thể đại diện cho mọi trường hợp. Những bằng chứng nói lên sự đúng đắn của cách giải thích này là những mảnh bề mặt penepren cổ còn sót lại trên các đỉnh núi, hoặc cách sắp xếp theo chiều cao có quy luật nhất định của những mảnh sót đó trong phạm vi miền núi.

2) Môisisôvich nghiên cứu hiện tượng này ở miền núi Anpơ, dựa trên thuyết đẳng tĩnh cho rằng để giữ thế cân bằng của toàn miền núi với hoạt động không đồng đều của các quá trình bào mòn, chẳng hạn, do đặc điểm thạch học gây nên, miền núi sẽ phải nâng lên cũng không đồng đều để bù lại: nơi nào bị bào mòn mạnh hơn sẽ phải nâng cao nhiều hơn. Bằng cách này, miền núi luôn luôn giữ được sự đồng đều về độ cao.

3) A. Penck lại cho nguyên nhân gây ra hiện tượng này là do kết quả hoạt động với cường độ khác nhau của các quá trình bào mòn ở những độ cao khác nhau: đỉnh núi càng cao hơn những đỉnh kề cạnh thì tỉ lệ càng lớn hơn và bị bào mòn càng mạnh hơn. Trong điều kiện như nhau về thạch học, núi cao hơn sẽ bị bào mòn hạ thấp mạnh hơn so với núi thấp hơn kề cạnh và sau một khoảng thời gian nào đó, chúng sẽ bị bào mòn tới cùng một mức độ cao.

Như vậy, trong trường hợp địa hình phát triển theo *kiểu đi lên*, năng lượng và cường độ của các quá trình bào mòn tăng dần. Tới một độ cao nào đó, cường độ bào mòn hạ thấp địa hình sẽ cân bằng với cường độ nâng lên, hiệu quả nâng lên sẽ bằng "0". Độ cao đó sẽ là giới hạn trên của núi (không thể cao hơn được nữa). Độ

cao giới hạn này phụ thuộc vào ba nhân tố chính: 1- tốc độ kiến tạo nâng lên; 2- điều kiện khí hậu (quyết định cường độ và thành phần các quá trình bào mòn), 3- độ bền vững, chống chịu bào mòn của nham thạch. Như vậy, mức bào mòn tuyệt đối phía trên tương ứng với độ cao giới hạn mà đỉnh núi đang trong tình trạng phát triển theo “kiểu đi lên” có thể đạt tới được trong điều kiện khí hậu và nham thạch nhất định. Ở những vĩ độ khác nhau, khí hậu khác nhau, nó phải có độ cao khác nhau.

Còn một điểm đáng chú ý là độ cao của những đỉnh núi cao nhất và các mảnh tàn dư của bề mặt penepilen cổ giảm dần từ trung tâm của mỗi miền núi ra ngoại vi. Một số tác giả giải thích hiện tượng này là do nguyên nhân nâng lên theo kiểu dạng vòm của bề mặt penepilen cổ. Song, hiện tượng này còn có thể giải thích bằng cách khác. Ví dụ, một miền núi rộng lớn bao gồm vô số những dãy núi song song nhau thì điều kiện khí hậu của các dãy ven rìa sẽ khác với ở các dãy trung tâm: ven rìa do hứng gió nên ẩm ướt hơn, hoạt động xâm thực bào mòn mạnh hơn và, do đó, thấp hơn so với trung tâm.

Do tất cả những nguyên nhân nêu trên mà độ cao núi trên bề mặt Trái Đất sắp xếp theo những quy luật nhất định. Nếu nối những điểm cao nhất của tất cả các địa phương trên bề mặt Trái Đất bằng một bề mặt, thì kể từ xích đạo tới vĩ độ xấp xỉ 32° , bề mặt này cao dần, rồi từ đó về hai cực nó lại hạ thấp dần. Nghiên cứu sự thay đổi độ cao vị trí đường tuyết và ranh giới trên của thảm thực vật rừng, ta cũng thấy hiện tượng tương tự. Điều đó chứng tỏ độ cao núi phụ thuộc nhiều vào khí hậu (xem bảng 5).

Bảng 5. Độ cao của các đỉnh núi, đường tuyết và ranh giới trên của thảm rừng ở những vĩ độ khác nhau (theo Shshukin)

Vĩ độ	Đỉnh cao nhất (m)	Vị trí cao nhất của đường tuyết (m)	Vị trí cao nhất của ranh giới trên của thảm rừng (m)
70-60° VDB.	Núi Thánh Ilia	Đông Na Uy, 1630	Đông Na Uy, 1630
60-50° VDB.	Núi Brown, 4882	Sibiri, 3230	Sibiri, 2200
50-40° VDB.	Khan-Tengri, 6 995	Dãy Sarydgias, 4 250	Dãy Cuiliu, 3 000
40-30° VDB.	Dãy Godwin-Austen 8 620	Caracorum, 5 910	Caracorum, 4 180
30-20° VDB.	Djomolungma, 8 840	Hymalaya, 5 500	Hymalaya, 4 040
20-10° VDB.	Orisaba, 5 580	Popocatepet, 4 900	Toluca, 4 100
10-0° VDB.	Caiambe, 5 840	Tolima, 4 700	C. nguyên Quyto, 3 830
0-10° VĐN	Chimboraso, 6 310	Chimboraso, 5 050	Ecuado, 4 100
10-20° VĐN.	Sorata, 6550	Caiama, 5920	C. nguyên Bolivia, 4870
20-30° VĐN.	Liulailiako, 6 620	Atacama, gần 6 000	gần 2 000
30-40° VĐN.	Akonkagua, 6 830	Akonkagua, 4 480	Akonkagua, 1 900
40-50° VĐN.	Núi Cook, 3 770	Niu Zilan, 2 380	Niu Zilan, 1 370
50-60° VĐN.	Núi Đacuyn, 2 100	Đất Lửa, 1 220	Đất Lửa, 460

Từ bảng này ta dễ dàng thấy rằng ranh giới trên của thực vật rừng và của đường tuyết về đại thể lặp lại sự biến thiên của mực bào mòn tuyết đối phía trên nhô lên cao nhất ở miền lân cận các vĩ độ cận nhiệt đới, hạ thấp dần về xích đạo và hai cực. Ở khu vực cận nhiệt đới điều kiện khí hậu thuận lợi cho việc bảo tồn độ cao núi bởi vì ở đây hoàn lưu khí quyển đi xuống (ít mưa), ít gió, gió yếu, trời trong sáng (tức là hoạt động bào mòn của nước không hoạt động mạnh như các đới khác), vì vậy mà ở đây núi đạt tới độ cao lớn nhất trên Trái Đất. Còn từ đới này về phía cực và xích đạo, điều kiện khí hậu trở nên không thuận lợi, núi bị bào mòn mạnh và trở nên thấp hơn. Nói khác đi, rất có thể điều kiện khí hậu đóng vai trò quyết định tới độ cao núi (những điều kiện địa lý thuộc cỡ hành tinh, hoàn lưu khí quyển, cân cân bức xạ ở tầng bình lưu).

10.4.2. Bề mặt san bằng bào mòn ở miền núi

Ở phần lớn các miền núi, có thể quan sát thấy vết tích những bề mặt bằng phẳng nằm ngang hoặc hơi gợn sóng trên những độ cao lớn. Có khi chúng chỉ là những mảnh bề mặt nhỏ, trong những trường hợp khác lại có diện tích đáng kể nhưng mang rất rõ dấu vết xâm thực, bào mòn ở ven rìa. Những bề mặt như vậy dường như hoàn toàn “lạc lõng” trong thế giới các sườn với độ dốc khá lớn, thậm chí đôi khi dốc đứng, được gọi là *bề mặt san bằng*. Bề mặt san bằng bào mòn cũng phát triển cả ở các miền đồng bằng nền nâng cao, song ở đây giữa bề mặt này với cấu trúc địa chất bên dưới không có sự trái khớp và thường là những bề mặt cấu trúc - trùng với thể nằm của các lớp đá cứng. Còn ở miền núi uốn nếp, các bề mặt san bằng bào mòn hầu như hoàn toàn trái khớp với cấu trúc, cắt ngang các nếp uốn theo một mực độ cao chung. Vào cuối thế kỉ 19 - đầu thế kỉ 20, thuyết về chu trình xâm thực của W.M Davis ra đời, những bề mặt như vậy được ông gọi là *peneplen* (bán bình nguyên, “hầu như đồng bằng”), xem chúng như di tích còn lại của một bề mặt hầu như bằng phẳng, rộng lớn, đã được hình thành từ trước bởi một quá trình bào mòn lâu dài ở mức độ cao gần ngang gốc xói mòn chung, sau đó bị nâng cao và chia cắt sâu sắc.

Số lượng các bề mặt san bằng trong mỗi miền núi có thể khá nhiều và tạo thành cả một hệ thống. Điều đó nói lên rằng miền núi đã từng trải qua nhiều giai đoạn phát triển địa mạo và kiến tạo.

Trong thực tế, phần lớn các miền núi đều có khuynh hướng nâng lên. Song, quá trình nâng lên thường không đều và không liên tục, mà thường có những giai đoạn hoạt động mạnh yếu khác nhau, thậm chí yên tĩnh, xen kẽ với nhau. Vào những thời kì cường độ nâng lên yếu hoặc yên tĩnh, cường độ tổng hợp của các quá trình ngoại sinh phá hủy địa hình thắng thế tốc độ nâng lên, do đó địa hình bị san bằng, hạ thấp. Nguyên nhân gây ra sự giảm tốc độ kiến tạo nâng lên có thể là do sự hoạt động đồng thời, chồng phủ lên nhau của các vận động dao động thuộc

những cấp khác nhau, cùng một lúc có dấu khác nhau, phần nào triệt tiêu nhau. A. I. Spiridonov cho rằng nguyên nhân gây ra sự giảm yếu cường độ vận động kiến tạo và hậu quả của nó - quá trình bán bình nguyên hóa - có thể là sự thay đổi chế độ kiến tạo trong khi chuyển từ chế độ địa máng sang chế độ nền.

Như vậy, phần lớn các nhà địa mạo ngày nay đã thống nhất rằng các bề mặt san bằng được tạo thành trong điều kiện vận động kiến tạo nâng lên không đồng đều và đứt đoạn, tức là vào những giai đoạn kiến tạo tương đối yên tĩnh hoặc có thể đổi dấu (giáng xuống). Về mặt hình thái, chúng được biểu thị qua sự thay thế các dạng địa hình của "kiểu phát triển đi lên" (nâng lên mạnh) bằng các dạng của "kiểu phát triển đi xuống" (nâng lên yếu hoặc kiến tạo yên tĩnh) sắp xếp thành tầng trên những mức độ cao khác nhau.

Theo tính chất và vị trí độ cao mà người ta phân chia ra các *bề mặt san bằng cơ sở* và *bề mặt san bằng trên mực cơ sở*.

1) *Bề mặt san bằng cơ sở* được hình thành ở mức độ cao gần ngang với gốc xói mòn chung - mực nước đại dương. Loại này chính là bề mặt penepelen theo quan niệm của W. Davis, chỉ có điểm khác là ở miền núi hiện nay, bề mặt penepelen này đã bị nâng cao. Trong thời kì hiện nay, không thấy có những penepelen hình thành trên cấu trúc uốn nếp còn ở nguyên vị trí ban đầu, tức là ngang tầm mực nước đại dương. Nguyên nhân có thể là do chúng ta đang ở vào giai đoạn kết thúc của thời kì tạo núi Anpi và do ảnh hưởng của vận động này mà toàn bộ các miền uốn nếp cũng bị nâng lên.

Trong các bề mặt san bằng cơ sở ta lại có thể phân chia ra hai nhóm:

- Những di tích còn sót lại của một bề mặt penepelen cổ rộng lớn đã từng bao phủ toàn bộ miền núi bị bào mòn sâu sắc, hoặc ít ra cũng mang tính chất khu vực rộng lớn.

- Những bề mặt san bằng nhỏ hẹp kéo dài men theo các dãy núi. Những bề mặt này lúc đầu được hình thành ven chân sườn các miền núi hoặc dãy núi vào giai đoạn kiến tạo yên tĩnh; sau đó miền núi lại tiếp tục nâng lên mạnh hơn, đưa những dải san bằng mới hình thành này lên những độ cao nhất định, đồng thời mở rộng phạm vi nâng lên, lan ra khu vực rìa xung quanh. Nếu sau đó lại là giai đoạn kiến tạo yên tĩnh thì tại dải ven rìa vừa được lôi cuốn vào hoạt động nâng, sẽ hình thành dải bề mặt san bằng cơ sở mới, thấp hơn bề mặt trước. Quá trình này có thể lặp đi lặp lại nhiều lần, làm xuất hiện những dải bề mặt bằng phẳng trên sườn núi, xếp thành nhiều tầng, trong đó tầng càng cao càng cổ hơn. Hệ thống những bậc bề mặt san bằng như vậy được W. Penck gọi là "*bậc thang trên sườn trước núi*". Song W. Penck lại cho rằng chúng được hình thành ngay trong quá trình nâng lên liên tục (không cần gián đoạn) với tốc độ tăng dần đều, mở rộng dần diện tích khối nâng dạng vòm (tức là tốc độ nâng giảm dần từ trung tâm ra rìa).

Điều khác nhau có tính chất nguyên tắc giữa các “bề mặt san bằng trước núi” của W. Penck và bề mặt peneplen của W. Davis là ở chỗ những bề mặt này không bao giờ bao phủ toàn bộ diện tích miền núi, mà chỉ là những dải viền quanh rìa mà thôi, trong khi các bề mặt peneplen lại có đặc điểm là rất rộng lớn, bao phủ toàn bộ miền núi hay ít ra cũng phát triển trên một khu vực rộng lớn. Vì điều kiện được nêu ra là: hoặc là nâng lên có gián đoạn hoặc là nâng lên dạng vòm với tốc độ tăng dần đều đặn và mở rộng liên tục, nên dải bề mặt san bằng chân núi như vậy chưa kịp phát triển trên toàn bộ lãnh thổ miền núi đã có thể bị nâng lên khỏi vị trí ban đầu của mình. Theo W. Penck, ngay cả khi đã bị nâng cao, các bề mặt này vẫn còn tiếp tục phát triển. Như vậy, theo giả thuyết của W. Penck thì những bề mặt san bằng trên sườn núi là những bề mặt được hình thành liên tục, ngay từ đầu và trong suốt quá trình của chu trình xâm thực, trong khi peneplen của Davis chỉ được hình thành vào giai đoạn kết thúc. Cũng chính vì vậy mà Penck gọi chúng là “bề mặt san bằng nguyên thủy”, còn Davis gọi peneplen là “bề mặt san bằng tận cùng”.

Trong số những bề mặt san bằng cơ sở còn phải kể đến những “*đồng bằng rìa*” ở các miền cacxtơ (các khối núi đá vôi) và các bồn địa cacxtơ lớn (xem chương “Địa hình cacxtơ”).

2) *Bề mặt san bằng trên mực cơ sở*. Ở trên chúng tôi đã nhắc tới những bề mặt san bằng được hình thành ngay ở những mực độ cao lớn hơn mực bào mòn cơ sở ở miền núi. Thực ra chúng chỉ có ý nghĩa địa phương, trên những phạm vi hẹp và do các quá trình băng tuyết trên núi cao tạo thành và đối với chúng ta không có ý nghĩa quan trọng nên không được trình bày chi tiết. Đó là những “*bạc thêm trên núi*”¹ do quá trình đất chảy - bào mòn tuyết trên đỉnh núi tạo thành và những bề mặt bào mòn băng hà trong đáy các thung lũng sông băng.

10.4.3. Về vấn đề tuổi bề mặt san bằng miền núi

Như chúng tôi đã trình bày ở phần trên, trong hầu hết các miền núi đều có những khu vực bề mặt bằng phẳng cùng độ cao hoặc ít ra là những đỉnh núi có độ cao xấp xỉ nhau, xếp thành hệ thống bậc rõ rệt. Đó chính là những bề mặt san bằng, nói đúng hơn, là di tích còn sót lại của các bề mặt san bằng cổ. Chúng tôi cũng đã nhấn mạnh là những bề mặt này gồm hai nhóm chính của các bề mặt san bằng cơ sở:

- Là di tích của bề mặt san bằng rộng lớn kiểu bán bình nguyên bị nâng lên những độ cao khác nhau;
- Là những dải bề mặt san bằng hẹp chân núi kiểu pedimen bị nâng lên thành “bậc thang trên sườn núi”.

¹ Bạc thêm trên núi ứng với thuật ngữ “nagornaja terrassa” trong tiếng Nga, phổ biến ở Sibiri.

Như vậy, các bề mặt san bằng miền núi có thể cùng tuổi (là di tích còn lại của một bề mặt thống nhất) và cũng có thể khác tuổi. Do vậy, việc xác định tuổi của chúng rất cần thiết, nhất là chúng lại có ý nghĩa quan trọng trong việc phản ánh lịch sử phát triển địa hình khu vực và trong việc tìm kiếm khoáng sản sa khoáng.

Trong trường hợp thứ nhất, ta phải tìm hiểu xem bề mặt peneplen có thể đã bị những quá trình gì làm biến vị? Có ba trường hợp:

1) Miền uốn nếp đã peneplen hóa bị nâng lên dạng vòm thoải, cường độ nâng lên tăng dần từ ven rìa vào trung tâm (tức là vận động uốn nếp đơn giản);

2) Bề mặt peneplen chịu tác động tạo núi tái sinh bị nứt vỡ thành từng khối rồi nâng lên phân dị, độ cao không thống nhất (tức là do ảnh hưởng của vận động uốn nếp - khối tảng);

3) Bề mặt peneplen trên nền tảng đã tương đối cứng rắn bị biến vị uốn nếp, tạo thành những nếp uốn rộng và thoải. Do nền tảng địa chất đã bị cứng rắn, nên cũng xảy ra đứt gãy (tức là chịu ảnh hưởng của vận động uốn nếp phức tạp và vận động khối tảng).

Như vậy là có thể có những khu vực bề mặt san bằng cùng tuổi nhưng nằm ở những độ cao khác nhau.

Trường hợp thứ hai: các bề mặt san bằng hình thành trên phạm vi hẹp kiểu pedimen và hệ thống của chúng. Như trên ta đã thấy, những bề mặt này có tuổi khác nhau, bậc càng ở vị trí độ cao lớn hơn, càng có tuổi già hơn. Trẻ nhất là bậc đang được hình thành dưới chân núi.

Về cách thành tạo của những bề mặt san bằng thuộc loại thứ hai này, có những giả thuyết khác nhau, nhưng tựu trung lại đây là vấn đề tương quan giữa cường độ phá hủy của ngoại lực và cường độ nâng lên.

W. Penck nêu giả thuyết rằng trong điều kiện miền núi nâng lên dạng vòm với cường độ giảm dần từ trung tâm ra rìa và phạm vi ngày càng mở rộng thì tương quan giữa cường độ vận chuyển của nội lực và ngoại lực cũng thay đổi theo không gian. Ở phần trung tâm, nội lực nâng lên thắng thế cho nên địa hình ngày càng cao, bị chia cắt mạnh, xa dần trung tâm, tương quan này cũng thay đổi dần dần theo hướng tăng ưu thế của ngoại lực. Đến vị trí nào đó, cường độ bào mòn của ngoại lực hoàn toàn triệt tiêu hiệu quả nâng lên, mặc dù quá trình nâng lên vẫn xảy ra. Tại đó sẽ xảy ra quá trình san bằng (chính là trên dải đất ven chân núi) tạo ra dải đồng bằng bóc mòn hẹp mà sau này trong sơ đồ của King gọi là pedimen. Tiếp sau, quá trình nâng lên vẫn tiếp tục mở rộng, tốc độ nâng ngay ở khu vực vừa hình thành pedimen cũng tăng lên và bị nâng lên cao. Quá trình thành tạo pedimen khác trẻ hơn, thấp hơn lại tiếp tục xảy ra ở vị trí thấp hơn, xa trung tâm hơn. Cuối cùng hình thành cả một hệ thống "bậc thang trên sườn trước núi".

Quan niệm của W. Penck bị phê phán vì nhiều người cho rằng nếu là khối nâng dạng vòm và liên tục thì sẽ không tạo ra được “bậc thang” như vậy mà vẫn sẽ là miền núi dạng vòm. Hơn nữa, những tài liệu về kiến tạo ngày nay cho thấy rằng vận động kiến tạo thường mang tính gián đoạn, có tính chất chu kì. Do đó nhiều người cho rằng phải đặt thêm tiền đề vận động kiến tạo có gián đoạn: vào thời kì kiến tạo yếu hoặc yên tĩnh sẽ xảy ra quá trình san bằng.

Tuy vậy, việc xác định tuổi bề mặt san bằng nhiều khi rất khó khăn và phương pháp cũng chưa hoàn chỉnh.

Phương pháp địa chất:

Cho đến nay, phương pháp xác định tuổi bề mặt san bằng chủ yếu vẫn là phương pháp địa tầng. Rõ ràng là bề mặt san bằng sẽ có tuổi trẻ hơn tầng nham trẻ nhất mà nó cắt qua. Tuổi của tầng trầm tích đó sẽ là ranh giới tuổi phía dưới của bề mặt san bằng. Ranh giới tuổi phía trên của nó sẽ là tuổi của lớp trầm tích vụn bở phủ trên bề mặt.

Tuổi bề mặt san bằng còn có thể xác định bằng phương pháp trầm tích so sánh.

Phương pháp địa mạo:

Trước hết, ta phải tìm những dạng bề mặt san bằng lục địa khác (những bậc thềm sông, các bề mặt xâm thực, v.v.) nằm ở vị trí cao hơn và thấp hơn bề mặt san bằng cần được định tuổi. Nếu xác định được tuổi của chúng, ta có thể suy ra tuổi của bản thân bề mặt san bằng cần xác định.

Còn một phương pháp địa mạo khác gọi là phương pháp cảnh tượng. Nguyên tắc chung là: ở mỗi thời điểm, trên bề mặt địa hình đồng thời tồn tại những bề mặt khác nhau về hình thái nhưng cùng tuổi với nhau. Chẳng hạn, nếu ta theo dõi từ miền núi ra biển, ta sẽ thấy một bề mặt tổng hợp chuyển tiếp từ từ, bao gồm bề mặt đỉnh, sườn núi chuyển sang bề mặt thềm sông rồi ra thềm và bờ biển. Những bề mặt bộ phận này tuy khác nhau về hình thái và nguồn gốc nhưng lại đồng sinh với nhau. Do đó, nếu ta xác định được tuổi của một mắt xích trong đó, ta cũng biết được tuổi của các mắt xích khác. Để xác định mối liên hệ này giữa các bề mặt bộ phận, ta dựa vào mối liên hệ cảnh tượng cộng sinh: chúng chuyển tiếp từ từ vào nhau.

10.5. SỰ PHÁT TRIỂN CỦA ĐỊA HÌNH MIỀN NÚI

Trên đây, chúng tôi vừa trình bày vắn tắt về bề mặt san bằng cơ sở kiểu peneplen. Sự phát triển của loại bề mặt san bằng này bao hàm cả sự tiến hóa của địa hình miền núi. Ở phần này, ta sẽ xem xét kĩ hơn về tiến trình thành tạo của chúng và phân tích những luận thuyết chủ yếu về sự tiến hóa của địa hình nói chung.

Thực tế địa hình bề mặt Trái Đất cho thấy nó phát triển theo kiểu tiến hóa từ chỗ có độ cao lớn, thường là từ địa hình miền núi với năng lượng cao, đến chỗ bị san bằng và hạ thấp tới gần mực gốc xói mòn chung, nghĩa là tạo ra quang cảnh địa hình đồng bằng bóc mòn gợn sóng rộng lớn, tức là *peneplen*, hay là những *bán bình nguyên*.

Tham gia vào quá trình này là cả một tập hợp quá trình xâm thực - bào mòn phức tạp, song tựu trung lại đó là những quá trình dẫn đến sự chia cắt mặt đất để tạo ra hệ thống sườn, tiếp đến là sự phá hủy các sườn (bởi các *quá trình sườn*) và hạ thấp bề mặt phân thủy trong trạng thái phát triển theo kiểu đi xuống.

10.5.1. Các sơ đồ phát triển địa hình

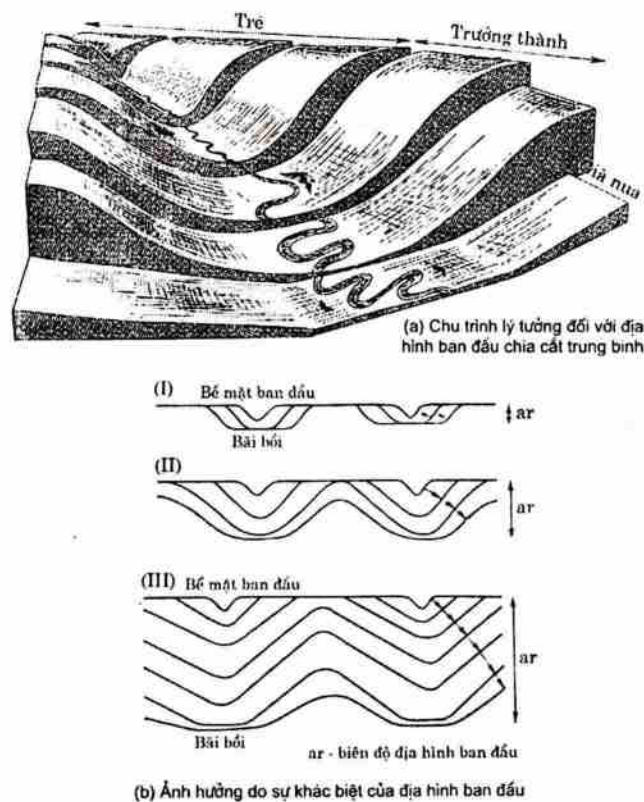
Liên quan đến vấn đề này, tồn tại hai sơ đồ phát triển địa hình khác nhau trên cơ sở những quan niệm về sự thành tạo của hai loại bán bình nguyên khác nhau là *peneplen* và *pediplen*.

1) Thuyết chu trình địa mạo của Davis

Trong loạt công trình công bố từ 1889 đến 1934, W.M. Davis đã lập luận về khả năng xây dựng dãy tiến hóa của các *cảnh quan địa mạo* thể hiện những biến đổi diễn ra trong khoảng thời gian rất lâu dài có tính chu trình (H. 98-a). Ý tưởng về sự tiến hóa địa hình như vậy được xây dựng trên một số tiền đề khó có thể chứng minh được bằng quan sát thực tế, nên tác giả đề nghị nhận thức chúng bằng phương pháp suy diễn. Trong số những tiền đề cơ bản đó, một khái niệm có ý nghĩa quyết định là *gốc xói mòn* - mực bề mặt nằm ngang mà dòng sông không thể khoét sâu hơn nữa. Trước Davis, nhiều tác giả cũng đã khai thác quan niệm về *mực nước biển như là gốc xói mòn*, nhưng với cách hiểu đó, khái niệm này không có ý nghĩa thực tế đáng kể, nên một số người đã đưa ra khái niệm về *độ dốc tới hạn của đáy dòng chảy*, theo đó bề mặt gốc xói mòn (không nhất thiết là mực biển) phải có dạng nghiêng thoải, cao dần vào phía bên trong lục địa. Song, vì không ai đưa ra được một định nghĩa thỏa đáng về độ dốc tới hạn đó, nên Davis đã phải bổ sung cho khái niệm gốc xói mòn một khái niệm khác - đó là lý thuyết về sự *thoái hóa* địa hình.

Ông cho rằng, lịch sử phát triển của các khu vực lục địa nâng cao đều mang tính chu kỳ và bao gồm những bước sau đây: bước thứ nhất là khối lục địa nâng lên, bước thứ hai bắt đầu sau khi quá trình nâng kết thúc và được đặc trưng bằng sự khoét sâu nhanh chóng, tạo ra những thung lũng sâu và hẹp, bước thứ ba - hạ thấp sườn thung lũng và đỉnh phân thủy. Trong bước thứ ba, tốc độ khoét sâu giảm yếu, xâm thực ngang thống trị, đáy thung lũng mở rộng, tạo ra bãi bồi. Sự xuất hiện các bãi bồi tích tụ được xem là dấu hiệu chuyển tiếp từ giai đoạn trẻ sang trưởng thành, dòng sông đạt tới trạng thái mà người ta hình dung là *cân bằng*. Nếu trạng thái kiến tạo ổn định tồn tại đủ lâu dài, biên độ chia cắt địa hình sẽ giảm liên

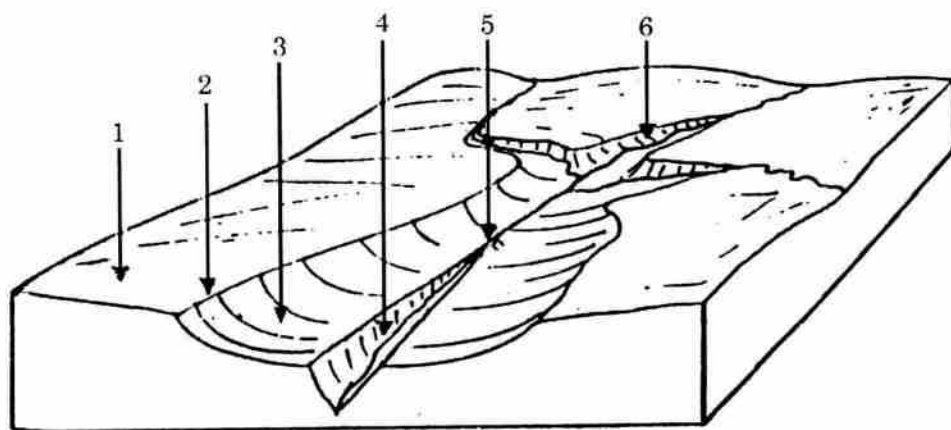
tục cho tới khi năng lượng địa hình trở nên tối thiểu và các quá trình bào mòn thực tế không còn hoạt động nữa, xuất hiện một bề mặt *địa hình thấp thoải rộng lớn*, gồm nhiều thung lũng rộng dưới đáy có lớp aluvi dày, các đỉnh phân thủy có sườn và bề mặt rất mềm mại, đôi nơi còn nổi lên những dạng núi sót đơn độc (những monadnocs), gọi là *penepelen*. Đó là quá trình *penepelen hóa*, trong đó, theo Davis, quá trình bào mòn, hạ thấp các phần tử địa hình dương xảy ra theo hướng từ trên xuống. Ông gọi tiến trình này là một "*chu trình xâm thực thực hoàn chỉnh*". Davis cũng nhấn mạnh rằng những chu trình xâm thực như vậy có thể bị gián đoạn vì có những pha kiến tạo nâng lên mới, nghĩa là chu trình đó không kết thúc bằng việc tạo ra penepelen, một chu kỳ mới lại được khơi mào.



Hình 98. Luận thuyết chu trình xâm thực của W.M. Davis. Thông thường ông mô tả tiến trình phát triển địa hình như trên hình dưới cùng của 98-b, nhưng biên độ địa hình, tức là độ chênh cao giữa bề mặt nguyên thủy với mực độ cao bắt đầu hình thành bãi bồi, chắc chắn có ảnh hưởng to lớn đến đến tính chất của quá trình tiến hóa địa hình.

Đây là một ý tưởng đúng đắn, được xây dựng trên cơ sở những ghi nhận không thể phủ định. Chẳng hạn, khi đáy dòng chảy khoét sâu thì sườn được kéo dài thêm và sẽ tiến hóa dưới tác dụng của các quá trình sườn; hoặc sự hiện diện của những vết gãy phi cấu trúc trong trắc diện dọc dòng chảy, gọi là những "vách chu trình" và tương ứng với chúng là sự chồng gối nhau của các thể hệ sườn xâm thực (H. 99) thể hiện sự tái hoạt động của các chu kỳ. Một bằng chứng khác là sự tồn tại của nhiều

bề mặt san bằng và peneplen ít nhiều điển hình (cũng có người cho là hiện nay không thấy những peneplen điển hình- R. Rice) chiếm những diện tích khổng lồ trên thế giới, v.v. Tóm lại, sơ đồ tiến hóa địa hình như Davis đã nêu là hiện thực, song những cơ thức lí thuyết mà ông đưa ra để giải thích còn gây nhiều tranh cãi, thậm chí có khuynh hướng phủ nhận hoàn toàn.



Hình 99. Sự chống gối của các dạng địa hình chia cắt xâm thực theo H. Baulig
 1. Peneplen chu kì 1 (địa hình già nua); 2. Vết gãy chu trình trong trắc diện sườn; 3. Bề mặt san bằng chu kì 2 (trưởng thành); 4. Thung lũng của chu trình 3 (trẻ); 5. Vết gãy chu trình trong trắc diện dọc; 6. Dạng khoét sâu của chu trình 2 tiếp tục phát triển ngược nguồn

Sau đây chúng ta sẽ phân tích một số điểm mạnh và điểm yếu của thuyết này.

Để định nghĩa khái niệm “cân bằng”, Davis thường vận dụng ý tưởng về cân giữa xâm thực và bồi tụ, hoặc giữa khả năng sinh công và công được thực hiện. Theo ông, vào giai đoạn khoét sâu, do thế năng cao, năng lượng dòng chảy dồi dào hơn nhu cầu vận chuyển nên phần năng lượng dư thừa được dùng để đào khoét đáy dòng. Cùng với quá trình khoét sâu, lượng vật liệu vụn đưa vào lòng sông tăng lên, đồng thời do trắc diện dọc thoải dần mà năng lượng của dòng chảy giảm. Cuối cùng, hai đại lượng này cân bằng, sau đó chỉ còn những biến đổi nhỏ, như sườn ngày càng thoải hơn, khối lượng dòng chảy rắn ngày càng giảm, địa hình bước vào giai đoạn già nua. Sự chuyển tiếp giai đoạn này, theo Davis, được đặc trưng bằng những bãi bồi rộng lớn, tới mức có thể chứa trọn vẹn đai khúc uốn hoàn chỉnh của dòng sông.

Trong tiến trình này, việc giảm dần tốc độ khoét sâu là hiển nhiên, do đó nếu tốc độ giạt lùi sườn thung lũng không đổi thì tất sẽ dẫn tới hệ quả là trắc diện ngang của nó mở rộng dần và độ dốc chung của sườn sẽ giảm, nghĩa là có diễn ra quá trình thoải hóa (H. 98).

Mặt khác, theo ông, các sườn thẳng của thung lũng trong giai đoạn trẻ phá hủy nhanh chóng các khối sót của bề mặt nguyên thủy cho tới thời điểm dòng chảy kết thúc quá trình khoét sâu mạnh. Nhưng ông cũng công nhận rằng hai giai đoạn cực

đoạn này không thể đạt tới được cùng một lúc, bởi vì độ lâu dài của chúng phụ thuộc vào những nhân tố như độ nâng và mật độ sông suối. Đã xác định được rằng với mật độ sông suối trung bình, tính đồng thời nói trên có thể đạt được trong điều kiện biên độ nâng trong khoảng 60-90m. Trong trường hợp biên độ nâng lớn hơn, nếu mạng thung lũng phân bố đều đặn và độ dốc sườn không đổi, trên lý thuyết các khu gian sông có thể có độ cao tương tự nhau, nhưng trạng thái ấy đến muộn hơn nhiều so với thời điểm bề mặt nguyên thủy đã bị phá hủy (H. 98-b). Suy ra rằng sự đồng đều của độ cao phân thủy không phải là tiêu chí đủ để dựng lại một bề mặt nâng nguyên thủy nào đó. Để làm việc này, cần phải tìm những mảnh sót của bề mặt cổ.

Thuyết “chu trình xâm thực” của Davis về căn bản đã giải thích được sự thành tạo những bề mặt san bằng bào mòn rộng lớn. Tác giả cũng đã nêu lên được tính chất nhảy vọt trong vận động của vỏ Trái Đất: những giai đoạn hoạt động mạnh và yên tĩnh xen kẽ nhau. Và một ưu điểm nữa là những giai đoạn trong chu trình của ông được liên hệ với những dạng địa hình cụ thể, chẳng hạn hệ thống các bậc thềm, v.v. Trong thuyết của Davis cũng nêu lên được những yếu tố căn bản chi phối đặc điểm địa hình hiện tại - nêu lên công thức nổi tiếng “*cấu trúc - quá trình - giai đoạn*” (sở dĩ địa hình mặt đất muôn màu muôn vẻ là vì có những điều kiện cấu trúc khác nhau do những quá trình khác nhau, cách tập hợp các quá trình khác nhau tạo thành và đang ở vào những giai đoạn phát triển khác nhau).

Song, học thuyết của W. Davis cũng có những hạn chế lớn, đến mức ngày nay nhiều người có xu hướng phủ nhận hoàn toàn. Chẳng hạn, ngay bản thân thuật ngữ “chu trình” trong tên gọi của thuyết “chu trình xâm thực” đã không phù hợp với thực tế thiên nhiên, không hoàn toàn biện chứng, bởi vì trong thiên nhiên không thể có sự lặp lại như nội dung của hai chữ “chu trình”. Đúng là có thể có những nét tương đồng, nhưng không hề là lặp lại. Ngay như một miền núi sau khi kết thúc một “chu trình xâm thực” theo cách khái quát hóa của tác giả, lại bị nâng lên và bắt đầu “chu trình mới” thì những điều kiện của lần sau này cũng đã khác xa lần trước (ví dụ nền tảng địa chất đã cứng hơn, đất đá cũng đã khác).

Do cố gắng đơn giản hóa nhiều giả thiết để việc giải thích được dễ hiểu hơn mà sau này nhiều giả thiết đơn giản hóa ấy đã trở thành đối tượng công kích của nhiều nhà nghiên cứu. Một trong những tiêu đề công kích hàng đầu là việc ông tách rời hai pha nâng kiến tạo và xâm thực khoét sâu. Ông quan niệm rằng “chu trình” bắt đầu sau khi khu vực vỏ Trái Đất bị nâng cao, tức là sau khi quá trình nâng lên đã xảy ra, mới bắt đầu các hoạt động mạnh mẽ của các quá trình ngoại sinh; song, trong thực tế, ngoại lực đã bắt đầu phá hoại khối nâng ngay từ khi nó còn nằm dưới mực nước biển, trong phạm vi tác động của sóng. Mặt khác, sau khi đã nâng lên, để cho “chu trình xâm thực” được thực hiện trọn vẹn, phải có một thời gian kiến tạo yên tĩnh lâu dài. Trong thiên nhiên đúng là có những thời kì kiến tạo yên

tĩnh, nhưng chỉ là yên tĩnh tương đối. Đương nhiên ông cũng hiểu được tính không hiện thực của giả thiết này, nên trong một số công trình đăng bằng tiếng Đức, ông đã dành sự chú ý đặc biệt cho việc nêu những suy xét về hệ quả có thể của sự song hành nâng kiến tạo và xâm thực khoét sâu (W.M. Davis, *Erklärende Beschreibung der Landformen*, Leipzig, 1912, s. 259). Trên cơ sở những công trình nghiên cứu mới nhất về mối quan hệ tương hỗ giữa địa hình với cường độ bào mòn, có thể giả định rằng độ nâng kiến tạo càng lớn thì hiệu ứng xâm thực sâu đồng thời cũng càng lớn. Nhưng ở một số nơi, tốc độ nâng hiện đại lớn hơn tốc độ bào mòn đến mức mà xâm thực - bào mòn không thể xóa nhòa được hiệu quả nâng chung. Hóa ra ở điểm này mô hình của Davis cũng có thể hiện thực hơn so với một số nhà nghiên cứu đã phê phán ông quá nghiêm khắc.

Điều nghi ngờ về khoảng thời gian ổn định kiến tạo lâu dài để tạo ra *penneplan* có lẽ có cơ sở hơn. Về vấn đề này, ngày càng có nhiều tư liệu chứng tỏ rằng vỏ Trái Đất luôn luôn động, khiến ta phải coi độ động kiến tạo là tác nhân thường trực trong sự phát triển địa hình. R. Rice còn nhấn mạnh là mặc dù về các khối nâng người ta có thể đưa ra rất nhiều ví dụ, nhưng *penneplan* lại là giai đoạn duy nhất trong mô hình chu trình địa mạo của Davis không thấy được rõ ràng trên bề mặt hiện nay. Ý kiến này có lẽ quá cực đoan, bởi vì đa số các nhà nghiên cứu cho là có nhiều ví dụ về bề mặt san bằng và những *penneplan* khổng lồ (G. Viers). Tuy nhiên, vẫn có nhiều người cho rằng chu trình của Davis ít có cơ hội đạt đến giai đoạn kết thúc dưới dạng *penneplan* điển hình và rằng phải có những giả thuyết khác để giải thích các bề mặt san bằng được nâng lên những độ cao khác nhau.

Davis đã nghiên cứu chi tiết hiệu ứng của quá trình nâng lặp lại với biên độ nhỏ và kết luận rằng phần lớn các cảnh quan địa mạo đều mang tính chất *đa chu kỳ*. Tuy nhiên, ông chỉ chú ý đến những biến đổi trong đáy thung lũng, mà ít chú ý đến sườn của chúng. Ông đã minh họa rất cụ thể trường hợp hạ tương đối của góc xói mòn làm nảy sinh những vết gãy trong trắc diện dọc sau đó sẽ giạt lùi dần về phía nguồn. Trong quá trình giạt lùi đó, lòng sông khoét sâu vào đáy thung lũng và bãi bồi trở thành bậc thềm. Mô hình lập luận này là một trong những khả năng lí giải hình thái trắc diện dọc và các bậc thềm sông đã được các nhà địa mạo sử dụng rộng rãi trong nghiên cứu *đáy thung lũng*. Tuy vậy, suy diễn tiến trình này cho toàn bộ thung lũng là một việc rất khó. Những đợt nâng biên độ nhỏ gần đây được ghi lại qua sự hiện diện của các bậc thềm, có lẽ đã không mấy ảnh hưởng tới sự tiến hóa của các sườn thung lũng. Bản thân sự hiện diện của các bậc thềm cũng thể hiện tính cô lập của bộ phận sườn phía trên đối với các sự kiện từng diễn ra dưới đáy thung lũng. Mặt khác, khó có thể chấp nhận rằng những biến đổi to lớn trong cường độ khoét sâu đáy dòng diễn ra trong thời đoạn dài lại không được phản ánh chút nào trong hình dạng trắc diện ngang của thung lũng. Thật vậy, nếu sau một pha phát triển ổn định tương đối lâu dài, các sườn nằm ven thung lũng trở nên

thoải, thì một pha khoét sâu mới sau đó sẽ tạo ra một thể hệ sườn mới dốc hơn, có độ dốc ban đầu phụ thuộc vào tương quan tốc độ khoét sâu đáy và tốc độ giạt lùi sườn. Khi tốc độ khoét sâu giảm yếu, các góc dốc đặc trưng của sườn bắt đầu giảm và dạng mặt cắt ngang có đáy thoải liên quan đến pha yên tĩnh mới này sẽ mở rộng dần. Dạng mặt cắt ngang này được gọi là "thung lũng trong thung lũng" thường được dùng làm dấu hiệu chẩn đoán của một hoạt động *nâng lên lâu dài nhưng gián đoạn* (H. 99). Nhưng Davis hầu như bỏ ngỏ lịch sử phát triển sau đó của những mặt cắt này. Trong phần lớn công trình nghiên cứu sau cùng, các bộ phận sườn cổ nằm cao hơn những vết gãy lỗi trên sườn thường được tác giả xem như những "sườn hóa thạch". Những cung sườn thoải nằm kẹp giữa hai vết gãy như thế thường được lí giải theo cách suy diễn tương tự. Tuy vậy, không có cơ sở logic nào để cho rằng những đoạn sườn nằm cao hơn các vết lỗi đó ngừng tiến hóa, trái lại phải quan niệm rằng sự tiến hóa là liên tục.

Cuối cùng, cần nhắc lại rằng trong Pleistocen khí hậu đã nhiều lần biến động sâu sắc và theo chu kì khoảng 10^5 năm. Trong sơ đồ của mình, Davis không đưa ra con số chính xác về độ lâu dài của một chu trình trọn vẹn, song những số liệu về tốc độ bào mòn cho phép suy đoán rằng thời gian đó có thể cỡ 10^6 năm. Từ đó suy ra rằng trong mỗi chu trình địa mạo, bất kì lãnh thổ nào cũng phải trải qua một số lần biến động lớn của khí hậu và chắc chắn được thể hiện trong tiến trình bào mòn. Nói cách khác, các cảnh quan địa mạo không những có tính chất *đa chu kì* mà còn *đa nguồn gốc*. Đó cũng chính là điểm mà trường phái địa mạo khí hậu đang phê phán kịch liệt, thậm chí phủ định thuyết "chu trình xâm thực chuẩn" của Davis (G. Viers, J. Tricart). Chẳng hạn, Viers cho rằng những điều kiện mà W. Davis mô tả cho "chu trình xâm thực chuẩn" cho thấy đó chính là hệ thống dòng chảy của miền ôn đới ẩm, hay nói khác đi, trong trạng thái môi trường *ổn định sinh học* (*biostasie*). Vậy mà kết quả quan sát lớp phủ thực vật và vật liệu dòng rắn của dòng chảy tại đây cho thấy hiện tại không có biểu hiện tạo hình thái, mà chỉ có tạo thổ nhưỡng và sự ngưng nghỉ tạo hình thái. "Ở nhiệt đới ẩm Andes cũng như trong các vùng núi Đông Nam Á, rừng đang duy trì và ổn định những sườn có độ dốc rất lớn", và tác giả này kết luận, "ngược lại với học thuyết của Davis, cả dòng chảy lẫn trạng thái trẻ của địa hình đều không thúc đẩy sườn phát triển: đó chính là trạng thái trẻ ngưng lại của những bức tượng". Địa hình chỉ biến đổi mạnh trong trạng thái môi trường *bất ổn định sinh học* (*rhexistasie*) (xem chương 5). Những nghiên cứu về tạo hình thái và tạo trầm tích ở Việt Nam (Đào Đình Bắc, 1998) cũng chứng tỏ rằng quá trình tạo hình thái diễn ra theo kiểu gián đoạn, phát triển mạnh khi môi trường ở trạng thái *bất ổn định sinh học* và chỉ biến đổi từ từ, theo kiểu đồng dạng, trong trạng thái *ổn định sinh học*.

Nói một cách khác, quá trình san bằng cổ và những peneplen giờ đây đang tồn tại đã phát triển trong chuỗi sự kiện sinh - khí hậu nối tiếp nhau: sau những thời

kì ổn định sinh học lâu dài là những giai đoạn tạo hình thái kịch phát trong điều kiện bất ổn định sinh học, khi có khí hậu bất lợi cho sự bảo tồn của các sườn dốc, không giống như Davis đã hình dung trong "hệ thống xâm thực chuẩn" của mình. Tuy vậy, không phải Davis không biết đến những hệ thống xâm thực *khô hạn* hoặc *băng hà*. Nhưng ông cho rằng những trạng thái xâm thực cực đoan này chỉ có ý nghĩa như những "sự kiện thoáng qua" trong tiến trình chung rất lâu dài của "chu trình xâm thực chuẩn", không làm thay đổi sản phẩm cuối cùng của chu trình, tức là penepelen.

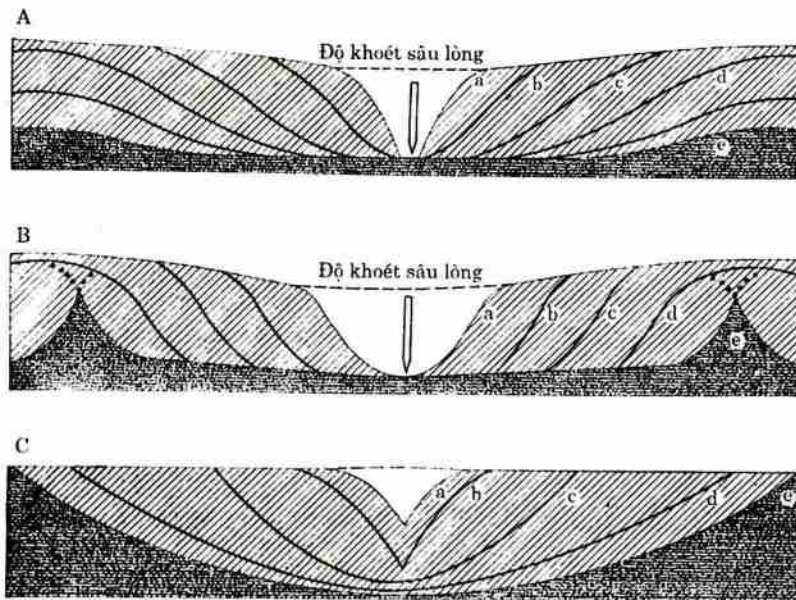
Trên đây chúng tôi đã phân tích một số điểm mạnh và điểm yếu trong thuyết chu trình địa mạo của Davis, một học thuyết gắn bó và nhất quán về *tiến hóa địa mạo*. Được chấp nhận nhanh chóng bởi các nhà địa mạo nổi tiếng đương thời, lại được trợ lực bởi hệ thống đào tạo đại học, trong một thời gian dài học thuyết này đã tìm được chỗ đứng vững chắc trong các sách giáo khoa và trong nhận thức con người. Thành tựu chính và to lớn nhất của nó là ở chỗ đưa ra được quan điểm lịch sử trong mô tả và giải thích địa hình. Các nhà địa mạo đã phân tích, phê phán quan điểm này suốt nhiều thập kỉ qua: một số người muốn kế thừa nhưng cho rằng cần phải sửa đổi cho hoàn thiện hơn, nhiều người khác phê phán một cách cực đoan, chỉ nhìn thấy trong đó những thiếu sót lớn và bắt tay xây dựng những luận thuyết đối án. Sau đây sẽ điếm qua một số sơ đồ được nhiều người quan tâm nhất.

Những luận thuyết địa mạo của W.Penck

Các mục tiêu và nhiệm vụ mà W. Penck đặt cho mình trong công trình "Phân tích hình thái", xuất bản năm 1924, khác với W.M. Davis về căn bản. Ông coi hình thái bề mặt là sản phẩm tương tác giữa vận động của vỏ Trái Đất với các quá trình bào mòn, và qua đó có thể suy đoán về kiến tạo trẻ. Các ý tưởng của ông đã gây ra nhiều tranh luận, phần vì cách hành văn khó hiểu dẫn đến nhiều cách hiểu khác nhau, phần vì công trình này còn dang dở khi ông qua đời.

W. Penck chứng minh rằng yếu tố chính trong tiến hóa địa hình là tương tác giữa tốc độ khoét sâu đáy dòng chảy và tốc độ nâng tân kiến tạo. Chính tương tác đó sẽ ảnh hưởng đến hình dạng sườn. Ông phân biệt ba trạng thái của vỏ Trái Đất: ổn định - không xảy ra dịch chuyển mạnh, đặc trưng cho những diện tích lục địa rộng lớn hiện tại; trạng thái nâng vòm, bắt đầu từ một diện tích nhỏ, sau lan dần ra những không gian rộng lớn; cuối cùng - trạng thái biến vị mạnh mẽ của vỏ Trái Đất, đặc trưng cho các lãnh thổ miền núi hiện nay, nơi có sự kết hợp nén ép ngang với nâng dạng vòm khu vực. Trong số những lí thuyết quan trọng nhất của W. Penck, phải kể đến quan niệm cho rằng tốc độ vận động của vỏ Trái Đất biến thiên nhiều trong thời gian. Nếu nó ổn định trong một khoảng thời gian dài thì tốc độ khoét sâu đáy sẽ tiến tới phù hợp với nó cho tới khi đạt được trạng thái cân bằng. Còn nếu tốc độ nâng vượt tốc độ khoét sâu thì độ dốc đáy sẽ trở nên dốc hơn cho tới điểm mà tốc độ nâng và tốc độ khoét sâu đáy cân bằng nhau; trái lại, nếu tốc độ

khoét sâu đáy lớn hơn tốc độ nâng thì độ dốc dòng chảy sẽ giảm cho tới địa điểm mà hai quá trình này có tốc độ cân bằng với nhau. Sự khớp nhau như vậy chỉ đạt được sau một thời gian nhất định, cho nên nếu tốc độ vận động kiến tạo thay đổi với tần suất cao thì trạng thái cân bằng luôn luôn bị phá vỡ.



Hình 100. Ba mô hình tiến hóa sườn thung lũng:

A- của W.M.Davis; B- của W. Penck theo cách diễn giải của Davis; C- W. Penck trong nguyên bản

W. Penck cho rằng các trạng thái cân bằng và mất cân bằng dẫn đến những trắc diện sườn đối ngược nhau. Khi chúng còn cân bằng với nhau thì sườn còn “*phát triển cân bằng*” và đặc trưng sẽ là loại *trắc diện thẳng*; khi quá trình khoét sâu đáy nhanh dần, sẽ có “*kiểu phát triển đi lên*”, đoạn sườn trẻ sẽ có độ dốc cao hơn, vì vậy trắc diện chung của sườn có dạng lồi; khi tốc độ khoét sâu chậm dần, có kiểu “*phát triển đi xuống*”, độ dốc đoạn sườn trẻ giảm, do đó trắc diện chung của sườn có dạng lõm. Dạng lõm cũng có thể gặp khi kiến tạo ổn định. Chính về những khái niệm này, người ta đã bất đồng với nhau do hiểu ý của ông khác nhau (H. 100-B). R. Rice cho rằng hình này thường được người ta dẫn ra để nói rằng ông là tác giả của tư tưởng về *sườn giặt lùi song song*, nhưng thực ra ông không có ý nói như vậy. Thực ra Penck muốn chứng minh rằng các đoạn sườn dốc hơn thì giặt lùi nhanh hơn. Ông phân tích trường hợp giản đơn nhất của đoạn sườn thẳng có độ dốc lớn nằm tiếp xúc trực tiếp với đáy thung lũng. Do các quá trình phong hóa tác động với mức độ đồng đều trên toàn bộ mặt sườn này, mà nó có xu hướng giặt lùi không thay đổi độ dốc ban đầu của mình. Nhưng sau đó, dưới chân sườn sẽ xuất hiện bề mặt nghiêng (gọi là *sườn đá lở*), qua đó vật liệu vụn được đưa vào dòng chảy. Dần dần, đoạn sườn thoải hơn này lại được thay thế bằng đoạn sườn còn thoải hơn nữa, mở rộng dần từ phía dưới. Kết quả cuối cùng sẽ là một *trắc diện sườn lõm*, trong đó các cấu tử cơ bản dường như di chuyển dần dần về phía trên, xa dần đáy dòng chảy. Như

trên hình 100-C cho thấy, W. Penck thậm chí đã thể hiện sườn ban đầu lỗi, sau đó phát triển thành sườn lõm. Tiến trình này diễn ra theo cách thay thế phần trên thoải hơn của sườn bằng đoạn sườn có độ dốc lớn phía dưới và sự phát triển đồng thời của đoạn sườn đá lở. Mặc dù những trắc diện sườn như vậy khi hòa với nhau phải tạo ra những dải phân thủy sắc cạnh, song tác giả cho rằng thực tế chúng đã bị bào tròn ngay trong quá trình bào mòn.

Điểm khác nhau cơ bản giữa sơ đồ của Penck và sơ đồ của Davis là ở chỗ ông nhấn mạnh ý nghĩa cụ thể của vận động nâng tân kiến tạo và xâm thực. Bề mặt có địa hình thấp có thể được thành tạo trong hai trường hợp trái ngược nhau.

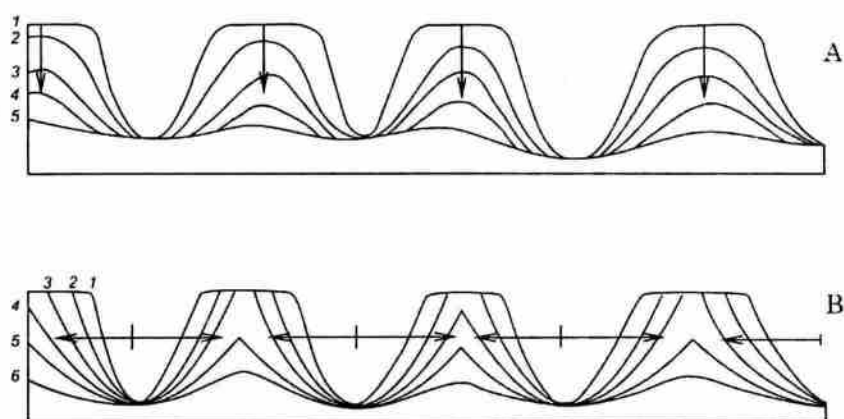
Trường hợp thứ nhất, khi bề mặt phát triển trong điều kiện ổn định kiến tạo lâu dài, được đặc trưng bằng những sườn lõm thoải rộng lớn: bề mặt như vậy được Penck gọi là *“bề mặt tận cùng”*. Quá trình này được tóm tắt như sau. Các thung lũng đã khoét sâu đến mức giới hạn, trong giai đoạn kiến tạo yên tĩnh sẽ tạo cho mình cơ sở bào mòn ổn định. Đồng thời, các sườn có độ dốc lớn bị phong hóa mạnh. Dưới tác dụng của trọng lực, sản phẩm phong hóa rơi xuống chân sườn, tạo thành sườn đổ vỡ thoải hơn, một phần đưa xuống lòng sông và vận chuyển ra các vùng lân cận. Tiếp sau, chỉ phần trên còn độ dốc lớn tiếp tục bị phong hóa, giạt lùi song song với chính mình (phần không có vạt đá lở, đá lăn). Đá vụn ở chân sườn cũng lại tiếp tục bị phong hóa, trở nên nhỏ vụn hơn, do đó cũng bị bào mòn và trở nên thoải hơn. Các sườn đối nhau của hai thung lũng kề nhau sẽ cùng giạt lùi và tiến tới gặp nhau làm cho khu vực phân thủy càng ngày càng hẹp hơn, nhưng tạm thời còn giữ nguyên độ cao ban đầu. Quá trình đó cứ tiếp diễn và tới khi chúng gặp nhau sẽ cắt nhau ở độ cao thấp hơn (xem hình 98-B). Cuối cùng, khu vực phân thủy bị hạ thấp hoàn toàn, hai thung lũng hòa làm một, trước hết ở những nơi khu vực phân thủy hẹp nhất, còn những chỗ rộng hơn sẽ được bảo tồn một thời gian dưới dạng những khối sót dạng đảo. Lâu dần, ngay cả những khối sót này cũng bị phá hủy. Nếu khối núi có những thung lũng chảy tỏa tia ra xung quanh, thì các khu vực phân thủy giữa chúng có thể bị phá hủy hoàn toàn, đầu tiên là ở dải ven rìa, nơi các thung lũng mở rộng hơn cả. Do vậy mà men theo chân khối núi dần dần hình thành dải bề mặt bằng phẳng có chiều rộng không đồng đều do quá trình xâm thực dòng chảy và các quá trình bào mòn khác tạo thành. Cuối cùng sẽ hình thành bề mặt san bằng tận cùng. Nếu sau giai đoạn kiến tạo yên tĩnh, địa phương lại bị nâng lên rồi tiếp đó lại là một giai đoạn yên tĩnh, ta sẽ có cả một hệ thống những bề mặt bằng phẳng mà W. Penck gọi là *“bậc thang trên sườn trước núi”*.

Trường hợp thứ hai, khi bề mặt này phát triển trong điều kiện nâng nhẹ nhưng nhanh dần, có những khu vực phân thủy rộng dạng lỗi và được gọi là *“bề mặt nguyên thủy”* (dải bề mặt san bằng dưới chân núi). Từ luận thuyết này suy ra rằng tính đồng đều của độ cao đỉnh phân thủy có lẽ bắt nguồn từ cơ chế này nhiều hơn là từ việc chia cắt bề mặt san bằng cổ bị nâng lên.

Penck xây dựng luận thuyết của mình về bề mặt nguyên thủy trên cơ sở phân tích sự tiến hóa của địa hình trong điều kiện có khối nâng dạng vòm phát triển liên tục. Ông nêu giả thuyết rằng vận động nâng kiến tạo tăng dần tốc độ và mở rộng dần từ một khu vực trung tâm. Do đó, mọi điểm đều phải trải qua trạng thái lúc đầu nâng yếu, sau đó ngày càng nâng lên nhanh hơn. Ứng với giai đoạn nâng yếu sẽ hình thành nên bề mặt san bằng nguyên thủy dạng đồng tâm và sau đó bị chia cắt trong quá trình nâng dạng vòm mở rộng và nhanh dần. Theo ông, cuối cùng sẽ hình thành nên cả một hệ thống bề mặt san bằng đồng tâm trên sườn núi mà ông gọi là *"bậc thang trên sườn trước núi"*.

Phần lớn các nhà nghiên cứu cho rằng hệ thống bề mặt san bằng đồng tâm trên sườn núi của Penck không được biện luận đầy đủ, mặc dù những dạng địa hình như vậy trên các khối núi đều thuộc loại phổ biến.

Trong một thời gian dài luận điểm của W. Penck không được phổ biến rộng rãi trong các nước Anh ngữ, một phần do cách diễn đạt khó hiểu, một phần do cách giải thích không chuẩn xác của Davis. Các nhà địa mạo Xô Viết, trái lại, từ lâu đã đánh giá ông rất cao.



Hình 101. Các sơ đồ tiến hóa địa hình miền núi

- A. Quá trình san bằng địa hình núi theo quan niệm của Davis (quá trình Peneplen hóa).
 B. Quá trình san bằng địa hình núi theo quan niệm của W. Penck (tạo bề mặt san bằng trước núi).
 Mũi tên chỉ hướng bào mòn, hạ thấp các phần tử địa hình dương. 1, 2, 3, 4, 5, 6- những giai đoạn kế tiếp nhau của quá trình san bằng. (trích từ Shshukin)

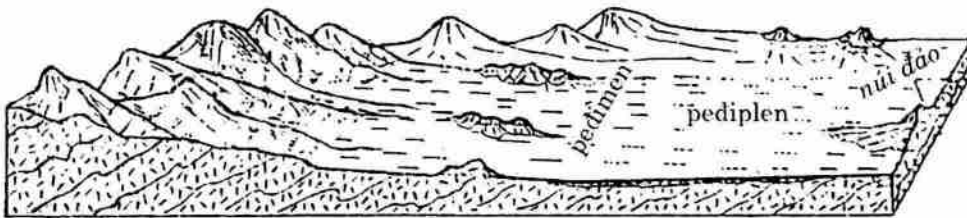
Cần nói thêm rằng, các sách giáo khoa về địa mạo của Liên Xô trước đây cũng đều đối lập Davis với W. Penck như những tác giả của các sơ đồ phát triển theo kiểu bào mòn từ trên xuống và bào mòn từ bên sườn (H. 101). Chẳng hạn, O.K. Lêont'ev và G.I. Rychagov cho rằng "... có thể có quá trình peneplen hóa (san bằng từ trên xuống) và những bề mặt như vậy hiện hữu trong thiên nhiên... Song, có lẽ thường gặp hơn là sự phát triển sườn và thành tạo các bề mặt san bằng bóc mòn theo cơ thức giật lùi sườn song song". Shshukin cũng đã từng viết: "W. Penck đã giải thích quá trình bán bình nguyên hóa khác với Davis. Theo tác giả này, quá trình phá huỷ các khối phân thủy đi theo chiều nằm ngang, từ phía các thung lũng

đang mở rộng", tức là theo hướng từ bên sườn. Tuy nhiên ông lại nhấn mạnh rằng "... sau đó, chỉ phần trên còn có độ dốc lớn và không có vạt đá lăn bao phủ tiếp tục... giạt lùi song song với chính mình". Vì vậy, việc thể hiện mũi tên nằm ngang trong hình 101-B là chưa thỏa đáng.

Chu kỳ xâm thực theo quan niệm của L. King

Theo cách đánh giá của R. Rice, quan điểm của nhà địa mạo Nam Phi này gần gũi với Davis. Trong công trình "The morphology of the Earth", King đã đánh giá một cách đúng đắn luận thuyết *Chu trình Địa mạo* của Davis, đồng thời đưa ra một sơ đồ tiến hóa địa hình chỉ khác với Davis về phát triển sườn. Tác giả này công nhận vai trò hàng đầu của xâm thực theo chu kỳ trong sự phát triển địa hình lục địa và cho rằng điểm thiếu sót chính của Davis là đã không coi trọng cơ chế giạt lùi sườn song song.

Cũng như Davis, King cho rằng ngay sau khi lãnh thổ nâng lên, những điểm gãy trong trắc diện dọc dòng chảy xuất hiện tại vị trí gần bờ biển bắt đầu di chuyển giạt lùi vào phía lục địa. Trong thời đoạn phát triển non trẻ này, quá trình khoét sâu sẽ tạo ra những khe hẻm. Dần dần, khi xâm thực sâu yếu đi, sườn thung lũng bắt đầu hạ thấp cho tới khi đạt tới góc dốc tự nhiên ổn định, tùy thuộc vào điều kiện thạch học và các tác nhân vật lý khác. Trong pha trưởng thành, xâm thực sâu dường như ngừng hoàn toàn, nhường chỗ cho xâm thực ngang. Cơ thức chính ở đây là sự giạt lùi sườn song song, độ dốc không bị biến đổi đáng kể. Dưới chân sườn xuất hiện những dải bề mặt bằng phẳng hẹp gọi là *pedimen* với trắc diện đặc trưng lõm, thoải, thường dưới $5-8^{\circ}$. Các *pedimen* mở rộng dần, nối lại với nhau, tạo ra *pediplen*. *Pediplen* là bề mặt có địa hình thấp thoải-gợn sóng, trên đó có những khối sót có sườn dốc đứng gọi là *núi đảo* (H. 102). Ở giai đoạn kết thúc chu trình xâm thực, quá trình bào mòn lâu dài từ từ cải biến các khu phân thủy thành những bề mặt hơi lồi và rộng, giống như *peneplen* trong chu trình của Davis.

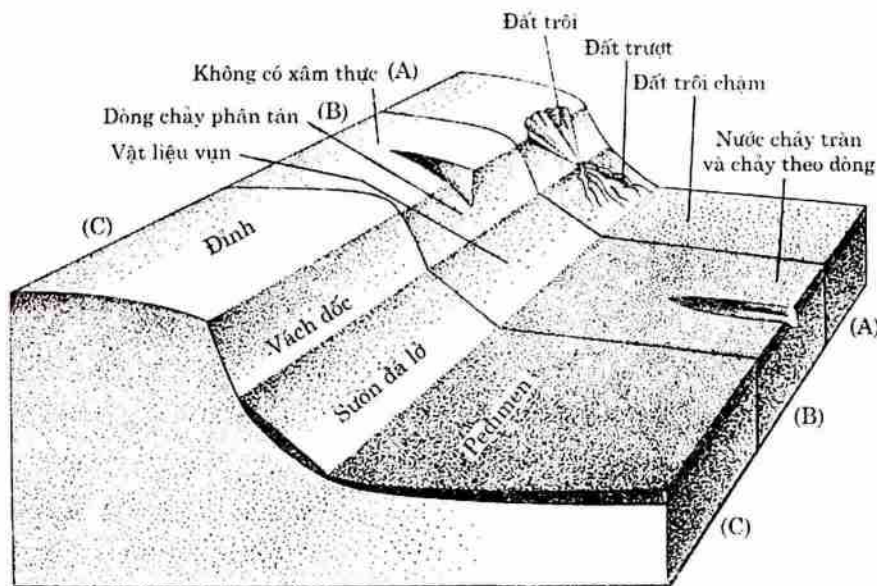


Hình 102. Pedimen và pediplen

Luận điểm chính của King là hình dạng sườn giạt lùi phụ thuộc trước hết vào các quá trình tác động lên chúng. Nếu các quá trình tương đối ổn định thì hình dạng sườn cũng ít thay đổi trong tiến trình giạt lùi. King phân biệt trên sườn như vậy 4 yếu tố: *đỉnh*, *vách*, *sườn đá lở* và *pedimen*. Mỗi yếu tố đó liên quan đến một quá trình đặc trưng (H. 103). Bộ phận đỉnh thường có dạng lồi; ở đây thường có sự

di động cả khối của các vật liệu vụn. Vách được cấu tạo bằng đá gốc, giạt lùi do các quá trình phá hủy như đá lở, trượt lở, khe rãnh xói mòn. Đây là yếu tố hoạt động nhất trong trắc diện của sườn. Sườn đá lở được cấu tạo bằng những mảnh vụn lở từ trên xuống; độ dốc của nó phụ thuộc vào góc dốc tự nhiên. Pedimen là bề mặt bằng phẳng hình thành trong đá gốc và chủ yếu được gia công bằng dòng chảy rồi của nước chảy tràn trên mặt. Sự thay đổi độ dốc đột ngột tại chân sườn dốc chứng tỏ có sự thay đổi tác nhân tạo địa hình giữa hai phần tử địa hình này.

Quan niệm của King được áp dụng chủ yếu cho các vùng bán khô khan bị những biến dạng địa chất nhỏ trong thời gian cách đây không lâu. Tuy vậy, theo tác giả, mặt cắt sườn có 4 yếu tố phổ biến khắp nơi trên thế giới, có dao động độ cao đáng kể, trong mọi đối khí hậu, nơi có dòng chảy mặt thống trị. Khi biên độ dao động độ cao không đáng kể, sườn sẽ có trắc diện giản lược, bởi vì yếu tố vách dốc đứng không còn thấy rõ nữa. Trong những trường hợp như vậy, bề mặt đỉnh thoải chuyển trực tiếp xuống pedimen, tạo ra loại trắc diện sườn lồi - lõm dạng chữ S và chỉ còn bị bào mòn rất yếu. Trắc diện sườn tương tự cũng hình thành trong các đá mềm. Các nhà địa mạo Pháp cho rằng cần phân biệt chúng theo điều kiện thạch học: trong đá cứng gọi là pedimen, còn trong đá trầm tích mềm gọi là glacis (tả bào mòn, H. 102).



Hình 103. Quá trình phát triển sườn theo sơ đồ của L.King:
Các yếu tố hình thái (A) của sườn được hình thành do tác dụng của nước chảy trên mặt (B) và vận động trọng lực cả khối (C) (King, 1962).

Kết luận quan trọng nhất có thể rút ra từ sơ đồ của King là yếu tố vách dốc đứng trong trắc diện sườn có thể tiếp tục giạt lùi mà không biến đổi hình dạng của mình, ngay cả khi, trong quá trình nâng lên mới, nó tách hẳn khỏi đáy thung lũng hiện tại. Theo luận thuyết của King, địa hình được cấu thành bằng những bậc lớn và luôn động, liên tục ăn sâu vào các khối nhô của mặt đất. Khác với sơ đồ trong

quan niệm của Davis, thời đoạn yên tĩnh kéo dài không nhất thiết đưa đến sự phá hủy các bề mặt có trước, mà chỉ đơn thuần tạo thêm một bậc thang mới. Chỉ khi một vách nào đó giạt lùi và cắt bề mặt trên toàn bộ diện tích thì mới hình thành các dạng sót "làm chứng" của các pha tiến hóa trước đó. Do các bậc thang nói trên được xem như những thực thể động, mỗi bậc pedimen phải có hai loại tuổi khác nhau, nghĩa là tuổi mang tính địa phương và tuổi khu vực. Loại thứ nhất là thời điểm xuất hiện đầu tiên của nó tại một nơi cụ thể, còn loại tuổi khu vực là tuổi xuất hiện của chúng ở ven biển (gần gốc xói mòn chung) hoặc trên cánh các nếp uốn lớn. Trong thực tế, King thường sử dụng tuổi khu vực được xác định theo các trầm tích trên mặt, hoặc theo các trầm tích biển ven bờ. Đối với lục địa châu Phi, tác giả này xác định được 3 mực tuổi khu vực chính là: bề mặt Gondvana tuổi Jura, bề mặt Phi châu - Cainozoi và bề mặt Hậu Phi châu - Cainozoi muộn.

Luận điểm của King (còn chưa được chứng minh) cho rằng sơ đồ tiến hóa địa hình đại thể giống nhau trong những điều kiện tự nhiên khác nhau đã khiến tác giả này đi tìm tính tương đồng trong cấu trúc địa hình của các đại lục khác. Điều có ý nghĩa đặc biệt là việc King đưa ra tuổi cổ nhất cho bề mặt Gondvana ở châu Phi, bởi vì khi thành tạo nên bề mặt này, các châu lục nam bán cầu rất có thể đã từng gắn với nhau trong một đại lục thống nhất - Gondvana. Không phải ngẫu nhiên mà tác giả này đã chú ý đặc biệt đến các đại lục phía nam, nơi ông đã tìm thấy những nét tương đồng rõ nét với lịch sử tiến hóa địa hình của châu Phi. Ông cũng đã xác định được một tiến trình hoàn toàn tương tự của các sự kiện ở châu Âu và Bắc Mỹ và điều đó đã dẫn ông tới một kết luận dứt khoát rằng sự phát triển địa hình trên tất cả các châu lục đều được quy định bởi hoạt động kiến tạo toàn cầu theo chu kỳ mang tính nhịp.

Theo King, tuổi của những bề mặt địa hình chu kỳ sớm nhất phải cổ hơn nhiều so với người ta thường suy diễn theo những số liệu xác định tốc độ xâm thực, bởi vì tốc độ này thường quá lớn nên không thể cho phép bảo tồn những bề mặt và dạng địa hình quá cổ. Như vậy, dường như nếu những sơ đồ tiến hóa của King đúng thì các kết quả xác định tốc độ bào mòn là sai (!?). Theo phương thức thoải hóa địa hình, tức là bào mòn từ trên xuống, những con số tính toán tốc độ bào mòn có được đến nay cho thấy, không thể có chuyện bề mặt địa hình cổ nào đó đã bị nâng cao lại có thể bảo tồn được trên 100 triệu năm, hay đại loại gần như vậy. Mặt khác, sườn giạt lùi theo cách nghĩ của King đồng nghĩa với việc bào mòn đưa đi khối lượng khổng lồ vật chất, trong khi những khối sót của các bề mặt cổ hơn vẫn còn trơ lại! Để giải quyết mâu thuẫn này, cần có những phương pháp nghiên cứu định tuổi tốt hơn so với hiện nay.

Tuy nhiên, cần phải xem luận thuyết của King phù hợp đến mức nào với các kết quả nghiên cứu khu vực chi tiết.

Theo R. Rice, về lí thuyết có thể nghĩ rằng ở đâu đó tại phần trung tâm các khối lục địa nâng nhẹ và có khí hậu ít khả năng gây xâm thực, có thể có những dạng địa hình cổ còn được bảo tồn. Một trong những khu vực như vậy là phần trung tâm châu Úc, nơi có nhiều thuận lợi trong việc thành lập bản đồ và định tuổi, do có lớp vỏ phong hóa cổ, trên đó có lớp thổ nhưỡng đã cứng rắn hóa. Bề mặt nổi rõ nhất là silcrust - lớp vỏ silic, dày tới 9 m, chỉ có thể được thành tạo trong điều kiện bề mặt đồng bằng với khí hậu ẩm hơn hiện nay. Được biết, những điều kiện như vậy chỉ gặp ở đây một lần duy nhất. Việc định tuổi chúng tương đối dễ dàng, bởi chúng được thành tạo từ trầm tích Crêta và nhiều nơi được phủ trên bằng trầm tích hồ tuổi Miocen. Nổi cao trên những lớp vỏ cứng này là những bề mặt đỉnh bằng phẳng mà theo một số nhà nghiên cứu, là dạng sót của bề mặt bóc mòn tuổi PZ. Như vậy, kết quả nghiên cứu ở châu Úc đã khẳng định sơ đồ tuổi chung của King. Một khu vực nội địa khác cũng được nghiên cứu chi tiết là Bắc Mỹ. Tại đây, bức tranh địa mạo chứng tỏ một trạng thái động hơn nhiều, với nhiều chu kì xâm thực - bào mòn và tích tụ từng diễn ra trong KZ. Việc phát hiện được những bề mặt cổ hơn KZ trung tại đây là điều rất đáng nghi ngờ; một số nhà khoa học cho rằng chỉ có thể bảo tồn những bề mặt địa hình Pliocen là cùng: sự khác biệt lớn như vậy so với tuổi địa hình châu Úc có thể giải thích là do ở đây vỏ Trái Đất có độ hoạt động cao và điều kiện khí hậu ẩm hơn.

Cũng có nhiều điều đáng nghi ngờ khi đem sơ đồ này áp dụng cho lục địa châu Phi. Thực vậy, King xác định những mảnh sót của bề mặt Gondvana nằm cách bờ biển 200 km tại Lesothô, Angola và Camerun. Nhưng độ cao ở đây dao động từ 1500 đến 3000m, lượng mưa từ 500 đến 2500 mm/năm. Tại Lesothô, nhiệt độ tháng lạnh nhất có thể hạ xuống dưới 5°C, còn ở Angola sự phân hóa lượng mưa theo mùa rất rõ. Theo ý kiến của nhiều nhà nghiên cứu, tất cả những điều kiện đó đều tỏ ra rất thuận lợi cho quá trình xâm thực mạnh và những số liệu thu thập được ngày nay về tốc độ bào mòn hiện đại đều không ủng hộ quan điểm bảo tồn các bề mặt san bằng cổ.

Tóm lại, các luận điểm của King về tiến hóa địa hình có ý nghĩa rất lớn, song chúng vẫn chưa được mọi người công nhận một cách vô điều kiện, bởi lẽ còn nhiều điều mâu thuẫn khó giải quyết.

Các nhà địa mạo Liên Xô cũ, như Bashenina và Piotrôvski, nhìn chung ủng hộ quan điểm của ông, nhưng cho rằng quá trình thành tạo pedimen và pediplen hoá không chỉ đặc trưng cho các vùng khí hậu khô khan, mà còn có thể phát triển cả ở những đới khí hậu khác, tuy rằng ở mỗi đới chúng có những nét đặc điểm riêng.

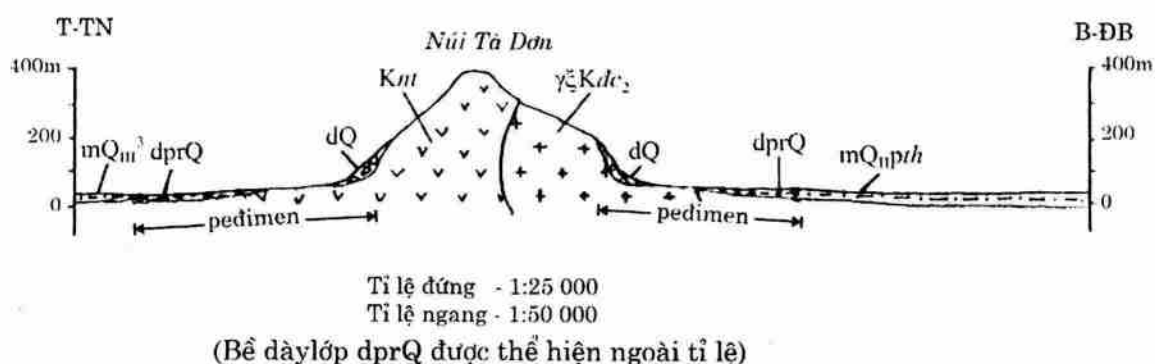
Họ cho rằng điều kiện tối ưu cho sự hình thành peneplen là các miền nền với chế độ kiến tạo yên tĩnh và khí hậu ẩm ôn hòa, ví dụ miền trung và miền bắc Đồng bằng Nga, các miền tây-nam và trung Hoa Kỳ. Ở đây thống trị trong địa hình là những sườn rất dài và thoải, đến mức rất khó xác định được ranh giới giữa những

bộ phận sườn bào mòn và sườn tích tụ. Trong điều kiện khí hậu lục địa ẩm khắc nghiệt hơn của Canada và Sibêri thì địa hình chủ yếu phát triển theo hướng tạo pedimen. Nhưng quá trình phá hủy sườn ở đây đang bị lớp thực vật rừng taiga hạn chế, do đó pediplen hóa diễn ra chậm và hiện đang trong giai đoạn thành tạo pedimen.

Trong điều kiện khí hậu khô hạn bán sa mạc, quá trình tiến hóa sườn lúc đầu chủ yếu đi theo hướng giạt lùi sườn, tạo pedimen và núi đảo. Trong quá trình phát triển pedimen ở đây, việc vận chuyển vật liệu vụn có nguồn gốc chủ yếu là phong hóa vật lý gặp khó khăn do điều kiện khí hậu khô hạn. Vì vậy, rất phổ biến những đám tích tụ sườn tích, trên đó nhô lên những chỏm núi sót dạng đảo.

Khí hậu hoang mạc khô nóng còn thuận lợi hơn nữa cho quá trình tạo pedimen và pediplen hóa. Do đặc điểm khí hậu rất khô hạn, các dạng địa hình nói trên đều dốc hơn so với vùng bán sa mạc. Mặt khác, nếu có điều kiện địa chất thuận lợi, phong hóa vật lý sẽ tạo ra những khối lượng khổng lồ đá vụn, đá tảng phủ trên bề mặt các pedimen và pediplen, tạo ra những hoang mạc đá nổi tiếng ở Sahara, Libi, Tây Úc và miền tây Hoa Kỳ.

Trong các miền băng giá, các quá trình phong hóa vật lý cùng với hoạt động gặm mòn, nạo mòn của các sông băng và bãi tuyết là tiền đề cho quá trình thành tạo pedimen và quá trình pediplen hóa phát triển.



Hình 104. Núi sót dạng đảo Tà Đơn và pedimen trên đồng bằng Phan Thiết
(Tài liệu nghiên cứu thực địa của tác giả năm 1999)

Ở nhiệt đới ẩm với hiện tượng đất chảy nhiệt đới phát triển rộng rãi, quá trình thoải hóa và san bằng địa hình diễn ra đồng thời theo cả hai con đường peneplen hóa và pediplen hóa. Bashenina nhấn mạnh rằng ở nhiệt đới ẩm quá trình đất chảy nhiệt đới khiến cho phần đỉnh sườn dường như "chảy tản ra các phía" dẫn đến việc hạ thấp địa hình theo kiểu peneplen hóa. Mặt khác, ở những sườn có độ dốc ban đầu lớn, phần chân sườn bị thấm dấm nước thường xuyên hơn, gây ra hiệu ứng "đào moi" chân sườn, dẫn đến tình trạng mất thăng bằng của cả vách sườn, làm cho nó giạt lùi mạnh. Tác giả này còn cho rằng dạng địa hình núi đảo rất phổ biến

trên các đồng bằng bóc mòn ở đây, cũng như các pediplen, phần lớn đều là những dạng địa hình đang trên đường phát triển tích cực, chứ không phải là những dạng di lưu của quá khứ.

Ở nước ta có thể gặp cả loại pedimen và pediplen đặc trưng cho xứ khô nóng cũng như xứ nóng ẩm. Những pedimen điển hình theo sơ đồ của King ta có thể quan sát thấy ở Phan Rang, Thuận Hải (H. 104). Những pedimen và glacis với đầy đủ các yếu tố hình thái đặc trưng có thể gặp khá nhiều ở chân núi Ba Vì, Trung du Bắc Bộ và Bắc Trung Bộ.

Như vậy, dù sao cũng phải thừa nhận rằng pedimen và pediplen là những dạng đặc trưng hơn cả cho các miền khí hậu đặc biệt tương phản, đó là hoang mạc, bán hoang mạc và các miền cận cực. Còn trong các đới khí hậu ẩm, quá trình san bằng diễn ra với vai trò gần ngang nhau của các quá trình peneplen và pediplen hóa.

Các luận thuyết phát triển địa hình phi chu trình

Trong nhóm các luận thuyết phủ nhận thuyết Davis, đặc biệt nổi lên thuyết cân bằng động, theo đó vai trò hàng đầu thuộc về các dạng địa hình phù hợp với điều kiện hiện tại chứ không phải là các dạng địa hình kế thừa của quá khứ. Ngày càng có nhiều nhà nghiên cứu quan tâm đến tương quan giữa dạng và quá trình và nhìn vấn đề lịch sử địa hình bằng con mắt nghi ngờ. Tất nhiên, họ không phủ nhận giai đoạn phát triển lâu dài của địa hình, nhưng cho rằng không thể khôi phục lại được các chi tiết của tiến trình ấy.

Theo R. Rice, người có quan điểm cực đoan nhất là Hack, nhà địa mạo Mỹ. Nếu W. Penck cho rằng địa hình là sản phẩm tác động tương hỗ, ngược nhau của hoạt động nâng kiến tạo và quá trình bào mòn, thì Hack chỉ coi nó là sản phẩm của cuộc chạy đua giữa độ bền của vỏ Trái Đất và các lực bào mòn. Tính đồng đều về độ cao của bề mặt đỉnh trên dãy núi Apalaso được Davis xem như sự trẻ lại của bán bình nguyên cổ, trong khi Hack cho rằng điều đó chỉ thể hiện độ bền tương tự nhau của đất đá chống lại xâm thực, bào mòn. Tác giả này cho rằng tính tổ chức cao của mạng lưới dòng chảy, lần đầu tiên được Horton phát hiện, đương nhiên quy định tính có tổ chức trong cấu trúc địa hình nói chung. Trong phạm vi một vùng thống nhất về khí hậu, nơi các trắc diện của sông và sườn đều được khống chế bởi tính chất nham thạch, trong những điều kiện địa chất tương tự nhau phải hình thành nên địa hình giống nhau. Như vậy, quan điểm này thực chất là không đếm xỉa gì đến sự tiến hóa của địa hình. Điều đó cũng được Smoll minh họa rất rõ qua việc xem xét trường hợp đơn giản của dòng sông cắt vào tầng nham có xen kẽ các lớp sét và lớp cát kết. Trong cát kết, thung lũng hẹp và có sườn dốc, còn trong sét - thoải và rộng. Nghiên cứu những thung lũng như vậy vào bất kỳ giai đoạn lịch sử nào của chúng, nếu chỉ căn cứ vào hình dạng của chúng, nhà địa mạo không thể nói được điều gì về lịch sử trước kia. Tương tự, trong cấu trúc đơn nghiêng, xâm thực làm di

chuyển thung lũng theo mặt lớp cứng và luôn giữ nguyên hình dạng trắc diện ngang của mình. Trường hợp này cũng không thể hiện điều gì về lịch sử phát triển. Trong cả hai ví dụ trên đều giả thiết rằng xâm thực sâu diễn ra không gặp trở lực nào cả, tuy trong thực tế bao giờ cũng có ảnh hưởng hạn chế của gốc xói mòn. Điều đó tất yếu dẫn tới những biến đổi của các trắc diện ngang, song cũng không thay đổi được luận điểm chính về sự cân bằng giữa bào mòn và độ bền vững của nham thạch. Khi bề mặt địa hình hạ thấp xuống, năng lượng địa hình giảm và các dạng địa hình thế hệ mới chủ yếu phù hợp với các điều kiện đã thay đổi, và ở đây một lần nữa không nói được điều gì về lịch sử phát triển địa hình.

Một quan điểm khác dễ làm cho những người theo trường phái chu kì phát triển của địa hình phải nản lòng là tốc độ bào mòn hiện đại nhìn chung mâu thuẫn với khái niệm về tuổi cổ của các dạng địa hình và sự bảo tồn của các bề mặt san bằng cổ. Dòng chảy rắn tương đương với tốc độ bào mòn từ 0,05 đến 0,5 mm/năm đủ khả năng mang đi từ 50 đến 500 m đất đá trong 1 triệu năm. Mặc dù những con số trung bình này được tính cho toàn bộ diện tích lưu vực và không nhất thiết phản ánh, chẳng hạn, những điều kiện trên mặt phân thủy, khó mà có thể nghĩ rằng hoạt động xâm thực mạnh mẽ dưới đáy và sườn thung lũng lại không làm biến đổi khu vực phân thủy. Vấn đề này đã được Pitty nghiên cứu qua ví dụ khối đá vôi ở Pennines Nam. Ông đã cố chứng tỏ rằng các khu gian sông là những nguồn duy nhất cung cấp CaCO_3 giờ đây đang được đưa vào các dòng sông và suy ra kết luận rằng bề mặt cao nguyên phải bị hạ thấp với tốc độ 0,08 mm/năm. Nếu những suy luận này đúng thì khó có thể hình dung một bề mặt nào đó tuổi 5 triệu năm mà lại còn giữ được cả những chi tiết hình dạng nguyên thủy của mình.

Theo Rice, những suy luận của Hack đều dựa trên cơ sở cho rằng các dạng địa hình có khả năng thích nghi nhanh chóng với những điều kiện ngoại lực luôn biến đổi. Nhìn chung, đây là quan điểm không phải là không hợp lí, song, nếu theo chúng một cách giáo điều thì sẽ dẫn đến những kết luận phi lí, ví dụ như phủ nhận tác động của băng hà cổ. Có lẽ nên tìm ra giải pháp trung dung giữa một bên là sơ đồ giản đơn về chu trình của Davis và bên kia là quan điểm cân bằng động lực do Hack đề xuất. Một trong những giải pháp trung dung đó có thể là việc coi cảnh quan địa hình dòng chảy như những cách kết hợp phức tạp của các dạng có tốc độ thích nghi khác nhau với những biến đổi của các nhân tố quyết định của chúng. Ví dụ, nhiều dòng chảy ở Bắc Mỹ và châu Âu đã thay đổi kiểu lòng dòng chảy của mình từ dạng phân nhánh phức tạp sang dạng uốn khúc trong khoảng thời gian chưa đầy 10 000 năm, và, trong trường hợp này sẽ rất sai lầm nếu giải thích diện mạo hiện nay của chúng bằng chu trình xâm thực bắt đầu cách đây một triệu năm trước hoặc sớm hơn nữa. Mặt khác, các mặt phân thủy bằng phẳng rộng lớn có thể biến đổi rất chậm, đến mức vẫn còn giữ được những nét địa hình cổ trước khi bị trẻ hóa, mặc dù về chi tiết đã có thay đổi.

Nhà địa mạo cũng cần nhớ một điều là các điều kiện thiên nhiên biến đổi thường xuyên, nhưng các dạng địa hình thì nhìn chung bảo thủ, rất hiếm có trường hợp chúng cải biến thích nghi tức thời với các điều kiện mới: trong những giới hạn nhất định, mọi dạng địa hình đều là tù nhân của chính lịch sử phát triển của mình.

Trên đây là những quan điểm chính về vấn đề tiến hóa địa hình. Ngày nay, tuy quan điểm chu trình xâm thực của Davis bị nhiều nhà địa mạo phê phán, song nó vẫn giữ được những giá trị chính của mình. Chúng ta cần tránh cái nhìn cực đoan, tránh giản đơn hóa vấn đề và phải luôn có quan điểm cụ thể.

Chương 11

ĐỊA HÌNH ĐỒNG BẰNG VÀ CAO NGUYÊN

Đồng bằng là một trong những dạng địa hình quan trọng bậc nhất trên bề mặt Trái Đất, phát triển cả trên lục địa lẫn dưới đáy biển và đại dương. Trong chương này, chúng ta chỉ đề cập đến các đồng bằng lục địa. Trên đất liền chúng chiếm tới 20% diện tích các đại lục. Chúng dường như hợp thành mực địa hình chuyển tiếp giữa bậc “đồng bằng tuyệt đối” của bề mặt đại dương và các miền núi. Về mặt hình thái, *đồng bằng* là những khu vực bề mặt lục địa tương đối rộng, độ chênh cao rất nhỏ (không quá 10m), hầu như bằng phẳng, ít bị chia cắt, mạng lưới thung lũng thưa. Trong thực tế, độ cao tuyệt đối của những đồng bằng rộng lớn có thể chênh lệch tới một vài trăm mét, nhưng đó là trên khoảng cách hàng chục, thậm chí hàng trăm kilômét, do vậy ta hầu như không cảm thấy được. Ví dụ, đồng bằng tây Sibiri là một trong những đồng bằng rộng nhất thế giới ($2\,500\,000\text{ km}^2$), cao dần theo hướng từ bắc xuống nam trên khoảng cách 1500 - 2000 km mà phía nam cũng chỉ mới đạt tới độ cao 200m. Cần nhấn mạnh là dù bằng phẳng đến đâu, đồng bằng vẫn có một độ nghiêng chung nhất định và thông thường phù hợp với hướng chảy của các dòng sông lớn.

Nếu ở miền núi, thống trị là các quá trình bào mòn, hơn nữa các quá trình đều diễn ra với cường độ và tốc độ lớn, thì ở môi trường đồng bằng chúng chỉ có vai trò hạn hẹp, ví dụ các quá trình rửa trôi bề mặt trên các gò đất cao hay trong các đoạn thung lũng xâm thực. Còn trong các khu vực tiếp giáp với miền núi thì chủ yếu là các quá trình tích tụ. Sản phẩm phong hóa không kịp vận chuyển khỏi nơi thành tạo, được tích tụ lại, tạo cho bề mặt đồng bằng lớp vỏ phong hóa dày. Thông thường, bên cạnh lớp phủ eluvi còn có các loại trầm tích khác, như aluvi, trầm tích gió và băng tích. Do vậy, đá gốc ít khi lộ ra trên các đồng bằng và ảnh hưởng của chúng đối với hình thái địa hình bề mặt trở nên mờ nhạt. Trái lại, trầm tích bồi lại rất đa dạng về nguồn gốc, dạng và vị trí tích tụ ban đầu, và có ảnh hưởng đáng kể tới hình thái bề mặt các đồng bằng. Ở đây, ảnh hưởng của vận động tân kiến tạo có thể được phản ánh rất nhạy bén, nhất là trong cách bố trí mạng lưới thủy văn và bề dày tầng trầm tích bồi lại.

11.1. PHÂN LOẠI ĐỒNG BẰNG

Đồng bằng là một khái niệm hoàn toàn mang tính hình thái bề ngoài, nhưng trên thực tế, nếu xét về mặt phát sinh thì chúng rất đa dạng. Để phục vụ cho việc nghiên cứu và sử dụng lãnh thổ đồng bằng, cần tiến hành phân loại chúng một cách chi tiết và từ những góc nhìn khác nhau.

11.1.1. Phân loại theo độ cao.

Theo độ cao tuyệt đối, có thể chia ra bốn loại sau:

- Đồng bằng trũng. có độ cao tuyệt đối thấp hơn cả mực nước biển. Ví dụ đồng bằng Prikaspie có độ cao tuyệt đối âm 26m.
- Đồng bằng thấp (còn gọi là các miền đất thấp) có độ cao tuyệt đối nhỏ hơn 200m. Ví dụ đồng bằng tây Sibiri, đồng bằng châu thổ sông Hồng, đồng bằng sông Cửu Long.
- Đồng bằng cao có độ cao tuyệt đối lớn so với mực nước biển (từ 200 - 600m). Đó là những miền đất cao bằng phẳng hoặc cao nguyên. Có thể lấy đồng bằng trung tâm nước Pháp làm ví dụ.
- Đồng bằng cao trên núi có độ cao tuyệt đối trên 600m. Đồng bằng trên núi khác với cao nguyên ở chỗ nó bị các thung lũng chia cắt ở mức độ yếu hơn và rìa của chúng thường chuyển tiếp từ từ sang các sườn núi bao quanh.

11.1.2. Phân loại theo đặc điểm bề mặt

Hình thái bề mặt đồng bằng nhìn chung bằng phẳng, đơn điệu, song nếu xem xét chi tiết, ta vẫn có thể phát hiện được những sự khác biệt nhất định. Theo đó có thể phân biệt những dạng đồng bằng sau đây.

- 1) Đồng bằng nghiêng thoải. Kiểu đồng bằng này có độ nghiêng chung về một hướng, nhưng rất nhỏ. Ví dụ, đồng bằng Amazôn, đồng bằng Danuyp, đồng bằng tây Sibiri.
- 2) Đồng bằng nghiêng là loại có độ dốc chung hướng về một phía nhưng góc nghiêng lớn hơn. Thông thường đây là những *đồng bằng nghiêng trước núi*.
- 3) Đồng bằng lõm có đặc điểm nổi bật là phần trung tâm thấp hơn xung quanh. Vì rằng những đồng bằng loại này đều nằm sâu trong lục địa và không có dòng thoát nước ra đại dương nên người ta còn gọi là đồng bằng nội địa. Chúng đặc trưng cho các miền khí hậu khô khan và bán khô khan, ví dụ, đồng bằng lõm Bankhat (Trung Á), đồng cỏ ven Pricaspie và nhiều bộ phận của đồng bằng Bắc Phi và Bắc Mỹ.

4) Đồng bằng ven biển có đặc điểm của những bề mặt san bằng sâu sắc, có độ nghiêng chung về phía biển, chiều rộng nhỏ và thường trải dài dọc theo bờ biển.

5) Đồng bằng gợn sóng có độ cao dao động rõ rệt và là loại chuyển tiếp vào miền đồi. Đôi khi cũng gọi là đồng bằng đồi bởi vì trên nền chung bằng phẳng có thể gặp lác đác một số quả đồi.

6) Đồng bằng thung lũng phát triển ở những đoạn thung lũng sông đặc biệt mở rộng. Đặc điểm của nó là có bề mặt nhìn chung bằng phẳng, nhưng đi vào chi tiết cũng có rất nhiều dạng vi địa hình với độ chênh cao trên dưới 1m, độ dốc không đáng kể.

11.1.3. Phân loại theo nguồn gốc phát sinh

Việc phân loại đồng bằng theo nguồn gốc phát sinh có ý nghĩa đặc biệt quan trọng cho mục đích sử dụng đất và quy hoạch lãnh thổ, bởi vì nó cung cấp nhiều thông tin về đặc điểm trầm tích, đặc điểm địa chất công trình, địa chất thủy văn, v.v., của diện tích cần khai thác. Ngày nay việc nghiên cứu bản chất các đồng bằng qua nguồn gốc và động thái của các dạng địa hình trên đó (phương pháp land classification) có thể đóng góp đáng kể cho việc sử dụng hợp lý địa hình và phòng tránh thiên tai. Theo nguồn gốc phát sinh, có thể phân biệt những loại đồng bằng sau.

1) Đồng bằng mài mòn biển được hình thành do quá trình mài mòn của sóng biển trong điều kiện kiến tạo tương đối yên tĩnh; thường là những dải hẹp kéo dài ven bờ biển. Lớp trầm tích vụn trên bề mặt nói chung rất mỏng, diện lộ đá gốc chiếm ưu thế.

Về cách thành tạo, đây chính là những phần nền mài mòn trong mặt cắt sườn bờ mài mòn-tích tụ (xem chương 12), được thành tạo dưới tác động mài mòn của sóng biển, nghĩa là trong phạm vi hoạt động của sóng. Sau đó nền mài mòn bị nâng lên khỏi mặt nước nhưng vẫn giữ nguyên các dấu vết của quá trình mài mòn biển, tạo nên địa hình tương đối bằng phẳng hơi nghiêng về phía biển của bậc thềm (hoặc của hệ thống bậc thềm) biển.

Kiểu đồng bằng này có thể gặp nhiều ở ven biển Quảng Ninh, Hà Tĩnh và dọc bờ biển miền Trung.

2) Đồng bằng tích tụ biển hình thành khi biển lấn vào khu vực lục địa thấp đã bị bán bình nguyên hóa, hay là do tích tụ dưới đáy các biển nông sau nền. Bên dưới lớp trầm tích biển thường vẫn còn lại những trầm tích lục địa và trầm tích nước ngọt. Chúng còn được gọi là những đồng bằng nguyên sinh, theo nghĩa là những đồng bằng tích tụ đáy biển nông được nâng lên bởi vận động kiến tạo dao động. Chúng thường có diện tích rất rộng lớn.

3) Đồng bằng phù sa ven biển hình thành ở cửa những con sông có quá trình châu thổ phát triển mạnh. Bề mặt đồng bằng châu thổ thường tương đối bằng phẳng, hơi nghiêng về phía biển hoặc hồ lớn và bị chia cắt bởi mạng nhánh sông dày đặc đổ ra biển. Quy mô phân bố của chúng có thể đạt diện tích đáng kể, đặc biệt là các châu thổ liên quan đến quá trình vồng sụt kiến tạo, như các châu thổ sông Hồng, sông Thái Bình, sông Cửu Long v.v.).

4) Đồng bằng ven biển có nguồn gốc phức tạp hình thành ở những dải lục địa ven bờ đã từng bị nâng lên, giáng xuống nhiều lần. Vì vậy, trong cấu tạo trầm tích của chúng, ta có thể thấy những lớp trầm tích biển và trầm tích lục địa xen kẽ nhau.

5) Đồng bằng tích tụ lục địa được hình thành do tích tụ trầm tích sông, hồ, sườn tích, băng tích, trầm tích gió trên những khu vực mặt đất bị hạ lún từ từ, chậm chạp và ít bị chia cắt. Bề dày tầng tích tụ có thể tới hàng nghìn mét (ví dụ đồng bằng Ấn - Hằng có bề dày trầm tích tới 2000m và hơn nữa, đồng bằng sông Pô, v.v.).

6) Đồng bằng tích tụ sông hình thành ở những khu vực bãi bồi mở rộng. Bề dày tầng aluvi thường mỏng hơn rất nhiều so với bề dày tích tụ của các loại kể trên. Chúng thường phát triển trong đáy các thung lũng có biểu hiện vồng hạ tương đối hoặc tuyệt đối hoặc ở những nơi cắt nhau của các đứt gãy kiến tạo.

7) Đồng bằng băng thủy được tạo thành bởi hoạt động tích tụ của nước băng tan. Vật liệu tích tụ ở đây có thành phần chủ yếu là cuội, sỏi và cát phân lớp xen. Càng ra xa ranh giới băng hà, vật liệu cát và sét càng nhiều hơn, trở thành đồng bằng cát băng thủy. Bề mặt đồng bằng băng thủy có độ nghiêng nhẹ ra xung quanh và nhìn chung không bằng phẳng do có những đồi băng tích nhỏ.

8) Đồng bằng tích tụ phù sa hồ được hình thành khi bồn hồ bị thoái hóa, trở nên khô cạn.

9) Đồng bằng kiến trúc là loại đồng bằng phát triển trên phạm vi các nền lục địa, ứng với các địa đài sau khi thoát khỏi mực nước biển vẫn giữ được các lớp trầm tích biển nằm ngang hoặc gần nằm ngang (vì vậy còn gọi là đồng bằng nguyên sinh). Giữa đồng bằng kiến trúc và đồng bằng bóc mòn phân lớp có sự khác biệt là: đồng bằng bóc mòn phân lớp ứng với các phần địa đài nâng, các quá trình bóc mòn chiếm ưu thế, ngược lại, các đồng bằng kiến trúc ứng với các phần tụt của địa đài và biểu hiện bóc mòn không đáng kể.

10) Đồng bằng bào mòn (loại bán bình nguyên hay là *đồng bằng giới hạn* theo quan niệm của W.M. Davis) hình thành do quá trình bào mòn, xâm thực lâu dài. Trên bề mặt loại đồng bằng này có nơi lộ đá gốc, có nơi bị bao phủ bởi lớp trầm tích mỏng. Bề mặt nói chung không bằng phẳng, thường gợn sóng, độ cao tuyệt đối của

tăng dần từ ngoại vi vào trung tâm. Giữa địa hình và cấu trúc địa chất bên dưới có sự không ăn khớp rõ ràng.

11) Đồng bằng đa sinh là những đồng bằng rộng lớn có nguồn gốc không đồng nhất: bộ phận này có nguồn gốc tích tụ, bộ phận khác lại có nguồn gốc bào mòn, v.v. Các bộ phận tích tụ và bào mòn này có liên hệ đồng sinh với nhau.

11.2. ĐẶC ĐIỂM CỦA ĐỊA HÌNH ĐỒNG BẰNG

Trong địa hình đồng bằng, các dạng địa hình ít khi vượt quá cỡ trung địa hình, mà thông thường là những dạng vi địa hình. Trong số những dạng địa hình này, có những dạng đồng sinh với đồng bằng, lại có những dạng được thành tạo sau bởi các nhân tố khác - địa hình thứ sinh (ví dụ địa hình phong thành, tiềm thực v.v.).

Các dạng địa hình này đã được nghiên cứu kĩ trong các chương trước, ở đây sẽ không nhắc lại nữa. Có thể điểm qua những dạng phổ biến như: hồ trũng nhỏ hình đĩa chủ yếu do tiềm thực tạo thành, các phễu sụt hình thành do hòa tan ngầm (thạch cao, đá vôi), chảo thối mòn, bồn trũng nhỏ do băng hà đào khoét bề mặt và vô số những hồ trũng nhỏ khác với nguồn gốc khác nhau; các máng trũng nông, máng trũng sâu do nước chảy tràn tạo thành, các đoạn sông chết (hồ sót, hồ vai cây), các cồn đất, gò đất, dải đất thấp do những nhân tố khác nhau tạo thành. Trong các đồng bằng đáy thung lũng sông ta còn thấy hàng loạt dạng vi địa hình như các luống cát dạng bờm ngựa, các gợn sóng cát, những đê cát ven sông, đê thiên nhiên, v.v. Các dạng này có thể hệ thống hóa thành những nhóm phát sinh như sau:

- Loại tích tụ phù sa sông, hồ.
- Loại do nước và gió tạo thành.
- Loại do gió tạo thành.
- Loại do gió và tiềm thực tạo thành.
- Loại do đông kết ngầm vĩnh cửu tạo thành.
- Loại do trọng lực tạo thành.
- Loại do sinh vật và con người tạo thành.

Những dạng vi và trung địa hình này chỉ có ý nghĩa làm phức tạp thêm diện mạo của địa hình đồng bằng, còn tính chất đồng bằng của nó trong toàn cảnh đã được quyết định bởi độ cao tuyệt đối, độ cao tương đối, nguồn gốc và kích thước.

Qua phân tích địa hình đồng bằng, người ta thấy có ảnh hưởng rõ rệt của tính phân đới địa lí. Đối với những miền đồng bằng rộng lớn trải rộng trên nhiều vĩ độ khác nhau, đi từ nam lên bắc ta đã thấy rất rõ sự phân dị đặc điểm địa hình và đặc

điểm tự nhiên của chúng trong mọi khía cạnh của cảnh quan địa mạo. Ảnh hưởng của điều kiện môi trường càng thấy đặc biệt rõ ràng khi miền đồng bằng có chế độ khí hậu khô khan hoặc giá lạnh (xem phần ảnh hưởng của khí hậu đối với địa hình ở phần đầu cuốn sách này). Chính vì vậy mà có thể nói rằng địa hình ở đồng bằng thuộc các đới thiên nhiên khác nhau phải có những nét phân hóa khác nhau. Nguyên nhân chính là vì ở mỗi nơi như vậy, hoạt động của các nhân tố ngoại lực, thành phần và cách kết hợp của chúng có khác nhau.

Trong địa hình đồng bằng, ta có thể thấy rõ ảnh hưởng của vận động tân kiến tạo và cấu trúc địa chất bên dưới. Tuy nhiên, do đã được trình bày kĩ trong các chương trước, ở đây chỉ nhấn mạnh thêm một vài điểm.

Thông thường, những miền đồng bằng rộng lớn có vị trí trùng khớp với những cấu trúc miền nền, nơi có chế độ kiến tạo chủ yếu là vận động dao động biên độ nhỏ. Trong điều kiện như vậy, các đồng bằng được đỡ bên dưới bằng móng kết tinh uốn nếp đã hết khả năng biến dạng dẻo. Khi vận động kiến tạo làm mặt đất ở đáy hạ xuống với biên độ nhỏ sẽ làm xuất hiện biển nông với những lớp trầm tích hầu như nằm ngang hoặc chỉ bị biến vị rất yếu - cùng lắm cũng chỉ tạo ra những đứt gãy, các nếp uốn rộng và thoải, tức là những địa nếp lồi và địa nếp lõm, những uốn nếp dạng vòm, hoặc nếp oằn, v.v., song đôi khi lại không thấy rõ trong địa hình, vì các cấu trúc dương bị bào mòn, còn cấu trúc âm - tích tụ trầm tích trẻ. Tuy vậy, trong cả hai trường hợp này đều thấy có sự biến đổi tính chất của lớp trầm tích trên mặt - ở các cấu trúc dương sẽ lộ ra trầm tích cổ hơn, thậm chí móng kết tinh, trên các cấu trúc âm - trầm tích trẻ, bỏ rời. Như vậy, dĩ nhiên tính chất cơ lí của nham thạch trên hai loại cấu trúc này cũng sẽ khác nhau, do đó sắc thái địa hình, nhất là đối với những dạng nhỏ, sẽ khác nhau và ta có thể phân biệt được.

Tuy vậy, nếu nghiên cứu một cách tổng quát, trên diện tích lớn, sẽ thấy rằng thông thường cấu trúc địa chất lại biểu hiện một cách tổng hợp trong những đơn vị sơn văn lớn của địa hình: các miền đất cao và miền đất trũng thường biểu hiện trực tiếp cấu trúc bên dưới của móng nền, nhất là những cấu trúc trẻ (rõ nhất ta có thể thấy ở đồng bằng nền Nga).

Nhân đây, cần nhấn mạnh thêm rằng trong địa hình đồng bằng rộng lớn, đường nét, hình dáng mạng lưới thung lũng sông phản ánh khá rõ nét cấu trúc (Ju.A. Meseriacov, N.I.Nicôlaev, K.I.Gerenshuc, Obidentova). Ví dụ ở đồng bằng Nga, phương tây-bắc giữ vai trò thống trị trong cấu trúc sơn văn và thủy hệ, hoàn toàn ăn khớp với phương thống trị tây-bắc của cấu trúc móng. Phần thượng nguồn sông Vonga có đặc điểm mạng thủy văn quy tâm cũng phản ánh cấu trúc địa nếp lõm Moskva; dòng chảy của sông Tiền, sông Hậu trùng khớp với đứt gãy sâu sông Hậu đang hoạt động tích cực, sông Hồng và sông Đáy chỉ rõ vị trí của các đứt gãy sâu trong miền sụt võng sông Hồng. Có trường hợp sự bất đối xứng của sông đồng

bằng chỉ có thể giải thích bằng nguyên nhân dòng sông bị “trôi” về một phía trên một cánh cửa cấu trúc dương lớn đang phát triển.

Một đặc điểm đáng chú ý là sông đồng bằng phát triển trên những trầm tích thường gắn kết kém (trầm tích trẻ, aluvi v.v. . .) nên có vị trí rất linh động và đó chính là điều khác biệt rất cơ bản so với sông suối miền núi. Sự di động này một phần là do tác dụng của nước lũ, của quá trình uốn khúc, nhưng phần rất quan trọng là do ảnh hưởng của hoạt động kiến tạo mới (xem phần “kiến tạo trẻ và địa hình thung lũng sông”).

Cuối cùng, cần nhấn mạnh thêm: hai khái niệm “*đồng bằng*” và “*miền đồng bằng*” không hoàn toàn giống nhau. “Đồng bằng” là những khu vực bề mặt lục địa tương đối rộng, độ chênh cao nhỏ (không quá 10 m), hầu như bằng phẳng, ít bị chia cắt, có cùng nguồn gốc phát sinh và lịch sử phát triển, còn “miền đồng bằng” là những khu vực mặt đất rộng lớn mà diện mạo của chúng chủ yếu được quyết định bởi sự thống trị của các đồng bằng, song vai trò của những dạng địa hình không thuộc chỉ tiêu đồng bằng cũng đáng kể (những miền đất cao, các dải đồi, núi thấp trên miền đồng bằng nên ở nhiều nơi trên thế giới, miền đồng bằng Bắc Bộ và Nam Bộ, chẳng hạn). Nói khác đi, “miền đồng bằng” trước hết là rất rộng lớn, thường bao gồm nhiều đồng bằng khác nhau về nguồn gốc và có thể có cả những phần tử không thuộc vào chỉ tiêu đồng bằng.

11.3. VỀ CÁC ĐỒNG BẰNG CỔ VÀ ĐỒNG BẰNG BỊ VÙI LẤP

Vấn đề dựng lại lịch sử quá khứ của các đồng bằng có ý nghĩa rất quan trọng về lí luận cũng như ứng dụng. Để giải quyết vấn đề này ta phải so sánh cấu tạo bề mặt địa hình với cấu trúc địa chất bên dưới. Do ở đồng bằng rất hiếm những vết lộ tự nhiên nên phải nghiên cứu qua tài liệu khoan sâu.

Những đồng bằng nghiêng về một phía thống nhất thường thường là đồng bằng tích tụ.

Các đồng bằng có trầm tích bề mặt là trầm tích biển và trầm tích ven bờ phủ trên các loại đá gốc cùng bị cắt theo một mức độ cao, có thể xếp chắc chắn vào loại đồng bằng mài mòn.

Nếu trầm tích biển phủ trên bề mặt đá gốc gợn sóng còn những dấu hiệu rõ ràng của quá trình bào mòn lục địa và phong hóa (dấu vết thung lũng còn có aluvi, vỏ phong hóa cổ hoặc nói chung là di tích của các tầng trầm tích lục địa nằm dưới trầm tích biển) - ta có thể kết luận chắc chắn rằng đồng bằng cổ này đã bị bào mòn trên lục địa sâu sắc và lâu dài trước khi bị nước biển tràn ngập.

Nếu các lớp trầm tích biển xen kẽ nhiều lần với các lớp trầm tích lục địa, kết luận chắc chắn có thể là: khu vực đồng bằng đã nhiều lần nâng lên (trầm tích lục địa) và hạ xuống (biển tràn ngập và xảy ra quá trình lắng đọng trầm tích biển).

Nếu các tầng trầm tích trên bề mặt đồng bằng nằm ngang và hoàn toàn là trầm tích nước ngọt hoặc lục địa với bề dày lớn thì đó chính là những đồng bằng tích tụ lục địa ở những khu vực vỏ Trái Đất bị hạ lún từ từ và lâu dài. Ví dụ rất điển hình là đồng bằng Ấn - Hằng. Trầm tích của những đồng bằng như vậy có đặc điểm là ở những độ sâu khác nhau thường gặp các tầng cuội thô, cuội kết, cát sét phân lớp xiên chéo, nhiều khi chứa di tích động, thực vật trên cạn, có khi gặp những tầng than bùn. Thuộc vào loại này phải kể đến đồng bằng thượng nguồn sông Ranh hình thành trong dải trung địa hào điển hình; đồng bằng sông Pô, đồng bằng các sông Ấn- Hằng - hình thành ở các miền tạo núi (Anpơ và Himalaya), v.v., đồng bằng sông Hồng hình thành trên trung kiến tạo Hà Nội với một lịch sử biến tiến-biến lùi nhiều lần.

Nếu lớp trầm tích bề mặt là aluvi - trầm tích lục địa không dày lắm mà lại có liên hệ rõ ràng về vị trí với thung lũng sông thì có thể kết luận về nguồn gốc xâm thực của đồng bằng. Có thể lấy ví dụ những đồng bằng khá rộng lớn ở châu nam Mỹ: đồng bằng sông Orinocô, đồng bằng sông Parana, v.v.

Trầm tích với tướng châu thổ điển hình chuyển tiếp dần sang tướng lòng sông cho phép ta kết luận đồng bằng có nguồn gốc tích tụ sông và châu thổ. Ví dụ đồng bằng sông Hồng, một số tác giả cho rằng kể từ thị xã Hưng Yên về phía biển có nguồn gốc châu thổ, về phía Việt Trì - tích tụ sông là chính.

Cuối cùng, đồng bằng có bề mặt gợn sóng với các lớp trầm tích lục địa phủ trên bề mặt bào mòn của nham gốc có cấu trúc địa chất phức tạp ta có thể xếp vào loại đồng bằng penepelen (có thể lấy ví dụ một số bộ phận của miền thảo nguyên Cazácxtăng, một bộ phận của sườn đông Uran), đồng bằng Trung Đông Dương, v.v.

Khi nghiên cứu các lỗ khoan sâu, nhiều khi ta gặp những tầng trầm tích dày, có khi rất dày, mang những dấu hiệu rất rõ ràng của trầm tích lục địa hình thành trong điều kiện đồng bằng. Những trầm tích như vậy đã từng gặp ở Thụy Điển với tuổi trước Cambri và sau đó đã phát hiện ở hầu hết các thời kỳ địa chất trẻ hơn. Ta có thể nêu những ví dụ đặc trưng, như cát kết cổ màu đỏ ở Anh (bề dày 3000- 6000 m), những tổ tầng màu đỏ ở nam Xứ Uên dày 7600 m, cát kết màu đỏ trước Cambri ở Thụy Điển dày trên 3000m, thành hệ Caru (Karrooformation) ở Nam Phi, trầm tích Gondvana ở Ấn Độ, các lớp Larami (Crêta) ở tây Mỹ nổi tiếng vì chứa rất nhiều di tích khủng long. A. Penck đã nêu những đặc điểm nổi bật của các trầm tích này là: - sự thống trị của màu đỏ, những dấu vết gợn sóng cổ của trầm tích bề mặt, di tích những động vật cổ ở cạn, đôi khi có những dấu vết các giọt mưa, những kẽ nứt do bốc hơi xen kẽ các tầng cuội kết (độ mài tốt) với các tầng cát kết, sét kết, sét vôi (đặc biệt trong cát, sét kết nhiều khi thấy rõ phân lớp xiên chéo), những tầng mỏng chứa than đá và đá phiến than, đôi chỗ có những lớp khá dày thạch cao và muối mỏ.

Những dấu hiệu như vậy buộc ta phải nghĩ rằng đó là những trầm tích lục địa được tích tụ trên đồng bằng chủ yếu do sự tham gia của nước lũ, lụt của những hệ thống sông lớn. Và như vậy có những đồng bằng cổ, thậm chí rất cổ, đã bị chôn vùi rất sâu. Nhờ phương pháp phân tích nham tướng ta có thể phát hiện được chúng và dựng lại lịch sử phát triển địa chất, địa hình từng khu vực.

11.4. SƠ LƯỢC VỀ ĐỊA HÌNH CAO NGUYÊN

Cao nguyên chính là những đồng bằng bị nâng lên tương đối cao so với mực nước đại dương (trên 200 m), với đặc điểm độc đáo là có những lớp trầm tích trên bề mặt hầu như nằm ngang hoặc chỉ bị biến vị rất yếu. Trong phần lớn trường hợp, đó là trầm tích biển, đôi khi có nguồn gốc lục địa, cũng có trường hợp là những lớp dung nham. Cũng có thể nói tới những cao nguyên núi lửa trên núi và các cao nguyên trên núi thuộc các miền khô khan. Đối với các cao nguyên trên núi thì đặc điểm lớp trầm tích bề mặt có thể khác: chúng có thể hình thành ở nơi trước đó là miền núi uốn nếp cao, nay đã bị hạ thấp bởi các quá trình bào mòn, xâm thực; các sản phẩm vụn được đem lấp đầy các bồn trũng giữa núi để tạo ra cảnh quan đồng bằng trên núi, trên đó vẫn còn nhô lên những dãy núi thấp bị bào mòn sâu sắc (ví dụ phần nội địa của sơn nguyên Iran, Tây Tạng, Gobi).

Thông thường hơn cả, đây là những bộ phận nền mà bên dưới lớp trầm tích nằm ngang là móng kết tinh cổ bị biến vị và xâm nhập sâu sắc. Trong các miền núi, thường gặp những cao nguyên dung nham, như ở Lâm Đồng và các tỉnh Tây Nguyên khác.

Các cao nguyên thường phân cách với đồng bằng lân cận qua những vách dốc rất rõ ràng và đó chính là yếu tố hình thái chủ yếu để phân biệt cao nguyên với các đồng bằng trên núi. Những vách dốc này có thể có nguồn khác nhau; trong một số trường hợp chúng là những vách đoạn tầng, những trường hợp khác có thể có nguồn gốc mài mòn biển hoặc xâm thực.

Trên bề mặt cao nguyên, có thể vẫn tồn tại những nét và dạng trung, vì địa hình đặc trưng của đồng bằng, nhưng do năng lượng địa hình lớn hơn mà mức độ chia cắt mạnh hơn nhiều. Trong nhiều trường hợp có thể gặp những thung lũng rất sâu, hẹp, thậm chí những ca nhông điển hình, ví dụ cao nguyên Colorado với canhông cùng tên nổi tiếng.

Chương 12

CÁC QUÁ TRÌNH ĐỊA MẠO VÀ ĐỊA HÌNH BỜ BIỂN

12.1. KHÁI NIỆM “BỜ”. SÓNG VÀ DÒNG CHẢY SÓNG

12.1.1. Bờ

Bờ là ranh giới giữa biển và lục địa. Tuy nhiên, đây không phải là một đường theo nghĩa hình học, mà là một dải tương đối rộng, trên đó diễn ra tương tác biển - lục địa.

Trong địa mạo học, *đới bờ* được hiểu là một không gian gồm hai phần: phần nổi trên mặt nước biển gọi là *bờ theo nghĩa đen* và phần ngập nước gọi là *sườn bờ ngầm*.

Các nhân tố thành tạo và biến đổi đới bờ gồm sóng biển, các dòng sóng và các hiện tượng thủy triều. Ngoài ra, còn phải kể đến vai trò tạo bờ của một số loài sinh vật và các yếu tố động lực của sông. Một yếu tố quan trọng khác là nền móng địa chất và chế độ vận động kiến tạo của vỏ Trái Đất thuộc khu bờ. Trong lịch sử phát triển của mình, khu bờ chắc chắn đã trải qua nhiều thời kì có mực nước biển khác nhau, do đó phải kể đến ảnh hưởng của dao động chân tĩnh.

12.1.2. Sóng

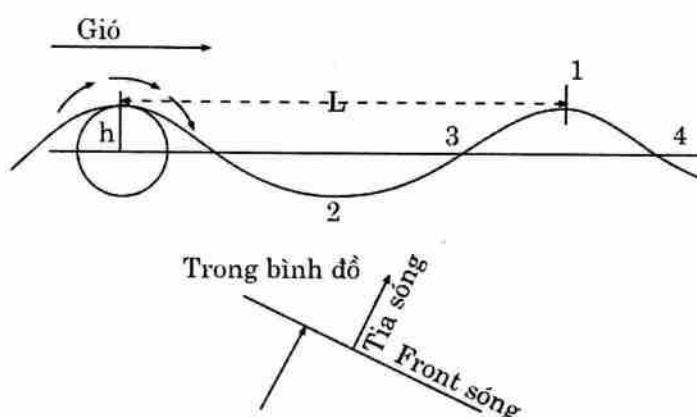
Do tác dụng của gió, tức là do ma sát giữa luồng không khí với mặt nước, các phần tử nước tầng trên bị dao động sóng trong mặt phẳng vuông góc với bề mặt thủy vực theo quỹ đạo hình tròn và theo hướng gió thổi.

Trong nghiên cứu động lực, người ta phân biệt hai loại *sóng biển sâu* và *sóng biển nông*. Vì vận động sóng tắt dần khi xuống sâu, nên việc phân biệt hai loại này căn cứ trước hết trên tương quan giữa độ sâu thực của thủy vực và độ sâu mà dao động sóng có thể tác động tới.

Sóng biển sâu là sóng ở các thủy vực mà độ sâu đáy lớn hơn độ sâu tối đa có thể có dao động sóng. Các nhà nghiên cứu thống nhất cho rằng tại độ sâu bằng nửa chiều dài sóng, dao động sóng của các phần tử nước thực tế đã tắt. Sóng biển nông là sóng có thể tác động trực tiếp lên bề mặt đáy (đúng hơn là tác động lên sườn bờ ngầm).

Các thông số của sóng:

Các thông số của sóng được thể hiện trên hình bên (H. 105). Đó là chiều cao sóng (h), chiều dài (L), chu kì (T), tốc độ truyền (V), đỉnh, chân sóng, sườn sau, sườn trước, front và tia sóng. T là khoảng thời gian trong đó phần tử nước thực hiện xong một chuyển động quỹ đạo, còn tốc độ V được tính bằng thương của chiều dài L chia cho chu kì T .



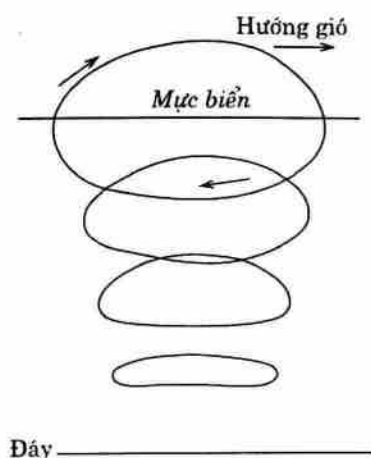
Hình 105. Các thông số của sóng

h - chiều cao; L - chiều dài; 1. đỉnh sóng; 2- bụng sóng; 3- sườn sau; 4- sườn trước (trích theo Léont'ev)

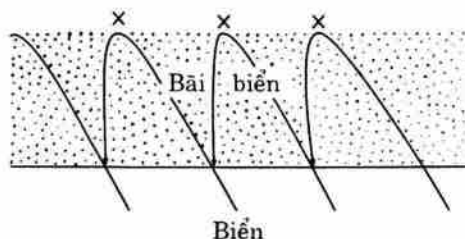
Sóng biển nông có đặc điểm là có thể gây tác động lên đáy, đồng thời cũng chịu tác động của đáy do ma sát và vì vậy mà bị biến dạng. Trong tương tác này, sóng dùng năng lượng của mình để cải biến mặt đáy và vận chuyển vật liệu vụn. Trái lại, sóng biển sâu chỉ dùng năng lượng của mình để thắng ma sát trong và ma sát với khí quyển.

Do bị ma sát với đáy mà con sóng trở nên bất đối xứng: sườn trước trở nên dốc hơn sườn sau, quỹ đạo chuyển động của phần tử nước từ dạng đường tròn trở thành elip, mà ngay cả hình "elip" này cũng không đều, vì có nửa dưới dẹt hơn nửa trên (H. 106). Hệ quả của hiện tượng bất đối xứng này là tốc độ chuyển động quỹ đạo cũng bất đối xứng, trong đó vectơ tốc độ hướng vào bờ lớn hơn so với tốc độ trên phần quỹ đạo ngược lại. Điều này có ý nghĩa về nguyên tắc để hiểu được sự di chuyển bồi tích và sự thành tạo của các dạng địa hình bờ.

Độ dốc sườn trước đạt giá trị tới hạn khi độ sâu đáy bằng chiều cao sóng (h): lúc đó sườn trở nên dốc đứng hoặc thậm chí có độ dốc ngược lại, do đó không còn đủ lượng nước để tạo ra con sóng tiếp theo nữa, sóng nhào và tan, trước hết là phần đỉnh. Đến đây, vận động sóng được thay thế một phần bằng dạng vận động khác của nước, mới về nguyên tắc, là vận động tiến của *dòng vỗ bờ*, còn bản thân sự phá hủy của sóng được gọi là *sóng vỗ bờ*.



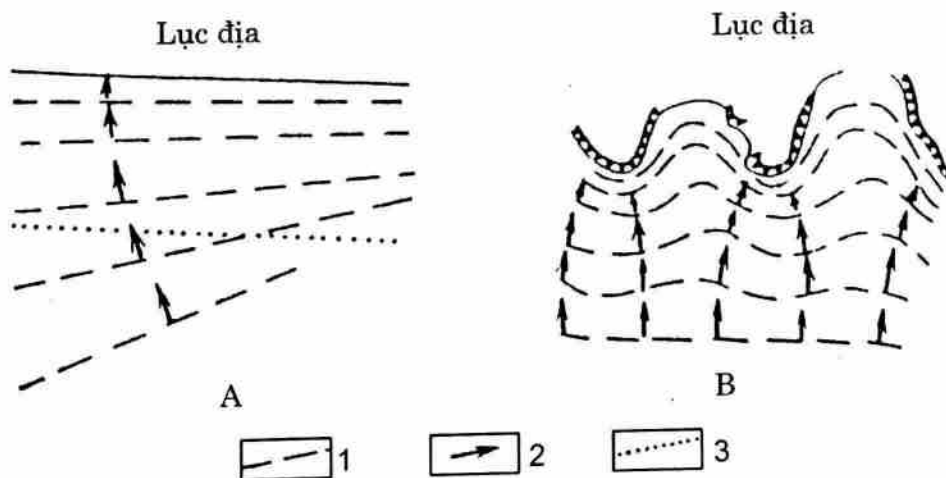
Hình 106. Quỹ đạo chuyển động sóng của phần tử nước trong sóng biển nông
(theo N. E. Condrat'ev)



Hình 107. Quỹ đạo dòng vỗ bờ trên bãi biển khi góc tới bờ nhọn. Dấu nhân chỉ vị trí đỉnh của tia vỗ bờ (trích theo Léont'ev)

Dòng vỗ bờ hình thành từ khối lượng nước được giải phóng do sóng nhào. Nó chuyển động trên mặt sườn bờ với hướng đại thể trùng với hướng của những con sóng đã sinh ra nó, tuy nhiên cũng lệch đi đôi chút do tác dụng của trọng lực (H. 107). Tốc độ dòng vỗ bờ giảm dần sau điểm đổ của sóng và bằng "0" tại đỉnh của tia vỗ bờ. Trong quá trình này, dòng vỗ bờ mất dần năng lượng do phải khắc phục tác dụng trọng lực, ma sát và di chuyển vật liệu bồi tích và do một phần nước thấm thấu vào mặt bãi. Từ đỉnh của tia vỗ bờ, nước chảy trở lại biển theo hướng có độ dốc lớn nhất và tạo ra dòng nghịch vỗ bờ.

Như vậy, ranh giới trên và ranh giới dưới của đới bờ được khống chế bởi ranh giới tác động của sóng đối với bờ, cụ thể là ranh giới dưới ứng với độ sâu nửa chiều dài sóng, nghĩa là ứng với đường đẳng sâu bắt đầu có biến dạng sóng, còn đường ranh giới trên được khống chế bởi đường nối các đỉnh của tia vỗ bờ ở vị trí tối đa.



Hình 108. Sơ đồ khúc xạ sóng ở bờ phẳng (A) và ở bờ khúc khuỷu (B)
— front sóng; → tia sóng; chân sườn ngầm

Khi sóng tiến vào bờ, nó bị khúc xạ (H. 108). *Khúc xạ sóng* là hiện tượng front sóng quay dần dần khi cập bờ sao cho cuối cùng nó trở thành song song với đường bờ. Đối với đường bờ bằng phẳng, sự khúc xạ xảy ra không có gì đặc biệt, nhưng đối với bờ khúc khuỷu, hiện tượng này dẫn đến tình trạng tập trung năng lượng sóng tại những đoạn bờ nhô ra (tại các mũi đất) và dẫn ra ở chỗ lõm vào, bởi lẽ, theo nguyên lý trên, trong quá trình khúc xạ, mỗi đoạn front sóng đều cố đạt đến vị trí song song với đoạn đường bờ tương ứng. Hệ quả tạo địa hình của hiện tượng này là sóng xói lở các mũi đất và gây tích tụ tại phần đỉnh vịnh.

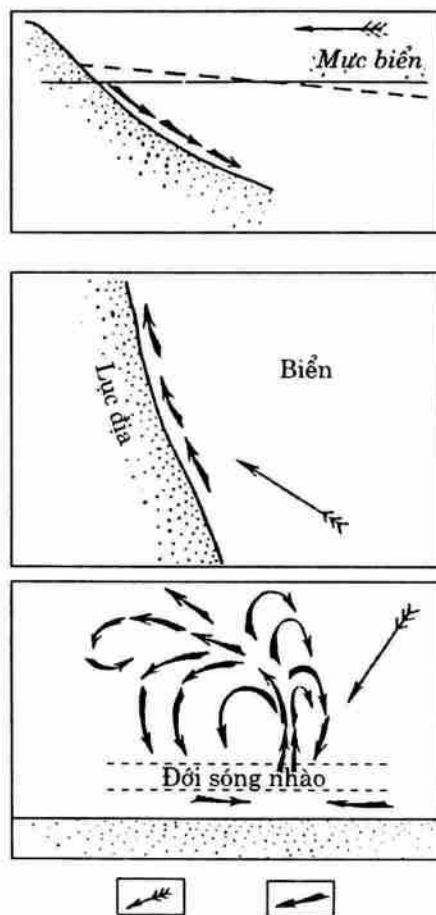
12.1.3. Dòng chảy sóng

Trong thực tế, quỹ đạo chuyển động dao động của các phần tử nước trong sóng không hoàn toàn khép kín, mà trong chừng mực nhất định là quỹ đạo mở, bởi vì gió, động lực sinh ra sóng, tác động lên mặt nước không liên tục mà mang tính xung động. Do vậy, cùng với chuyển động sóng, còn có một phần nước truyền về phía trước, tức là về phía bờ. Do đó có tình trạng chênh lệch mực nước giữa bờ và ngoài khơi. Vì mực nước sát bờ cao hơn mà theo nguyên lý chung, nước phải chảy trở lại ngoài khơi dưới dạng dòng chảy đền bù, gọi là *dòng chảy sóng*. Dòng chảy sóng có ba trường hợp sau đây (H. 109):

– Khi bờ sâu, sườn bờ ngằm dốc, sự chênh lệch mực nước được giải quyết bằng cách tạo ra dòng dưới đáy hướng từ bờ ra khơi (H. 109-A). Đây là một động lực quan trọng trong quá trình di chuyển bồi tích khỏi khu bờ ra khơi.

– Khi bờ nông và sóng tới bờ dưới một góc nhọn, lượng nước thừa do chênh lệch mực nước được đưa đi theo hướng song song với đường bờ về phía góc tù (H. 109-B). Kết quả là tạo ra *dòng chảy sóng dọc bờ* với tốc độ đáng kể và cũng là một trong những động lực quan trọng trong di chuyển bồi tích ven bờ.

– Khi sườn bờ ngằm hơi dốc và góc tới của sóng bằng 90° , sóng bắt đầu bị phá hủy tại nơi còn khá xa bờ. Khối nước tích lũy ven bờ do đó bị chặn lại bởi “bức tường

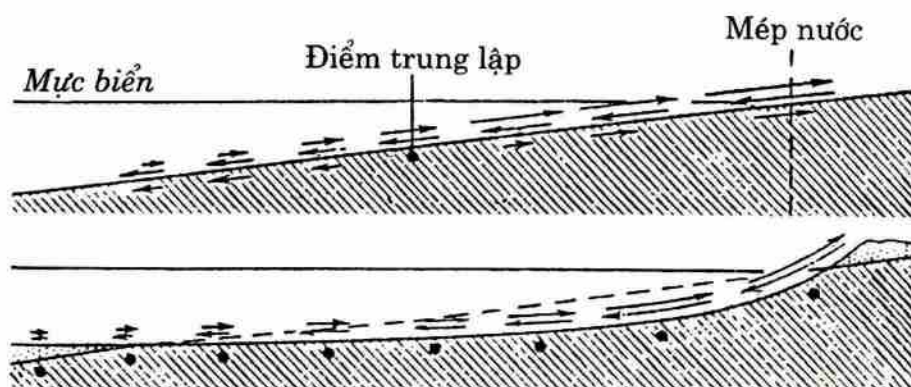


Hình 109. Các dòng chảy sóng:
A - dòng ngược dưới đáy; B. dòng chảy sóng dọc bờ; C - dòng chảy đứt. 1- hướng lan truyền sóng; 2- hướng của dòng chảy sóng (trích theo Leon'tev).

sóng” của dòng vỗ bờ cho tới khi chúng tìm được lối thoát tại một nơi nào đó thấp hơn xung quanh và chảy ồ ạt trở về với biển khơi. Do tính chất của dòng chảy ồ ạt như vậy mà nó được gọi là *dòng chảy đứt* (H. 109-C), có thể đạt tới tốc độ mấy mét trong một giây và có thể cuốn khỏi dải ven bờ những khối lượng lớn vật chất vụn lổ, gây ra hiện tượng mất bồi tích của dải ven bờ.

12.2. SỰ DI CHUYỂN BỒI TÍCH NGANG

Vật liệu vụn được sóng và dòng sóng vỗ bờ di chuyển trong đới bờ gọi là *bồi tích ven bờ*. Để tìm hiểu quá trình này, ta hãy hình dung một đoạn bờ có sườn ngầm thoải, có độ dốc và thành phần vật chất với độ hạt đồng nhất, chịu tác động của sóng có góc tới vuông góc với bờ. Như phần lí thuyết về sóng ở trên đã cho biết, tại nơi có độ sâu bằng nửa chiều dài sóng, sóng bắt đầu bị biến dạng và đồng thời cũng bắt đầu gây tác dụng cải biến mặt đáy bằng cách tác động lên các hạt trầm tích nằm trên sườn bờ ngầm (H. 110). Ta cũng biết rằng do tác động của sóng, hạt bồi tích sẽ phải vừa di chuyển hướng vào bờ, với “tốc độ thuận”, lại vừa chuyển động khỏi bờ với “tốc độ nghịch”. Khi sóng mới bị biến dạng yếu thì “tốc độ thuận” của hạt bồi tích còn chưa trội hơn “tốc độ nghịch” bao nhiêu, trong khi đó tốc độ nghịch còn được cộng thêm tác động của trọng lực theo chiều dốc của sườn bờ ngầm, nên nó vẫn bị xô dịch chút ít ra khơi. Càng gần vào bờ, tương quan này càng thuận lợi hơn cho tốc độ thuận, và đến một điểm nào đó, nó hoàn toàn cân bằng với tốc độ nghịch và tác dụng của trọng lực. Khi đó, hạt bồi tích chỉ còn thực hiện vận động dao động lên-xuống tại chỗ, không di chuyển vào bờ mà cũng không di chuyển ra xa bờ. Điểm đó được gọi là *điểm trung lập*. Đường nối tất cả các điểm trung lập trên sườn bờ ngầm gọi là *đường trung lập* đối với bồi tích thuộc cấp hạt đang xét.



Hình 110. Trắc diện cân bằng động của sườn bờ ngầm khi bồi tích có độ hạt đồng nhất

Cao hơn điểm trung lập, tốc độ thuận ngày càng vượt trội hơn ảnh hưởng tổng hợp của tốc độ nghịch và trọng lực, do đó tạo ra một đối di chuyển bồi tích vào bờ. Tương tự, từ điểm trung lập trở ra hình thành một đối di chuyển bồi tích khỏi bờ. Kết quả là từ cả hai phía điểm trung lập, bồi tích đều bị di chuyển khỏi vị trí ban đầu để tích tụ trên bờ và ở phần dưới của sườn bờ ngầm. Về phần mình, vị trí của chính đường trung lập cũng thay đổi theo sự cải biến của trắc diện bờ, bởi vì trong quá trình này cả độ sâu lẫn độ dốc đáy đều thay đổi. Rốt cuộc, hai đối bào mòn này hòa thống nhất với nhau, trên đó tại mọi điểm đều có sự cân bằng của tốc độ thuận và tốc độ nghịch, trắc diện bờ, kể từ phần bờ nổi đến sườn bờ ngầm, sẽ có dạng đường cong với độ lõm biến thiên có quy luật. Một trắc diện như vậy có thể gọi là trắc diện *cân bằng động*, bởi vì tại mọi điểm của nó, tương quan độ dốc đáy được xác lập sao cho độ dốc ấy sinh ra một hiệu ứng trọng lực đủ để triệt tiêu sự vượt trội của tốc độ thuận đối với tốc độ nghịch. Khi đó các hạt trầm tích chỉ còn dao động như tại điểm trung lập, nghĩa là không hướng vào bờ, cũng không hướng ra khơi.

Tuy nhiên, trong thiên nhiên trắc diện này là một trạng thái không bao giờ đạt tới được, bởi vì các tác nhân chi phối nó không ổn định và rất đa dạng. Sơ đồ trên đây chỉ cho ta ý niệm về những khuynh hướng di chuyển chung của bồi tích trong trắc diện bờ, tức là khi sóng có góc tới vuông góc với đường bờ.

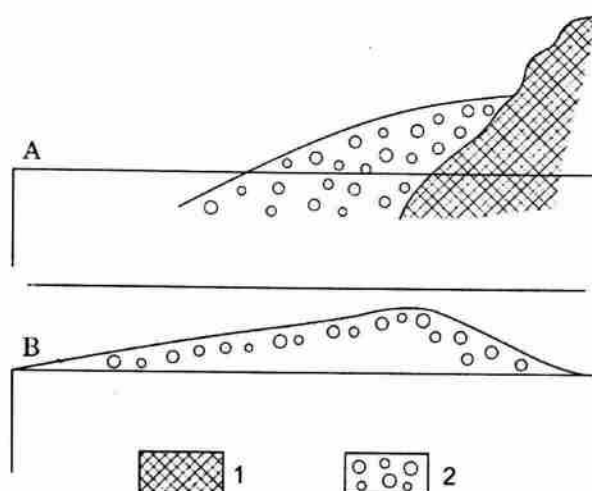
12.3. CÁC DẠNG ĐỊA HÌNH DO DI CHUYỂN BỒI TÍCH NGANG TẠO THÀNH

10.3.1. Bãi Biển

Bề mặt tích tụ bồi tích trong đối hoạt động của sóng vỗ bờ gọi là bãi biển. Bãi biển cũng là dạng địa hình tích tụ bờ sơ đẳng nhất. Theo những quy luật nêu trên, trầm tích cấu thành bãi biển bao giờ cũng thô hơn so với trên sườn bờ ngầm. Trong những nhân tố chi phối sự thành tạo bãi biển, phải kể đến sự giảm tốc độ đã mô tả ở trên của dòng sóng vỗ bờ trên mặt sườn bờ và tương quan giữa tốc độ dòng thuận và dòng nghịch. Vì dòng thuận đạt được tốc độ tối đa ngay khi nó mới phát sinh ra, cho nên cũng tại đó, tức là tại đối sóng nhào, vật liệu có độ hạt thô nhất. Sau đó, ngược chiều dốc bãi biển, kích thước hạt giảm dần một cách có quy luật.

Theo hình thái, có thể phân biệt hai kiểu bãi biển với mặt cắt hoàn chỉnh và không hoàn chỉnh. *Bãi biển có mặt cắt hoàn chỉnh* được hình thành khi phía sau bãi tích tụ còn có không gian trống đáng kể. Trong trường hợp này, nó có dạng *con trạch ven bờ*, hay là *val bờ* với trắc diện ngang thường bất đối xứng: sườn quay ra biển thoải và rộng, sườn hướng vào lục địa ngắn và dốc. *Bãi biển có mặt cắt không hoàn chỉnh* được hình thành trong điều kiện không gian chật hẹp ngay dưới chân

vách dốc. Trong trường hợp này, nó dường như tựa trực tiếp vào vách dốc, do đó sườn quay vào phía lục địa hoàn toàn vắng mặt, sườn phía biển dốc và ngắn (H. 111).

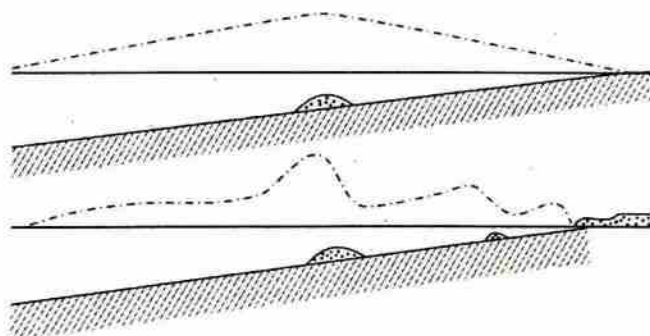


Hình. 111 . Bãi biển có trắc diện không hoàn chỉnh (A) và Bãi biển có trắc diện hoàn chỉnh (B), hay là val bờ (theo V.V. Longhinov)
1 - đá gốc; 2 - trầm tích bãi biển

12.3.2. Val ngầm và bar bờ

Quá trình di chuyển bồi tích ngang còn tạo ra một số dạng địa hình tích tụ hết sức đặc trưng khác, như các val ngầm và bar bờ. Bằng chứng về nguồn gốc di chuyển bồi tích ngang của các dạng tích tụ này, cũng như của dạng địa hình bãi biển, là sự có mặt trong thành phần trầm tích nhiều vật liệu đưa từ đáy lên, như vỏ sò, ốc, mảnh vụn san hô, v.v.

Các *val ngầm* (hay con trạch ngầm) là dạng địa hình tích tụ, chủ yếu bằng vật liệu cát, có hướng song song với đường bờ và song song với nhau. Chúng thường gặp với số lượng từ 2 - 3 đến 5 - 6, chiều cao từ 1 đến 4 m và chiều dài từ vài trăm mét đến vài kilômét (H.112).



Hình 112. Sơ đồ thành tạo các val (con trạch) ngầm. Đường chấm-gạch biểu thị đường cong tiêu hao năng lượng sóng (theo Zencovich)

Về nguồn gốc, các val ngầm có liên quan đến hiện tượng phá hủy một phần của sóng, tức là hiện tượng sóng nhào, sóng bạc đầu. Hiện tượng này bắt đầu xảy ra ở độ sâu xấp xỉ hai lần độ cao sóng. Trong tình huống như vậy, sóng mất một phần năng lượng, do vậy một bộ phận bồi tích được tích tụ trên mặt đáy tạo ra *val ngầm* (*con trạch ngầm*). Khác với sóng vỗ bờ, trong trường hợp sóng bị phá hủy một phần, lượng nước còn lại sau đó vẫn đủ để tạo ra con sóng mới, nhưng với những thông số nhỏ hơn. Ở các bờ biển nông, đôi phá hủy một phần của sóng có thể khá rộng, do đó, cùng với các đối động lực của hoạt động sóng và sóng vỗ bờ, nên tách thêm một đối động lực nữa là *đôi sóng nhào*.

Sự đồng đảo về số lượng của các val ngầm có lẽ liên quan đến độ sâu sóng nhào khác nhau ứng với những cấp sóng khác nhau thường gặp ở mỗi vùng biển: mỗi val ngầm dường như đánh dấu những địa điểm trên sườn bờ ngầm mà tại đó sóng thuộc cấp nhất định thường bị phá hủy một phần.

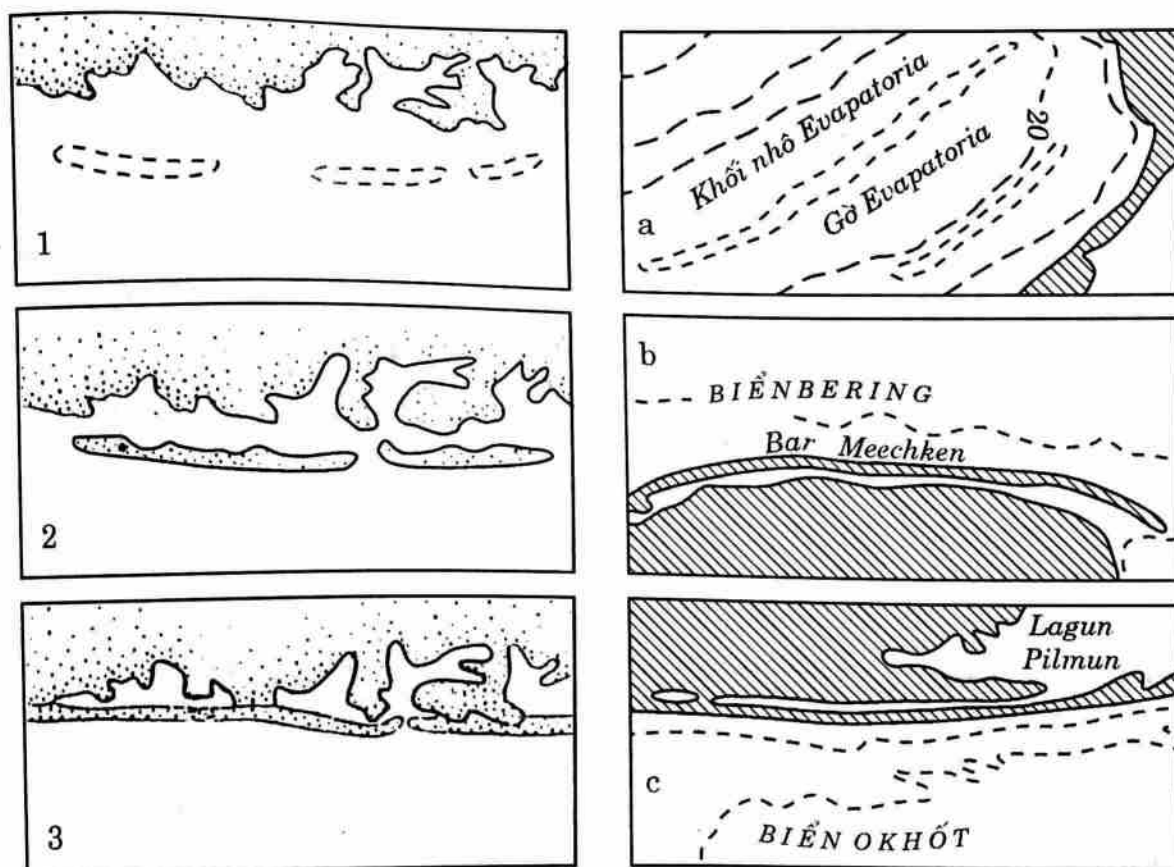
Ở nước ta, trên dải đồng bằng ven biển Diễn Châu Nghệ An có thể gặp những dạng địa hình này giờ đây đã nằm trên lục địa, dưới dạng những gờ thấp chạy song song với nhau và đã được con người san phẳng để xây dựng làng mạc mà ta có thể nhận ra dễ dàng trên mọi bản đồ địa hình hoặc ảnh máy bay. Chúng được cấu tạo bằng nhiều vật liệu vỏ sò ốc mà người địa phương thường khai thác làm vật liệu xây dựng. Đó là bằng chứng tin cậy về nguồn gốc biển của những thành tạo này vào thời kì biển tiến cuối cùng trong Holocen. Hơn nữa, đây cũng chính là sản phẩm của di chuyển bồi tích ngang, bởi vì đoạn bờ biển này có hướng nằm vuông góc với hướng gió Đ-B thống trị tại đây.

Bar bờ là dạng địa hình tích tụ ven bờ có kích thước đồ sộ hơn nhiều: chúng thường có độ cao từ 15 đến 30 m, trong đó 4 - 5 m nổi trên mực nước biển, có khi tới hàng chục mét, chiều dài hàng chục kilômét. Vật liệu thành tạo bar bờ thường là cát, cũng có thể là vật liệu vỏ sò ốc, sét và cuội và đều là vật liệu đưa từ đáy lên. Chúng được thành tạo do quá trình di chuyển bồi tích ngang ven theo các bờ biển thấp, thoải và bị chia cắt khúc khuỷu, có nhiều đầm phá (H. 113). Trên đoạn bờ biển miền Trung, chúng phát triển rộng rãi từ Quảng Bình đến Nam Trung Bộ, nơi có hướng đường bờ vuông góc với hướng gió Đ-B thống trị ở đây. Trên đỉnh những gờ cát khổng lồ này gió thường gia công bề mặt cát rời, tạo ra địa hình đụn cát khá cao, làm cho chúng càng đồ sộ hơn.

Dạng địa hình này phát triển rất rộng rãi; chiều dài tổng cộng của bờ biển có bar bờ chiếm tới 10% chiều dài chung của đường bờ Đại dương Thế giới. Những ví dụ điển hình nhất của chúng có thể thấy dọc bờ biển Azov, bờ vịnh Mexico, vịnh Ghinê, bờ Đại Tây Dương của Hoa Kỳ.

Về cơ chế thành tạo bar bờ, cho đến nay vẫn còn nhiều điều chưa rõ ràng. Mới chỉ có một điều chắc chắn, đó là chúng được thành tạo do di chuyển bồi tích đáy;

mặt khác, sự phân bố rộng khắp của chúng trên Trái Đất cho thấy chúng có nguyên nhân thành tạo mang tính chất hành tinh. Có thể nghĩ rằng chúng liên quan đến sự kiện mực biển dâng lên sau thời kì băng hà cuối cùng và quá trình gia công trắc diện bờ ngầm và với sự cải biến trắc diện các đồng bằng tích tụ ven biển bị đợt biển tiến này tràn ngập.



Hình 113. Các giai đoạn phát triển từ bar ngầm (1) đến bar đảo (2) và bar bờ (3) và những ví dụ của chúng trong thiên nhiên (a,b,c)
(theo Leont'ev và Rychagov)

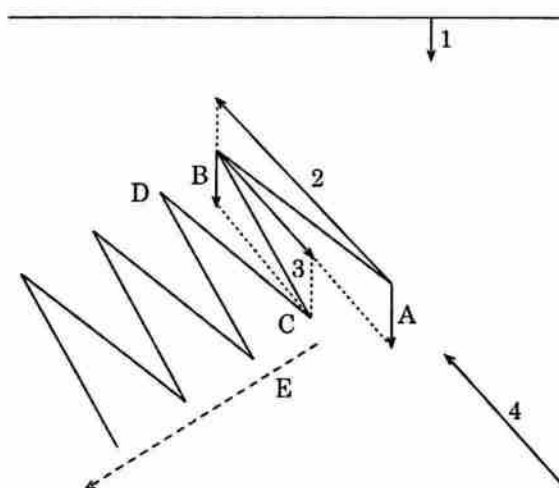
Bước đầu có thể hình dung sự thành tạo bar bờ như sau. Bề mặt hầu như nằm ngang của các đồng bằng bị biển tiến tràn ngập tỏ ra quá thoải đối với sườn bờ ngầm trong trường động lực của sóng. Vì vậy, trong quá trình tạo trắc diện phù hợp của bờ, sóng đẩy về phía bờ những khối lượng to lớn vật liệu vụn. Tại một nơi nào đó trong trắc diện này, khối lượng bồi tích nhiều đến mức sóng không còn đủ khả năng đưa hết vào bờ. Phần trầm tích thừa đó sẽ phải nằm lại dưới đáy, tạo ra dạng tích tụ ngầm, đó là *bar ngầm*. Trong một thời gian nào đó, dạng tích tụ ngầm này vẫn còn khả năng di chuyển vào phía bờ theo kiểu “tịnh tiến” nhờ cơ thức vụn các hạt bồi tích từ sườn phía biển của nó sang sườn phía bờ. Tuy nhiên, trong điều kiện mực nước biển ổn định, bản thân bar ngầm này lại là vật cản đối với sự di chuyển tiếp tục của bồi tích đưa tới từ ngoài khơi, do đó xảy ra sự tích tụ mạnh trên sườn phía ngoài khơi và làm cho nó vừa rộng thêm, vừa cao thêm. Tuy thế, độ cao của

chúng chỉ có thể tăng thêm đến mức nhất định. Giới hạn đó được khống chế bởi độ sâu tan sóng, vào khoảng 2 lần chiều cao sóng. Như vậy, trong điều kiện ổn định của mực biển, không thể có điều kiện để biến bar ngầm thành dạng địa hình tích tụ trên cạn. Trên cơ sở đó và từ những số liệu thực tế rằng các bar bờ có thể cao hơn mặt biển tới 7 m, O.K. Leont'ev cho rằng các *bar bờ* (hoặc các *bar đảo*- tức là chuỗi những đảo tích tụ có bản chất là phần đỉnh nổi trên mặt nước của các bar ngầm) có liên quan đến dao động mực nước Đại dương Thế giới gần đây.

12.4. DI CHUYỂN BỒI TÍCH DỤC

Khi sóng tới bờ dưới một góc nhọn, sẽ xuất hiện sự di chuyển bồi tích dọc bờ. Có thể trình bày hiện tượng này qua sơ đồ nguyên tắc sau đây (H. 114). Ta hình dung một đoạn sườn bờ ngầm có độ dốc và độ hạt trầm tích bề mặt đồng nhất, trên đó có trường sóng tới bờ dưới một góc nhọn. Khi đỉnh sóng đi qua vị trí của một hạt bồi tích, nó bị sóng cuốn vào bờ, ngược sườn dốc và theo hướng truyền sóng. Nhưng vì đáy nghiêng nên hạt bồi tích đồng thời còn phải chịu tác động của trọng lực với vectơ luôn luôn quay ra biển theo hướng độ dốc lớn nhất. Như vậy, quỹ đạo đi vào bờ của nó phải hướng theo vectơ tổng hợp lực của xung lực thuận (hướng vào bờ) và của trọng lực. Tiếp sau, khi bụng sóng đi qua hạt bồi tích, nó sẽ bị cuốn ra xa bờ, và cũng theo hướng của vectơ tổng hợp lực, nhưng lần này là của vectơ xung lực nghịch và của trọng lực. Như vậy, sau một dao động sóng, hạt bồi tích đã thực hiện được một chuyển động đáng kể theo đường chữ chi, nhưng kết cục nó chỉ di chuyển được một đoạn nhỏ dọc bờ (từ A đến C trên hình 114).

Trên bề mặt bãi biển, dưới tác dụng của các tia sóng vỗ bờ, các hạt bồi tích cũng bị di chuyển tương tự.



Hình 114. Sơ đồ di chuyển bồi tích dọc (theo V.P.Zencovich):

1 - hướng dốc của đáy; 2 - hướng tác động của "tốc độ sóng thuận"; 3- hướng tác động của "tốc độ sóng nghịch"; 4 - hướng truyền của sóng; ABCDE - quỹ đạo di động của hạt bồi tích

Chiều dài đoạn đường di chuyển thực của hạt bồi tích cũng như quãng đường di chuyển dọc bờ ngầm của nó sau một thời đoạn nhất định, gọi là tốc độ di chuyển dọc, phụ thuộc vào độ lớn góc tới của sóng. Khi góc tới bằng 90° , tốc độ này bằng 0. Theo logic này, tưởng chừng như góc tới càng nhọn thì tốc độ di chuyển bồi tích dọc càng lớn. Nhưng trong thực tế, mọi việc không diễn ra như vậy, bởi vì khi góc tới nhỏ thì sóng phải di chuyển trên mặt đáy nông một đoạn dài hơn và do đó mà mất nhiều năng lượng hơn. Góc tối ưu thực ra là góc xấp xỉ 45° .

Trên đây ta mới nói về sự di chuyển của một hạt bồi tích sơ đẳng, song trong thực tế, những quy luật này cũng đúng với sự di chuyển đại trà của một khối lượng lớn bồi tích. Người ta gọi sự di chuyển đại trà của bồi tích dọc bờ trong cùng một hướng, trong một khoảng thời gian nhất định, ví dụ một năm, là *dòng bồi tích*.

Dòng bồi tích có những đặc trưng chính là *lưu lượng*, *dung lượng* và *độ bão hòa*. Để hiểu được quá trình tích tụ và xói lở, còn phải biết rõ *cường độ cung cấp vật liệu* cho dòng bồi tích.

Lưu lượng là lượng sa bồi thực tế di chuyển dọc bờ trong thời gian một năm. *Dung lượng* của dòng bồi tích là lượng bồi tích mà sóng có thể vận chuyển được. Nếu lưu lượng bằng dung lượng thì năng lượng sóng chỉ đơn thuần dùng vào việc vận chuyển. Khi đó ta nói, dòng bồi tích ở trạng thái bão hòa, bờ không bị xói lở và cũng không được bồi tụ.

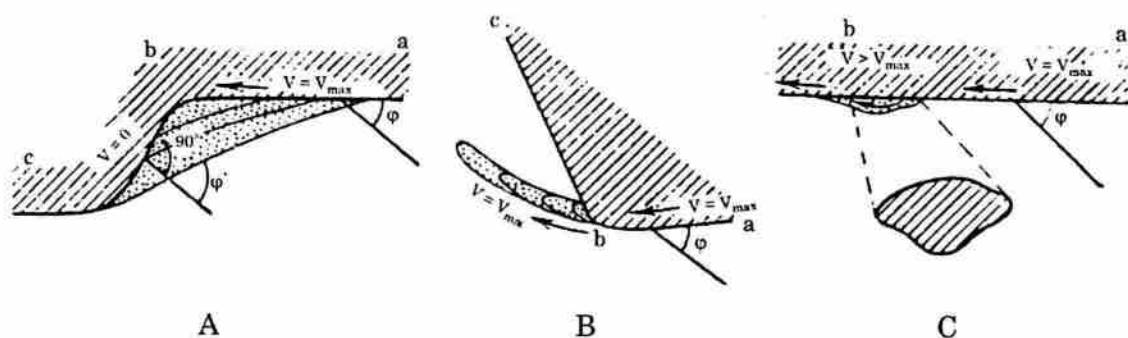
Do đó, độ bão hòa của dòng bồi tích là tỉ lệ giữa lưu lượng và dung lượng của nó. Khi tỉ lệ này nhỏ hơn 1, năng lượng sóng có phần dư thừa và phần năng lượng tự do đó được dùng vào việc xói lở bờ.

Khi dung lượng giảm, hoặc nhỏ hơn lượng vật liệu vụn được cung cấp, một phần vật liệu vụn đó sẽ được tích tụ trên mặt đáy và tạo ra những dạng địa hình tích tụ.

12.5. CÁC DẠNG ĐỊA HÌNH DO DI CHUYỂN BỒI TÍCH DỌC TẠO THÀNH

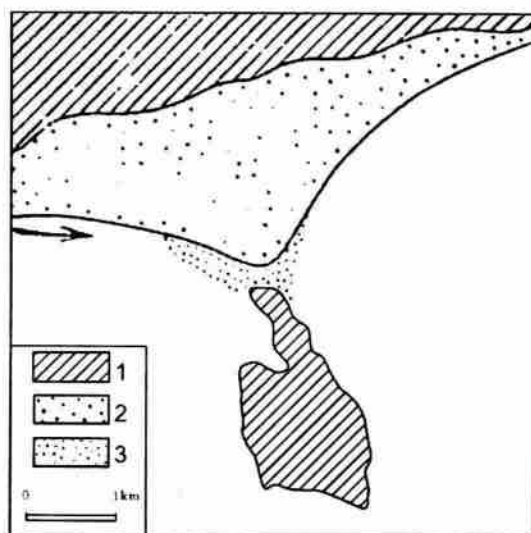
Như đã nói ở trên, dòng bồi tích có dung lượng tối ưu khi góc tới bờ của sóng đạt xấp xỉ 45° . Nghĩa là mọi trường hợp biến đổi của góc này đều dẫn tới giảm yếu dung lượng dòng và sinh ra tích tụ do dư thừa bồi tích. Ví dụ, xét trường hợp khi đường bờ tạo ra một góc lõm vào, như trên hình 115-A. Sau điểm ngoặt b, góc tới trở thành xấp xỉ 90° , tốc độ di chuyển giảm xuống rõ rệt, trong khi từ phía a bồi tích vẫn được đưa tới với cường độ không đổi. Thế là bắt đầu hình thành *dạng địa hình tích tụ lấp góc lõm vào của đường viền bờ*. Do dạng tích tụ này có ranh giới trong bám sát vào bờ nên còn được gọi là *dạng tích tụ gắn bờ*. Thuộc nhóm này có vô số thêm tích tụ ở đỉnh vịnh và phía trước kè chắn sóng ở cảng, v.v.

Khi dòng bồi tích chảy vòng qua một góc lồi của đường bờ (H.115-B), dung lượng cũng giảm, bởi vì tại điểm b và sau nó, góc tới giảm mạnh, thậm chí sóng chỉ có thể cập bờ nhờ khúc xạ, nghĩa là front bị dẫn căng ra và năng lượng riêng giảm. Trong trường hợp như vậy sẽ xảy ra quá trình bồi tụ, tạo thành *doi đất*. Dạng địa hình này chỉ gắn một đầu với bờ, còn đầu kia tiếp tục vươn dài ra biển, nên được gọi là *dạng địa hình tích tụ tự do*.



Hình 115. Sơ đồ thành tạo các dạng địa hình tích tụ ven bờ đơn giản nhất (theo V.P. Zencovich):
A - tích tụ lấp góc lõm; B - chảy vòng một mũi đất; C - có đảo chắn bên ngoài

Dung lượng dòng bồi tích cũng có thể bị giảm mạnh, khi đoạn bờ nằm trong “bóng sóng”, nghĩa là khi bờ được một vật, ví dụ một hòn đảo chắn (H.115-C), không cho sóng tiếp cận trực tiếp với bờ. Tại đoạn bờ này sẽ xuất hiện dạng địa hình tích tụ, rồi lớn dần và lan ra xa đến mức có thể nối liền với đảo (H. 116). Đó là *doi đất nối đảo*, hay là *tombolo*. Dạng địa hình này thuộc nhóm các dạng tích tụ nối bờ.



Hình 116. Đảo Gabo với doi cát nối đảo đang hình thành trong vùng bóng sóng (theo Bird, 1976):
1 - bờ đá gốc; 2 - dạng tích tụ đã nhô trên mặt nước;
3 - phần tiếp tục của nó còn ngập dưới nước

Thuộc nhóm tích tụ nổi bờ còn có *doi chắn*, một dạng doi đất hình thành chắn ngang cửa vịnh khi bờ được che chắn bằng một mũi đất vươn xa ra biển. Các bar bờ, nếu chúng gắn với một số điểm nhô ra của đường bờ, cũng trở thành dạng tích tụ nổi bờ. Trong trường hợp doi đất hình thành ở cửa vịnh kéo dài liên tục tới mức nối liền với bờ đối diện, nó cũng được coi như dạng tích tụ nổi bờ.

Địa hình tích tụ ven bờ gặp trong tự nhiên phần lớn là những biến thể đã phức tạp hóa, hoặc là những cách phối hợp của một số trong những dạng vừa liệt kê trên đây.

12.6. QUÁ TRÌNH MÀI MÒN

Nước biển và sóng cũng thực hiện khối lượng công rất lớn trong việc phá hủy bờ. Hoạt động đó của biển được gọi bằng một tên riêng là *mài mòn*. Có thể phân biệt các hình thức mài mòn cơ học, hóa học và nhiệt.

Mài mòn cơ học là quá trình phá hủy đất đá cấu tạo bờ dưới tác dụng của sóng và sóng vỗ bờ đồng thời do sự va đập của vật liệu cứng do chúng mang theo. Trong những trận bão lớn, sóng còn có thể gây tác dụng nén ép không khí trong các khe nứt, tạo ra áp lực rất lớn và phá bờ mạnh mẽ.

Mài mòn hóa học xảy ra do tác dụng hòa tan đất đá của nước biển. Điều kiện tiên quyết ở đây là sự có mặt của đất đá có khả năng hòa tan, giống như trong trường hợp địa hình cacxtơ.

Mài mòn nhiệt thường gặp ở các xứ hàn đới do tác dụng làm tan băng của nước biển đối với đất đá đóng băng trên bờ biển.

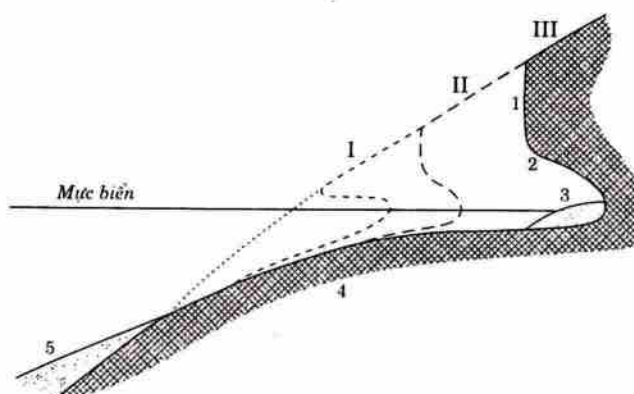
Trong ba loại kể trên, mài mòn cơ học là hình thức mài mòn chủ yếu và thường gặp cả trong các trường hợp mài mòn hóa học và mài mòn nhiệt.

Quá trình mài mòn biển xảy ra trong các trường hợp khi năng lượng sóng tập trung tại các mũi đất và khi dòng bồi tích ven bờ thiếu hụt trầm tích. Điều kiện quan trọng nhất cho sự phát triển bờ biển mài mòn là sườn bờ ngầm tương đối sâu, bởi vì khi đó sóng tới bờ vẫn còn khối lượng năng lượng lớn và chỉ tiêu hao trong một dải hẹp ven bờ. Khi sóng tan, tức là trong dải sóng vỗ bờ, số năng lượng khổng lồ của nó được giải phóng gây sự phá hủy cơ học mãnh liệt đối với chân vách bờ, tạo ra *hốc hàm ếch*. Với thời gian, hốc hàm ếch ngày càng ăn sâu vào vách bờ, gây ra hiện tượng sụp đổ, cung cấp cho đới sóng vỗ bờ nguồn vật liệu vụn thô để tạo ra bồi tích, đồng thời được sóng dùng để bắn phá vách mới hình thành, làm cho nó phải lùi sâu về phía lục địa.

Quá trình tạo hốc hàm ếch được lặp đi lặp lại nhiều lần và dần dần tạo ra vách bờ dốc đứng, gọi là *klif*, hay là *vách biển*. Dưới chân vách cũng dần dần tạo ra bệ

mặt hơi nghiêng về phía biển, gọi là *nền mài mòn*, hay là bench. Bề mặt này còn tiếp tục cả dưới mực nước biển (H. 117).

Thời gian giạt lùi vách klif càng lâu dài và quá trình mài mòn càng mạnh, thì đoạn nền mài mòn áp sát chân vách càng thoải hơn, kết quả là mặt cắt ngang của bờ mài mòn có dạng hơi lồi. Phần nền mài mòn lồi thoải phía trên sẽ ngày càng mở rộng, sóng phải vượt qua đoạn đáy nông ngày một rộng hơn, do đó khi tới chân vách klif nó đã mất hết năng lượng. Kết cục, quá trình mài mòn cũng phải dừng lại, trắc diện bờ đã cân bằng.



Hình 117. Sơ đồ phát triển và các yếu tố chính của một đoạn bờ mài mòn:

I, II, III - các giai đoạn giạt lùi của vách bờ; 1 - klif; 2 - hố hàm ếch;
3 - bãi biển; 4 - nền mài mòn (bench); 5 - thêm tích tụ ngấm tựa vào nền mài mòn

Tốc độ giạt lùi của klif phụ thuộc trước hết vào yếu tố sóng, ngoài ra còn một số nhân tố khác, như độ cao của vách bờ (càng cao giạt lùi càng chậm), thạch học (đá càng cứng càng khó phá hủy hơn). Người ta nhận xét rằng những bờ biển cao, cấu tạo bằng đá xâm nhập hạt mịn, hầu như không có dấu hiệu giạt lùi rõ ràng, trái lại, bờ thấp, cấu tạo bằng trầm tích gắn kết yếu, giạt lùi rất nhanh, đôi khi tới vài mét trong một năm.

12.7. CÁC KIỂU BỜ BIỂN

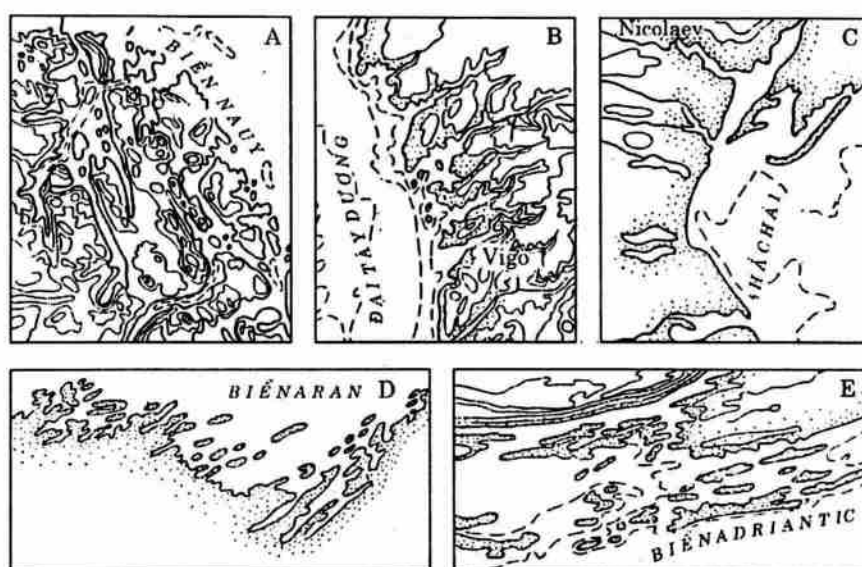
Bờ biển hiện nay đã được hình thành và phát triển trong quá trình biển tiến cuối cùng. Đường nét chính của chúng, do đó, đều được tiên định bởi hình dạng đường bờ nguyên thủy đã hình thành sau khi biển lấn vào những chỗ trũng trong dải địa hình ven bờ. Từ bấy đến nay, bờ biển đã liên tục tiến hóa theo xu hướng san phẳng đường bờ, nhìn chung làm cho đường nét của nó trở nên ngày càng đơn giản hơn. Tuy nhiên, do thời gian tiến hóa còn chưa lâu, nên ta vẫn gặp rất nhiều đoạn bờ còn giữ nguyên đường nét nguyên thủy của mình sau biển lấn. Những kiểu đường bờ như vậy được gọi chung là nhóm kiểu *bờ biển lấn*. Người ta thường phân biệt những kiểu bờ biển lấn sau đây (H. 118):

– *Kiểu Fio* được hình thành do nước biển lấn vào các thung lũng sông băng ven bờ, do đó có nhiều vịnh hẹp, kéo dài quanh co, vách rất dốc, đáy sâu. Đặc trưng cho kiểu này là bờ biển thuộc bán đảo Scandinavie, Canada và New Zeland.

– *Kiểu bờ nhiều đảo nhỏ* nguồn gốc băng hà được hình thành do biển lấn vào những khu vực bờ đồng bằng bóc mòn-băng hà. Điển hình là khu vực bờ biển Ba Lan và Đức.

– *Kiểu bờ ria* được hình thành do nước biển lấn vào các thung lũng sông miền núi ven biển, do đó có nhiều vịnh rất quanh co.

– *Kiểu bờ liman* được hình thành do nước biển lấn vào các thung lũng sông miền đồng bằng ven biển. Liman chính là các vịnh cửa sông rộng và dài, có bờ thấp và phẳng. Điển hình là những liman vùng bờ Đ-B Hắc Hải.



Hình 118. Một số kiểu chia cắt nguyên thủy của đường bờ:

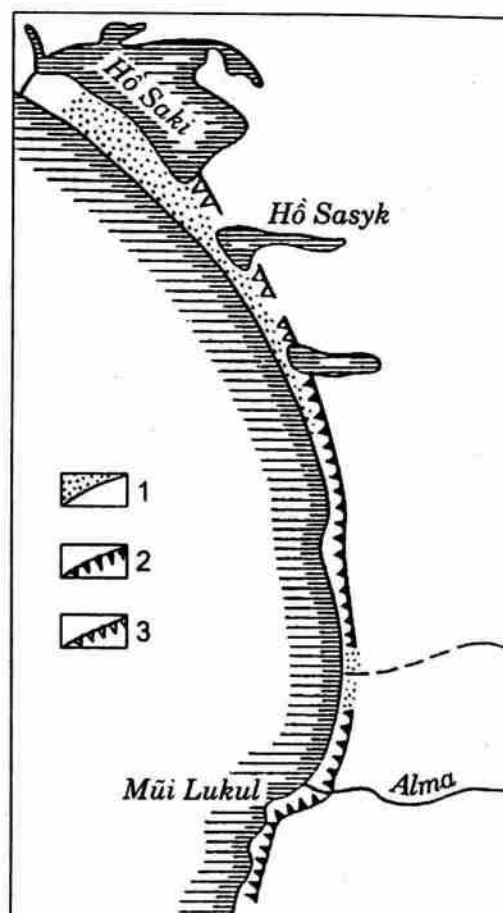
- A. Kiểu fio (nguồn gốc băng hà); B. Kiểu ria (xâm thực dòng chảy);
C. Kiểu liman (xâm thực dòng chảy); D. Kiểu Aran (nguồn gốc gió);
E. Kiểu Đanmat (nguồn gốc xâm thực-bào mòn)

– *Kiểu bờ Đanmat* được hình thành do nước biển lấn vào các vùng bờ có cấu trúc uốn nếp có phương cấu trúc gần song song với hướng chung của đường bờ. Ví dụ rõ nhất cho kiểu bờ này có thể thấy ở bờ biển Adriatic, vùng Đanmat và vì vậy có tên gọi là kiểu bờ Đanmat.

– *Kiểu bờ đứt gãy khối tảng* xuất hiện khi biển lấn vào các khu vực bờ bị đứt gãy kiến tạo khối tảng, tạo ra những cấu trúc địa hào và địa lũy, trong đó các địa lũy trở thành những bán đảo, còn các địa hào tạo thành những vịnh rộng có đường nét góc cạnh.

– *Kiểu bờ Aran* được hình thành do nước biển lấn vào các vùng bờ đồng bằng thấp có địa hình nhiều gò đồi do gió tạo thành. Tên gọi này đôi khi cũng áp dụng cho bờ biển có hình thái tương tự nhưng có nguồn gốc núi lửa.

Đối với những bờ biển đã bị biến đổi đáng kể trong quá trình tiến hóa, nhìn chung đều có đường nét được san phẳng (H. 119).



Hình 119. Bờ biển san phẳng phức hợp
(Duyên hải miền Tây Crym)
(theo Léont'ev) 1. Các dạng tích tụ bờ; 2. Vách biển; 3. Vách biển cổ (ngừng hoạt động)

Trong số này, có thể phân biệt một số kiểu bờ chính sau đây:

– *Bờ mài mòn san phẳng* hình thành khi sườn bờ ngầm nguyên thủy có độ dốc đáng kể cả ở các mũi đất lẫn dưới đáy vịnh bên cạnh và có đá tạo bờ dễ bị phá hủy, bởi vì trong trường hợp này các mũi đất bị mài mòn mạnh, klif giạt lùi nhanh hơn so với bờ đỉnh vịnh. Ngược lại, khi đá tạo bờ cứng chắc, quá trình san phẳng này có thể không xảy ra, và đó chính là lí do để ngày nay ta vẫn thấy nhiều đoạn bờ ria, fio và bờ nhiều đảo, v.v.

– *Bờ san phẳng mài mòn - tích tụ* hình thành khi sườn bờ ngầm dốc ở mũi đất và thoải trong vịnh kề cạnh. Trong trường hợp này, các mũi đất bị mài mòn san phẳng, còn các vịnh nhỏ hoặc được bồi lấp, hoặc được san phẳng bằng dạng tích tụ nổi bờ. Kết quả là bờ được *san phẳng phức hợp*: mài mòn ở mũi đất, tích tụ ở vịnh kề cạnh.

– *Bờ san phẳng tích tụ* hình thành khi sườn bờ ngầm nông đều. Trong trường hợp này, nếu có dòng bồi tích ngang mạnh, sẽ xuất hiện nhiều bar bờ, khiến cho bờ được san phẳng, như trên hình 119.

Tính đa dạng cao độ của bờ biển và đại dương hiện nay chính là sự minh họa sinh động cho những bước tiến hóa khác nhau của địa hình bờ biển. Cùng một lúc, chúng ta có thể thấy ở nơi này bờ đã được san phẳng hoàn toàn, ở nơi khác đang trong tiến trình san phẳng mạnh mẽ, và ở nơi khác nữa lại đang bị chia cắt thêm do mài mòn những nơi đất đá mềm yếu để tạo ra nhiều vịnh nhỏ mới. Cuối cùng phải nhấn mạnh thêm rằng một bộ phận rất lớn của bờ hầu như vẫn giữ nguyên đường nét ban đầu, ví dụ bờ fio, bờ kiến tạo khối tảng, v.v. Loại bờ này có thể được gọi là *bờ không bị biến đổi*, chiếm tới 20% đường bờ biển Đại dương Thế giới.

Cần nói thêm là còn một số loại bờ biển khác cũng rất quan trọng, đó là bờ biển vùng cửa sông có chế độ tích tụ mạnh mẽ, hay là *bờ châu thổ*, với quá trình bờ đặc trưng là sự kết hợp của các quá trình dòng chảy sông với quá trình bờ biển. Các vùng bờ biển châu thổ là nơi diễn ra hiện tượng tích tụ mãnh liệt, nhờ có lượng phù sa do sông mang tới rất phong phú và quá trình ngưng keo mạnh mẽ. Nhờ vậy, bờ biển ở đây có thể tiến ra biển với tốc độ rất đáng kể, có khi tới trên 100m/năm, như bờ châu thổ sông Hồng và sông Mississippi, v.v.

Tại các *bờ biển có thủy triều*, các châu thổ cũng phát triển, nhưng do vật liệu phù sa bị dòng triều mạnh cuốn khỏi vùng cửa sông, nên cửa sông thường có dạng hình phễu, châu thổ phát triển chậm, bề mặt thấp hơn so với bề mặt châu thổ nơi không có thủy triều hoặc thủy triều yếu, ví dụ châu thổ sông Bạch Đằng-sông Văn Úc so với châu thổ sông Hồng. Trong vùng biển có thủy triều mạnh, rất phát triển các *bãi triều* thuộc những thể hệ khác nhau, trên đó chủ yếu tích tụ các vật liệu mịn như sét, bột, rất hiếm thành phần hạt thô, khác hẳn với bãi biển trong trường hợp có dòng bồi tích ngang đã xét ở trên. Trong điều kiện nhiệt đới, bãi triều là nơi phát triển lí tưởng của các loại rừng ngập mặn, trong đó thực vật có vai trò to lớn trong việc giữ bồi tích và đẩy nhanh hơn quá trình tích tụ của chúng.

Cuối cùng, cần nhắc đến loại *bờ biển san hô* phát triển rất rộng rãi trong vùng khí hậu nhiệt đới. Phân biệt *bờ biển san hô ám tiêu* và *bờ biển san hô vòng* nhấn trên các đảo atoll (đã được nhắc tới trong phần về các nhân tố thành tạo địa hình).

12.8. BẠC THÊM BIỂN

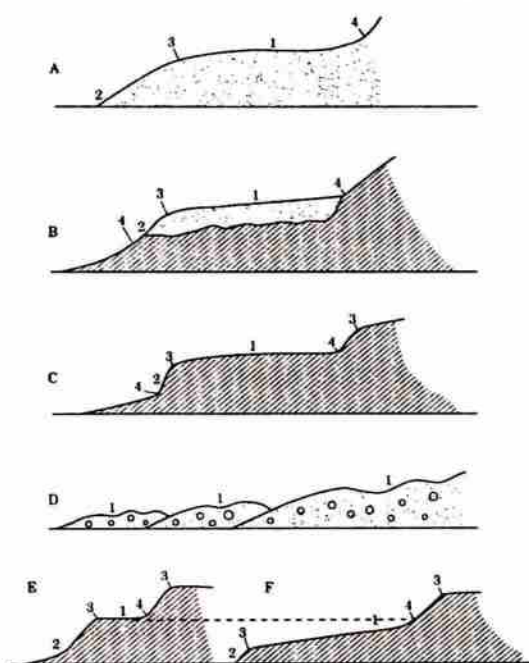
Chúng ta đã biết rằng, trong quá trình cải biến trắc diện bờ, các quá trình mài mòn và tích tụ đã tạo ra những dạng địa hình đặc trưng, như dạng tích tụ tại đỉnh vịnh đối với miền bờ đồng bằng thấp, vách biển (klif), nền mài mòn dưới chân klif và nền tích tụ ngầm gá vào nền mài mòn (H.117), đối với bờ biển có sườn bờ ngầm

sâu và dốc hơn và được cấu tạo bằng đá cứng chắc. Tập hợp những dạng địa hình đặc thù đó cùng những di chỉ khác, như các thành tạo san hô, các ngấn nước biển trên vách đá vôi, v.v., đánh dấu vị trí đường bờ vào những thời đoạn nhất định và được gọi là *phức hệ dạng địa hình đường bờ*.

Trong kỉ Đệ Tứ, mực nước Đại dương Thế giới đã dao động nhiều lần qua các thời kì băng hà và gian băng, mặt khác, các khu bờ cũng có thể đã trải qua những chuyển động nâng, hạ tân kiến tạo, do đó có sự tồn tại của những đường bờ cổ khác nhau trên những độ cao khác nhau. Dải lục địa, trong đó còn di tích của những đường bờ cổ bị nâng lên cùng với bờ hiện đại, được gọi là *duyên hải*.

Các đường bờ cổ giờ đây bị chìm ngập dưới mực biển là những dạng di lưu trên sườn bờ ngầm và thềm lục địa.

Về mặt hình thái, các đường bờ cổ bị nâng lên thường thể hiện dưới dạng những *bậc thềm biển*. Đó là những bậc địa hình có vách quay ra biển và kéo dài dọc theo bờ. Mỗi bậc thềm biển thường có những bộ phận sau đây: bề mặt thềm, vách thềm, mép trước và mép sau thềm (H. 120).



Hình 120 . Các loại thềm biển:

A. Thềm tích tụ; B. Thềm đế; C. Thềm mài mòn; D. Loạt bậc thềm tích tụ biển không có vách rõ ràng, và cùng thuộc về một đường bờ cổ; E, F. Bậc thềm biển có cùng một vị trí mép sau như nhau, nhưng độ cao mép trước chênh lệch do bị bào mòn không đồng đều. Các yếu tố hình thái của bậc thềm: 1- mặt thềm; 2 - vách thềm; 3 - mép ngoài; 4 - mép trong (đường bờ)

Cách phân loại thông thường nhất là chia ra *thềm bờ* và *thềm đáy*. *Thềm bờ* là di tích của các dạng tích tụ bờ cổ nay vẫn còn giữ được những dấu vết các val bờ cổ, thậm chí cả di tích đầm phá cổ. Độ cao thềm loại này thường chỉ xác định được tương đối. Đối với các vùng biển không có thủy triều, có thể coi độ chênh cao 1,5 - 3m giữa đỉnh của val bờ cổ với mực biển là độ chênh bình thường, do đó để xác định độ cao

mực biển vào lúc thành tạo nên bậc thềm này, cần trừ từ độ cao mặt thềm khoảng chừng 1,5 - 3m. *Thềm đáy* là tập hợp của các địa hình bờ như klif cổ, hoặc bãi biển cổ và bề mặt thềm (bề mặt thềm là phần sườn bờ ngầm cổ nay đã ở trên cạn).

Tùy theo cấu tạo địa chất của thềm, phân biệt *thềm tích tụ* (hoàn toàn được cấu tạo bằng trầm tích biển ven bờ), *thềm gốc*, hay *thềm mài mòn* (hoàn toàn cấu thành bằng đá gốc), *thềm đế* (trên vách thềm thấy rõ đế thềm bằng đá gốc, trên có lớp tích tụ trầm tích biển) (H. 120).

Để phân tích lịch sử phát triển miền duyên hải, người ta thành lập *phổ các bậc thềm*. Nó cho phép ta đối sánh các bậc thềm phát hiện được ở những đoạn bờ khác nhau (bằng những tài liệu nghiên cứu thực địa, liên hệ với mạng lưới mốc độ cao, cao đặc, phân tích ảnh máy bay, v.v. Mặt khác, chúng còn chứa đựng những thông tin về tính chất và cường độ vận động tân kiến tạo theo chiều thẳng đứng.

Những kết luận về vận động tân kiến tạo được suy ra trên cơ sở phân tích nguyên nhân thành tạo của bậc thềm. Nguyên lí chung là nếu một bậc thềm nào đó được thành tạo do nguyên nhân dao động chân tĩnh, độ cao của nó phải ổn định trên toàn khu vực rộng lớn. Những sai khác về độ cao mang tính chất địa phương so với đại lượng trung bình này về cả hai phía đều thể hiện những biến đổi do nguyên nhân vận động tân kiến tạo. Như vậy, phổ bậc thềm biển có thể được xem như nguồn tài liệu đáng tin cậy trong nghiên cứu vận động tân kiến tạo trên dải đất duyên hải.

Chương 13

KHÁI NIỆM VỀ BẢN ĐỒ ĐỊA MẠO

13.1. KHÁI NIỆM CHUNG

Bản đồ địa mạo là phương tiện thể hiện các kết quả nghiên cứu địa mạo trực quan nhất. Nó giúp ta xác định được quy luật về mặt không gian của sự phát triển địa hình, và khi có sự đầu tư thích hợp trong việc xây dựng bản chú giải và hệ thống kí hiệu, ta còn có thể thấy được những quy luật phát triển của nó trong thời gian, có thể xác định được mối liên hệ giữa địa hình và cấu trúc địa chất, giữa địa hình và các hợp phần khác của cảnh quan địa lí. Nói tóm lại, bản đồ địa mạo là một dạng kết quả nghiên cứu địa mạo tất yếu và quan trọng bậc nhất, là tinh hoa của khái quát lí thuyết từ những tài liệu địa mạo thực tế và là cơ sở cho việc vận dụng những tư liệu ấy vào thực tiễn.

13.1.1. Định nghĩa bản đồ địa mạo

Bản đồ địa mạo là sản phẩm của những công trình nghiên cứu địa hình bề mặt Trái Đất về các mặt hình thái, nguồn gốc, lịch sử phát triển và những biến đổi hiện tại của nó.

Bản đồ địa mạo rất đa dạng, tùy thuộc vào tỉ lệ, nội dung và mục đích sử dụng của chúng.

Theo *tỉ lệ*, ta có *tỉ lệ lớn*, bao gồm những bản đồ được xây dựng từ 1 : 200 000 trở lên, *tỉ lệ trung bình* - từ 1 : 200 000 đến 1 : 1 000 000, *tỉ lệ nhỏ và tỉ lệ khái quát* - nhỏ hơn 1 : 1 000 000. Bản đồ địa mạo tỉ lệ nhỏ và tỉ lệ khái quát thường được xây dựng trong phòng, trên cơ sở những tài liệu có sẵn, còn các bản đồ tỉ lệ lớn và trung bình - trên cơ sở các tài liệu thu thập qua đo vẽ ngoài thực địa.

Theo nội dung, bản đồ địa mạo được chia ra bản đồ địa mạo chung và bản đồ chuyên hóa. Các *bản đồ địa mạo chuyên hóa* được xây dựng theo những chỉ tiêu riêng, chỉ liên quan đến hình thái, trắc lượng-hình thái, nguồn gốc và tuổi địa hình, v.v. Ví dụ như các bản đồ độ chia cắt ngang, bản đồ độ chia cắt chung của địa hình, bản đồ độ dốc mặt đất, v.v.

Bản đồ địa mạo chung thể hiện những đặc trưng của địa hình rút ra từ tổng thể các chỉ tiêu riêng, trong đó quan trọng nhất là những đặc điểm trắc lượng mô tả và trắc lượng-hình thái, nguồn gốc phát sinh và lịch sử phát triển của địa hình.

Nội dung bản đồ được xác định trên cơ sở *mục đích sử dụng* của nó. Các bản đồ địa mao chuyên hóa được thành lập nhằm giải quyết những nhiệm vụ riêng thuộc các lĩnh vực thực tiễn và nghiên cứu-khoa học. Chẳng hạn, các bản đồ độ chia cắt ngang và chia cắt sâu được sử dụng rộng rãi trong xây dựng đường sá; cả hai loại bản đồ này cùng với bản đồ độ dốc được sử dụng có hiệu quả trong tổ chức lãnh thổ sản xuất nông nghiệp, v.v.

Bản đồ địa mao chung đáp ứng những đòi hỏi của các ngành khoa học và kinh tế khác nhau. Trên cơ sở những bản đồ địa mao chung, có thể tiến hành bất kì công việc địa mao nào được yêu cầu cũng như từ đó xây dựng các loại bản đồ chuyên hóa khác nhau bằng cách bổ sung thêm những thông tin chuyên hóa thích hợp và lược bỏ đi một số thông tin khác.

13.1.2. Khái niệm về bản chú giải của bản đồ địa mao

Do bản đồ địa mao chung có ý nghĩa to lớn và toàn năng trong sử dụng, nên ta sẽ xem xét kĩ hơn về nội dung và cách xây dựng bản chú giải của chúng. Tuy nhiên, trước hết cần nhấn mạnh rằng cho đến nay vẫn chưa có một bản chú giải nào được mọi người cùng nhất trí sử dụng, không những trên phạm vi thế giới, mà ngay cả trong một nước, kể cả ở Liên Xô trước đây, nơi công tác lập bản đồ địa mao phát triển rất mạnh, cũng không tồn tại một bản chú giải chung cho các bản đồ địa mao do vẽ theo khuôn khổ bản đồ quốc gia.

Tuy vậy, trên cơ sở những kinh nghiệm đã tích lũy được, có thể rút ra một số nhận xét về các nguyên tắc chung như sau.

Phương tiện thể hiện các nội dung bản đồ địa mao có thể gồm nền màu - chất lượng, đường đẳng trị, nét chải, kí hiệu hình và kí hiệu chữ. Trong số này, phương tiện có sức biểu đạt trực quan nhất là màu nền. Do vậy nó thường được người ta dùng để thể hiện một trong những nội dung quan trọng nhất là nguồn gốc phát sinh của địa hình. Theo cách đó, những bề mặt gần nằm ngang và hơi nghiêng của địa hình với nguồn gốc khác nhau được tô những màu khác nhau, ví dụ, nguồn gốc biển được chỉ định dùng màu xanh nước biển, nguồn gốc dòng chảy sông - màu xanh lá cây, nguồn gốc cacxtơ - màu vàng nghệ, v.v.

Tuy nhiên, trong khi phân biệt những nguồn gốc khác nhau, thường gặp một số khó khăn. Như đã nhấn mạnh nhiều lần, địa hình mặt đất được hình thành do tác dụng tổng hợp và tương hỗ của các quá trình nội sinh và ngoại sinh, vậy phải dành ưu tiên cho nhóm động lực nào khi thành lập bản đồ ở những tỉ lệ đo vẽ thực địa? Trong vấn đề này, phải dựa trên quy tắc sau đây: bản đồ phải chứa đựng nội dung chuyên môn, cụ thể trong trường hợp này là nội dung địa mao, phù hợp với tỉ lệ của nền bản đồ địa hình tương ứng và phù hợp với tỉ lệ đo vẽ đã dự kiến. Như đã trình bày ở trên, thông thường các quá trình nội sinh biểu hiện ra tương đối đồng

nhất trên những diện tích lớn hơn nhiều so với diện tích thống trị của một quá trình ngoại sinh nào đó, do đó có lẽ sẽ hợp lý hơn, nếu trên bản đồ thuộc tỉ lệ đo vẽ thực địa ta chú trọng thể hiện nguồn gốc ngoại sinh của địa hình. Chỉ trong một số trường hợp, khi tác nhân nội sinh vượt trội rất rõ rệt so với tác nhân ngoại sinh trong sự thành tạo những dạng địa hình kích thước nhỏ, mới cần thể hiện nguồn gốc nội sinh, ví dụ các bề mặt đứt gãy kiến tạo thấy rõ trong địa hình và chưa bị các quá trình ngoại sinh làm biến đổi đáng kể, những ngọn núi lửa các loại, v.v. Trong mỗi nhóm nguồn gốc ngoại sinh, nên phân biệt địa hình tích tụ và địa hình bào mòn bằng cách dùng kí hiệu bổ sung thêm cho địa hình tích tụ.

Về hình thái mô tả và hình thái - trắc lượng của địa hình, trong những phương pháp biểu thị hiện có, tốt nhất nên dùng phương pháp đường đẳng trị, cụ thể là những đường bình độ sẵn có trên bản đồ địa hình. Một bản đồ nền địa hình chất lượng cao có khả năng thể hiện những thông tin này tốt hơn bất kì bản mô tả bằng lời nào khác, cho dù đó là bản mô tả chi tiết nhất và chuyên nghiệp nhất.

Tầm quan trọng của các đặc trưng hình thái mô tả và hình thái - trắc lượng của địa hình còn ở chỗ, như chúng ta đã biết, chúng gián tiếp phản ánh nguồn gốc địa hình, tương quan giữa hoạt động của các nhân tố nội sinh và ngoại sinh, và thậm chí cả cường độ của chúng. Thực vậy, tác động của mỗi nhân tố thành tạo địa hình đều được ghi lại trong diện mạo của các dạng, hay tập hợp dạng do chúng tạo thành. Tương quan giữa hiệu quả tác động của các quá trình nội sinh và ngoại sinh được thể hiện qua độ cao tương đối và tuyệt đối, độ dốc và độ chia cắt địa hình của khu vực. Và chính những thông số đó là yếu tố quyết định tập hợp và cường độ của các quá trình ngoại sinh.

Những dạng địa hình kích thước nhỏ, không thể hiện được bằng đường bình độ theo tỉ lệ của bản đồ, có thể được vẽ bằng kí hiệu hình ít nhiều phù hợp với hình dạng bề ngoài của chúng, còn nguồn gốc thì thể hiện bằng màu của kí hiệu.

Thông tin về tuổi địa hình có ý nghĩa rất quan trọng. Trên bản đồ địa mạo không thể dùng phương tiện màu nền chất lượng để thể hiện yếu tố này, bởi vì làm như vậy sẽ khiến cho nội dung bản đồ trở nên nghèo nàn và giảm tính trực quan rất nhiều. Vì vậy, trên bản đồ địa mạo, tuổi địa hình được biểu hiện bằng những phương tiện khác, ví dụ bằng độ đậm nhạt của cùng tông màu cho cùng một nguồn gốc địa hình để thể hiện những tuổi khác nhau của chúng, bằng kí hiệu chữ đặt trong khoanh vi tương ứng hoặc bằng nét chải. Tuy nhiên, nên dành kí hiệu nét chải để thể hiện những cấu trúc địa chất có vai trò đặc biệt quan trọng đối với sự thành tạo địa hình trong một số trường hợp cụ thể, ví dụ, những cấu trúc nếp lồi đoạn, các cấu trúc vòm muối và những bề mặt cấu trúc do bóc lộ đá cứng thể hiện rõ trong địa hình.

Nhiều khi người ta dùng những kí hiệu đặc biệt để diễn đạt tính chất của các quá trình sườn và một số quá trình ngoại sinh hiện đại.

Có nhiều cách khác nhau trong bố cục và nội dung bản chú giải bản đồ địa mạo. Tuy nhiên, bất luận thế nào, hệ thống các kí hiệu cũng phải đáp ứng nhu cầu phản ánh trên bản đồ địa mạo đầy đủ nhất những hiểu biết về địa hình lãnh thổ nghiên cứu về hình thái, nguồn gốc, lịch sử hình thành, tuổi và khuynh hướng phát triển của địa hình.

13.2. CÁC LOẠI BẢN ĐỒ ĐỊA MẠO

13.2.1. Các loại bản đồ địa mạo chung

Như đã phân tích ở trên, bản đồ địa mạo chung phải chứa đựng ba nhóm thông tin về các mặt cơ bản, như:

- Hình thái mô tả, hình thái - trắc lượng, tức là diện mạo, kích thước và tính định hướng của địa hình;
- Nguồn gốc phát sinh của địa hình;
- Tuổi của địa hình hay là lịch sử phát triển của nó. Khái niệm lịch sử phát triển bao hàm cả những biến động hiện tại và tương lai, vì vậy có thể hiểu là nó biểu hiện cả động thái hiện tại và hướng phát triển tương lai của địa hình.

Tùy theo nguyên tắc được dùng để thành lập mà *đối tượng biểu hiện* trực tiếp của bản đồ địa mạo chung có thể thay đổi, trong khi vẫn bảo đảm được ba yêu cầu nêu trong định nghĩa về loại bản đồ này. Phổ biến hơn cả là những trường hợp sau đây:

- Biểu hiện các bề mặt sơ đẳng đồng nhất về mặt nguồn gốc và các dạng địa hình;
- Biểu hiện các dạng, kiểu, nhóm kiểu và phức hệ kiểu địa hình tùy theo mức độ cho phép của tỉ lệ bản đồ, tức là những dạng riêng rẽ hoặc các nhóm của chúng được phân tách ra do có cùng hình thái và nguồn gốc;
- Biểu hiện các đơn vị kiến trúc-hình thái và chạm trổ-hình thái.

Đối với cả ba trường hợp này, tùy theo yêu cầu, và nhất là đối với các bản đồ tỉ lệ lớn (đặc biệt từ 1: 100 000 trở lên), còn biểu hiện thành phần thạch học tầng trầm tích bề mặt cùng những yếu tố phá hủy kiến tạo, các cấu trúc tân kiến tạo. đương nhiên, cả ba nguyên tắc thành lập bản đồ địa mạo này đều còn phải thể hiện đầy đủ hai yếu tố quan trọng khác, cũng được coi là đối tượng thể hiện của chúng, đó là diện mạo và tuổi địa hình.

Như vậy, khi xác định kiểu loại bản đồ địa mạo, ta căn cứ vào đối tượng biểu hiện chính của nó. Nhìn chung, có thể thấy bốn loại thuộc hai khuynh hướng chính là bản đồ phân tích và bản đồ tổng hợp.

– Bản đồ phân tích lấy đối tượng thể hiện là các bề mặt sơ đẳng và các yếu tố địa hình, và chỉ thông qua việc “đọc” chúng một cách có phân tích, ta mới thấy được đầy đủ từng dạng địa hình.

– Bản đồ tổng hợp thể hiện các chỉ tiêu địa hình đã được tổng hợp hóa: đó là các kiểu địa hình (chứ không phải là các dạng địa hình) và các đơn vị kiến trúc-hình thái. Riêng đối với kiến trúc-hình thái, cần nói rõ thêm là có người quan niệm đó là nội dung của bản đồ địa mạo chuyên hóa, vì nó nhấn mạnh một yếu tố riêng là cấu trúc địa chất. Song, nếu xem kiến trúc-hình thái là những yếu tố mang ý nghĩa nguồn gốc địa hình, bởi vì cấu trúc địa chất là nhân tố đã sinh ra những thành tạo địa hình tương ứng, thì rõ ràng đây là loại bản đồ địa mạo chung.

Ngày nay đang tồn tại bốn loại bản đồ địa mạo chung như sau:

– Bản đồ địa mạo được xây dựng theo nguyên tắc nguồn gốc, trên đó địa hình được phân loại theo nguồn gốc phát sinh và được thể hiện bằng màu nền hoặc bằng nét chải phủ diện tích trong phương pháp thể hiện đen-trắng.

– Bản đồ địa mạo được xây dựng theo nguyên tắc lịch sử-nguồn gốc, trên đó đối tượng thể hiện chính là hai tiêu chí nguồn gốc và tuổi địa hình. Hai chỉ tiêu này được phối hợp thể hiện bằng cùng một màu nền hoặc nét chải phủ diện tích, trong đó tông màu để chỉ nguồn gốc địa hình, còn độ đậm nhạt của tông màu dùng thể hiện tuổi theo quy tắc càng đậm (hoặc càng nhạt) càng trẻ hơn.

– Bản đồ địa mạo được xây dựng theo nguyên tắc nguồn gốc-hình thái, trên đó đối tượng thể hiện chính là các kiểu và nhóm kiểu phát sinh địa hình. Chúng được thể hiện bằng màu nền hoặc bằng nét chải phủ diện tích.

– Bản đồ được xây dựng theo nguyên tắc địa mạo cấu trúc, trên đó các đơn vị kiến trúc-hình thái được thể hiện bằng màu nền hoặc bằng nét chải phủ diện tích, các dạng địa hình và các yếu tố chạm trở-hình thái được thể hiện bằng kí hiệu phủ trên nền màu của các kiến trúc-hình thái.

13.2.2. Các loại bản đồ địa mạo chuyên hóa

- Bản đồ độ dốc;
- Bản đồ độ chia cắt sâu;
- Bản đồ độ chia cắt ngang;
- Bản đồ khe rãnh xói mòn;
- Bản đồ độ cacxtơ hóa và tiềm thực;
- Bản đồ phân bố các bề mặt san bằng và bậc địa hình;
- v.v.

Ngoài ra, bản đồ phân vùng địa mạo cũng thuộc loại này. Nét đặc điểm của bản đồ phân vùng địa mạo là đường nét ranh giới các đơn vị phân vùng được khái quát ở mức độ cao.

KẾT LUẬN CHUNG

Đến đây chúng ta đã làm quen với những cơ sở và nội dung chủ yếu của địa mạo học. Là một trong những ngành khoa học nghiên cứu hành tinh Trái Đất với nhiệm vụ làm rõ cấu tạo, nguồn gốc và quá trình phát triển của địa hình, nên những mối quan tâm của nó cũng gắn bó chặt chẽ với những vấn đề lí thuyết của các ngành khoa học địa chất, địa lí tự nhiên và cổ địa lí.

Qua các chương mục của cuốn sách này, ta thấy sự đa dạng, tính phức tạp của địa hình mặt đất đã trở nên đơn giản và dễ hiểu hơn. Có thể nói, giờ đây chúng ta đã đủ sức nắm được bản chất, giải thích được lí do tồn tại, quá khứ, hiện tại và một phần tương lai của đa số các dạng địa hình quanh ta, để khi cần có thể hành động một cách vững tin, hợp quy luật và ít tổn kém trong việc sử dụng và cải tạo thiên nhiên liên quan đến địa hình. Đó cũng chính là nội dung câu trả lời cho vấn đề mà có lẽ nhiều người đã đặt ra: địa mạo học là gì và học nó để làm gì?

Trong quan hệ với thiên nhiên, thời đại chúng ta được đặc trưng bằng sự quá độ sang nền văn minh nhân văn, trong đó việc bố trí không gian sống, tức là việc tổ chức và quy hoạch lãnh thổ, lực lượng sản xuất và các nguồn tài nguyên đã dần dần trở thành nội dung chính trong tương tác con người - tự nhiên. Điều đó tất yếu dẫn đến việc tác động lên địa hình mặt đất, bởi vì nó là địa bàn tương tác của mọi yếu tố tự nhiên và nhân văn khác. Đáng chú ý là mối tương tác ấy giờ đây diễn ra với mức năng lượng của loài người cao ngang tầm, và trong phạm vi hẹp đôi khi còn vượt cả những lực lượng tự nhiên. Trong hoàn cảnh đó, việc hiểu bản chất của địa hình và quy luật hoạt động của các quá trình địa mạo thực sự có ý nghĩa sống còn.

Trong phần kết luận này, chúng ta sẽ tóm tắt những gì địa mạo học có thể làm trong quá trình con người tìm hiểu và khai thác thiên nhiên, đồng thời vạch ra những nét chính trong bước đường tiến hóa hiện nay của địa hình mặt đất - đối tượng nghiên cứu của địa mạo học.

Một trong những nhiệm vụ lí thuyết của địa mạo học là nghiên cứu tương tác nội lực - ngoại lực đối với diện mạo của Trái Đất. Hướng nghiên cứu này được thực hiện thông qua những nghiên cứu bề mặt san bằng, bậc thềm sông, thềm biển, biểu hiện của tân kiến tạo trong hình thái địa hình, mô hình hóa những tương tác này trong phòng thí nghiệm và cuối cùng là bằng nghiên cứu trắc lượng- hình thái để định lượng hóa chúng.

Bề mặt san bằng, như ta đã biết, được hình thành khi ngoại lực thắng thế so với nội lực. Việc phát hiện các bề mặt san bằng cổ, vị trí độ cao của chúng, số lượng và tính chất biến dạng gây nên bởi các vận động kiến tạo về sau cho phép xác định những giai đoạn chính trong lịch sử phát triển địa hình khu vực. Tuổi bề mặt san bằng được xác định nhờ phân tích "logic địa mạo" (Leont'ev) và các phương pháp địa chất dùng trong nghiên cứu vỏ phong hóa và các trầm tích so sánh, v.v. Những tài liệu này cũng rất hữu ích cho nghiên cứu địa chất và cổ địa lí.

Việc nghiên cứu bề mặt san bằng còn có ý nghĩa thực tiễn, như tìm kiếm khoáng sản liên quan với vỏ phong hóa và các trầm tích so sánh.

Đối với bậc thềm biển, quan trọng nhất là những bậc thềm đánh dấu những bước ngoặt trong lịch sử địa hình khu bờ. Việc nghiên cứu chi tiết chúng có thể cung cấp cho nhà địa mạo công cụ hữu hiệu và đáng tin cậy nhất để giải quyết các vấn đề vận động tân kiến tạo và địa động lực hiện đại vùng duyên hải. Lợi thế lớn của nghiên cứu các bậc thềm biển so với bề mặt san bằng là ở chỗ số liệu về biến dạng độ cao của chúng được tính trên cơ sở mực thủy chuẩn nên chính xác hơn nhiều, do đó có thể dùng để kiểm tra những kết quả về nghiên cứu bề mặt san bằng.

Mất xích chuyển tiếp từ các bậc thềm biển vào các bề mặt san bằng là những bậc thềm sông. Giống như đối với các bậc thềm biển, trước hết phải tập trung xác định những bậc thềm sông gắn với những thời điểm bước ngoặt làm thay đổi tương quan giữa hoạt động của các dòng sông với vận động kiến tạo và những biến động lớn về khí hậu. Phương tiện tốt nhất trong công đoạn này là liên hệ chúng với các bậc thềm biển. Tiếp đó là việc xác định những dị thường trong cấu tạo của chúng rồi tìm cách lí giải những biến động đã xảy ra.

Giờ đây chúng ta đều biết rằng vận động tân kiến tạo và dao động khí hậu đều có cơ hội như nhau trong việc làm xê dịch vị trí gốc xói mòn đối với các dòng sông, mực nước ngầm đối với quá trình cacxtơ, mực cơ sở bào mòn đối với các quá trình sườn, nhưng thông thường hơn là cả hai đồng thời. Nhiệm vụ của nhà địa mạo là phải phân biệt được đâu là ảnh hưởng của nhân tố này và của nhân tố kia.

Từ đó suy ra một nhiệm vụ quan trọng của địa mạo học là nghiên cứu lịch sử kỉ Đệ Tứ về dao động mực nước Đại dương với tư cách gốc xói mòn và bào mòn chung cùng những dao động của ranh giới phía trên đối với các quá trình ven bờ liên quan đến cổ địa lí thời băng hà và hậu băng hà. Qua bức tranh biên độ, số lượng và thứ tự các đợt biển tiến và biển lùi, có thể tách ra được các dị thường gắn với vận động kiến tạo địa phương.

Kết quả nghiên cứu bậc thềm sông, thềm biển cũng như các quá trình dòng chảy và ven bờ hiện tại còn có ý nghĩa ứng dụng to lớn. Chúng là những đối tượng tìm kiếm của nhiều loại sa khoáng quý, như vàng, thiếc, titan, kim cương, v.v.

Nghiên cứu địa hình dòng chảy giúp ta giải quyết hàng loạt vấn đề thực tiễn quan trọng, như chống xói mòn đất, xây dựng thủy lợi, thủy điện, đường sá, cầu cống, giao thông đường sông, tổ chức và sử dụng hợp lý lãnh thổ.

Các công trình nghiên cứu địa mạo bờ biển còn phục vụ rất đắc lực cho xây dựng cảng, thủy lợi biển và bảo vệ bờ, v.v.

Hướng nghiên cứu địa mạo cấu trúc phát triển mạnh mẽ trong mấy chục năm gần đây đã tỏ ra rất có hiệu quả trong nghiên cứu tương quan nội lực - ngoại lực và đã được thực tiễn chấp nhận do đã xây dựng được phương pháp vừa hiệu quả vừa ít tốn kém trong tìm kiếm các cấu trúc chứa dầu mỏ và khí đốt.

Các hướng nghiên cứu khác của địa mạo, như băng hà học, địa mạo các xứ khô hạn, địa mạo cacxtơ, địa mạo đáy biển cũng đóng góp nhiều vào lý thuyết về quy luật phát triển bề mặt Trái Đất và cũng có nhiều ứng dụng thực tiễn quan trọng.

Trong quy hoạch nông nghiệp, nhất là đối với các vùng đất mới, hoặc trong những trường hợp chuyển đổi căn bản hệ thống canh tác và cây trồng truyền thống (ví dụ khai khẩn các vùng đất mặn, khai hoang đất hoang mạc, thủy lợi hóa sa mạc, v.v.) cần phải có hiểu biết đầy đủ về địa mạo, nhất là khía cạnh phát sinh hình thái, đặc điểm trầm tích bề mặt, v.v. Trong vấn đề này, những kiến thức về địa mạo - thổ nhưỡng tỏ ra đặc biệt cần thiết.

Trong nghiên cứu tai biến, những kiến thức địa mạo có thể giúp người ta đi đến đích nhanh hơn và ít tốn kém hơn, bởi vì những tai biến như xói mòn đất, lũ lụt, xói lở, trượt đất, lở núi, lún nền đường, nền công trình xây dựng, độ bền vững của các công trình đập nước và hồ chứa nhân tạo, v.v., thực chất đều là những quá trình địa mạo và thuộc thẩm quyền giải quyết của các chuyên gia địa mạo.

Từ những điều nêu trên có thể nói rằng, địa mạo học cũng cần cho lý thuyết về cấu trúc và lịch sử phát triển của Trái Đất như những hiểu biết về địa chất học, sinh vật học và địa lý tự nhiên, v.v. Nói một cách khác, khoa học địa mạo có thể đóng góp, và thực tế đã và đang đóng góp tích cực cho mọi mặt đời sống con người.

Để kết thúc, ta hãy thử đưa ra một đánh giá tóm tắt về giai đoạn phát triển hiện nay của bề mặt Trái Đất trên cơ sở những tài liệu của địa mạo học đại cương cùng một số khoa học gần gũi với nó.

Trước hết, chúng ta đang sống trong một thời đại phát triển kiến tạo mạnh mẽ của Trái Đất - thời kì tạo núi Anpi đến nay vẫn chưa kết thúc. Điều đó đồng nghĩa với sự phổ biến rộng rãi trên bề mặt Trái Đất của kiểu phát triển đi lên. Theo Leont'ev, diện mạo Trái Đất ngày nay đang được cải biến bằng hai con đường chủ yếu. Thứ nhất là quá trình địa mảng dẫn đến sự biến đổi vô đại dương thành vỏ lục địa. Biểu hiện hình thái của quá trình này trong những giai đoạn đầu là tạo ra các vực thẳm đại dương (các cấu trúc trong đới hút chìm theo thuyết kiến tạo mảng) và các cung đảo tách ra khỏi rìa

đại dương một khu vực rộng lớn để rồi về sau sẽ tạo ra những miền núi cùng các bồn trũng giữa núi và trước núi, tầng bề dày và cấu kết lớp vỏ Trái Đất, kết cục là làm cho lục địa mở rộng.

Thứ hai là quá trình tạo riftơ (trong thuyết kiến tạo mảng đó là quá trình tách dần đáy đại dương), quá trình nối dài các cấu trúc sống giữa đại dương lên lục địa và phá vỡ lớp vỏ lục địa "từ phía dưới", hoạt hóa các nền lục địa cổ và tạo ra trên đó những cấu trúc núi có độ cao và độ động kiến tạo không thua kém các cấu trúc địa máng. Một điều đáng chú ý đặc biệt là sự sụt lún của đáy đại dương mà có thể là đặc biệt điển hình cho giai đoạn phát triển kiểu Cainozoi của Trái Đất và theo những tính toán khiếm tốn nhất cũng phải tới gần 1 000 m trong giai đoạn Paleogen - Đệ Tứ (Leont'ev).

Một yếu tố quan trọng khác là sự tan băng của đợt băng hà lục địa cuối cùng đã làm cho mực nước đại dương dâng cao và bề mặt hành tinh ẩm hóa mạnh.

Những điều kiện trên đã tạo cơ hội cho sự phát triển hết sức sôi động của quá trình bào mòn, nhất là ở những nơi có tình trạng bất ổn định sinh học.

Những đặc điểm nói trên về tốc độ và khuynh hướng phát triển của địa hình mặt đất hiện tại phải được tính đến trong mọi công trình nghiên cứu địa mạo lý thuyết và ứng dụng.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

TIẾNG VIỆT

1. Lê Đức An, Ma Công Cọ. Các bề mặt san bằng Nam Việt Nam. TC. Địa chất, số 153, Hà Nội, 1981, 5 tr.
2. Lê Đức An. Một số đặc điểm địa mạo Việt Nam. "Địa chất, khoáng sản và dầu khí Việt Nam". Ấn phẩm của Cục Địa chất VN, Hà Nội, 1995, 14 tr.
3. Phạm Văn An, Hồ Vương Bính và nnk. Đặc điểm vỏ phong hóa nhiệt đới ẩm trên lãnh thổ Việt Nam. "Địa chất, khoáng sản", T. 2, Hà Nội, 1990, 22 tr.
4. Đào Đình Bắc. Địa mạo đại cương. Tập bài giảng, in rônêo, ĐHTH Hà Nội, 1974, 285 tr.
5. Đào Đình Bắc. Vai trò của nhân tố khí hậu trong phân tích cổ địa lý và phân chia địa tầng Đệ Tứ ở Việt nam. TCKH ĐHQG Hà Nội, Chuyên san Địa lý, ISSN 0866 - 8612, Hà Nội, 1996.
6. Đào Đình Bắc, Nguyễn Đức Khả. Phân vùng địa hình khối cacxtơ Bắc Sơn. Tuyển tập các công trình nghiên cứu khoa học về cacxtơ nhiệt đới ở Việt Nam. ĐHTH Hà Nội, 1993, 5 tr.
7. Đào Đình Bắc, Đặng Văn Bào. Diễn biến lòng sông hạ lưu sông Vệ (Quảng Ngãi) và phương hướng chỉnh trị. TC. Các Khoa học về Trái Đất, số 4 (T. 16), 1994, 5 tr.
8. Đào Đình Bắc, Đặng Văn Bào. Phân tích địa mạo và diễn biến lòng sông vùng hạ lưu sông Thái Bình, sông Hóa. TC. Các Khoa học về Trái Đất, số 2 (T. 18), 1996, 4 tr.
9. Đào Đình Bắc. Địa mạo - Thổ nhưỡng, nội dung và ý nghĩa của nó đối với quy hoạch sử dụng đất. TCKH. ĐQG Hà Nội, số 4/ 1997.
10. Đào Đình Bắc. Tương quan tạo hình thái - tạo trầm tích trong kỉ Đệ Tứ ở Việt Nam. TC. Các Khoa học về Trái Đất, số 3 (T. 20), 1998, 8 tr.
11. Đào Đình Bắc. Địa mạo - thổ nhưỡng và định hướng sử dụng đất khu vực Ba Vì, Hà Tây. TC. Khoa học đất, số 9, 1997, 11 tr.

12. Cao Đăng Dư, 1995. Một số kết quả bước đầu về nghiên cứu lũ quét ở Việt Nam. TC. Hoạt động khoa học, Hà Nội, số 7 năm 1997, tr. 26-28.
13. Nguyễn Dịch Dỹ. Báo cáo kết quả nghiên cứu của đề tài "Địa chất Đệ tứ và đánh giá tiềm năng khoáng sản liên quan" (KT-01-07), lưu trữ viện Địa chất, Hà Nội, 1996, tr. 244.
14. Nguyễn Xuân Đạo, Nguyễn Trọng Yêm, Nguyễn Dịch Dỹ - Mặt san bằng Pliocen muộn ở miền Nam Việt Nam. Tuyển tập Báo cáo Hội nghị KHKT Địa chất Việt Nam lần thứ hai, tập II. Hà Nội, 1985, tr. 241-248.
15. Đậu Hiến. Hai loại hình laterit ở Việt Nam. Tạp chí Địa chất, loạt A, số 220, 1-2/1994, tr. 29-38.
16. Vũ Tự Lập. Địa lí tự nhiên Việt Nam. Tập I, NXB GD. Hà Nội, 1978, 93 tr.
17. Nguyễn Quang Mỹ, Đào Đình Bắc. Kết quả nghiên cứu xói mòn đất ở Thanh Hòa, Vĩnh Phú. Tuyển tập các công trình chương trình 5202, Vĩnh Phú, 1985, tr. 137-144.
18. Nguyễn Quang Mỹ, Đào Đình Bắc. Về sử dụng đất vùng trung du Bắc Bộ trên quan điểm chống xói mòn. Thông báo khoa học của các trường đại học: Nông-Y-Sinh, NXB Đại học & Giáo dục chuyên nghiệp, 1987, tr. 6 - 15.
19. Trần Nghi, Ngô Quang Toàn. Đặc điểm các chu kì trầm tích và lịch sử tiến hoá địa chất Đệ Tứ Đồng bằng Sông Hồng, Địa chất, No. 206-207, 1991, tr. 67-77.
20. Mai Trọng Nhuận, Đặng Trung Thuận và nnk. Vở phong hóa đá bazan vùng nhiệt đới ẩm và sự hình thành bauxit laterit ở Việt Nam. TC. Địa chất số 162. Hà Nội, 1983. tr. 17-27.
21. Vũ Văn Phái. Địa mạo khu bờ biển hiện đại Trung Bộ Việt Nam (từ Đèo Ngang đến Mũi Đá Vách). Luận án PTS. Hà Nội, 1996.
22. Đỗ Hưng Thành. Địa hình khô tàn dư trong kỉ Đệ Tứ ở Bắc Bộ. Báo cáo khoa học, Đại hội Hội Địa lí Việt Nam lần thứ 3, Hà Nội, 1998, tr. 60-65.
23. Lê Bá Thảo. Thiên nhiên Việt Nam. NXB. Khoa học và Kỹ thuật, Hà Nội, 1977, 304 tr.
24. Lê Bá Thảo. Cơ sở địa lí tự nhiên, T.2. NXB GD Hà Nội, 1987. 208 tr.
25. Từ điển địa chất. 2 tập. NXB. Khoa học và Kỹ thuật. Hà Nội, 1979.
26. Nguyễn Thành Vạn. Các thành hệ vỏ phong hóa ở phần phía nam Việt Nam và một số khoáng sản liên quan. Luận án PTS, Hà Nội, 1987.

TIẾNG ANH

27. Bourgeon, G. Explanatory booklet on the reconnaissance soil map of forest area Western Karnataka and Goa. Institut francais de Pondichéry, India, 1989. pp.97.
28. Cook, C. W. Barrier Island formation: Discussion. "Geol. Soc. Amer. Bull.". No. 1, vol. 79, 1968, pp. 945 - 946.
29. Davis, W. M. A journey across Turkestan in Pumpelly's exploration in Turkestan. Carnegie inst. Washington, 1905, pp 23-117.
30. Eldrige, M. Moores, Robe J. Twiss. Tectonics. W.H. Freeman & Campany, New York, 1995, pp. 415.
31. Faibridge, R. W., "Eustatic changes in sea level". Physics and Chemistry of the Earth, 1961, vol. 4, pp. 99-185.
32. Fisher, J.J. Barrier Island formation: Discussion. "Geol. Soc. Amer. Bull.". No. 10, vol. 79, 1968, pp. 1421 - 1425.
33. Hoyt, J.H. Barrier Island formation: Reply. "Geol. Soc. Amer. Bull.". No. 1, vol. 10, vol. 79, 1968, pp. 1427 - 1431.
34. King, L. Morphology of The Earth. Olivier and Boyd, 1962.
35. Morgan, W.J. "Rise trenches, great faults and crustal blocks", J. geophys. Res., 1968. 73, 1959-82.
36. Pikerling, H.W. The place of Origin of The Moon. "Scotish. Geogr. Magaz.", 1907.
37. Pugh, J.C. "The landforms of low latitudes" in Essays in Geomorphology (Ed. G. H. Dury), Heinemann.
38. Sykes, L. R. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges. J. geophys. Res., 1967, 72, 2131 - 53.
39. Thomas, M. Geomorphology in the tropics. John Wiley & Sons, 1994, Chichester, New york, Brisbane, Toronto, Singapore, 460 tr.
40. Vine, F.J. và Matthews D.H. Magnetic anomalies over oceanic ridges, J. geophys. Res., 1963, 199, 947 - 49.
41. Wegener, Alfred. The origin of continents and oceans (trans. J. Biram from 4 th Ed., Methuen, 1967.
42. Wilson, J.T. A new class of faults and their bearing on continental drift, Nature, Long., 1965., 207, 343 - 7.

TIẾNG PHÁP

43. Beaudet, G., Coque R., Michel P., et Rognon P. Altérations tropicales et accumulations ferrugineuses entre la vallée du Niger et les massifs centraux sahariens. *Revue Géomorphologie*, Berlin. Stuttgart, 9/1977, pp. 297-322,
44. Brunhes, B. et J. Les analogies des tourbillons atmosphériques et des cours d'eau et la question de la déviation des rivières vers la droite. "Annales de Géogr.", Paris, 1904, No. 67.
45. Chaput, E. Deux types des nappes aluviales: terrasse monogéniques et terrasse polygéniques. "C.R. Acad. des sc.", No 26. Paris 1924.
46. Corbel, J. L'Erosions climatiques des granites et silicates sous climats chauds. *Revue géomorphologique*, 1957, 8, pp. 4-8.
47. Corbel, J. Erosion en terrain calcaire. "Annales de géographie", 1959, LXVIII année. No 366.
48. Erhart, H. Biostasie et rhexistasie: esquisse d'une théorie sur le rôle de la pédogenèse en tant que phénomène géologique. Masson. "C.R. Acad. des Sc. Franc.", 241, tr. 1218-1220.
49. Lamblardie de. Mémoire sur les côtes de la Haute Normandie. Havre, 1789.
50. Martel, E.A. Universalité et ancienneté des phénomènes caverneux. La spéléologie XX-me siècle. "Spelunca", 1.
51. Surell, A. Etudes sur les torrents de Hautes Alpes. Paris, 1841, tt. I-II.
52. Tricart, J. Géomorphologie applicable. Masson, Paris, New York, Barcelone, Milan, 1977, pp.204.
53. Tricart, J. et Cailleux A.: Introduction à la géomorphologie climatologique, SEDES.
54. Viers, G. Eléments de géomorphologie. Fernand Nathan Editeur, Paris, 1967. pp.208.
55. Yvette V., Pech P. L'homme et l'environnement. PUF, Paris, 1993, pp. 424.

TIẾNG ĐỨC

56. Biögli, A. Kalklösung und Karrenbildung. Internationale Beiträge zur Karstmorphologie. Supplementband 2 zur Zeischrift für Geomorphologie. Göttingen, 1960.
57. Grund, A. Die Karstmorphologie. " Geographische Abhandlungen, hg. von Prof. A. Penck in Wien", 1903, Bd. VII, H.3.

58. Katzer, Fr. Karst und Karsthydrographie. Zur Kunde der Balkanhalbinsel. Sarajevo, 1909.
59. Lehmann, H. Hydrographie des Karstes. Enzyklopedie der Erdkunde, hg. von O. Kende. Leipzig und Wien. 1932.
60. Lehmann, H. Karstentwicklung in den Tropen. "Die Umschau in Wissenschaft und Technik", 1953.
61. Lehmann, H. Der tropische Kegelkarst auf den Grossen Antillen. In "Das Karstphänomen in den verschiedenen Klimazonen". Erkunde", 1954.
62. Penck, A. Die Morphologie der Erdoberfläche. Stuttgart, 1894.

MỤC LỤC

Lời nói đầu	3
-------------	---

Phần thứ nhất NHỮNG VẤN ĐỀ CHUNG

Mở đầu	5
1. Định nghĩa khoa học địa mạo. Đối tượng nghiên cứu của địa mạo học	5
2. Sự hình thành và phát triển của địa mạo học	6
3. Một số điểm phương pháp luận của địa mạo học	8
4. Về các phương pháp nghiên cứu của địa mạo học	9
5. Khảo sát địa mạo	11

Chương 1. MỘT SỐ KHÁI NIỆM CƠ BẢN

1.1. Khái niệm địa hình	13
1.2. Khái niệm về hình thái địa hình	13
1.3. Khái niệm về nguồn gốc địa hình	15
1.4. Khái niệm về tuổi địa hình	16
1.5. Khái niệm về niên biểu địa chất	18

Chương 2. CÁC NGUYÊN TẮC PHÂN LOẠI ĐỊA HÌNH

2.1. Phân loại địa hình theo những dấu hiệu hình thái	22
2.1.1. Phân loại theo tương quan với bề mặt nằm ngang	22
2.1.2. Phân loại theo độ phức tạp của dạng địa hình	23
2.1.3. Phân loại địa hình theo kích thước	23
2.1.4. Phân loại địa hình theo hình thái và trắc lượng - hình thái	24
2.1.5. Phân loại địa hình theo nguồn gốc phát sinh	25

Chương 3. HÌNH THÁI CHUNG CỦA BỀ MẶT TRÁI ĐẤT

3.1. Hình dạng của Trái Đất	32
3.2. Đặc điểm chia cắt bề mặt Trái Đất theo chiều nằm ngang	33
3.3. Đặc điểm chia cắt bề mặt Trái Đất theo chiều thẳng đứng	35

Chương 4. NGUỒN GỐC LỤC ĐỊA VÀ ĐẠI DƯƠNG

4.1. Giả thuyết về tính nguyên thủy và bất biến của lục địa và đại dương	39
--------------------------------------------------------------------------	----

4.2. Giả thuyết về sự trôi dạt của các mảng lục địa	39
4.3. Các giả thuyết về sự phát triển có hướng của vỏ Trái Đất	40
4.3.1. Cấu tạo vỏ Trái Đất	40
4.3.2. Thuyết kiến tạo mảng. Vấn đề kiến tạo toàn cầu	44

Chương 5. CÁC NHÂN TỐ THÀNH TẠO ĐỊA HÌNH

5.1. Địa hình mặt đất là kết quả tác động tương hỗ của các quá trình nội sinh và ngoại sinh	59
5.2. Quá trình phong hóa	61
5.2.1. Phong hóa vật lí.	62
5.2.2. Phong hóa hóa học	63
5.2.3. Vỏ phong hóa	66
5.3. Địa hình và khí hậu	68
5.3.1. Ảnh hưởng qua lại giữa khí hậu và quá trình phát triển địa hình	68
5.3.2. Phân loại khí hậu trên quan điểm địa mạo	70
5.3.3. Khái niệm về các thời kì ổn định sinh học (biostasie) và bất ổn định sinh học (rhexostasie)	73
5.4. Quá trình bào mòn, nội dung và vai trò của nó đối địa hình	75
5.4.1. Tác dụng bào mòn của trọng lực	76
5.4.2. Tác dụng bào mòn của băng tuyết, nước và gió	80
5.5. Cấu trúc địa chất và ý nghĩa tạo địa hình của chúng	82
5.5.1. Tính chất của đá và ý nghĩa của chúng trong quá trình thành tạo địa hình	83
5.5.2. Cấu trúc kiến tạo và ý nghĩa tạo địa hình của chúng	86
5.6. Tân kiến tạo và địa hình	93
5.6.1. Ảnh hưởng của vận động tân kiến tạo đối với địa hình thung lũng và mạng lưới sông suối.	95
5.6.2. Ảnh hưởng của vận động tân kiến tạo đối với địa hình bờ biển	97
5.6.3. Ảnh hưởng của vận động tân kiến tạo đối với địa hình bề mặt san bằng	100
5.6.4. Tân kiến tạo và địa hình đường tuyết.	101

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	103
6.2. Các quy luật xâm thực và tích tụ	105
6.2.1. Năng lượng của dòng chảy	105
6.2.2. Các quy luật xâm thực và tích tụ chủ yếu	107
6.3. Dòng chảy tạm thời	115
6.3.1. Quá trình bào mòn bề mặt	115
6.3.2. Dòng chảy tạm thời	116
6.4. Dòng chảy thường xuyên	120

6.4.1. Thung lũng sông	124
6.4.2. Bãi bồi	140
6.4.3. Bậc thềm sông	142
6.4.4. Cửa sông	153
4.4.5. Hiện tượng thung lũng bất đối xứng	157
4.4.6. Thung lũng xuyên thủng	160
4.4.7. Lưu vực sông và hiện tượng cướp dòng	162
4.4.8. Các kiểu địa hình xâm thực và xâm thực - bào mòn	168

Chương 7. HOẠT ĐỘNG ĐỊA MẠO CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT

7.1. Một số khái niệm về nước dưới đất	173
7.2. Địa hình cacxtơ	174
7.2.1. Khái niệm cacxtơ	174
7.2.2. Các loại đá cacxtơ hóa	175
7.2.3. Các giai đoạn trong quá trình hòa tan đá vôi	177
7.2.4. Tính hòa tan của đá vôi và đolômit	178
7.2.5. Các điều kiện thúc đẩy quá trình cacxtơ	179
7.2.6. Đặc điểm thủy văn và thủy địa chất vùng cacxtơ	180
7.2.7. Các thuyết về thủy văn ngầm trong vùng cacxtơ	183
7.2.8. Các nguồn nước cacxtơ	184
7.2.9. Sông và thung lũng miền cacxtơ	185
7.2.10. Các dạng địa hình cacxtơ	188
7.2.11. Hang động cacxtơ	193
7.2.12. Cacxtơ nhiệt đới	197
7.3. Địa hình cacxtơ giả	203
7.3.1. Cacxtơ giả phát triển trong các đá mảnh vụn gắn kết	204
7.3.2. Cacxtơ giả phát triển trong hoàng thổ và sét hoàng thổ, quá trình tiềm thực	204
7.3.3. Cacxtơ nhiệt	205
7.4. Hiện tượng trượt đất	205
7.4.1. Cấu tạo của khối trượt đất	205
7.4.2. Phân loại trượt đất	206
7.4.3. Điều kiện phát triển quá trình trượt đất	208
7.4.4. Các biện pháp phòng chống trượt đất	208

Chương 8. HOẠT ĐỘNG ĐỊA MẠO CỦA GIÓ

8.1. Điều kiện hoạt động của quá trình gió	210
8.2. Các hoạt động địa mạo của gió	211
8.2.1. Tác dụng phá hủy	211
8.2.2. Tác dụng vận chuyển	211
8.2.3. Tác dụng tích tụ	211
8.3. Các dạng địa hình do gió tạo thành	212

8.3.1. Địa hình thổi mòn, gặm mòn	212
8.4. Địa hình chủ yếu do gió vận chuyển và tích tụ tạo thành	214
8.5. Sự tiến hóa của địa hình tích tụ cát	217
8.6. Hoang mạc	218
8.6.1. Đặc điểm các quá trình địa mạo trong hoang mạc và địa hình do chúng tạo thành	219
8.6.2. Địa hình do quá trình phong hoá tạo thành	219
8.6.3. Địa hình do quá trình bốc hơi thành tạo.	220
8.6.4. Địa hình do gió tạo thành	221
8.6.5. Địa hình do nước chảy tạo thành	221
8.6.6. Phân loại hoang mạc	222

Chương 9. ĐỊA MAO CÁC MIỀN NÚI LỬA

9.1. Một số khái niệm cơ bản	224
9.2. Các kiểu hoạt động núi lửa	226
9.2.1. Hoạt động loại phun trào.	227
9.2.2. Hoạt động loại phun nổ	227
9.3. Vật liệu núi lửa	229
9.3.1. Dung nham	229
9.3.2. Các sản phẩm vụn.	229
9.4. Các dạng địa hình núi lửa	231
9.4.1. Các dòng dung nham	231
9.4.2. Các dạng địa hình trũng	232
9.4.3. Các dạng địa hình dương	233

Chương 10. ĐỊA HÌNH MIỀN NÚI

10.1. Một số đặc điểm chung	236
10.2. Định nghĩa một số khái niệm	237
10.3. Nguồn gốc núi. Phân loại núi	239
10.4. Bề mặt san bằng miền núi, độ cao núi	241
10.4.1. Chiều cao giới hạn trên của núi	241
10.4.2. Bề mặt san bằng bào mòn ở miền núi	243
10.4.3. Về vấn đề tuổi bề mặt san bằng miền núi	245
10.5. Sự phát triển của địa hình miền núi	247
10.5.1. Các sơ đồ phát triển địa hình	248

Chương 11. ĐỊA HÌNH ĐỒNG BẰNG VÀ CAO NGUYÊN

11.1. Phân loại đồng bằng	267
11.1.1. Phân loại theo độ cao	267
11.1.2. Phân loại theo đặc điểm bề mặt	267
11.1.3. Phân loại theo nguồn gốc phát sinh	268
11.2. Đặc điểm của địa hình đồng bằng	270

11.3. Về các đồng bằng cổ và đồng bằng bị vùi lấp	272
11.4. Sơ lược về địa hình cao nguyên	274

Chương 12. CÁC QUÁ TRÌNH ĐỊA MẠO VÀ ĐỊA HÌNH BỜ BIỂN

12.1. Khái niệm “bờ”. Sóng và dòng chảy sóng	275
12.1.1. Bờ	275
12.1.2. Sóng	275
12.1.3. Dòng chảy sóng	278
12.2. Sự di chuyển bồi tích ngang	279
12.3. Các dạng địa hình do di chuyển bồi tích ngang tạo thành	280
12.3.1. Bãi biển	280
12.3.2. Val ngầm và bar bờ	281
12.4. Di chuyển bồi tích dọc	284
12.5. Các dạng địa hình do di chuyển bồi tích dọc tạo thành	285
12.6. Quá trình mài mòn	287
12.7. Các kiểu bờ biển	288
12.8. Bậc thềm biển	293

Chương 13. KHÁI NIỆM VỀ BẢN ĐỒ ĐỊA MẠO

13.1. Khái niệm chung	294
13.1.1. Định nghĩa bản đồ địa mạo	294
13.1.2. Khái niệm về bản chú giải của bản đồ địa mạo	295
13.2. Các loại bản đồ địa mạo	297
13.2.1. Các loại bản đồ địa mạo chung	297
13.2.2. Các loại bản đồ địa mạo chuyên hóa	298

KẾT LUẬN CHUNG	299
----------------	-----

TÀI LIỆU THAM KHẢO	303
--------------------	-----