

Chương 5

ĐỊA TẦNG VÀ LỊCH SỬ VỎ TRÁI ĐẤT

5.1. ĐỊNH NGHĨA VÀ VAI TRÒ CỦA ĐỊA TẦNG HỌC

5.1.1. Định nghĩa, đối tượng và nhiệm vụ của Địa tầng học

Địa tầng học là một trong những bộ môn cơ bản của địa chất học, nghiên cứu các lớp các tầng đá của vỏ Trái Đất, quy luật hình thành chúng, xác định mối quan hệ giữa chúng với nhau trong quá trình hình thành.

Ba nhiệm vụ cơ bản của địa tầng học là: 1) nghiên cứu và mô tả các lớp đá trong mặt cắt địa chất cụ thể, xác định được trình tự địa tầng của chúng; 2) liên hệ các mặt cắt, xác định mối tương quan giữa chúng và vị trí của chúng trong tiến trình chung của sự hình thành các tầng đá của vỏ Trái Đất nói chung; 3) lý giải biên sử địa tầng để làm sáng tỏ lịch sử hình thành và phát triển của vỏ Trái Đất.

Để giải quyết những nhiệm vụ của mình, địa tầng học dựa trên các nguyên lý cơ bản về 1) *tính kế tục*, theo đó các lớp mới hình thành đều nằm ngang, lớp hình thành sau phủ lên lớp hình thành trước, trẻ hơn lớp trước và ngược lại; 2) *tính liên tục bề mặt*, theo đó tại cùng một lớp ở mọi điểm đều cùng tuổi tức là các yếu tố của chúng được thành tạo đồng thời; 3) *tính đồng nhất thành phần hoá thạch*, theo đó các tầng đá chứa các tập hợp hoá thạch (di tích sinh vật bảo tồn trong đá trầm tích) giống nhau thì cùng tuổi, tức là được hình thành đồng thời.

5.1.2. Vai trò của địa tầng học

Là một bộ môn khoa học cơ bản, địa tầng học có vai trò đặc biệt quan trọng trong Địa chất học và trong hoạt động xã hội nói chung. *Thứ nhất*, trong mọi công tác nghiên cứu địa chất đều phải tìm hiểu lịch sử và quy luật hình thành của đối tượng nghiên cứu, muốn giải quyết nhiệm vụ này mọi nhà nghiên cứu đều phải dựa vào các dẫn liệu về địa tầng học của vùng. Chính vì vậy trong mọi công tác nghiên cứu cơ bản của địa chất học như địa chất khu vực, đo vẽ bản đồ địa chất, kiến tạo học v.v.. thì công việc hàng đầu và có tầm quan trọng đối với chất lượng công trình của nhà địa chất là xác định địa tầng của vùng nghiên cứu. Những kết quả nghiên cứu chính xác về địa tầng giúp cho nhà địa chất đánh giá đúng đắn về lịch sử và quy luật hình thành, quy luật phân bố của các đối tượng nghiên cứu. Những kết luận không chính xác về địa tầng sẽ dẫn đến những đánh giá sai về địa chất khu vực dẫn đến hậu quả xấu không những đối với các công tác khác của địa chất mà thậm chí có thể kìm hãm sự phát triển kinh tế của xã hội. Ví dụ, nếu xác định rằng ở Việt Nam không phổ biến trầm tích tương thêm lục địa có vị trí địa tầng

Đệ Tam tức Paleogen và Neogen là một tiền đề quan trọng cho việc tìm dầu mỏ, sẽ đi đến kết luận Việt Nam không có dầu mỏ. Thứ hai, trong các công tác địa chất ứng dụng như địa chất công trình, địa chất thuỷ văn v.v.. công việc nghiên cứu địa tầng cũng là nhiệm vụ rất quan trọng. Xác định địa tầng sai dẫn đến đánh giá sai về nền móng công trình thì hậu quả xấu sẽ khôn lường vì các công trình xây dựng trên nền móng yếu sẽ luôn luôn là mối đe dọa cho sinh mạng và tài sản của xã hội. Những sự cố về các công trình xây dựng, các công trình giao thông cũng có thể cho ta thấy được điều quan trọng này.

5.2. TUỔI ĐỊA CHẤT VÀ PHƯƠNG PHÁP XÁC ĐỊNH

Muốn biết được lịch sử hình thành vỏ Trái Đất, trước hết cần phải tìm được cách xác định tuổi của đá trên Trái Đất, cũng tức là xác định tuổi của các sự kiện địa chất, những biến cố đã xảy ra trên Trái Đất. Trong những thế kỷ trước nhiều người đã đề ra những phương pháp khác nhau để định tuổi địa chất, song chưa có phương pháp nào có cơ sở chắc chắn. Có thể kể đến cách xác định tuổi mà trong những thế kỷ trước đã được nhiều người lưu ý là dựa trên giả định rằng xưa kia nước biển và đại dương cũng chỉ là nước nhạt (hay nước ngọt như ta thường gọi), giống như nước sông suối hiện nay. Nước biển mặn như ngày nay chính là do nước hoà tan các muối từ trong lục địa và đưa ra biển, qua nhiều triệu năm tích lũy nước biển mới trở nên mặn. Từ nhận định trên, nếu đo tính được tổng lượng muối mà hiện nay các hệ thống sông hàng năm đưa ra biển, đo tính được thể tích nước biển và tổng lượng muối chứa trong các đại dương, ta có thể tính được thời gian mà sông suối đã làm cho biển trở thành mặn như ngày nay. Bằng cách này người ta đã tính ra thời gian đó vào khoảng vài trăm triệu năm. Cách tính tuổi địa chất như vậy không có đủ sức thuyết phục, trước hết là lập luận ban đầu đã không có cơ sở. Ai có thể khẳng định nước biển xưa kia là nước nhạt; thêm nữa ai biết được là xưa kia lục địa có rộng như ngày nay không và lượng mưa trên đó ra sao để có được lượng nước của các hệ thống sông mang theo lượng muối hoà tan ra biển hàng năm như ngày nay.

Nửa đầu thế kỷ 19 các nhà nghiên cứu tìm được cách xác định tuổi tương đối của các tầng đá một cách chắc chắn, bằng phương pháp cổ sinh đã xác định được mối quan hệ già hơn hay trẻ hơn giữa các đá cấu tạo nên vỏ Trái Đất. Đến thế kỷ 20, nhờ phát hiện ra đặc tính của các nguyên tố phóng xạ và các chu kỳ bán huỷ của chúng mà người ta đã tìm ra cách xác định tuổi tuyệt đối của các đá, tức là tính tuổi của chúng bằng đơn vị thời gian, hàng nghìn và hàng triệu năm.

5.2.1. Phương pháp xác định tuổi tuyệt đối

- *Cơ sở khoa học.* Việc tính tuổi tuyệt đối của đá đã được thực hiện có cơ sở khoa học nhờ phát minh của A. Becquerel, của Pierre và Marie Curie về hiện tượng phóng xạ. Trong tự nhiên các nguyên tố hoá học thường có những đồng vị khác biệt nhau ở trọng lượng nguyên tử, có những đồng vị bền vững bên cạnh những đồng vị không bền vững. Những đồng vị không bền vững do hiện tượng phân huỷ phóng xạ sẽ bị phân rã và bị

biến đổi để trở thành những đồng vị bền vững của nguyên tố khác. Thí dụ các đồng vị của chì Pb^{206} và Pb^{207} là sản phẩm cuối cùng và bền vững của quá trình phân rã phóng xạ của các đồng vị urani U^{238} và U^{235} . Mỗi một nguyên tố phóng xạ có một tốc độ phân rã phóng xạ không thay đổi, tốc độ đó không chịu ảnh hưởng của bất kỳ tác nhân ngoại sinh nào, có lẽ chỉ trừ trường hợp nhiệt độ cực cao ở các ngôi sao trong vũ trụ mới có thể làm thay đổi tốc độ này. Bằng thực nghiệm có thể xác định được chu kỳ bán huỷ của mỗi nguyên tố phóng xạ. Từ những điều vừa trình bày trên đây, ta xác định được tuổi của đá chứa các đồng vị phóng xạ. Biết được chu kỳ bán huỷ của đồng vị phóng xạ và khối lượng của đồng vị bền vững do quá trình phóng xạ phân rã tạo nên trong đá, ta sẽ tính được tuổi của đá chứa chúng.

Quy luật của quá trình phân rã phóng xạ là cứ qua một thời gian nhất định có tính chu kỳ thì số của nguyên tử mất đi một nửa do phân rã phóng xạ; chu kỳ đó gọi là *chu kỳ bán huỷ*. Như vậy sau một chu kỳ bán huỷ sẽ mất đi 50% số nguyên tử của nguyên tử để cho ra đồng vị con; sau hai chu kỳ 75% bị phân rã, sau ba chu kỳ – 88% và tiếp tục như vậy cho đến khi số của nguyên tử mẹ trở thành cực nhỏ.

Chính dựa trên cơ sở đó mà người ta đã xác định tuổi của đá chứa các đồng vị phóng xạ. Biết được chu kỳ bán huỷ của chất phóng xạ và khối lượng của đồng vị bền vững do quá trình phóng xạ phá huỷ tạo nên trong đá, ta sẽ tính được tuổi của đá. Để tính tuổi của đá cổ, người ta dựa vào các nguyên tố có chu kỳ bán huỷ lâu dài như Urani²³⁵ có chu kỳ bán huỷ 710 triệu năm, còn để định tuổi các đá trẻ người ta dựa vào nguyên tố có chu kỳ bán huỷ ngắn như carbon phóng xạ (C^{14}) có chu kỳ phân huỷ chỉ 5,5 - 6 nghìn năm. Chính nhờ phương pháp phóng xạ mà ngày nay người ta đã có thể xác định được tuổi của tất cả các thể địa chất. Đá có tuổi già nhất trên Trái Đất là một loại đá biến chất được tìm thấy ở Canada và được xác định tuổi là 3,96 tỷ năm. Việc xác định tuổi của di tích khảo cổ thuộc các nền văn hoá vài nghìn năm được xác định nhờ carbon phóng xạ C^{14} . Vậy là con người đã tìm ra cách thức tin cậy để xác định tuổi của các sự kiện lịch sử của hành tinh mà mình cư trú.

Phải có đá gốc để hình thành đá biến chất có tuổi 3,96 tỷ năm vừa nói trên, như vậy tuổi của Trái Đất phải cổ hơn nhiều so với tuổi của đá biến chất đó. Nếu vũ trụ được thành tạo sau vụ nổ Big Bang, cách đây khoảng 20 tỷ năm thì Trái Đất phải được hình thành sau Big Bang, từ những vật chất khí bị bắn ra và nguội đi kết nhau lại. Từ đó, nếu đá cổ nhất có tuổi 3,96 tỷ năm thì người ta đoán định rằng Trái Đất phải được hình thành trước đó, từ cách đây khoảng 4,6 tỷ năm.

Ngày nay nhiều phương pháp xác định tuổi tuyệt đối đã được sử dụng trong các phòng thí nghiệm địa niên đại, trong đó các phương pháp quan trọng nhất là phương pháp Rubidi - Stronti, phương pháp Kali - Argon, phương pháp Urani - Thori - Chì, phương pháp Samari - Neodymi, phương pháp Carbon 14.

Phương pháp Rubidi - Stronti là một trong những phương pháp định tuổi được áp dụng rộng rãi trong địa chất. Phương pháp này cho phép xác định tuổi khoáng vật và đá có chứa rubidi như mica, sét, felspat, granit.

Phương pháp Kali - Argon cũng là phương pháp được sử dụng rộng rãi trong địa chất, điều hạn chế là khí argon dễ bị bay mất sau khi được hình thành. Do đó thường xảy ra trường hợp tuổi của đá được xác định sẽ trẻ hơn tuổi thực, mặc dầu cũng có những loại khoáng vật giữ được argon khá tốt. Phương pháp Kali - Argon cũng sử dụng những khoáng vật giống như phương pháp Rubidi - Stronti. Ngày nay phương pháp Kali - Argon được sử dụng rộng rãi đối với đá phun trào trẻ và xác định thời gian của sự nâng trôi các lục địa. Phương pháp Argon-40/Argon-39 cũng là một loại của phương pháp Kali - Argon được sử dụng định tuổi cho hiện tượng nung nóng của vỏ Trái Đất, định tuổi tro núi lửa và sự từ hoá cổ trong đá.

Phương pháp Urani- Thori - Chì. Hai đồng vị của urani và thori trải qua sự phân rã alpha và beta sẽ cho đồng vị chì bền vững. Điều này cho nhiều khả năng định tuổi vì các đồng vị trung gian lại cũng phóng xạ. Zircon là khoáng vật thường có trong nhiều loại đá và đặc biệt thích hợp cho phương pháp Urani - Chì. Phương pháp Urani - Chì - Zircon là một trong những phương pháp chính xác nhất để định tuổi đá granit rất cổ với khả năng đạt độ chính xác 5 triệu năm với đá có tuổi 3 tỷ năm.

Phương pháp Samari - Neodymi. Samari 147 phân rã thành neodymi 143 có chu kỳ bán huỷ rất dài, khoảng 106 tỷ năm. Cả hai đồng vị mẹ và con đều là nguyên tố đất hiếm và có hành vi địa hoá tương tự nhau. Các quá trình địa chất hậu sinh như phong hoá, biến chất không thể tách hai đồng vị này giống như chúng đã tách cặp đồng vị mẹ-con trong các phương pháp định tuổi khác. Vì vậy phương pháp Samari - Neodymi có khả năng "nhìn thấu" các sự kiện địa chất hậu sinh và ghi được thời gian đầu tiên khi đá tách từ bên trong Trái Đất để trở thành thành phần của vỏ. Vì vậy tuổi theo phương pháp Samari - Neodymi thường được coi là tuổi thành tạo vỏ Trái Đất.

Phương pháp Carbon 14. Carbon-14 có vai trò quan trọng trong định tuổi địa chất trẻ; nó sinh ra do một neutron đụng độ với nguyên tử nitơ (nitrogen) trong khí quyển và phát ra một proton. Sau đó carbon phóng xạ kết hợp với oxy và tạo thành dioxit carbon (carbonic – CO_2). Dioxit carbon phóng xạ này được cây cối hấp thụ trong quá trình quang hợp, đồng thời cũng được phân tán trong nước biển và nước ngọt. Cuối cùng, động vật lại đồng hoá carbon-14 vào cơ thể của chúng do tiêu thụ nước và thức ăn thực vật. Khi động vật và cây cối chết, carbon không còn tăng thêm trong mô của chúng được nữa và carbon-14 bắt đầu bị phân rã theo chu kỳ bán huỷ 5730 năm.

5.2.2. Phương pháp xác định tuổi tương đối

Tuy phương pháp xác định tuổi tuyệt đối ngày nay được hoàn thiện nhiều so với trước đây, song việc xác định tuổi luôn luôn phải gắn liền với các thiết bị phân tích hiện đại và đắt tiền; thêm vào đó, sai số có thể tới 5%. Nếu vậy khi xác định đá có tuổi 100 triệu năm thì sai số là 5 triệu năm. Sai số này là quá lớn nếu ta nhớ rằng loài người với đại biểu nguyên thủy là các dạng người khỉ chỉ mới xuất hiện trên Trái Đất khoảng dưới 1 triệu năm, còn ngày nay tuổi thọ 100 năm của con người cũng rất hiếm. Một phương pháp khác xác định tuổi địa chất đơn giản hơn tuy không tính được năm tháng, song lại xác định được chắc chắn mối tương quan già trẻ của các đá

và nhiều khi còn có thể hiệu chỉnh cả sai lầm của máy móc khi phân tích tuổi tuyệt đối, đó là phương pháp xác định tuổi tương đối.

Cơ sở khoa học của phương pháp này là so sánh mối tương quan giữa các đá để tìm ra mối quan hệ già trẻ của chúng. Có nhiều cách để xác định tuổi, so sánh tuổi tương đối của các đá và các tầng đá khác nhau như dựa vào trật tự sắp xếp của các tầng đá – đá già hơn nằm ở dưới còn đá trẻ hơn nằm ở trên theo thứ tự thời gian thành tạo chúng. Người ta cũng xác định đá già hơn hay trẻ hơn dựa vào mức độ biến chất của đá. Các đá già hơn do trải qua nhiều biến động của các vận động địa chất nên có mức độ biến chất cao hơn, còn các đá trẻ hơn thì ngược lại, có mức độ biến chất thấp hơn. Ngày càng người ta càng tìm ra những cách thức khác nhau để xác định tuổi tương đối của đá như dựa vào cổ từ, độ dẫn điện của các đá v.v..

Cách xác định tuổi tương đối của đá một cách khoa học nhất mà hiện nay được áp dụng rộng rãi là theo phương pháp cổ sinh vật, dựa vào *hoá thạch* – di tích của sinh vật hoặc di tích hoạt động của chúng được giữ lại trong các tầng đá được thành tạo đồng thời với sinh vật.

Đặc tính quan trọng của sinh vật là biến đổi, tiến hoá không ngừng để thích nghi với sự thay đổi của điều kiện môi trường. Sự tiến hoá của sinh vật trong lịch sử địa chất là không lặp lại trạng thái mà tổ tiên chúng đã có. Do đó, mỗi một giai đoạn phát triển của lịch sử Trái Đất, hình thái của sinh vật không giống với hình thái của chúng trong thời gian lịch sử trước và sau đó. Trên cơ sở này, khi nghiên cứu xác định các hoá thạch ta biết được đá chứa chúng đã được thành tạo vào thời gian nào và trong điều kiện môi trường nào của lịch sử vỏ Trái Đất. Thành tựu nghiên cứu của các nhà địa chất, các nhà cổ sinh vật học từ vài thế kỷ qua đã cho phép xác định được các dạng sinh vật cổ xưa đặc trưng cho mỗi giai đoạn của lịch sử Trái Đất. Tất nhiên, sinh giới không phải đã xuất hiện đồng thời với sự xuất hiện của Trái Đất mà chỉ xuất hiện vào giai đoạn cách nay vài tỷ năm. Tuy vậy, di tích sinh vật trong các đá có tuổi hàng tỷ năm đã bị phá huỷ do những biến cố khổng lồ của lịch sử Trái Đất. Vì thế, việc xác định tuổi tương đối của đá bằng phương pháp cổ sinh vật chỉ có thể thực hiện được đối với các đá được hình thành cách nay khoảng 1 tỷ năm. Trong thực tế thì lịch sử Trái Đất chỉ được biết tường tận nhờ di tích sinh vật trong các tầng đá thành tạo cách đây 600 - 700 triệu năm, nhất là trong các đá được thành tạo bắt đầu từ kỷ Cambri (cách đây 540 triệu năm).

5.3. CƠ SỞ ĐỊA TẦNG HỌC

5.3.1. Nguyên lý hiện tại đối với Địa tầng học và Địa chất lịch sử

Nguyên lý hiện tại (actualism) do Ch. Lyell (1797 - 1875) đề xuất có ý nghĩa rất quan trọng trong nghiên cứu địa tầng và lịch sử địa chất. Các nhà địa chất đã dựa trên nguyên lý này để suy luận các sự kiện và hiện tượng xảy ra trong quá khứ địa chất trên cơ sở những hiện tượng đang xảy ra hàng ngày hiện nay trên Trái Đất. Nội dung của nguyên lý đó như sau - *Các hiện tượng tự nhiên hiện nay đang diễn ra một cách từ từ chậm chạp gây ra những biến đổi để thay đổi bộ mặt Trái Đất; trong quá*

khử cũng chính những hiện tượng tương tự như thế đã gây nên những biến đổi lớn lao của vỏ Trái Đất. Sự ra đời của nguyên lý hiện tại có ý nghĩa rất lớn trong địa chất học và trong tự nhiên học nói chung vì trước Ch. Lyell thuyết biến hoá do nhà tự nhiên học G. Cuvier (1769 - 1832) chủ xướng đã kìm hãm sự phát triển của khoa học. Để giải thích cho những biến đổi lớn lao trong lịch sử thiên nhiên, thuyết biến hoá đã cho rằng trong lịch sử thiên nhiên đã xảy ra những biến động có tính chất tai hoạ tiêu diệt cả thế giới, rồi sau đó một lực siêu phàm lại tái tạo ra thế giới mới. Với nguyên lý hiện tại, Ch. Lyell đã có đóng góp lớn cho sự phát triển của địa chất học, trước hết là cho việc lập lại quá trình lịch sử của vỏ Trái Đất. Vì thế "Lyell" là người đầu tiên đưa chân lý vào địa chất học bằng cách thay thế những đột biến tùy hứng của chúa tạo nên, bằng những tác động từng bước của những biến đổi chậm chạp của Trái Đất". (Engel F. Phép biện chứng của tự nhiên).

5.3.2. Các phương pháp địa tầng học

Để nghiên cứu địa tầng người ta áp dụng nhiều phương pháp khác nhau, nhưng hai phương pháp cơ bản là phương pháp địa tầng và phương pháp cổ sinh hay còn gọi là phương pháp sinh địa tầng.

Phương pháp địa tầng. Trong phương pháp địa tầng người ta áp dụng sự đối chiếu tính chất của các lớp, các tầng đá trong trình tự sắp xếp của chúng ở các mặt cắt địa chất để xác định trình tự già trẻ khác nhau của các tầng các lớp trong mặt cắt, đối sánh trật tự địa tầng của các mặt cắt, các vùng với nhau và xác lập nên trật tự địa tầng của các tầng đá trong vùng. Tính chất của đá được xác định có thể là đặc tính về thạch học, khoáng vật, đặc tính vật lý (độ dẫn điện, từ tính, đặc tính phản hồi sóng địa chấn v.v.), nhưng đặc tính thạch học của đá vẫn là cơ sở quan trọng nhất để đối sánh địa tầng và do đó các nhà địa chất rất chú trọng phương pháp so sánh thạch học (gọi là phương pháp thạch học) trong nghiên cứu địa tầng. Thông thường phương pháp địa tầng được áp dụng để nghiên cứu địa tầng của các mặt cắt trong phạm vi địa lý không lớn.

Phương pháp sinh địa tầng. Phương pháp sinh địa tầng là phương pháp cơ bản của địa tầng học. Phương pháp này dựa vào di tích sinh vật (hoá thạch) được bảo tồn trong các tầng đá trầm tích. Khi sinh vật chết, di tích của chúng được biến đổi thành phần hoá học và được bảo tồn trong đá với hình thái cấu trúc cơ bản của chúng, gọi là *hoá thạch*. Nghiên cứu, so sánh hoá thạch chứa trong các tầng đá người ta có thể phân biệt được sự già trẻ khác nhau của các đá chứa những hoá thạch đó. Mặt khác, dựa vào di tích hoá thạch ta cũng có thể đối sánh và xác định các tầng đá cùng tuổi tuy chúng phân bố ở các địa phương khác nhau.

Dù hiện nay nhiều phương pháp khác được áp dụng để nghiên cứu địa tầng nhưng phương pháp sinh địa tầng vẫn là phương pháp thực tiễn và phổ biến nhất trong công tác địa tầng. Trong sinh địa tầng cũng lại có nhiều phương pháp khác nhau được áp dụng rộng rãi và có hiệu quả lớn. Việc đối sánh địa tầng trên phạm vi hành tinh và lập nên thang địa tầng trên phạm vi toàn cầu chủ yếu nhờ phương pháp sinh địa tầng.

Một trong những phương pháp đơn giản của sinh địa tầng là phương pháp hoá thạch chỉ đạo hay hoá thạch định tầng. Mỗi đơn vị địa tầng có những hoá thạch đặc trưng, khi bắt gặp hoá thạch đó chúng ta có thể biết ngay địa tầng chứa chúng có tuổi gì. Ví dụ, gặp hoá thạch *Redlichia* (Bọ ba thùy) chúng ta biết ngay địa tầng chứa nó có tuổi Cambri, *Tetragraptus* cho tuổi Ordovic, *Calceola sandalina* cho tuổi Devon sớm-giữa v.v.. Mỗi giai đoạn lịch sử địa chất có những sinh vật đặc trưng không giống với sinh vật của giai đoạn trước và sau đó.

Các phương pháp khác. Ngoài các phương pháp phổ biến trên, ngày nay trong địa chất học người ta còn sử dụng nhiều phương pháp khác để nghiên cứu địa tầng, nhất là các phương pháp địa vật lý, như phương pháp cổ từ, phương pháp địa chấn v.v.. Mỗi phương pháp có những đặc thù riêng, song nét chung của các phương pháp địa vật lý là ứng dụng những thành tựu của vật lý học trong nghiên cứu địa tầng. *Phương pháp địa chấn địa tầng* dựa vào đặc tính khác nhau về phản xạ sóng địa chấn của các đá khác nhau. Trên cơ sở đó mà nhà địa chất có thể biết được đặc tính của các tầng đá khác nhau ở dưới sâu bằng sóng địa chấn, tuy chúng không lộ ra trên mặt đất. *Phương pháp cổ từ* dựa trên cơ sở sự bảo tồn độ từ dư. Trong các đá, nhất là đá phun trào, khi hình thành thì từ tính của chúng được định hình, từ tính đó được bảo tồn (gọi là độ từ dư) dù sau đó vị trí địa lý nơi chúng được thành tạo có đổi thay. Do đó biết được độ từ dư ta có thể khôi phục được vị trí địa lý của đá khi chúng được thành tạo. Trong một khu vực, các đá được thành tạo cùng thời sẽ có độ từ dư giống nhau, trên cơ sở đó mà ta có thể so sánh tuổi của các đá trong cùng một khu vực. Đặc biệt, trong lịch sử địa chất có nhiều giai đoạn xảy ra hiện tượng đảo cực từ, mỗi giai đoạn xảy ra trong một thời gian giống nhau trên phạm vi toàn cầu. Di tích của hiện tượng này cũng được lưu giữ trong đá, dựa vào đó ta có thể đối sánh địa tầng các đá chứa những di tích đó.

5.3.3. Phân chia địa tầng

a. Phân vị địa tầng

Một trong những nhiệm vụ cơ bản của địa tầng học là phân chia các thể đá phân lớp thành các đơn vị có quy mô khác nhau gọi là *phân vị địa tầng*. Phân vị địa tầng được phân định trên những cơ sở khác nhau. Tùy theo nhu cầu thực tiễn và mục tiêu sử dụng mà chúng có thể được phân định trên cơ sở một tính chất đặc trưng nào đó hoặc trên cơ sở tổng hợp các đặc tính của đá. Do đó, có nhiều hình loại phân vị địa tầng khác nhau, các hình loại phân vị cơ bản là *thạch địa tầng*, *sinh địa tầng* và *thời địa tầng*, mỗi hình loại có hệ thống cấp bậc riêng (Bảng 5.1).

b. Các phân vị thạch địa tầng

Các phân vị thạch địa tầng là loại phân vị được phân định trên cơ sở đặc tính của đá tạo nên thể địa tầng. Chúng có thể gồm các lớp có thành phần đá đồng nhất hoặc thành phần đá ưu trội trong mặt cắt địa chất mà nhà địa chất có thể nhận biết trực tiếp trong tự nhiên và thể hiện dễ dàng trên bản đồ địa chất. Phân vị thạch địa tầng có thể chỉ gồm một trong các loại đá trầm tích, magma, biến chất hoặc tổ hợp của các

loại đá đó miễn là phải có tính đồng nhất hay ưu trội trong mặt cắt địa chất. Các hàng cấp bậc của các phân vị thạch địa tầng từ lớn đến nhỏ gồm *loạt*, *hệ tầng*, *tập*, *đới*; trong đó phân vị cơ bản nhất, thông dụng nhất là hệ tầng. Ngoài các cấp phân vị này còn có loại phân vị *phức hệ* để chỉ những thể địa tầng mà vì một lý do nào đó nhà địa chất chưa có thể khẳng định chúng thuộc hàng cấp bậc nào trong số các cấp phân vị thạch địa tầng (Bảng 5.1). Các phân vị thạch địa tầng được gọi tên theo địa danh, nơi có mặt cắt điển hình để mô tả phân vị; thí dụ hệ tầng Hàm Rồng, hệ tầng Lạng Sơn, phức hệ Sông Hồng v. v.. Dưới đây là những hàng phân vị phổ biến và thông dụng nhất trong công tác thực tế địa chất.

Bảng 5.1. Hệ thống cấp bậc các phân vị địa tầng

Hình loại phân vị	Các phân vị cơ bản	Đương lượng thời gian
THẠCH ĐỊA TẦNG	Loạt <i>Hệ tầng</i> Tập Lớp (Hệ lớp)	Phức hệ
SINH ĐỊA TẦNG	Các loại đới sinh địa tầng	
THỜI ĐỊA TẦNG	Liên giới Giới Hệ Thống Bậc Đới	Liên đại Đại Kỷ Thế Kỷ Thời

Hệ tầng là phân vị cơ bản và phổ biến của hệ thống phân loại thạch địa tầng, đó là một thể địa tầng có thành phần thạch học tương đối đồng nhất, hoặc bao gồm một thứ đá chủ yếu xen những lớp kẹp các đá khác. Khối lượng địa tầng của hệ tầng tùy thuộc vào tính chất đồng nhất của các lớp hình thành hệ tầng; bề dày không phải là tiêu chuẩn để phân định các phân vị thạch địa tầng, do đó hệ tầng có thể dày hàng nghìn mét nhưng cũng có thể chỉ dày một vài mét. Nhằm phản ánh tính chất đồng nhất của thành phần các phân vị thạch địa tầng, cũng là phản ánh điều kiện địa lý tự nhiên của sự hình thành hệ tầng nên ranh giới của hệ tầng không bắt buộc phải mang tính chất đẳng thời trong mọi điểm phân bố hệ tầng. Nói cách khác, ranh giới của phân vị thạch địa tầng nói chung và hệ tầng nói riêng có thể mang tính xuyên thời hay còn gọi là ranh giới chéo. Hệ tầng có tên riêng đặt theo địa danh, nơi có mặt cắt điển hình tức là chuẩn (stratotyp) của nó.

Tập là hàng phân vị nhỏ hơn hệ tầng trong hệ thống phân vị thạch địa tầng và gồm hai loại. Loại thứ nhất là *tập chính thức* trong hệ thống phân loại, được đặt tên riêng theo địa danh. Đó cũng gọi là loại *tập chính danh* (có tên riêng). Đối với tập chính danh – không nhất thiết phải phân chia hết khối lượng của hệ tầng thành các

tập mà chỉ phân định tập khi có nhu cầu cần thiết. Như vậy một hệ tầng có thể không được phân chia thành tập hoặc có thể chỉ có một vài tập mang tính đặc trưng nào đó trong vị trí bất kỳ của hệ tầng. Loại thứ hai là *tập mang tính chất tự do và tạm thời*. Loại tập này chỉ dùng để mô tả các mặt cắt và được ghi thứ tự trong mặt cắt theo thứ tự số học hoặc thứ tự chữ cái a,b,c.

Loạt là phân vị thạch địa tầng lớn hơn hệ tầng, nó có thể gồm hai hoặc ba hệ tầng liên kế nhau theo chiều đứng của cột địa tầng. Không bắt buộc mọi hệ tầng thành viên của loạt đều phải có diện phân bố không gian liên kế nhau. Loạt có tên riêng đặt theo địa danh, nơi có mặt cắt điển hình của loạt.

Phức hệ là thể địa tầng, do nhiều nguyên nhân khách quan chưa được nghiên cứu đầy đủ nhưng cần thiết phải mô tả trong địa chất khu vực. Phức hệ có tên riêng đặt theo địa danh, nơi đá của phức hệ được mô tả. Về sau, khi những vấn đề khúc mắc thuộc phức hệ được giải quyết thì nội dung của phức hệ có thể trở thành một hoặc một vài hệ tầng hoặc tập thì phức hệ bị loại bỏ trong địa tầng khu vực.

c. Các phân vị sinh địa tầng

Phân vị sinh địa tầng là tập hợp các lớp đá được phân định trên cơ sở hoá thạch chứa trong chúng. Đối sinh địa tầng gồm nhiều loại như đối phức hệ, đối phân bố, đối cực thịnh v. v., mỗi loại được phân định theo tiêu chuẩn nhất định trong các yếu tố hoá thạch được sử dụng để phân định đối. Đối được gọi tên theo giống loài hoá thạch đặc trưng của nó. Trong số các loại đối sinh địa tầng thì đối phức hệ và đối phân bố taxon¹ được sử dụng phổ biến nhất.

Đối phức hệ là đối được phân định dựa theo một phức hệ hoá thạch phong phú chứa trong các lớp đá của đối chứa phức hệ đó. Tên của đối phức hệ gọi theo tên của giống loài đặc trưng nhất của đối; ví dụ ta có đối phức hệ *Euryspirifer tonkinensis* là đối của địa tầng Devon hạ ở Miền Bắc Việt Nam, trong đó loài hoá thạch của tay cuộn *Euryspirifer tonkinensis* là đặc trưng nhất trong toàn bộ hoá thạch phong phú của đối.

Đối phân bố taxon. Khác với đối phức hệ, đối phân bố taxon chỉ dựa vào một dạng hoá thạch đặc trưng nhất để phân định đối và tên đối gọi theo tên của dạng hoá thạch này; ví dụ ta có đối *Endothyra communis* là đối phân bố taxon được phân định dựa theo loài hoá thạch Foraminifera có tên là *Endothyra communis* đặc trưng cho phân trên của bậc Famen (Devon thượng).

d. Các đơn vị thời địa tầng và thời gian địa chất

Bằng kết quả nghiên cứu tổng hợp của các khoa học địa chất như cổ sinh học, địa tầng học, kiến tạo học, thạch học v.v., kết hợp với các phương pháp xác định tuổi địa chất ta vừa tìm hiểu trên kia, ngày nay địa chất học phân chia địa tầng trên toàn bộ vỏ Trái Đất theo các cấp đơn vị địa tầng thống nhất (Bảng 5.1). Mỗi cấp đơn vị địa tầng này được thành tạo trong một đơn vị thời gian nhất định. Như vậy mỗi một đơn vị thời

¹ Taxon là hàng đơn vị phân loại sinh vật, có thể là loài, giống (hay chi), họ, bộ v.v..

gian địa chất hay là đơn vị địa niên biểu sẽ ứng với một đơn vị của các thể địa chất, tức *phân vị địa tầng*, được thành tạo trong đơn vị thời gian địa chất đó. Những phân vị địa tầng này gọi là *phân vị thời địa tầng*, đơn vị thời gian để thành tạo phân vị thời địa tầng gọi là *phân vị tuổi địa chất* hay *phân vị địa niên biểu*.

Cấp lớn nhất của đơn vị thời gian địa chất (địa niên biểu) là *liên đại*, các thể địa chất được hình thành trong một liên đại được gọi là *liên giới*. Các nhà địa chất dựa trên lịch sử phát triển của sinh giới đã chia lịch sử Trái Đất làm hai liên đại là *Ẩn sinh* hay Kriптоzoï¹ và liên đại *Hiển sinh* hay Phanerozoï. Tương ứng với hai liên đại này là các thể đá được tạo thành trong mỗi liên đại là *liên giới Ẩn sinh* (Kriптоzoï) và *liên giới Hiển sinh* (Phanerozoï). Cũng như vậy, các cấp khác của đơn vị thời gian địa chất và đơn vị địa tầng tương ứng (các đá được thành tạo trong đơn vị thời gian địa chất đó) đều được gọi cùng tên. Tên gọi Ẩn sinh và Hiển sinh là do trong các đá của giới Hiển sinh đã phát hiện nhiều di tích giới sinh vật, còn trong đá của giới Ẩn sinh người ta không phát hiện được hoá thạch rõ ràng. Thực ra cách phân chia và cách gọi tên như vậy ngày nay chỉ còn mang tính chất quy ước bởi vì càng ngày với mức độ nghiên cứu càng sâu, người ta càng phát hiện ra nhiều di tích sinh vật trong các đá trẻ của liên giới Kriптоzoï (Ẩn sinh).

Cấp thứ hai của đơn vị thời gian địa chất (địa niên biểu) là *nguyên đại*, gọi tắt là *đại*. Tập hợp các đá được thành tạo trong một đại được gọi là *giới*. Trong liên đại Kriптоzoï có hai đại là Arkei (hay Thái cổ) có tuổi từ 2600 triệu năm trở về trước và Proterozoï (hay Nguyên sinh) có tuổi cách đây 540 triệu năm đến 2600 triệu năm.

Trong liên đại Hiển sinh (Phanerozoï) từ cổ đến trẻ có các đại Paleozoï hay Cổ sinh (ký hiệu là PZ) cách đây từ 540 triệu năm đến 250 triệu năm, đại Mesozoï hay Trung sinh (ký hiệu là MZ) cách đây từ 250 triệu năm đến 65 triệu năm, đại Kainozoï hay Tân sinh (ký hiệu là KZ) cách đây 65 triệu năm và kéo dài cho đến ngày nay. Đá được thành tạo trong các đại gọi là giới và ta có các giới Paleozoï (Cổ sinh), Mesozoï (Trung sinh) và Kainozoï (Tân sinh). Tên gọi của các nguyên đại dựa theo đặc điểm của sinh giới phát triển trong nguyên đại. Paleozoï có nghĩa là nguyên đại của sinh vật cổ (tiếng latin *Paleo* là cổ xưa, *Zoa* là sinh vật), Mesozoï có nghĩa là nguyên đại của sinh vật trung gian (*Meso* là trung gian, giữa) còn Kainozoï là nguyên đại của sinh giới mới (*Kainos* tiếng Hy Lạp là mới). Trong mỗi nguyên đại trên Trái Đất đã diễn ra những biến cố có tính chất hành tinh về các vận động của vỏ Trái Đất và về biến đổi thế giới sinh vật.

Cấp thứ ba của đơn vị thời gian địa chất là *kỷ*, các thể đá được thành tạo trong một kỷ được gọi là *hệ*. Trong mỗi kỷ trên Trái Đất đã diễn ra những biến cố lịch sử có tính chất khu vực, đôi khi có tính chất hành tinh về các vận động của vỏ Trái Đất. Sự biến đổi của sinh giới cũng lớn nhưng ở mức độ thấp hơn so với sự thay đổi sinh vật

¹ Gần đây liên đại Ẩn sinh (Kriптоzoï) cũng còn được phân thành hai liên đại là Arkei (Thái cổ) và Proterozoï (Nguyên sinh). Theo cách này thì lịch sử Trái Đất gồm ba liên đại Arkei, Proterozoï, Phanerozoï thay vì hai liên đại (Kriптоzoï, Phanerozoï) như trước đây.

giữa các nguyên đại. Nếu như giữa các nguyên đại sự biến đổi của sinh giới diễn ra ở cấp ngành thì ở giữa các kỷ, sự biến đổi của sinh giới diễn ra ở cấp lớp, cấp bộ và họ. Kỷ và hệ tương ứng có cùng tên gọi.

Do mức độ nghiên cứu chưa đầy đủ, Arkei (Thái cổ) chưa được phân ra các hệ (kỷ). Đối với Proterozoi tuy cũng đã có đề nghị phân chia chi tiết hơn nhưng cho đến nay chưa có sự nhất trí giữa các nhà địa chất, trừ kỷ Vanda đã được thừa nhận rộng rãi từ cuối thế kỷ 20*.

Nguyên đại Paleozoi từ cổ đến trẻ có sáu kỷ – Kỷ *Cambri* cách đây 540 - 500 triệu năm, *Ordovic* cách đây 500 - 435 triệu năm, *Silur* cách đây 435 - 410 triệu năm, *Devon* cách đây 410 - 355 triệu năm, *Carbon* cách đây 355 - 295 triệu năm, *Permi* cách đây 295 - 250 triệu năm (Bảng 5.4).

Nguyên đại Mesozoi từ cổ đến trẻ gồm ba kỷ, *Trias* cách đây 250 - 203 triệu năm, *Jura* cách đây 203 - 135 triệu năm, *Kreta* cách đây 135 - 65 triệu năm (Bảng 5.4).

Nguyên đại Kainozoi gồm ba kỷ, *Paleogen* cách đây 65 - 23,5 triệu năm, *Neogen* cách đây 23,5 - 1,7 triệu năm, *Đệ Tứ* cách nay trên 1,7 triệu năm và kéo dài đến ngày nay (Bảng 5.4).

Tên gọi các kỷ (hệ) có nhiều nguồn gốc khác nhau. Một số lớn được gọi tên theo địa phương, nơi hệ được mô tả lần đầu như tên hệ Devon – theo tên của quận Devonshire ở Anh; hệ Permi – theo tên thành phố Permi ở vùng núi Ural của Nga (hiện nay là thành phố Ekaterenburg); hệ Jura – theo tên dãy núi Jura nằm giữa Pháp và Thụy Sĩ; hệ Cambri – theo tên bằng tiếng latin của xứ Wales ở Tây Nam nước Anh. Hệ Ordovic và hệ Silur gọi theo tên các bộ tộc dân sống ở Miền Trung nước Anh, nơi lần đầu các hệ này được mô tả. Một số các hệ được gọi theo đặc điểm đá của hệ, như hệ Carbon (do phổ biến than đá; *carbon* là than), hệ Kreta (do phổ biến đá phấn trắng; *kreta* là đá phấn), hệ Trias (do khi mô tả lần đầu hệ này người ta thấy hệ gồm ba phần rõ rệt). Một số các hệ khác lại gọi tên theo đặc điểm của sinh giới phát triển trong kỷ (hệ Paleogen do có động vật cổ xưa; *Paleo* là cổ xưa, *gennan* tiếng hy lạp là sinh ra); cũng như vậy Neogen là hệ có động vật mới (*Neo* là mới). Riêng tên gọi của hệ Đệ Tứ lại mang tính chất lịch sử, đá của hệ này ứng với thành hệ đá thứ tư do Arduno mô tả lần đầu ở Italia vào thế kỷ 16, cũng như đá của các hệ Paleogen và Neogen trước đây thuộc hệ Đệ tam vì ứng với phức hệ thứ ba do Arduno mô tả lần đầu. Ngày nay các tên Đệ Tam và Đệ Tứ mang tính chất lịch sử vẫn được sử dụng.

Dưới cấp kỷ là cấp *thế* và tương ứng với nó là cấp *thống* của địa tầng, mỗi hệ thường có ba thống, đôi khi là hai thống¹. Thế được gọi tên theo tên của hệ kèm theo các tiếp đầu ngữ sớm, giữa và muộn để chỉ vị trí các thế trong kỷ, cũng vậy ta dùng tiếp đầu ngữ hạ trung thượng để chỉ tương quan vị trí địa tầng của thống trong hệ; ví dụ thống *Devon hạ* là thống dưới cùng của hệ Devon ứng với nó là thế *Devon sớm*. *Devon trung* là thống giữa của hệ Devon, ứng với nó là thế *Devon giữa*.

* Phần lớn các nhà nghiên cứu coi Vanda là kỷ trẻ nhất của Proterozoi, nhưng cũng có ý kiến coi là hệ sớm nhất của Paleozoi. Gần đây Proterozoi được đề nghị phân thành Paleoproterozoi, Mesoproterozoi và Neoproterozoi.

¹ Gần đây số lượng các thống của một số hệ được đề nghị nhiều hơn và có tên riêng; ví dụ hệ Silur trước đây gồm hai thống, nay được đề nghị thành 4 thống, từ dưới lên trên gồm Landoverly, Venlock, Ludlov và Pridoli (Bảng 5.4)

Cấp *kỳ* là hàng phân vị nhỏ của thang địa niên biểu, tương ứng với nó là *bậc* của thang địa tầng. Tên của kỳ gọi theo địa danh, nơi có mặt cắt điển hình của bậc. Số lượng của kỳ (bậc) tùy thuộc mức độ nghiên cứu chi tiết của mỗi hệ, mỗi thống. *Bậc* của thời địa tầng và *kỳ* của địa niên biểu thường được coi như cấp cơ sở. Trong trường hợp phân chia chi tiết địa tầng người ta còn dùng cấp *đôi* và ứng với nó là *thời* của địa niên biểu.

5.4. NHỮNG MỐC LỚN TRONG LỊCH SỬ ĐỊA CHẤT

Hiện nay chúng ta không có được những dẫn liệu trực tiếp về giai đoạn mới hình thành Trái Đất vì cho đến nay chỉ mới có những giả thuyết về nguồn gốc của Trái Đất. Tuổi của đá già nhất trên Trái Đất được xác định là 3,96 tỷ năm, tuổi của thiên thạch cổ nhất rơi trên mặt đất là 5 - 5,5 tỷ năm. Coi thiên thạch là những mảnh vỡ của một hành tinh nào đó trong hệ Mặt Trời thì tuổi của thiên thạch đó cũng là tuổi của các hành tinh nói chung và của Trái Đất nói riêng. Tuy vậy, hiện nay nhiều ý kiến cho rằng tuổi của Trái Đất vào khoảng 4,6 tỷ năm.

Dù theo thuyết ngẫu biến hay thuyết Kant - Laplace thì cũng phải giả định buổi ban đầu Trái Đất chưa có vỏ như hiện nay. Vỏ Trái Đất lúc đó còn rất mỏng và ở trạng thái dễ bị gãy vỡ tạo hiện tượng hoạt động phun trào theo kiểu qua các khe nứt. Khi vỏ Trái Đất dày hơn thì mới xuất hiện núi lửa dạng chóp, trạng thái này có lẽ tương tự như trạng thái còn để lại dấu vết trên Mặt Trăng hiện nay. Từ sản phẩm hơi của hoạt động núi lửa gồm hơi nước, khí metan, carbonic, amoniac, nitơ, hydro v.v.. đã hình thành những yếu tố đầu tiên của khí quyển.

Đời sống của Trái Đất đã qua một ngưỡng cửa quan trọng khi nhiệt độ nguội dần để hơi nước có thể ngưng tụ và hình thành những bồn nước đầu tiên. Cũng từ đây, trên Trái Đất xuất hiện các quá trình bào mòn và trầm đọng để hình thành các loạt đá trầm tích đầu tiên bên cạnh các sản phẩm phun trào.

5.4.1. Arkei và những chứng liệu lịch sử đầu tiên

Nguyên đại này kết thúc cách đây 2600 triệu năm còn nó bắt đầu từ khi nào chưa ai có thể khẳng định được. Chỉ có thể ước định được là nguyên đại này bắt đầu cùng với sự hình thành các khu vực biển đầu tiên để ở đó cũng hình thành lần đầu các đá trầm tích. Bản thân các đá trầm tích thuở đó cũng rất khác với các đá trầm tích hiện nay vì đó chủ yếu là các sản phẩm phá huỷ của đá phun trào, độ pH có thể tới 1 - 2. Trong khí quyển lúc đó thành phần CO₂ đóng vai trò chủ yếu, sau đó là hơi nước, amoniac, nitơ v.v..

Nửa sau của Arkei, cách đây khoảng 3 tỷ năm, trên mặt Trái Đất đã có nhiều biến đổi, thành phần khí quyển và thuỷ quyển cũng tiếp tục thay đổi. Trong khí quyển, thành phần nitơ, sau đó là oxy đã tăng thêm nhiều. Trong biển tích đọng nhiều sản phẩm trầm tích hoá học, đặc biệt phổ biến loại trầm tích silic - sắt mà từ đó hình thành trữ lượng khổng lồ của quặng sắt hiện nay. Người ta tính ra trữ lượng loại quặng sắt này trên thế giới gấp 22 lần tổng các loại quặng sắt khác hiện biết.

Có khả năng là những sinh vật sơ đẳng nhất đã xuất hiện từ bắt đầu nửa sau của nguyên đại Arkei. Người ta phát hiện được dấu vết của tảo lam trên bề mặt Trái Đất trong đá có tuổi cách đây khoảng 3 tỉ năm. Như vậy chắc là từ nửa sau của Arkei hoạt động quang hợp của tảo lam đã làm tăng nhanh chóng lượng oxy trong khí quyển, oxy do tảo lam tạo nên lại thúc đẩy thêm sự phát triển của sinh giới.

Sự kiện quan trọng đã diễn ra vào cuối đại Arkei là hoạt động tạo núi trên các phạm vi rộng lớn và hình thành nhân của các nền cổ được hoàn thiện vào Proterozoi tiếp theo. Hiện nay những cấu trúc nguyên nền này gồm những đá biến chất rất cao thuộc tương đá granulit, amphibolit, các đá gneis (gơnai) quan sát được rõ nét ở cả Bắc Mỹ, Tây Bắc Âu, Châu Phi, Siberia và cả ở Australia, Nam Mỹ. Một số nhà địa chất cho rằng đá biến chất cao thuộc hệ tầng Kan Nack ở Nam Trung Bộ và Tây Nguyên của Việt Nam có lẽ cũng đã được hình thành trong giai đoạn này.

5.4.2. Proterozoi và sự hình thành các lục địa

Vẫn còn nhiều điều bàn luận về ranh giới thời gian của nguyên đại (hay liên đại) này, song đa số các nhà địa chất cho rằng Proterozoi (Nguyên sinh) bắt đầu từ cách đây 2600 triệu năm và kết thúc cách đây 540 triệu năm. Tên gọi Proterozoi hay Nguyên sinh đã phản ánh sự phát triển của giới sinh vật nguyên thủy trên mặt Trái Đất lúc bấy giờ. Đó chủ yếu là sinh vật đơn bào, chính bằng các hoạt động sống của chúng mà các tầng đá vôi dày đã được thành tạo và rồi trải qua nhiều biến động ngày nay trở thành đá hoa. Vai trò của những sinh vật đơn bào nguyên thủy này cũng còn quan sát được trong các nguyên đại lịch sử địa chất sau và cả ngày nay nữa. Đến cuối Proterozoi, trên Trái Đất rõ ràng là đã có sinh vật đa bào, cùng với sinh vật nguyên sinh chúng là chủ nhân của đời sống trong các đại dương thuở đó. Nhiều di tích sinh vật nguyên thủy thuộc ngành Thích ty¹ (Cnidaria) đã được phát hiện trong các tầng đá của hệ Venda cách đây 600 - 700 triệu năm, các di tích của sinh vật đa bào khác cũng đã được phát hiện nhiều trong những đá có tuổi cách đây khoảng 1 tỷ năm.

Trong Proterozoi đã xảy ra nhiều lần vận động tạo núi ở cả Siberia, Bắc Mỹ, Nam Mỹ, Châu Phi và Australia. Tất cả các vận động tạo núi này dẫn đến sự hình thành các lục địa đầu tiên trên thế giới (Hình 5.1). Các vận động tạo núi này ở Nga cũng như ở



Hình 5.1. Vị trí các lục địa ở Proterozoi
(Wicander R. J. & Monroe S. 1993)

¹ Ngành động vật này trước đây quen gọi là ngành Ruột khoang (Coelenterata); hiện nay được gọi là Thích ty, hay Sợi chích (Cnidaria). Cnidaria có nguồn gốc từ tiếng Hy Lạp cổ có nghĩa là cây tầm gai, có những gai như cây lá han khi đâm vào người gây đau, ngứa.

Việt Nam thường gọi là vận động Baicali, còn ở nhiều nước khác quen gọi là Assinti (vận động tạo núi Toàn Phi ở Châu Phi cũng có tuổi gần tương tự). Khí hậu của giai đoạn cuối Proterozoi cũng dần được sáng tỏ, nhờ phát hiện được dấu vết của một thời kỳ băng hà mà ta biết đã có đới khí hậu lạnh vào thời gian này. Người ta cũng đã chứng minh được là một bộ phận lớn bề mặt Trái Đất nổi cao trên mực nước biển hình thành các lục địa cổ.

Đá của Proterozoi đều bị biến chất cao và có mặt ở nhiều cấu trúc nổi cao trên thế giới hiện nay như Bắc Mỹ, Bắc Âu, Châu Phi, Triều Tiên và Đông Bắc Trung Quốc. Ở Việt Nam các đá có tuổi Proterozoi đã được xác định ở các đới Sông Hồng, Sông Mã, Phu Hoạt và ở khối nâng Kon Tum.

Lịch sử 2 tỷ năm của Trái Đất trong Proterozoi có nhiều sự kiện lớn, song tri thức loài người về giai đoạn lịch sử này cũng còn hạn chế so với các nguyên đại kế tiếp sau. Có thể nêu tóm tắt một số sự kiện lớn sau đây của lịch sử Proterozoi. *Thứ nhất*, do sự biến đổi dần của khí quyển và thủy quyển đã tạo điều kiện để sinh giới phát triển từ nguyên sinh vật đến động vật đa bào đầu tiên. *Thứ hai* là do các vận động tạo núi Baicali (hay Assinti) mà đến cuối Proterozoi đã hình thành các phần cơ bản của lục địa Bắc Mỹ, Đông Âu, Siberia, Bắc Trung Quốc, Nam Mỹ, Châu Phi, Ấn Độ và Australia (Hình 5.2). Các lục địa đó tất nhiên không ở dạng như ngày nay. Kết quả nghiên cứu của địa chất học bắt đầu từ A. L. Wegener (1880 - 1930) cho ta thấy vào cuối Proterozoi ở bán cầu nam đã từng có một lục địa duy nhất được gọi tên là Gondwana, bao gồm cả các lục địa mà hiện nay thuộc Nam Mỹ, Châu Phi, Ấn Độ và Australia.

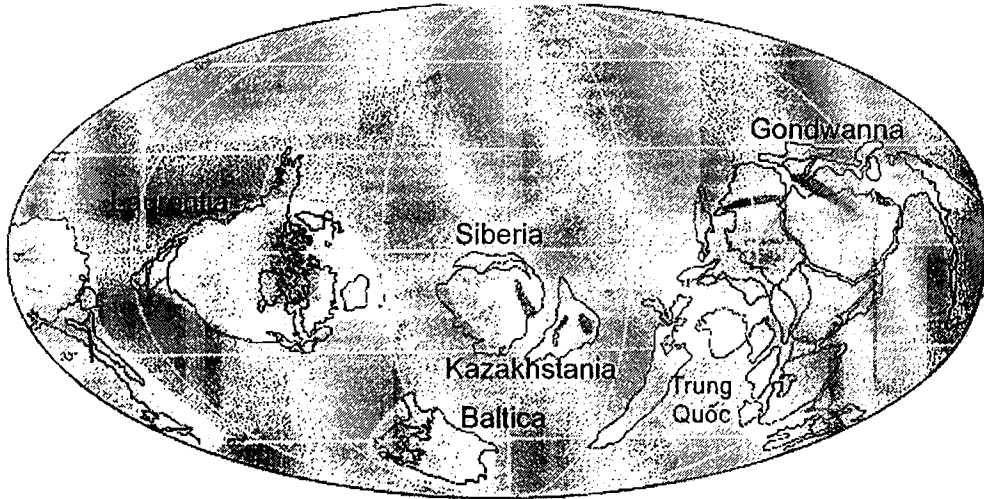
5.4.3. Paleozoi – nguyên đại của sinh giới cổ và hai vận động tạo núi lớn

Tên gọi của nguyên đại Paleozoi hay Cổ sinh phản ánh tính chất của giới sinh vật cổ xưa đã sống trong khoảng gần 300 triệu năm của nguyên đại này (từ cách đây 540 triệu năm đến 250 triệu năm). Thế giới sinh vật biến đổi để thích nghi với môi trường và chính sự biến đổi của điều kiện môi trường đã thúc đẩy sự tiến hoá của sinh giới. Chúng ta trước hết xem xét những biến cố lớn về vận động của vỏ Trái Đất dẫn đến sự thay đổi môi trường trong Paleozoi.

Nổi bật nhất của hoạt động địa chất trong Paleozoi là hai kỳ vận động tạo núi Caledoni và Hercyni (Bảng 5.2; 5.4), sự hình thành *Toàn lục* (hay Pangea tức là một lục địa duy nhất và khổng lồ trong thời gian từ cuối Paleozoi đến đầu Mesozoi). Đầu Paleozoi, trong kỷ Cambri trên bề mặt Trái Đất đã hình thành các lục địa phần lớn nằm ở bán cầu nam như Gondwana, Siberia, Kazakhstania, Baltica và đại bộ phận lục địa Laurentia (Hình 5.2).

Hoạt động tạo núi Caledoni diễn ra vào các kỷ Ordovic và Silur (Bảng 5.2; 5.4). Kết quả của vận động tạo núi này là biến nhiều vùng rộng lớn trước kia là biển thành vùng núi hoặc chỉ ít cũng thành vùng đất liền. Các vùng gần rìa Đông Australia, một phần của dãy núi Thiên Sơn, vùng Saian, Altai, vùng Bắc Anh và tây bắc bán đảo Scandinave, Đông Bắc Mỹ và đảo Groenland v.v.. trở thành các vùng núi. Ở Đông Á, thuộc về cấu trúc Caledoni có thể kể đến vùng trung tâm của dải Côn Luân - Tần Lĩnh

(Trung Quốc) cũng như cấu trúc Katazia (đông nam Quảng Đông của Trung Quốc và cực Đông Bắc Việt Nam - vùng Cô Tô, Tấn Mài). Nhiều vùng rộng lớn không còn ngập dưới làn nước đại dương để gia nhập vào các thành phần đất liền. Sự biến đổi hoàn cảnh địa lý – biến thành đất liền diễn ra trên phạm vi rộng lớn này đã thúc đẩy sự biến đổi quan trọng của sinh giới trong Paleozoi.



Hình 5.2. Cổ địa lý thế giới vào đầu Paleozoi (kỷ Cambri)
(Wicander R. J. & Monroe S. 1993)

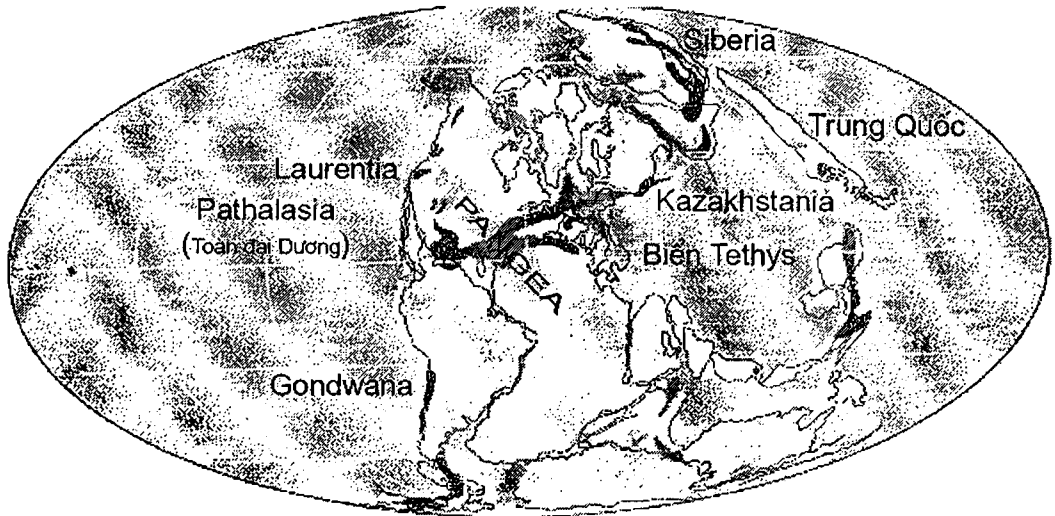
Sau vận động tạo núi Caledoni, vỏ Trái Đất lại hoạt động khá ổn định trong suốt kỷ Devon và đến đầu kỷ Carbon biển lại dần dần tiến vào những miền lục địa mà trước kia chúng đã rút khỏi. Thời gian ngót trăm triệu năm này giống như thời kỳ tích lũy năng lượng để rồi từ kỷ Carbon, một quá trình tạo núi lớn nữa lại diễn ra trên mặt hành tinh là vận động tạo núi Hercyni hay còn gọi là Varisca kéo dài suốt từ kỷ Carbon¹ đến hết kỷ Permi. Cấu trúc uốn nếp do vận động Hercyni trải rộng suốt cả lãnh thổ Đông Bắc Hoa Kỳ (vùng núi Apalache), Tây Âu, Đông Âu và cả vùng rộng lớn giữa dải Ural và Thiên Sơn, cả vùng Côn Luân - Tân Lĩnh ở Trung Quốc và phần còn lại của Đông Australia v.v.. Thuộc về cấu trúc Hercyni ở Đông Á là những công trình tạo núi rộng lớn như đại bộ phận Côn Luân - Tân Lĩnh. Có lẽ phần lớn lãnh thổ Bắc Việt Nam cũng chịu tác động của chu kỳ Hercyni. Kèm theo sự biến đổi đáy biển thành vùng núi là nhiều vùng đáy biển trở thành đất liền rộng lớn hơn cả trước trong kỷ tạo núi Caledoni.

Biến cố lớn của lịch sử vỏ Trái Đất đã xảy ra trong Paleozoi là sự hình thành *Toàn lục* hay Pangea (Hình 5.3), gắn liền với chuyển động hội tụ của các mảng và hoạt động tạo núi Caledoni và Hercyni.

Thế giới sinh vật của Paleozoi khác hẳn với Proterozoi, ngay từ đầu nguyên đại này sinh vật đa bào đã rất phát triển. Gần đủ mặt đại biểu của các ngành động vật, nhưng cả động vật và thực vật đều mang tính chất cổ xưa, hoàn toàn khác với sinh vật ngày nay. Các nhóm động vật tiêu biểu có thể kể đến là san hô cổ, bọt ba thùy,

¹ Người ta cũng coi pha tạo núi Breton diễn ra vào cuối kỷ Devon bắt đầu cho chu kỳ tạo núi Hercyni.

bút đá, cá cổ v.v.. (Bản ảnh 5.1; 5.2). Tất cả chúng đều đã từng có thời làm chủ biển cả, nhưng rồi theo quy luật tự nhiên chúng lại lần lượt biến mất khỏi thế gian. Một mốc quan trọng của lịch sử sinh giới trong Paleozoi là sự chuyển biến của giới sinh vật từ dưới nước lên cạn (Bản ảnh 5.2; 5.3).



Hình 5.3. Cổ Địa lý thế giới cuối Paleozoi (kỷ Permi) và sự hình thành Pangea (Wicander R. J. & Monroe S. 1993)

Bảng 5.2. Những sự kiện địa chất lớn trong Paleozoi

Kỷ	Động vật không xương sống	Động vật có xương sống	Thực vật	Sự kiện địa chất cổ địa lý
PERMI	Tiêu diệt đồng loạt: San hô bốn tia, Tabulata, Bọ ba thùy, nhiều nhóm Tay cuộn v.v...	- Tiêu diệt cá Da phiến (Placodermi) - Bò sát <i>Pelicosaurus</i>	Phát triển Quyết thực vật, thực vật Hạt trần,	Hình thành Pangea Những pha cuối của tạo núi Hercyni
CARBON	- Fusulinid phong phú. - Phát triển San hô, Tay cuộn, Crinoid, Blastoid, Eurypterids	- Lưỡng cư cổ phát triển, đa dạng - Xuất hiện, tiến hoá Bò sát cổ	- Xuất hiện thực vật Hạt trần, Quyết thực vật phong phú.	- Tạo than đá - Băng hà Gondwana - Tạo núi Hercyni
DEVON	- Mất nhiều dạng tạo ám tiêu - Phong phú Tay cuộn, San hô, Stromatoporoid.	- Xuất hiện, tiến hoá Lưỡng cư cổ - Cá cổ phát triển	Phong phú Psilophyta. Xuất hiện Quyết thực vật (cuối kỷ).	Pha tạo núi Breton Trầm tích màu đỏ cổ (Old Red Sandstone)
SILUR	- Phong phú dạng tạo ám tiêu Đa dạng San hô, Tay cuộn, Bọ ba thùy, Bút đá v.v..	- Xuất hiện cá có hàm - Phát triển cá không hàm	- Xuất hiện thực vật lộ trần (Psilophyta)	Những pha cuối của tạo núi Caledoni
ORDOVIC	Phát triển toả tia: San hô, Tay cuộn, Bọ ba thùy, Bút đá, Da gai cổ v.v..	Phát triển cá không hàm	Tản thực vật phát triển	Pha tạo núi Tacon
CAMBRI	Phong phú: Bọ ba thùy nhóm I (tiêu biến cuối kỷ), Dạng Chén cổ, Tay cuộn không khớp.	Xuất hiện Cá không hàm (Ostracodermi)	Tản thực vật phát triển	- Pha tạo núi Salair - Băng hà Gondwana - Tạo núi Toàn Phi

Trong các kỷ đầu của Paleozoi sự sống trên Trái Đất chỉ gắn liền với môi trường nước, từ cuối kỷ Silur cách đây 410 triệu năm, hoạt tạo núi Caledoni làm môi trường thay đổi dần, nhiều thủy vực lớn trở thành lục địa. Sự biến đổi đó của môi trường đã thúc đẩy sự biến đổi của sinh giới; xuất hiện những dạng có thể sống trên lục địa.

Cuối Silur và đầu Devon xuất hiện thực vật lộ trần (Psilophyta), đó là loại thực vật đầu tiên thoát dần môi trường nước để lên sống trên cạn. Thực vật lộ trần thực ra chưa đủ tính chất của một loại cây vì chúng có dạng rễ nhưng chưa phải là rễ, có dạng của thân cây nhưng cũng chưa có cấu trúc của thân cây vì chưa có mạch dẫn truyền như cây cối hiện nay. Bước nhảy vọt từ thực vật lộ trần đến thực vật cao cấp có đủ rễ, thân, cành, lá đã diễn ra rất nhanh, chỉ trong kỷ Devon. Đến cuối kỷ Devon, trên Trái Đất đã có những cánh rừng đầu tiên để rồi sau đó sang kỷ Carbon đã hình thành các lục địa màu xanh với những cánh rừng bạt ngàn.

Trong điều kiện xen kẽ các thời gian ngập chìm dưới nước và trở thành đất liền, đầm lầy mà lần lượt các cánh rừng bạt ngàn cứ lớp này bị chết do ngập nước trở thành đất tốt để hình thành rừng đợt sau. Từ các nguyên liệu là di tích thực vật tầng này chồng chất lên tầng khác mà hình thành các vỉa của mỏ than đá. Đây là thời kỳ tạo than lớn thứ nhất trong lịch sử Trái Đất. Các mỏ than với trữ lượng hàng trăm triệu, hàng tỷ tấn với chất lượng tốt ở Bắc Mỹ, Tây Âu, Ba Lan, Ukrain (Donbas), Nga (Kuzbas), ở Bắc Trung Quốc v.v.. đã được thành tạo vào thời này.

Đồng thời với sự xuất hiện thực vật trên cạn là sự xuất hiện của động vật trên cạn đầu tiên. Loại cá Vây máu (Crossopterigyi) với hai bộ cơ khỏe của vây trước đã là dẫn liệu đầu tiên của sinh vật từ môi trường nước chuyển lên sống trên đất liền. Có lẽ loại cá này là tổ tiên trực tiếp của lưỡng cư nguyên thủy trên Trái Đất còn mang nhiều đặc điểm của cá. Hoá thạch của loại lưỡng cư nguyên thủy (Bản ảnh 5.2) được phát hiện trong đá có tuổi Devon (cách đây 410-350 triệu năm), chúng có đuôi to khỏe, bộ giáp cứng ở đầu nên gọi là Đầu giáp (*Stegocephali*; stegos là giáp cứng, cephal là đầu). Sự tiến hoá từ lưỡng cư đầu tiên sang các dạng tổ tiên của bò sát xảy ra ở cuối kỷ Carbon, cách đây khoảng hơn 300 triệu năm.

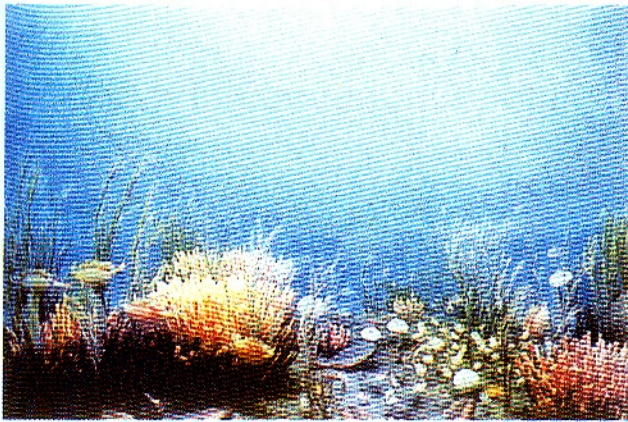
Trong Paleozoi muộn cũng xuất hiện những động vật không xương sống trên cạn, đặc biệt là các đại biểu của ngành chân khớp. Nếu trong Silur và Devon chúng ta chỉ gặp Eurypterid là đại biểu của chân khớp sống dưới nước, thì trong Carbon đã gặp dạng chuẩn chuẩn. Không có đối thủ cạnh tranh, chúng có kích thước khổng lồ với sải cánh dài đến 1,5 m.

Cuối Paleozoi, đại bộ phận sinh vật đặc trưng của nguyên đại này bị tuyệt diệt trước khi Trái Đất bước vào trang sử mới – nguyên đại Mesozoi hay Trung sinh. Những nhóm sinh vật của Paleozoi bị tiêu diệt là bộ ba thủy (Bộ ba thủy), bút thạch (Graptolitina), san hô sôn tia, san hô Tabulata, đại bộ phận tay cuộn có khớp v.v..

5.4.4. Mesozoi – nguyên đại tách dần lục địa và của bò sát khổng lồ

Hiện tượng tách dần lục địa là một sự kiện quan trọng trong lịch sử gần 200 triệu năm của nguyên đại Mesozoi (Trung sinh). Đã có đủ dẫn liệu về địa vật lý, về

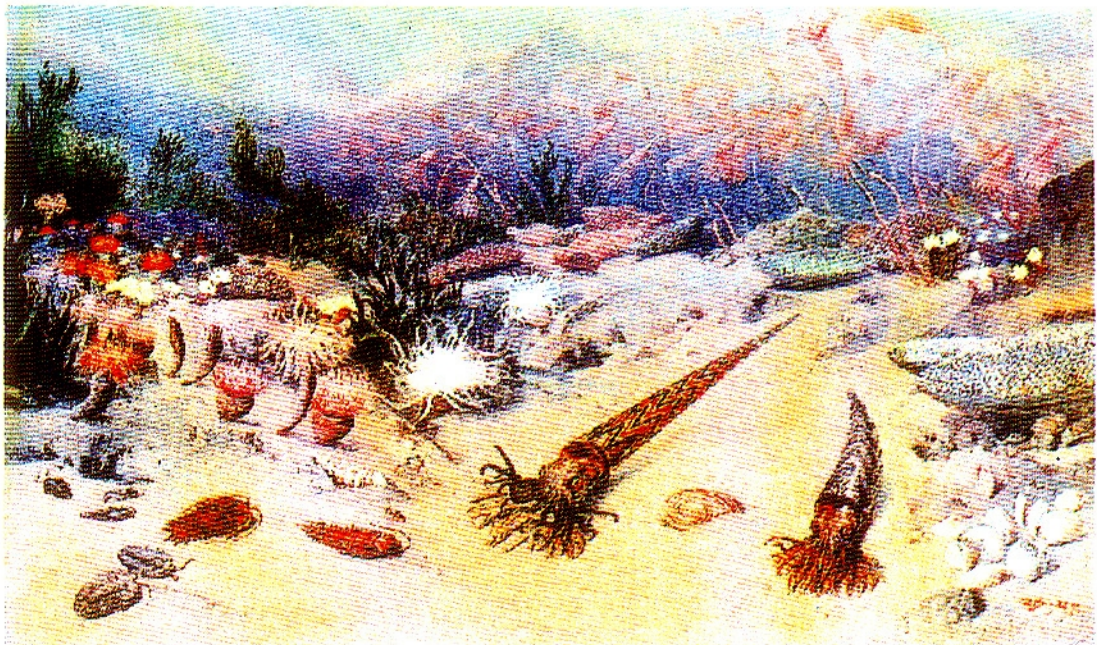
BẢN ẢNH 5.1. SINH CẢNH PALEOZOI SỚM



Sinh cảnh động vật biển trong kỷ Cambri

Trên hình thể hiện Sứa, Chân khớp
bờ lội, Hải miên bám đáy, Bộ ba thùy
(Wicander R. & Monroe J.S. 1993)

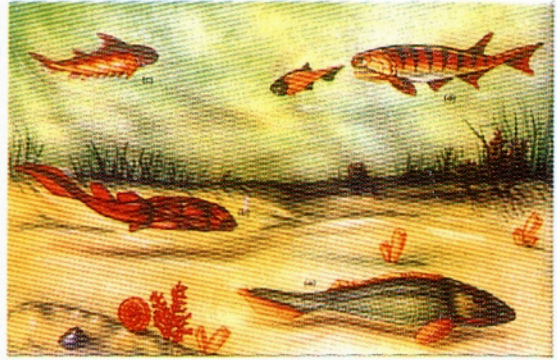
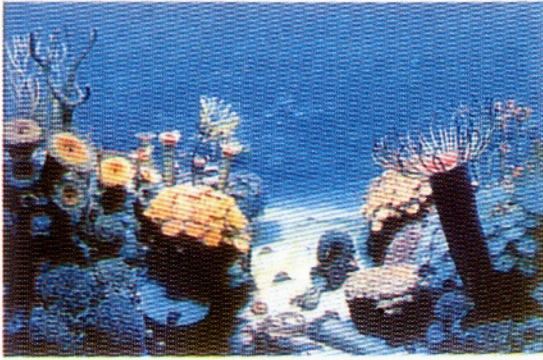
**Quang cảnh sinh vật biển
trong kỷ Ordovic**
Trên hình thể hiện động vật Chân đầu,
Huệ biển, San hô quần thể, Bút đá,
Bộ ba thùy, Tay cuộn
(Wicander R. & Monroe J. 1993)



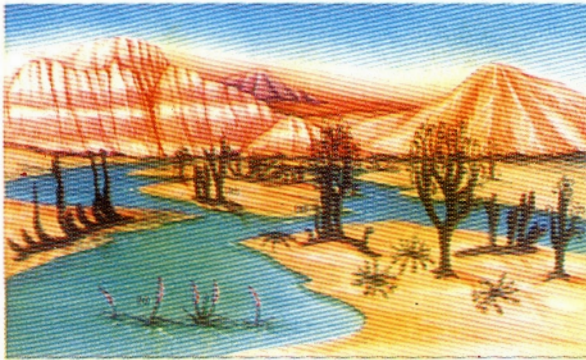
Quang cảnh sinh vật biển trong kỷ Silur (Burian Z. 1951)

BẢN ẢNH 5.2. SINH CẢNH PALEOZOI MUỘN

Sinh cảnh sinh vật biển trong kỷ Devon



Hình bên trái: San hô, Cúc đá, Bọ ba thùy, Tay cuộn. Hình bên phải: Phía trên Cá gai *Parex* (trái) và Cá vây tia *Cheirolepis* (giữa và phải). Phía dưới Cá da phiến *Bothriolepis* (trái); Cá da giáp *Hemicyclospis* (phải) (Wicander R. & Monroe J.S. 1993)



Sinh cảnh lục địa Devon sớm.

Thực vật trên cạn: *Protolpidodendron* (trái), *Dawsonites* (phải), *Bucheria* (giữa suối). (Wicander R. & Monroe J. 1993)



Sinh cảnh lục địa Devon muộn

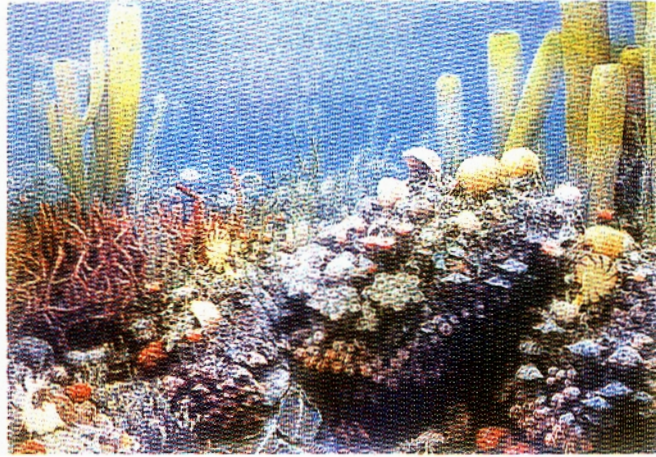
Lưỡng cư cổ – *Ichthyostega*, cây có mạch không hạt (Wicander R. & Monroe J. 1993)



Sinh cảnh rừng nguyên thủy kỷ Carbon

Trong rừng Quyết thực vật: lưỡng cư cổ *Dolichosoma* (giữa suối), *Eryops* (dưới), *Branchiosaurus* (giữa). (Theo Wicander R. & Monroe J. 1993).

BẢN ẢNH 5.3. SINH CẢNH PERMI - TRIAS

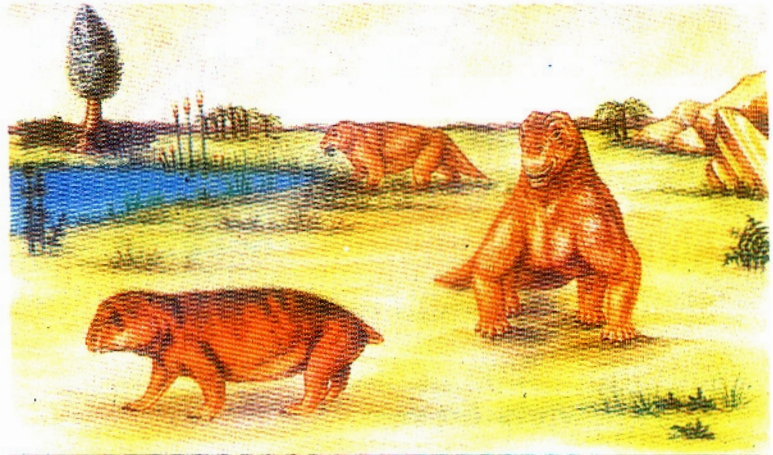


Sinh cảnh biển kỷ Permi

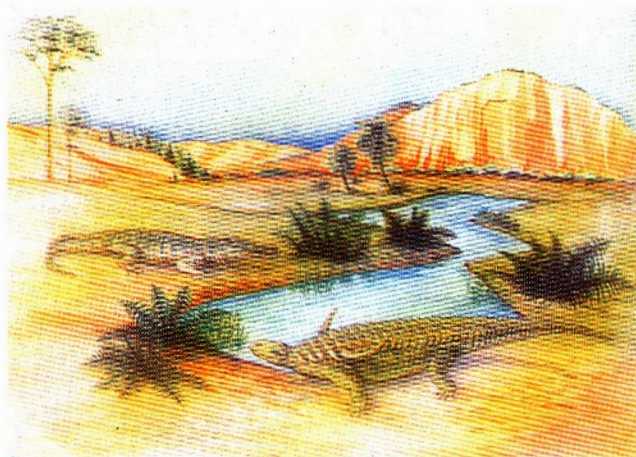
Quần xa gồm: tảo, tay cuộn (Productidae), chân đầu và san hô
(Wicander R. & Monroe J.S. 1993)



Bò sát ăn thịt Pelycosauria kỷ Permi
(S.J. Gould 1993)

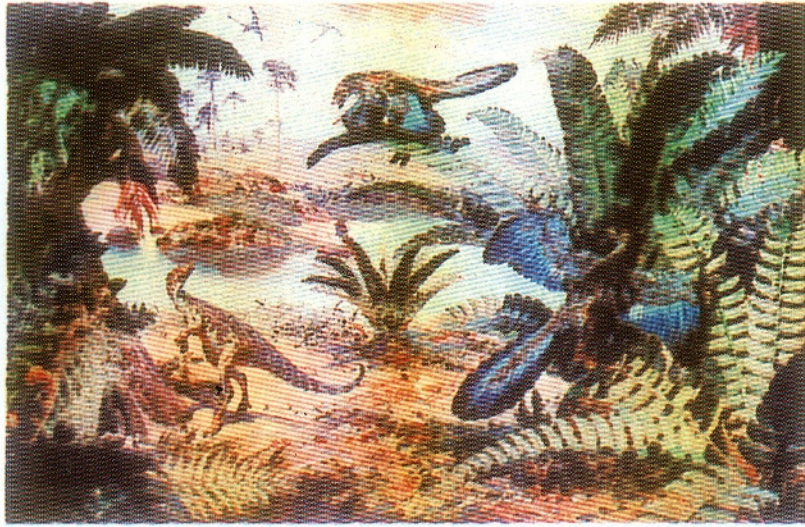


Bò sát dạng thú Permi: *Dicynodon* (trái), *Moschops*
(phải) (Wicander R. & Monroe J. 1993)



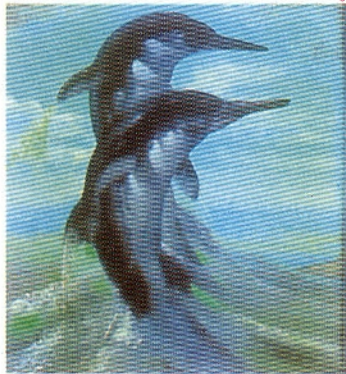
Bò sát Trias: *Rutiodon* (trên) - dạng cá sấu ăn thịt, *Desmatosuchus* (dưới) - động vật ăn cỏ dáng hung dữ.

BẢN ẢNH 5.4. SINH CẢNH JURA - KRETA

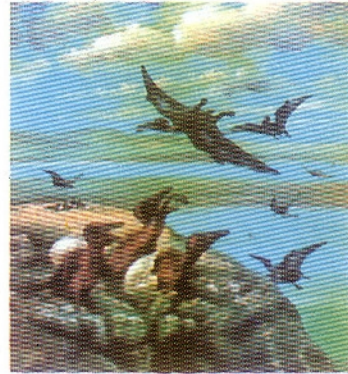


Sinh cảnh Jura muộn (Z. Burian 1950): Cây hạt trần, bò sát *Compsognathus* và chim cổ *Archaeopteryx*

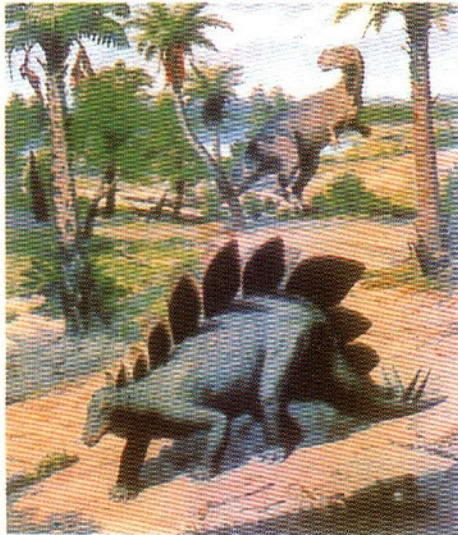
BÒ SÁT JURA – KRETA



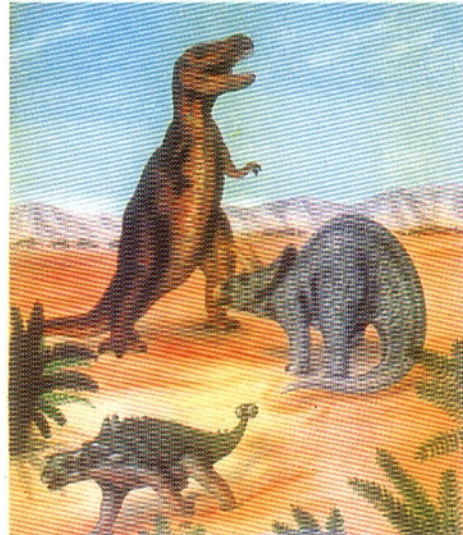
Jura: Bò sát *Ichthyosaurus* (Gould S. J. 1993)



Jura: Bò sát bay *Pterodactylus* (Gould S. J. 1993)

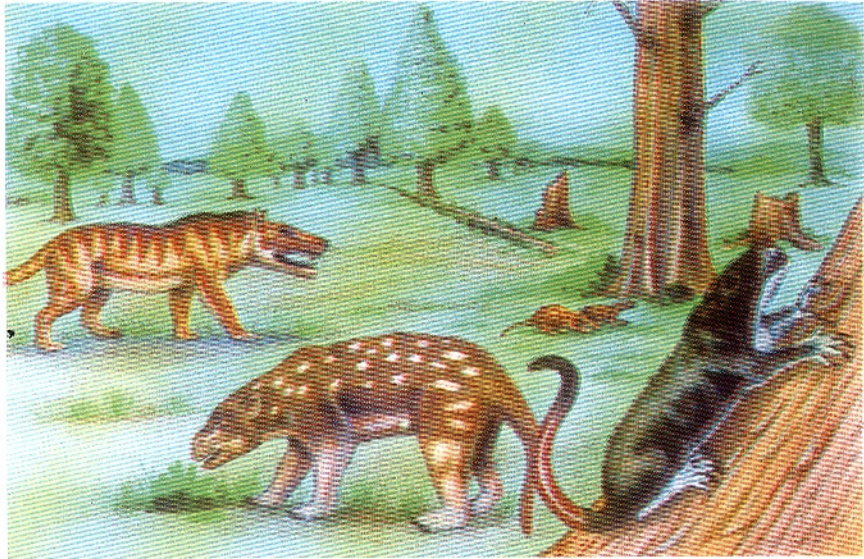


Jura: *Ceratosaurus*, ăn thịt (trên).
Stegosaurus (dưới), ăn cỏ (Z. Burian, 1980)

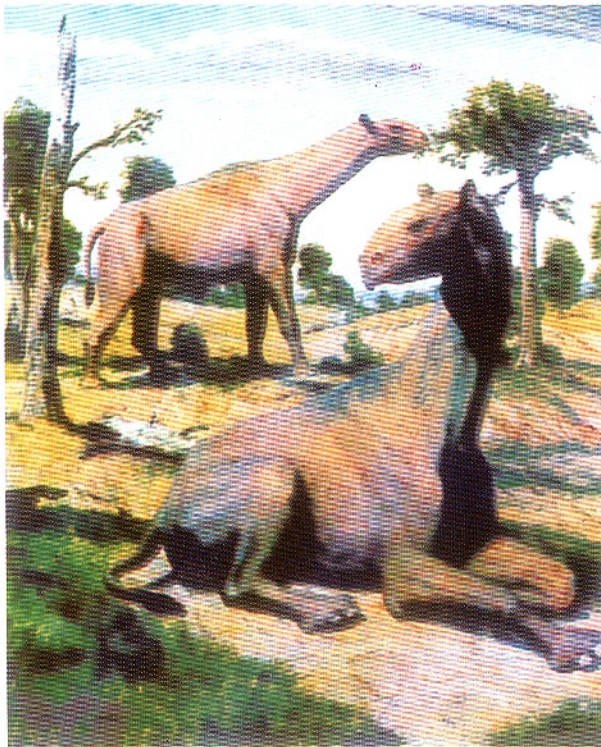


Kreta muộn: *Tyrannosaurus* (trên); *Triceratops* (giữa);
Euocephalus (dưới) (Wicander & Monroe 1993)

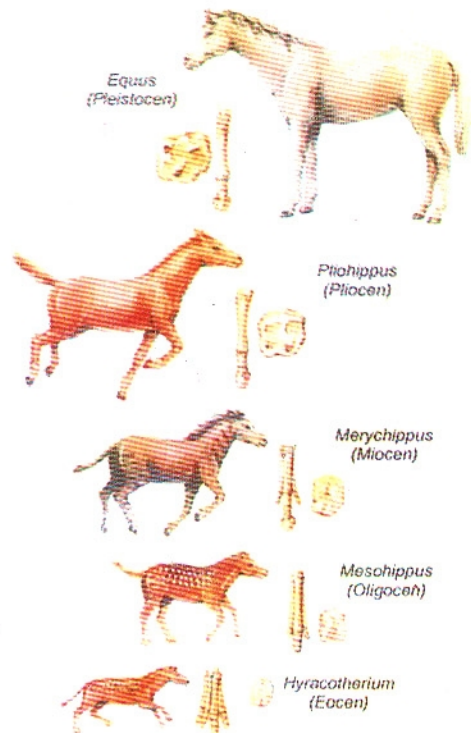
BẢN ẢNH 5.5. SINH CẢNH KỶ ĐỆ TAM (PALLEOGEN - NEOGEN)



Một số động vật có vú cổ trong Paleocen (đầu kỷ Đệ Tam)
(Theo Wicander R. & Monroe S.)



Một loài động vật có vú khổng lồ, ngón lẻ (cao 5,5m) trong Đệ Tam (Oligocen, cách nay gần 30 triệu năm)
Indricotherium transoiralicum (Z. Burian 1950)

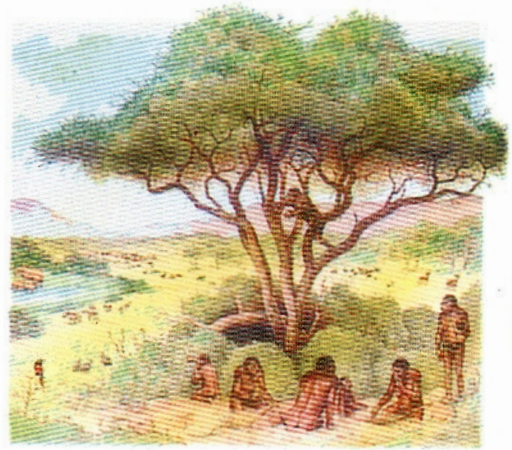


Sơ đồ tiến hoá của họ ngựa
(Từ giữa Paleogen đến đầu Đệ Tứ)

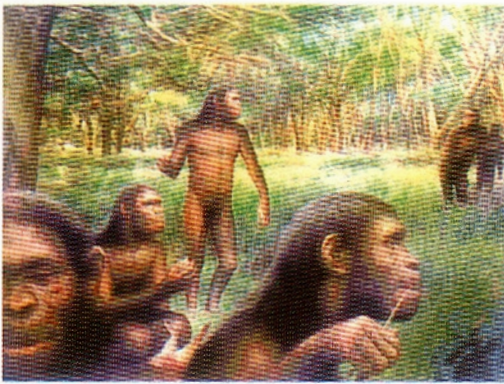
BẢN ẢNH 5.6. SINH CẢNH ĐẦU KỶ ĐỆ TƯ



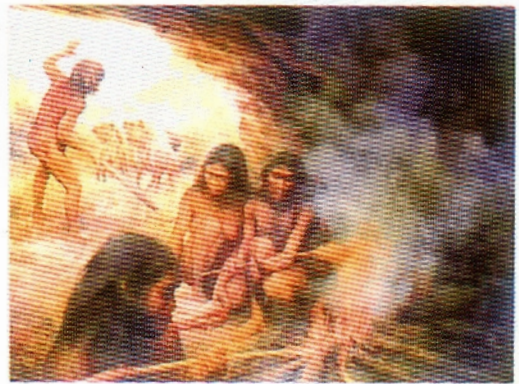
Voi Mamut, cao 4m (đầu Đệ Tứ)



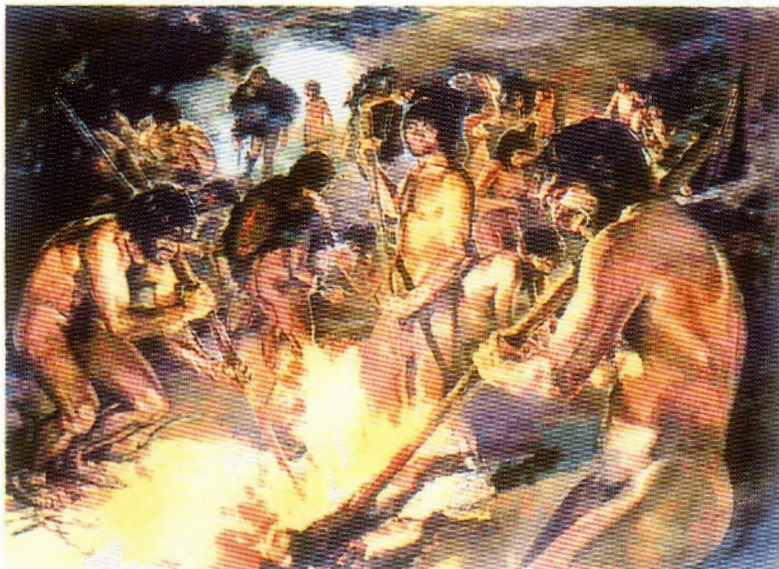
Vượn người *Australopithecus afarensis*
(cuối Đệ Tam đầu Đệ Tứ)



Người *Homo habilis* và vượn người
Australopithecus afarensis (bên phải)
(cách nay 1,5-2 tr.năm)



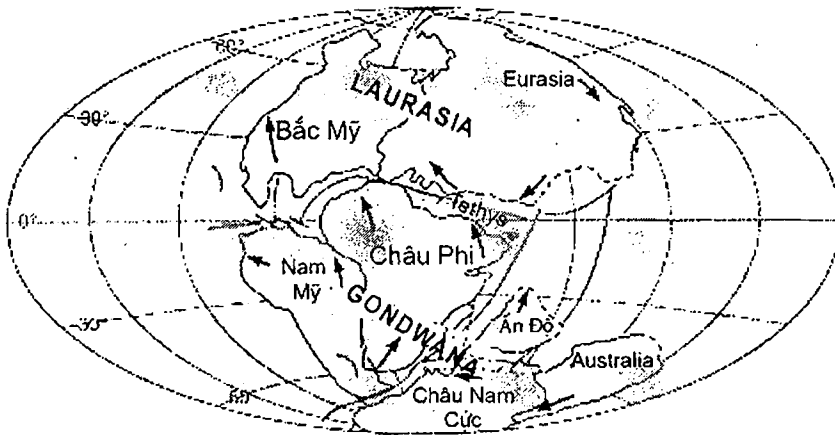
Homo erectus (người vượn Bắc Kinh)
(cách nay 250-500 nghìn năm)



Homo neanderthaliensis (cách nay 50.000 năm),
Tiền thân của người hiện đại (*Homo sapiens*)

cấu trúc địa chất đáy các đại dương v.v.. để khẳng định các lục địa đã bị tách dần từ một *Toàn lục* (Pangea). Như ta đã nêu trên, sự kiện tách dần này biểu hiện rõ nét từ cuối Trias. Sự tách chia lục địa này đã bắt đầu từ hai phía của lục địa Châu Phi. Ta hãy hình dung trước đó toàn bộ các lãnh thổ Nam Mỹ, Châu Phi, bán đảo Arabia (Ả Rập), Ấn Độ và Australia chỉ là một khối lục địa Gondwana khổng lồ (Hình 5.4) thì bắt đầu từ kỷ Trias của Mesozoi lại tách ra từ phía Tây Phi và Đông Phi. Sự tách lục địa này theo cơ chế tách dần (xem chương 10) và lúc đầu hình thành một eo biển ở Tây Phi (như kiểu Hồng Hải hiện nay) để rồi dần dần mở rộng thành Nam Đại Tây Dương còn ở Đông Phi hình thành eo biển Mozambic để sau này mở rộng dần thành Ấn Độ Dương.

Sự hình thành Đại Tây Dương và Ấn Độ Dương làm tách lục địa Châu Phi khỏi Nam Mỹ và Arabia, Ấn Độ. Tiếp theo, vào cuối Trias đầu Jura hai đại lục Laurasia và Gondwana bắt đầu được hình thành do tách ra dọc theo biển Caribe.

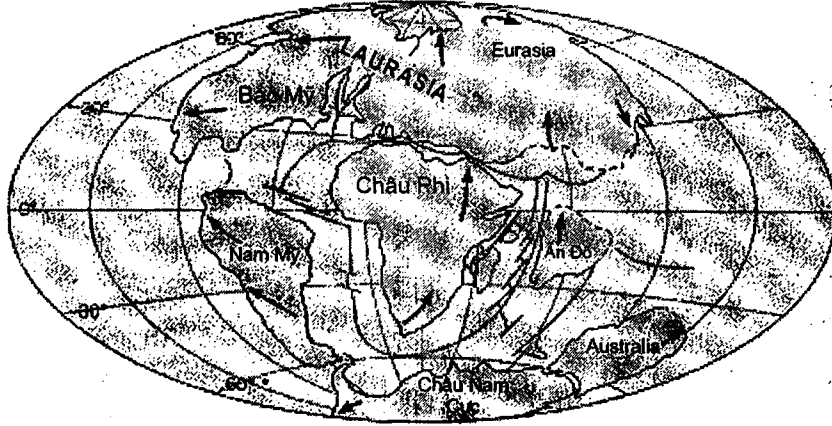


Hình 5.4. Cổ địa lý thế giới đầu Mesozoi (Trias)

Pangea bắt đầu bị phá vỡ. Mũi tên: hướng di chuyển lục địa (Wicander R. J. & Monroe S. 1993)

Biển Tethys được mở rộng ra ở phía tây song lại thu hẹp lại ở phía đông, đồng thời Ấn Độ Dương bắt đầu được mở ra (Hình 5.4). Nam Mỹ, Châu Phi, Ấn Độ và Australia đã dần dần tách ra và trôi dạt đến vị trí hiện nay, Ấn Độ di chuyển dần về phía Châu Á (Hình 5.5) để sau này gắn liền với châu lục này. Quá trình tách dần xảy ra kèm theo nhiều biến động khác về địa chất như hoạt động phun trào núi lửa rộng rãi ở Ấn Độ, Nam Mỹ v.v..

Vận động tạo núi Mesozoi (tạo núi Kimeri) diễn ra trong ba kỷ của nguyên đại (Bảng 5.3; 5.4), song chủ yếu trong Jura và Kreta. Kết quả là đã hình thành cấu trúc núi của những lãnh thổ rộng lớn ở Đông Bắc Nga, Tây Bắc Mỹ, một phần của dải đất quanh Địa Trung Hải. Tạo núi Mesozoi diễn ra sớm nhất ở Đông Nam Á, đúng hơn là Đông Dương. Đó là pha tạo núi Indosini đã biến cả vùng rộng lớn Việt Nam, Lào, Thái Lan, Miến Điện và Vân Nam (Trung Quốc) trở thành vùng núi uốn nếp. Sau tạo núi Indosini nhiều nơi đã hình thành trầm tích lục địa thuộc thành hệ molas chứa than; các mỏ than Hòn Gai, Nông Sơn của Việt Nam đều được hình thành trong thời kỳ này.



Hình 5.5. Cổ địa lý thế giới cuối Mesozoi (Kreta)

Vị trí các lục địa gần như hiện nay. Ấn Độ di chuyển về phía Châu Á (Wicander R. J. & Monroe S. 1993)

Bảng 5.3. Những sự kiện địa chất lớn trong Mesozoi

Kỷ	Động vật không xương sống	Động vật có xương sống	Thực vật	Sự kiện địa chất, cổ địa lý
KRETA	Cúc đá, Tên đá và một số dạng Trùng lỗ trôi nổi bị tiêu diệt vào cuối kỷ. Rudistes đa dạng và tạo ám tiêu.	Khủng long, Bò sát dạng cá, Bò sát bay bị tiêu diệt (cuối kỷ). Xuất hiện Thú có nhau	Thực vật hạt kín xuất hiện, phát triển nhanh. Thực vật hạt trần và không hạt kém phát triển.	- Pangea tiếp tục tan rã, Nam Mỹ tách rời Châu Phi, Australia tách Nam Mỹ nhưng vẫn dính liền với Châu Nam Cực. - Mở rộng Bắc Đại Tây Dương.
JURA	Phát triển, đa dạng Cúc đá, Tên đá. Xuất hiện Rudistes. Ám tiêu San hô Sáu tia phát triển	- Thời đại của Bò sát khổng lồ (Khủng long), Bò sát bay, Bò sát dạng cá. - Xuất hiện chim	Thực vật hạt trần, Dương Xỉ phát triển	- Pangea tiếp tục tan rã, các lục địa còn liền kề nhau. Bắc Đại Tây Dương bắt đầu hình thành. - Khí hậu dịu mát hơn Trias.
TRIAS	Động vật thay đổi cơ bản so với Permi. Chân riu, Huệ biển phát triển.	Xuất hiện Bò sát bay, Bò sát dạng cá. Xuất hiện động vật có vú.	Tiếp tục phát triển thực vật hạt trần và Dương Xỉ	Pangea bắt đầu tan rã (cuối kỷ). Khí hậu cận nhiệt đới, nhiều nơi khô hạn. Tạo than ở Đông Nam-Á.

Mesozoi có hoạt động biến tiến lớn nhất trong lịch sử Trái Đất. Trong kỷ Kreta biển đã tràn vào nhiều lãnh thổ rộng lớn của các lục địa mà trước và sau đó không bị ngập dưới làn nước đại dương. Một phần lớn các lục địa rộng lớn như Trung Quốc, Siberia, Đông Âu, Bắc Mỹ và cả một phần của Gondwana đều bị biển ngập.

Đặc điểm của sinh giới trong Mesozoi đã lôi cuốn sự chú ý đặc biệt của các nhà tự nhiên học. Những dạng bò sát nguyên thủy đã xuất hiện từ cuối Paleozoi (kỷ Carbon) nhưng đến Mesozoi chúng mới phát triển rầm rộ và chiếm vị trí bá chủ trong giới động vật cả trên cạn, dưới nước và trên không, có đủ cả loại bò sát ăn thịt và bò sát ăn cỏ (Bản ảnh 5.3; 5.4). Nhiều dạng bò sát to lớn “kinh khủng” mà dạng đặc trưng nhất có

tên là Khủng long (*Dinosauria* – từ tiếng Hy Lạp cổ: *deinos* là khủng khiếp, *saura* là thần lằn). Có những con vật dài đến 26 mét, nặng hàng chục tấn như *Diplodocus* sống ở vùng đầm lầy ven biển. Bò sát sống dưới nước điển hình là *Ichtyosaurus* có thân hình dạng cá (tiếng Hy Lạp cổ: *ikhthus* là cá). Dạng bò sát bay *Pterosauria* (tiếng Hy Lạp cổ: *pteron* là cánh) có cánh màng như của loài dơi hiện nay. Trong biển của Mesozoi có những động vật không xương sống rất đặc trưng, như Cúc đá (*Ammonites*) và Tên đá (*Belemnites*). Đó là những động vật không xương sống đặc trưng của biển cá: hoá thạch của chúng được sử dụng để xác định chính xác tuổi địa tầng.

Điều bí ẩn đã xảy ra, đến cuối kỷ Kreta toàn bộ bò sát khổng lồ từng phong phú đa dạng đã cùng với hàng loạt động vật biển đặc trưng như Cúc đá và Tên đá đã đột nhiên biến mất trên Trái Đất (Bảng 5.3): Kỷ Kreta trở thành một mốc lớn của sự khủng hoảng trong lịch sử phát triển sinh giới trên hành tinh. Có nhiều ý kiến giải thích hiện tượng này, số này giải thích bằng sự biến đổi điều kiện tự nhiên của bản thân Trái Đất, số khác cho rằng hiện tượng bí ẩn này liên quan với các chu kỳ có tính chất vũ trụ.

Gần đây, một giả thuyết mới dựa trên cơ sở về sự tích đọng một lượng lớn iridi ở những lớp dưới cùng của Paleogen, phủ trực tiếp trên Kreta. Cần chú ý rằng hàm lượng cao của iridi chỉ thấy trong thiên thạch, còn ngay trong đá núi lửa hàm lượng iridi cũng rất nhỏ bé. Người ta đã phát hiện chúng tích về một khối thiên thạch khổng lồ rơi xuống miền Đông Nam Mexico cách đây 64 triệu năm, tức là vào cuối kỷ Kreta. Chắc chắn rằng khối thiên thạch khổng lồ này khi rơi xuống mặt đất đã tạo ra trong bầu khí quyển một lượng bụi khổng lồ làm cho phần lớn bề mặt Trái Đất tối sầm lại, dẫn đến quá trình quang hợp cũng bị ngừng trệ lâu dài, cây cỏ bị chết rụi. Hậu quả là động vật ăn cỏ bị tiêu diệt vì hết thức ăn (với kích thước khổng lồ thì Khủng long ăn cỏ hàng ngày phải tiêu thụ hàng trăm kilo thức ăn từ cây cỏ), từ đó động vật ăn thịt cũng bị tiêu diệt. Hiện tượng bụi che lấp ánh sáng Mặt Trời chỉ kéo dài trong một thời gian ngắn trong lịch sử địa chất nhưng cũng đủ gây nên biến hoạ khổng lồ như vừa nêu. Với giả thuyết này dường như đã tìm được lời giải thích đáng tin cậy về sự tuyệt diệt của toàn bộ bò sát khổng lồ cũng như của 40% động vật có xương sống vào cuối kỷ Kreta.

Giới thực vật trong Mesozoi chủ yếu là thực vật có hoa hạt trần thuộc các nhóm tuế, tùng, bách v.v.. bên cạnh thực vật dương xỉ. Đến cuối kỷ Kreta, thực vật hạt kín xuất hiện và rất nhanh chóng chiếm vị trí hàng đầu trong giới cây xanh. Sự phát triển phong phú của thực vật và với khí hậu thuận lợi trong Jura và phần lớn thời gian của Kreta đã tạo điều kiện hình thành các bể than đá lớn, đây là thời kỳ tạo than lớn lần thứ hai trong lịch sử Trái Đất. Nhiều bể than đá với trữ lượng hàng tỷ tấn đã được thành tạo trong các kỷ Jura và Kreta như ở phía bắc Siberia. Riêng than đá Việt Nam như than Quảng Ninh lại được thành tạo vào cuối kỷ Trias.

5.4.5. Kainozoi – hoàn thành tạo núi Alpi và phát triển động vật có vú

So với các nguyên đại trước thì nguyên đại Kainozoi (Tân sinh) có thời gian ngắn nhất, chỉ 64 triệu năm, tương đương với 1/3 nguyên đại Mesozoi và 1/5 nguyên đại

Paleozoi, thế nhưng các biến cố trong lịch sử 64 triệu năm ấy cũng không kém phần đặc sắc (Bảng 5.4). Tên gọi Kainozoi tức Tân sinh xuất nguồn từ đặc điểm hoàn toàn mới của sinh giới từ đầu nguyên đại rồi nhanh chóng có những dạng như ngày nay, kể cả sự xuất hiện của con người trên Trái Đất.

Trong Kainozoi vận động tạo núi Alpi tiếp diễn các quá trình tạo núi diễn ra từ Mesozoi. Quá trình tạo núi Alpi trong Kainozoi đã hình thành các dải núi trẻ cao của vành đai núi Thái Bình Dương và Địa Trung Hải, nói đúng hơn là mở rộng và hoàn thiện các công trình núi đã được hình thành trong các hoạt động tạo núi Mesozoi (hay Kimeri). Chính các dải núi, các đảo từ Viễn Đông Nga qua Nhật Bản, Đài Loan, Philipin và Indonesia, dải Andes ở Tây Nam Mỹ, dải Nevada ở Tây Bắc Mỹ v.v.. đã được thành tạo do vận động tạo núi Alpi trong Kainozoi. Dải núi dọc theo Địa Trung Hải được vận động này hoàn thiện, kéo dài từ tây sang đông gồm các dải núi Pyrene, Atlas, Alpes, Carpate, Kavkaz, Pamir và Himalaya. Cùng với vận động tạo núi Alpi là các vận động kiến tạo trẻ, chủ yếu là chuyển động xô húc (xem chương 10) của các mảng lục địa làm cho các dải núi nói trên càng cao hơn và hình thành những “nóc nhà” của thế giới như Pamir, Himalaya v.v..

Trầm tích Kainozoi là một kho chứa dầu khổng lồ của thế giới; các mỏ dầu ở Trung Cận Đông (Koweit, Iran, Irac, Arabia Saoud v.v.), Indonesia và ở vùng thềm lục địa của nước ta đều được hình thành trong trầm tích Kainozoi. Nguyên đại Kainozoi mà chủ yếu là kỷ Neogen cũng là thời kỳ tạo than đá lớn thứ ba trong lịch sử Trái Đất.

Đầu nguyên đại Kainozoi biển Bắc Đại Tây Dương được mở ra giữa Tây Bắc Phi và Đông Bắc Mỹ, nhưng Bắc Mỹ và Châu Âu vẫn còn nối với nhau qua đảo Groenland, tuy nhiên bản thân đảo này đang bắt đầu được tách biệt ra. Đại Tây Dương được hình thành từ kỷ Jura tiếp tục được mở rộng. Đảo Madagasca được tách ra khỏi Châu Phi song bán đảo Arabia vẫn còn gắn với nó. Mảng Ấn Độ tách khỏi Gondwana ở phía bán cầu nam tiếp tục trôi về phía bắc song vẫn chưa tiếp giáp được với lục địa Châu Á. Khởi đầu cho Paleogen hai mảng Bắc Mỹ và Nam Mỹ được nối với nhau qua một “cầu tạm thời” và đến Pliocen chúng lại được tách ra. Một sự kiện rất quan trọng là vào cuối Oligocen hai lục địa Âu và Á bị ngăn cách bằng biển Ural, còn đầu Paleocen thì lục địa Châu Phi bị một nhánh biển cắt qua. Điều đáng lưu ý nữa là từ khởi đầu của Paleogen, biển Bắc Băng Dương có thể chưa nối liền với Đại Tây Dương. Vào Paleocen, động vật có vú đã di cư từ Châu Mỹ sang Châu Âu theo đường qua đảo Groenland, nhưng rồi Bắc Đại Tây Dương được mở ra hoàn toàn vào cuối Eocen, đồng thời biển Ural được khép trong Oligocen nên động vật có vú lại di chuyển từ Mỹ sang Âu qua hành lang Bering (trong Neogen). Như vậy nguyên đại Kainozoi có sự phát triển kiến tạo mạnh mẽ, Đại Tây Dương và Ấn Độ Dương tiếp tục tách dần với tốc độ từ 2 đến 4 cm một năm. Đồng thời các dải núi được hình thành do chuyển động Alpi tạo cho bề mặt hành tinh có một địa hình gần giống với hiện tại.

Khí hậu lạnh giá gây băng hà trong kỷ Đệ Tứ (Bảng 5.4) cũng là một sự kiện lớn xảy ra trong lịch sử Kainozoi. Băng hà Đệ Tứ phủ trên những diện tích rộng lớn của bề mặt Trái Đất, chỉ trừ những vùng từ xích đạo đến cận nhiệt đới như Việt Nam. Tuy

trong lịch sử Trái Đất đã nhiều lần có khí hậu băng giá như cuối Proterozoi và trong kỷ Carbon, nhưng chỉ băng hà Đệ Tứ có tầm quan trọng đặc biệt có ảnh hưởng trực tiếp đến lịch sử phát triển loài người.

Nét đặc trưng nhất của sinh giới trong Kainozoi là sự phát triển của động vật có vú (Bản ảnh 5.5). Vai trò ngự trị thế giới của động vật có vú trong Kainozoi cũng tựa như vai trò của bò sát trong Mesozoi. Các nhà cổ sinh vật đã có đủ chứng cứ để nói rằng những dạng đầu tiên của động vật có vú đã xuất hiện trên Trái Đất từ đầu Mesozoi (kỷ Trias). Tuy vậy trong hơn 200 triệu năm của nguyên đại Mesozoi chúng không thể phát triển được bên cạnh bò sát khổng lồ là chúa tể của sinh giới lúc đó. Thế nhưng, ngay từ đầu nguyên đại Kainozoi, khi bò sát khổng lồ không còn là đối thủ cạnh tranh nữa thì động vật có vú phát triển rầm rộ và chẳng bao lâu chúng đã trở thành chủ nhân của Trái Đất với tất cả sự đông đúc cả về số lượng cũng như về các giống loài. Con đường tiến hoá và hoàn thiện của động vật có vú diễn ra chỉ trong hai kỷ Paleogen và Neogen mà đã đạt được sự phong phú và đa dạng như hiện nay để chiếm vai trò thống trị trong giới động vật. Chúng không những chỉ có trên lục địa mà cả trên không và dưới nước. Thủy tổ của cá voi xuất hiện từ Paleogen, dơi và vài loài động vật có vú biết bay khác cũng xuất hiện khá sớm trong lịch sử Kainozoi.

Giới thực vật trong Kainozoi không có những biến đổi lớn mang tính chất đột biến mà chỉ là sự hoàn thiện của thực vật hạt kín đã xuất hiện từ cuối kỷ Kreta. Trong Kainozoi người ta quan sát được rõ nét những biến đổi về sự phân bố, di cư thực vật để thích nghi với những biến đổi về các đại khí hậu.

Sự xuất hiện và tiến hoá của loài người – đỉnh cao của sự phát triển động vật có vú. Tuy những dạng vượn người đầu tiên đã xuất hiện từ cuối Đệ Tam nhưng sự xuất hiện và tiến hoá của loài người (*Homo sapiens*) gắn liền với lịch sử của kỷ Đệ Tứ, do đó cũng có ý kiến đề nghị gọi kỷ này là kỷ Nhân sinh (Anthropogene).

Tổ tiên của loài người đã trải qua một lịch sử lâu dài của tiến hoá của bộ linh trưởng (Primates) ở Châu Phi, nơi mà phần lớn các nhà nhân chủng học đều coi là cái nôi của nhân loại. Những dạng Vượn người đầu tiên của họ người (Hominidae) là *Australopithecus* (Bản ảnh 5.6) đã có mặt trên Trái Đất cách nay 3 triệu năm – 1,6 triệu năm; còn giống người (*Homo*) xuất hiện ở Châu Phi cách nay gần 2 triệu năm. *Homo habilis* là đại biểu sớm nhất của giống người (*Homo*), đã tiến hoá cách nay hơn 2 triệu năm và đã tiếp tục sinh sống như một loài cho đến cách nay 1,4 triệu năm. *Homo erectus* tiến hoá cách nay 1,8 triệu năm và cách nay 1 triệu năm có mặt ở Đông và Đông Nam Á (người vượn Bắc Kinh và người vượn Java), nơi mà chúng sống cho đến cách nay 250.000 năm (Bản ảnh 5.6).

Dạng đầu tiên của người *Homo sapiens* (người hiện đại) xuất hiện ở Đông Phi cách đây 300.000 năm và nhanh chóng phân bố trên các lục địa khác. Người Neanderthale (Bản ảnh 5.6) sống cách nay 150.000 - 32.000 năm, không khác gì nhiều so với người hiện nay mà chỉ có kích thước to lớn hơn, vì thế nhiều nhà nghiên cứu coi Neanderthale chỉ là một phân loài – *Homo sapiens neanderthalensis*. Từ sự tiến hoá của người Neanderthale cách nay 150.000 năm đến nay loài người đã đi từ văn hoá đồ đá lên văn

minh khoa học kỹ thuật cao cho phép con người có thể bằng tàu vũ trụ đưa người lên Mặt Trăng và rồi đây còn có thể đến thăm hành tinh khác nữa.

Khảo cổ học phân biệt lịch sử kỹ phát triển loài người trong kỷ Đệ Tứ thành các thời kỳ đồ đá cũ, thời kỳ đồ đá giữa, thời kỳ đồ đá mới và thời kỳ kim khí. Thời kỳ đồ đá cũ (Paleolit) bắt đầu từ Đệ Tứ và gồm: Sơ kỳ đồ đá cũ – Vượn người Australopithecus chỉ biết dùng “cuội văn hoá” gồm những hòn cuội tự nhiên, to và không được gọt đẽo. Trung kỳ đồ đá cũ – người Neanderthal có khí cụ cỡ trung bình được tu sửa từ những mảnh đá vỡ (mảnh tước). Hậu kỳ đồ đá cũ – người Homo sapiens có những khí cụ đá được chế tác tinh tế hơn, xuất hiện những hoa văn trạm trổ trên xương thuộc nhóm người đầu tiên. Thời kỳ đồ đá giữa (Mesolit) – có lẫn lộn những dụng cụ đồ đá thô và dụng cụ đồ đá mài nhẵn đầu tiên. Thời kỳ đồ đá mới (Neolit) – có khí cụ đá tinh tế mài nhẵn và xuất hiện đồ gốm. Thời kỳ kim khí – lúc đầu là đồ đồng rồi đồ sắt. Nếu như một quãng thời gian dài của thời kỳ đồ đá cũ và đồ đá mới sự tiến hoá của loài người diễn ra một cách chậm chạp thì vào giai đoạn mới, từ khi biết sử dụng kim khí, loài người đã đi những bước rất dài và nhanh chóng của sự phát triển văn hoá, khoa học kỹ thuật cao.

BẢNG 5.4. THỜI ĐỊA TẦNG VÀ ĐỊA NIÊN BIỂU

LIÊN GIỚI	GIỚI	HỆ	THỐNG	TUỔI (triệu năm)	SỰ KIỆN LỊCH SỬ ĐỊA CHẤT				
P H A N E O Z O I	K A I N O Z O I	ĐỆ TỬ (Q)	Holocen		0,01	T i a o n ú i A l p i	Tiến hoá Người		
			Pleistocen	Thượng				1.7	Băng hà
				Trung					
		NEOGEN (N)	Pliocen	Thượng	5,3				
				Trung					
				Hạ					
			Miocen	Thượng	23,5				
				Trung					
				Hạ					
		PALEOGEN (E)	Oligocen		23,5				
	Eocen								
	Paleocen								
	M E S O Z O I	KRETA (K)	Thượng		65	T a o n ú i H e r c y n i	Động vật có vú dạng mới		
			Hạ						
		JURA (J)	Thượng	135	- Động vật có vú dạng cổ				
			Trung						
			Hạ						
		TRIAS (T)	Thượng	203			- Hình thành các cấu trúc núi Alpes, Karpat, Atlas, Himalaya v.v..		
			Trung						
			Hạ						
		PERMI (P)	Thượng (Loping)					250	- Bò sát khổng lồ, Cúc đá, Tên đá bị tiêu diệt. Xuất hiện, phát triển thực vật hạt kín.
	Trung (Guadalup)								
	Hạ (Cisural)								
	CARBON (C)	Pennsylvan	Gjel.	295	- Pangea tiếp tục tan rã, các lục địa rời nhau.				
			Kasimov						
			Moscov						
		Mississippi	Baskir			325			
			Serpukhov						
Vise									
DEVON (D)	Thượng		355	- Phát triển thực vật hạt trần. Bò sát khổng lồ, Cúc đá, Tên đá phát triển cực thịnh.					
	Trung								
	Hạ								
SILUR (S)	Pridol	410	- Pangea tan rã, các lục địa chưa tách rời.						
	Ludlov								
	Venloc								
	Landoverly								
ORDOVIC (O)	Thượng	435			- Xuất hiện thực vật có hoa hạt trần				
	Trung								
	Hạ								
CAMBRI (E)	Thượng	500		- Pangea hình thành rồi có biểu hiện tan rã.					
	Trung								
	Hạ								
T a o n ú i C a l e d o n i	Thượng		540			Khí hậu ấm và ẩm. Băng hà ở Gondwana.			
	Trung								
	Hạ								
		Tạo núi Caledoni			435		Tạo núi Hercyni	- Khí hậu ấm và ẩm. Băng hà ở Gondwana.	
		Tạo núi Caledoni							
		Tạo núi Caledoni							
		Tạo núi Caledoni		435	Tạo núi Hercyni			- Các pha chính của chu kỳ Hercyni (Sudetes và Asturi)	
		Tạo núi Caledoni							
		Tạo núi Caledoni							
		Tạo núi Caledoni		500		Tạo núi Hercyni		- Pha tạo núi Breton. Khí hậu khô. Hình thành cát kết đỏ cổ. Dạng cá phong phú. Xuất hiện động vật và thực vật trên cạn.	
		Tạo núi Caledoni							
		Tạo núi Caledoni							
		Tạo núi Caledoni		500			Tạo núi Hercyni	- Động vật tạo ám tiêu phát triển và tiếp tục phát triển sang kỷ Devon.	
		Tạo núi Caledoni							
		Tạo núi Caledoni							
		Tạo núi Caledoni		500	Tạo núi Hercyni			- Các pha chính của chu kỳ Caledoni	
		Tạo núi Caledoni							
		Tạo núi Caledoni							
		Tạo núi Caledoni		500		Tạo núi Hercyni		- San hô, Tay cuộn, Bọ ba thùy v.v.. bắt đầu quá trình phát triển toả tia để tiếp tục phong phú trong vài kỷ sau.	
		Tạo núi Caledoni							
		Tạo núi Caledoni							
		Tạo núi Caledoni		500			Tạo núi Hercyni	- Pha tạo núi Tacon	
		Tạo núi Caledoni							
		Tạo núi Caledoni							
		Tạo núi Caledoni		540	Tạo núi Hercyni			- Bọ ba thùy, Dạng Chén cổ, Tay cuộn không khớp phát triển.	
		Tạo núi Caledoni							
		Tạo núi Caledoni							
		Tạo núi Caledoni		540		Tạo núi Hercyni		- Tạo núi Salair. Băng hà ở Gondwana	
		Tạo núi Caledoni							
		Tạo núi Caledoni							

BẢNG 5.4. THỜI ĐỊA TẦNG VÀ ĐỊA NIÊN BIỂU (tiếp)

LIÊN GIỚI	GIỚI	HỆ	TUỔI (triệu năm)	SỰ KIỆN LỊCH SỬ ĐỊA CHẤT
P R O T E R O Z O I (P R)	NEOPROTEROZOI (NP)	Venda	540	<p style="text-align: center;">Nhiều biểu u hiện hoạt động tạo núi</p> <ul style="list-style-type: none"> - Hoạt động tạo núi Assintic - Những dạng Trilobitomorpha đầu tiên, tảo đơn giản <p style="text-align: center;">Các dạng vi sinh tạo đá vôi đầu tiên</p>
		Cryogen	650	
		Ton	850	
	MESOPROTEROZOI (MP)	Sten	1000	
		Ectas	1200	
		Calym	1400	
	PALEOPROTEROZOI (PP)	Stather	1600	
		Orosir	1800	
		Rhyac	2050	
		Sider	2300	
	A R K E I (A R)	NEOARKEI	2500	
		MESOARKEI	2900	
		PALEOARKEI	3200	
		EOARKEI	3600	

Chương 6

CÁC QUÁ TRÌNH ĐỊA CHẤT NỘI SINH

Nhiều hoạt động địa chất biểu hiện thường xuyên trên bề mặt Trái Đất như núi lửa, động đất có nguồn gốc từ năng lượng bên trong của Trái Đất tạo nên và có liên quan trực tiếp với những hoạt động của các mảng thạch quyển, đó là những quá trình hay hoạt động địa chất nội sinh. Những quá trình địa chất nội sinh không chịu ảnh hưởng của những tác nhân bên ngoài do năng lượng Mặt Trời như nắng, mưa, gió v. v.. là những tác nhân của các quá trình địa chất ngoại sinh. Như vậy các quá trình địa chất nội sinh và ngoại sinh khác nhau về bản chất, vì chúng do những động lực khác nhau gây ra. Các quá trình địa chất nội sinh gồm hai loại chính là hoạt động magma (núi lửa, xâm nhập) và động đất.

6.1. HOẠT ĐỘNG MAGMA

6.1.1. Khái quát về hoạt động magma

a. Khái niệm về magma

Magma là một hỗn hợp phức tạp của các chất ở trạng thái nóng chảy (thường là silicat, mặc dù có thể có cả các sulfur v.v...), có nguồn gốc từ manti và khi đông nguội sẽ trở thành đá magma. Magma có thể có thành phần khác nhau, các kiểu magma chủ yếu là siêu mafic, mafic và axit (acid). Magma kiềm xuất hiện từ magma mafic hoặc axit trong quá trình phân dị hoặc khi đồng hoá các đá vây quanh. J. Aubouin cho rằng duy nhất chỉ có một loại magma basalt (bazan) và từ đó trong quá trình phân dị kết tinh mới xuất hiện các kiểu magma còn lại. Levinson-Lessing thừa nhận có hai loại magma độc lập – granit và basalt. Phổ biến nhất là quan điểm cho rằng các magma thành phần siêu mafic và mafic xuất hiện do vật chất nóng chảy của manti trên, magma granit được thành tạo trong các quá trình nóng chảy cục bộ, siêu biến chất của các đá thuộc lớp granit của vỏ. Rittmann (1948) đề nghị phân biệt magma nguyên sinh, hoặc là nguyên thủy ở những phần sâu của Trái Đất từ trước Paleozoi; magma thứ sinh, hoặc là magma siêu biến chất xuất hiện trong các quá trình siêu biến chất, magma đồng hoá được thành tạo do sự nóng chảy và đồng hoá; magma hỗn nhiễm xuất hiện do sự pha lẫn của các magma.

Thành phần chủ yếu của magma gồm SiO_2 , Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, O₂, H, Cl, F, B v.v.. . Các hợp phần không phải chất bốc gồm các oxyt như SiO_2 , Al_2O_3 , FeO - Fe_2O_3 , MgO, CaO, Na_2O , K_2O . Các nguyên tố chất bốc của magma chủ yếu ở trạng thái hoà tan

trong nước và một lượng nhỏ hơn là các khí CO_2 , CO , H_2 , N_2 , SO_2 , S_2 , SO_3 , HCl , H_2S cũng như một số nguyên tố khác như F, B v.v...

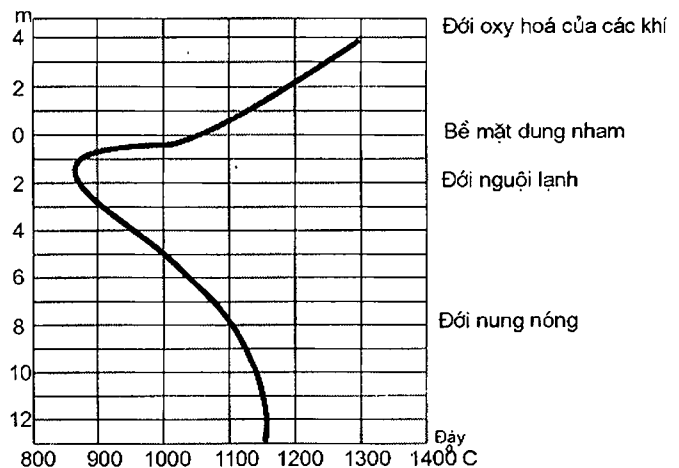
Trong hỗn hợp của magma có các khí hoà tan; các tứ diện tạo thành từ một nguyên tử silicat được bao quanh bởi bốn oxy. Các tứ diện này hoặc là tách biệt, hoặc được nối lại vào các chuỗi, các mặt hoặc các khối rồi chúng được nối lại với nhau nhờ các nguyên tử oxy khác. Khi hàm lượng silic càng thấp thì lượng các tứ diện biệt lập càng nhiều, điều đó làm cho magma có tính linh động cao (hoặc độ nhớt thấp); chính do vậy mà magma mafic có độ linh động rất cao. Ngược lại, khi hàm lượng silic tăng lên sẽ làm tăng sự kết hợp của các tứ diện $(\text{SiO}_4)^4-$; điều đó làm tăng độ nhớt nên magma axit có độ nhớt cao.

Một điều rất quan trọng về mặt địa chất là trong magma có các chất với các điểm nóng chảy khác nhau. Điểm nóng chảy của một hỗn hợp bao giờ cũng thấp hơn so với các hợp phần không chất bốc biệt lập, nhờ đó ở điểm eutecti do sự trộn lẫn của các hợp phần mà chúng ở trạng thái nóng chảy. Ví dụ, thạch anh nóng chảy ở khoảng 1700°C và phần lớn các silicat tạo đá nóng chảy giữa 1100°C và 1600°C . Hỗn hợp của chúng lại nóng chảy ở khoảng 1000°C , khi có mặt của nước thì nhiệt độ đó còn thấp hơn nữa. Vì thế nhiệt độ đông cứng của magma nói chung thấp hơn nhiều so với nhiệt độ đông cứng của các khoáng vật trong thành phần của đá. Như vậy, chúng ta không thể sử dụng các điểm nóng chảy của khoáng vật như nhiệt kế địa chất của magma. Các nguyên tố chất bốc là những nguyên tố làm hạ thấp điểm nóng chảy và độ nhớt của magma. Mặc dù toàn bộ các nguyên tố chất bốc của magma chiếm một phần nhỏ bé về trọng lượng, nhưng chúng lại đóng vai trò rất quan trọng, vì các nguyên tố này làm giảm điểm đông cứng, làm tăng độ linh động và thành tạo một số lượng lớn các khoáng vật chất bốc.

b. Nhiệt độ của magma

Đôi khi có thể xác định trực tiếp nhiệt độ của magma ở các núi lửa đang hoạt động. Jagar đã đo được nhiệt độ của dung nham trong các bồn dung nham ở Hawaii (Hình 6.1) và quan sát được sự thay đổi nhiệt độ theo độ sâu.

Nhiệt độ của magma dưới các độ sâu lớn của vỏ Trái Đất dao động từ $800 - 900^\circ\text{C}$, nhiệt độ này được biết trên cơ sở nghiên cứu khoáng vật khác nhau được thành tạo ở những nhiệt độ thực nghiệm trong phòng thí nghiệm. Một trong các khoáng vật đó, thạch anh là khoáng vật gặp trong các pha kết



Hình 6.1. Sự thay đổi nhiệt độ của dung nham theo độ sâu trong núi lửa Kialauea, Hawaii

Sự nung nóng được thực hiện trong đới oxy hoá của các khí do các phản ứng oxy hoá là nhiệt ngoại sinh (Leinz V. et al. 1975).

khác nhau tương ứng với nhiệt độ thành tạo. Một số khoáng vật khác, khi hạ xuống đến một nhiệt độ tới hạn xác định, chúng tách ra thành hai khoáng vật cùng tồn tại trong một hỗn hợp đồng hình như magnetit và ilmenit, các felspat, hoặc cùng với thạch anh và các khoáng vật khác. Chúng được gọi là *các nhiệt kế địa chất*.

c. Độ nhớt của magma

Độ nhớt của magma phụ thuộc vào nhiệt độ và thành phần hoá học của nó; magma axit giàu silic hơn nên độ nhớt lớn hơn so với magma mafic. Các thuật ngữ axit và mafic là liên quan với hàm lượng silic, mà không có ý nghĩa về sự tập trung ion hydro. Tuy gọi như vậy không đúng về mặt hoá học, nhưng khái niệm này đã được sử dụng rộng rãi trong danh pháp thạch học. Dung nham mafic của các đảo Hawaii có tính linh động cao nên nó di chuyển đạt đến tốc độ 11cm/s trên bề mặt dốc 2°; ngược lại, dung nham axit thường rất quánh đến nỗi không chảy được. Độ nhớt rất quan trọng đối với cơ chế của sự xâm nhập và phun trào, cũng như đối với quá trình phân dị magma. Các tinh thể được thành tạo trong lúc còn nóng chảy thường có tỷ trọng khác nhau so với magma, do đó có thể nâng lên hoặc chìm xuống; vì thế một số khoáng vật nhất định có thể được tập trung nhờ độ nhớt cho phép sự di chuyển của các tinh thể hoặc là lên phía trên, hoặc là xuống phía dưới. Hiện tượng đó gọi là *sự phân dị magma theo trọng lực*.

d. Các nguyên tố chất bốc của magma

Chúng ta hãy còn ít biết về bản chất của các nguyên tố chất bốc, vì một dung nham khi đã trào ra mặt đất thì phần lớn các khí đã mất đi, còn trong magma cứng rắn ở dưới sâu lại có ít chất bốc được giữ lại. Nguyên nhân cơ bản của sự mất các nguyên tố chất bốc là do đường kính nguyên tử thường rất bé và hoá trị không phù hợp với sự kết hợp của các silicat tạo đá magma phổ biến nhất. Sự tách rời như vậy thường kết hợp với nước là một chất bốc phổ biến nhất. Các phương thức cơ bản nhất mà qua đó gặp được các nguyên tố này trong các mạch nhiệt dịch hoặc trong pegmatit là tính linh động vốn có của chất bốc, chính nó tạo ra kích thước lớn của các tinh thể khoáng vật trong các thể pegmatit. Người ta cho rằng magma axit có thể có tới 8% chất bốc, chủ yếu là hơi nước. Ngoài các nguyên tố đã được kể trên, còn các nguyên tố khác lẫn vào các chất bốc của magma, trong đó có nhiều nguyên tố có ý nghĩa kinh tế rất lớn đã được tìm thấy trong tổ hợp với các chất bốc của magma. Tiếp theo là lưu huỳnh, sắt (dưới dạng hematit) có thể được đọng lại từ các khí núi lửa. Trong các magma sâu thì quan trọng nhất là các nguyên tố fluor (dẫn đến sự tạo thành topaz và fluorit), bor (turmalin), beril. Trong số các kim loại có thiếc (trong casiterit), wolfram (trong wolframit), tantal và niobi (trong tantalit), tất cả chúng đều liên quan một cách trực tiếp với magma. Theo Barth, các khí fumarol của "Thung lũng Vạn Hoa" ở bang Alasca (Hoa Kỳ), mỗi phút sản ra trung bình khoảng 2,4 tấn axit chlohydric và 380 kilogram axit fluoric.

e. Sự nguội lạnh của magma

Một khối lượng lớn magma nằm dưới độ sâu hàng kilomet, truyền nhiệt lượng đi và dần dần bị nguội lạnh. Trải qua hàng triệu năm, phụ thuộc vào các điều kiện nguội

lạnh, khối magma đông cứng hoàn toàn, kết quả là đá magma sâu được hình thành, gọi là đá xâm nhập (pluton). Trong quá trình đông cứng này các khoáng vật được thành tạo phụ thuộc chủ yếu vào độ hoà tan của khoáng vật trong môi trường magma, trong đó nhân tố chính là thành phần hoá học, áp suất và nhiệt độ. Trong các giai đoạn đầu của sự đông cứng magma, phần lớn các silicat được kết tinh. Những khoáng vật phụ được thành tạo đầu tiên, chúng có một số lượng ít và không tác động vào việc phân loại đá, tên đá vẫn như vậy cho dù các khoáng vật phụ này có hay không; ví dụ như các khoáng vật zircon, apatit, titanit, ilmenit, monazit và nhiều khoáng vật khác. Do có vị trí kết tinh đầu tiên nên các khoáng vật có hình dạng đặc biệt, kết tinh tốt, có dạng đồng hình. Nguyên tố chất bốc ít can dự vào quá trình kết tinh mà chỉ trong một vài khoáng vật có chất bốc tham gia dưới dạng kết hợp, như chlor và fluor trong apatit. Tiếp theo, một số lượng lớn silicat được kết tinh, tạo thành một số khoáng vật như olivin, pyroxen, amphibol, plagioclas calci (canxi), plagioclas natri và ortoclas. Trong các pha này các chất bốc tiếp tục không tham dự vào sự thành tạo các amphibol và biotit.

f. Sự phân dị magma

Nói đến sự *phân dị magma* tức là nói đến quá trình hình thành những đá magma khác nhau từ một hoặc hai kiểu magma. Sự phân dị có thể được thực hiện trong một pha hoàn toàn lỏng hoặc trong một pha hỗn hợp của chất lỏng cùng với các khoáng vật đã được kết tinh.

Sự dung ly của các thể lỏng. Nhiều thể lỏng không hoà tan nhau nhưng khi đạt một nhiệt độ thích hợp thì chúng hoà đồng với nhau. Ví dụ như anilin có thể hoà lẫn với nước trong tất cả mọi hợp phần khi nhiệt độ cao hơn 166°C. Khi nhiệt độ giảm, hai dung dịch lỏng này sẽ được tách ra ngày càng nhiều, đến một nhiệt độ xác định thì chúng hoàn toàn tách biệt khỏi nhau. Từ đó, một giả thuyết cho rằng từ một magma nguyên thủy được tách thành hai, magma axit sau tạo thành rhyolit và granit; magma mafic tạo thành gabro hoặc basalt. Tuy nhiên, nghiên cứu thực nghiệm và các quan sát thực địa chưa khẳng định ý tưởng này.

Sự di chuyển của pha lỏng. Sự di chuyển của pha lỏng liên quan tới giá trị của các chất bốc, chúng có thể mất đi và tăng lên, cùng với điều đó chúng quyết định các kiểu magma hoàn toàn khác nhau mặc dù có cùng một nguồn gốc. Các quá trình sau đây có thể xảy ra trong pha này.

Sự phân dị trọng lực. Ngay sau khi magma bắt đầu kết tinh, các tinh thể đầu tiên được thành tạo có thể được tập trung trong đới bên dưới nếu tỉ trọng lớn hơn so với dung dịch, nếu không vậy thì chuyển động đối lưu sẽ hình thành. Cũng có thể có trường hợp khoáng vật được thành tạo trước lại nhẹ hơn dung dịch và được tập trung trong một đới nằm ở bên trên của lò magma, ở đó sẽ xảy ra quá trình đông cứng. Nghiên cứu thực địa cho thấy các khoáng vật phổ biến nhất được tập trung trong quá trình phân dị trọng lực thường là olivin, amphibol hoặc pyroxen, chúng tạo thành các đá peridotit, hornblendit hoặc pyroxenit tương ứng. Kiểu phân dị này có thể quyết định sự thành tạo của các mỏ có giá trị kinh tế quan trọng, như sự tập trung chromit

trong các magma mafic. Phân dị trọng lực là quá trình dẫn đến sự hình thành tính phân lớp nguyên sinh trong magma.

Sự phân dị do đối lưu. Có những trường hợp các tinh thể được thành tạo trước trong thời kỳ đông đặc của magma được phân bố tập trung theo kiểu của các chuyển động đối lưu. Do kết quả của quá trình đó mà các khoáng vật được tập trung và sắp xếp thành dải trong thể magma.

Sự phân dị do thấm lọc và ép nén. Khi số lượng khoáng vật của magma tăng, chúng được tập trung lại tạo thành tập hợp trong một mô hình động các tinh thể, các dung dịch magma tàn dư chiếm những khoảng không giữa các tinh thể. Những dung dịch này có thể bị đẩy ra, vì thế sự tách biệt của mạng tinh thể hình thành trước do sự nén ép có thể có hai nguồn gốc là: 1) do trọng lượng của đá bên trên, trong trường hợp của sự xâm nhập kiểu các thể nấm, thể mạch; 2) do áp lực kiến tạo ngang.

Sự đồng hoá. Sự đồng hoá là quá trình khối magma làm nóng chảy hoàn toàn những vật liệu của các đá vây quanh rơi vào magma, làm mất hết các dấu tích kiến trúc của đá này, dẫn đến thành tạo một loại magma lai và khi kết tinh sẽ thành đá lai tạp. Sự đồng hoá có thể xảy ra ở nơi tiếp xúc của khối magma xâm nhập với đá vây quanh hoặc ở dưới sâu do sự sụp đổ của đá mái vào magma.

Sự hỗn nhiễm. Sự trộn lẫn của magma với các đá vây quanh bị nó đồng hoá hoặc các đá khác được gọi là sự hỗn nhiễm. Trong quá trình hỗn nhiễm vật liệu lạ bị magma đồng hoá bằng cách trực tiếp làm nóng chảy nó hoặc bằng phương thức phản ứng hoá học và đưa một phần các sản phẩm khí vào magma.

Một số nhà nghiên cứu cho rằng có một số loại đá có nguồn gốc từ sự trộn lẫn magma granit với magma basalt, tạo thành loại đá trung gian. Tuy nhiên giả thiết này chưa được xác nhận bằng nghiên cứu thực nghiệm và quan sát thực địa.

Một cách tổng quát, hoạt động magma là toàn bộ các quá trình phun trào và xâm nhập của magma xảy ra ở các miền có chế độ kiến tạo khác nhau của vỏ Trái Đất. Có thể cho rằng hoạt động magma hiện đại là chìa khoá mở cửa cho sự hiểu biết về bối cảnh cổ kiến tạo. Hơn 90% hoạt động magma hiện đại (núi lửa) phân bố dọc theo rìa các mảng thạch quyển. Trên cơ sở các bối cảnh kiến tạo có thể chia ra 4 kiểu hoạt động magma chính: 1) *Kiểu rìa mảng kiến sinh* bao gồm hoạt động magma ở các sống núi giữa đại dương, các tâm lách dẫn sau cung và các biển rìa. 2) *Kiểu rìa mảng phá huỷ* gồm hoạt động magma cung đảo và rìa lục địa tích cực. 3) *Kiểu nội mảng đại dương* bao gồm các đảo đại dương và các rift đại dương. 4) *Kiểu nội mảng lục địa* bao gồm các hoạt động basalt trên các nền lục địa, các đới rift lục địa. Các thành tạo magma kali và siêu kali (gồm cả kimberlit) không liên quan với đới rift cũng được xếp vào kiểu này.

6.1.2. Hoạt động magma xâm nhập

a. Khái niệm chung

Hoạt động magma xâm nhập là quá trình magma xuyên vào vỏ Trái Đất ở dưới sâu trong lòng đất. Nhờ sự nâng trôi sau tạo lục hoặc tạo núi của các lục địa và sự bóc

món lâu dài mà các thể xâm nhập sau đó lộ lên mặt đất giúp ta có thể quan sát và nghiên cứu chúng một cách trực tiếp. Các đá magma xâm nhập phân bố đặc biệt rộng rãi trong vỏ Trái Đất. Theo điều kiện thành tạo, các thể xâm nhập được chia ra các nhóm chính sau đây:

- Nhóm thứ nhất là trong các phức hệ uốn nếp cổ tuổi Proterozoi tạo nên các khiên kết tinh phổ biến các khối granit lớn do quá trình granit hoá tạo thành.
- Nhóm thứ hai là các xâm nhập thể nền (batolit) phổ biến chủ yếu trong các công trình núi uốn nếp Paleozoi, Mesozoi và Alpi. Trong đa số trường hợp chúng được thành tạo ở độ sâu lớn, magma nguội lạnh từ từ đủ điều kiện tạo ra các đá có kiến trúc toàn tinh, kiến trúc hạt lớn và hạt trung bình.
- Nhóm thứ ba gồm các thể xâm nhập nông, có kích thước tương đối nhỏ, độ sâu thành tạo không lớn (từ 1,4 - 2 km), có kiến trúc hạt mịn và nhỏ.
- Nhóm thứ tư là những thể xâm nhập kích thước nhỏ, bao gồm các đá xâm nhập nông và á phun trào có nguồn gốc liên quan với các quá trình núi lửa. Chúng được thành tạo trong các kênh dẫn, theo đó magma trào ra mặt đất khi núi lửa phun hoặc lấp đầy các kênh không có liên hệ với mặt đất.
- Nhóm cuối cùng bao gồm các thể tường và các mạch xâm nhập.

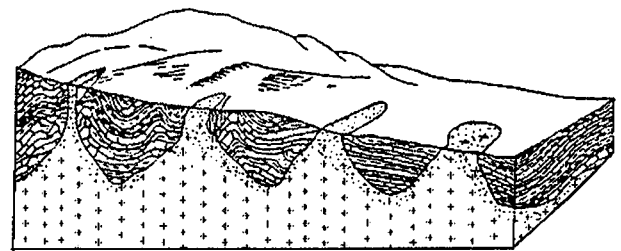
b. Dạng nằm của đá xâm nhập

Các thể đá magma xâm nhập có nhiều hình dạng khác nhau, dưới đây là một số dạng nằm phổ biến nhất.

Thể nền (batolit) gồm các khối đá xâm nhập lớn, diện tích lộ ra trên mặt đất trên 100 km² và tiếp xúc xuyên cắt các đá vây quanh. Thể nền gồm chủ yếu là các đá granit và các đá khác như granodiorit, diorit, syenit hoặc gabro thường tập trung ở phần rìa và phần tiếp xúc của chúng.

Mặt trên của thể nền thường có dạng uốn lượn thoải thoải do các khối nhỏ dạng vòm có hình dạng khác nhau (Hình 6.2). Mặt bên của thể nền có cấu tạo rất khác nhau, chúng thường nghiêng từ trung tâm ra phía ngoài của khối, tuy nhiên ta cũng gặp các khối có mặt bên thẳng đứng hoặc nghiêng vào tâm của chúng.

Cấu tạo mặt dưới của thể nền chưa được biết rõ ràng. Nhiều tài liệu địa vật lý cho thấy kích thước thẳng đứng của các thể nền thường từ 4 đến 10 km. Ranh giới phía dưới của chúng với các đá vây quanh không bằng phẳng và thường có dạng một kênh bị thu hẹp dần về phía dưới.

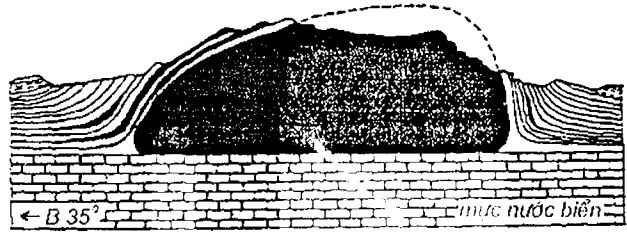


Hình 6.2. Thể nền (batolit) của granit (Leinz V. et al.1975).

Như vậy, các thể nền hoặc là có dạng bánh mì to hình tròn với kênh dẫn từ phần trung tâm ở mặt đáy của khối (thể nền kiểu trung tâm), hoặc là dạng lưới với kênh

dẫn từ bên hông (thể nền kiểu khe nứt). Có thể coi các khối granitoid Phia Bioc (Bắc Cạn), Mường Lát (Thanh Hoá), Trường Sơn (Hà Tĩnh), Đồng Hới (Quảng Bình) v.v.. thuộc thể nền.

Thể cán (Stock) là các thể xâm nhập có dạng hình tròn hoặc kéo dài mà diện tích lộ ra trên mặt đất nhỏ hơn 100 km². Khi thể cán tạo nên những khối độc lập thì có đặc điểm cấu trúc như thể nền. Thường thể cán là nhánh tách từ các thể nền dưới dạng vòm và dạng răng lược, trên mái của thể nền.

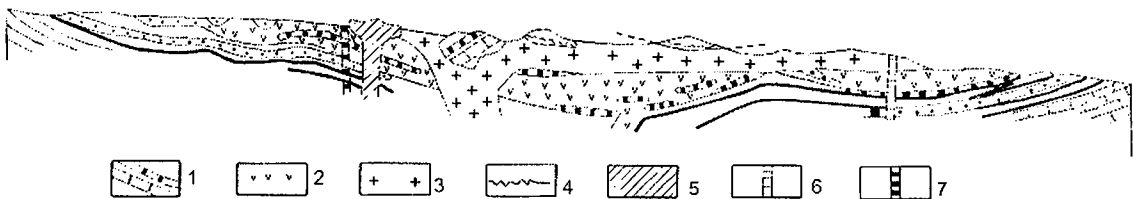


Hình 6.3. Các thể nấm (Mikhailov A.E. 1973)

Thể nấm (Lacolit) (Hình 6.3) có kích thước nhỏ (đường kính 3-6 km), hình nấm nằm chỉnh hợp với

mặt phân lớp của đá vây quanh và là dạng phổ biến của các thể xâm nhập nông. Chúng được tạo thành do magma bơm vào khoảng không gian giữa các vỉa hoặc giữa các thành hệ (Hình 6.3). Các lớp nằm phủ ở phía trên thể nấm chịu tác dụng cơ học mạnh mẽ của magma và thường bị uốn cong theo viền của thể nấm. Bề cao của thể nấm thường nhỏ hơn bề dài nằm ngang của chúng, còn bề dày thì bị giảm về phía rìa. Sự tạo thành thể nấm thường xảy ra ở phần trên của vỏ Trái Đất.

Thể chậu (Lopolit) là thể xâm nhập có dạng đĩa và nằm chỉnh hợp với đá vây quanh. Thể chậu có kích thước rất khác nhau và chủ yếu được tạo nên từ các đá mafic, siêu mafic và các đá kiềm. Chúng tạo nên các vỉa nhỏ và những thể rộng hàng trăm kilomet theo chiều ngang, có trường hợp dài đến gần 300 km (Hình 6. 4).



Hình 6.4. Sơ đồ mặt cắt địa chất của thể chậu Bushwend (Mikhailov A.E. 1973).

- 1- Đá của hệ tầng Transvaal bị các mạch diabas (nét đen đậm) tiêm nhập; 2- norit; 3- granit; 4- mái của hệ tầng Roiberg; 5- tâm núi lửa Pilandberg; 6- họng núi lửa Spiskov; 7- ống nổ kimberlit.

Thể thấu kính (Facolit). Các thể xâm nhập nhỏ có dạng lưỡi liềm trong mặt cắt được gọi là thể thấu kính; chúng được thành tạo ở nhân các nếp lồi hoặc đôi khi ở nhân các nếp lõm. Bề dày của các thể thấu kính thường độ vài trăm mét, hiếm hơn có thể đạt tới hàng nghìn mét. Magma tạo nên thể thấu kính được bơm vào những khu vực xung yếu giữa các lớp ở vòm nếp uốn.

Thông thường các thể thấu kính được thành tạo ở vùng bản lề của nếp uốn dốc đứng (Hình 6.5).

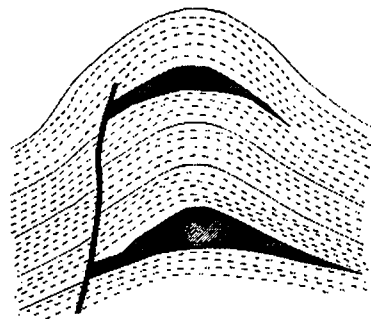
Thể tường (Dyke) là xâm nhập dạng tấm có kích thước rất khác nhau và phân bố trong các khe nứt của vỏ Trái Đất, chúng có thể được lấp đầy bằng các đá xâm nhập hoặc phun trào có thành phần khác nhau. Phần lớn các thể tường dài hàng trăm mét hay hàng chục mét và dày vài mét. Tuyệt đại đa số các thể tường nằm dốc đứng hoặc thẳng đứng, chúng tiếp xúc xuyên cắt với các đá vây quanh (Hình 6.6).

Thể vỉa (Sil). Xâm nhập dạng vỉa được thành tạo khi magma xâm nhập dọc theo bề mặt các lớp. Có những xâm nhập dạng vỉa đạt diện tích đến 10.000km². Bề dày của chúng thay đổi rất lớn, từ những thể tiêm nhập mỏng nhất đến các vỉa dày tới 400 - 600m. Thành phần các vỉa gồm những đá khác nhau từ granit đến gabro, nhưng thường gặp nhất là các đá mafic (Hình 6. 6). Xâm nhập dạng vỉa thường xuất hiện khi vỏ Trái Đất bị sụt lún đồng thời với quá trình tích tụ trầm tích, nhưng chúng cũng có thể được thành tạo muộn hơn trong các tầng trầm tích vây quanh, khi có hoạt động núi lửa mạnh mẽ.

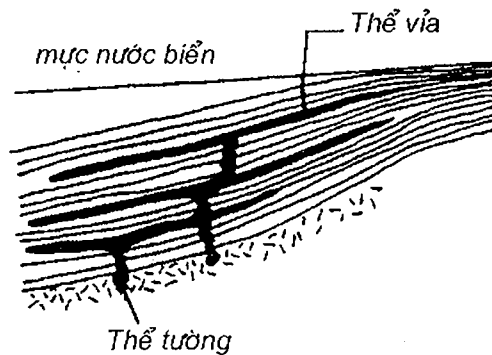
Thường magma tiêm nhập giữa lớp tạo nên một loạt vỉa, vỉa này nằm trên vỉa khác và nối liền với nhau bằng các nhánh cắt qua đá vây quanh. Hầu hết các vỉa xâm nhập được tạo nên bởi đá gabro-diabas. Thể vỉa thường dễ lẫn với dạng đá phun trào, tuy vậy xâm nhập dạng vỉa bao giờ cũng trẻ hơn đá ở mái và tường của nó, trong khi đó đá phun trào lại trẻ hơn đá lót dưới và già hơn đá phủ trên. Dấu hiệu chắc chắn nhất để xác định xâm nhập thể vỉa là sự biến đổi tiếp xúc trong đá vây quanh ở mái và tường của thể xâm nhập, sự bào phá ở mặt tiếp xúc cũng như sự có mặt các mạch phân nhánh nhỏ ở đá mái.

Thể nhánh (Apophise) là những tàn dư nhỏ bé cuối cùng của các phân nhánh tách ra từ thể magma lớn.

Dạng nằm của đá siêu mafic có một loạt đặc điểm riêng biệt. Chúng chủ yếu gồm các thể xâm nhập chỉnh hợp với đá vây quanh và tạo thành những vỉa kéo dài theo đường phương hoặc các thể mạch dạng thấu kính, thể chấu, thể nấm, thể tường. Thường các khối siêu mafic có liên quan với các đứt gãy kiến tạo và kéo dài thành từng chuỗi dọc theo hướng đứt gãy. Các chuyển động về sau dọc đứt gãy làm biến đổi mạnh mẽ hình dạng ban đầu của khối.



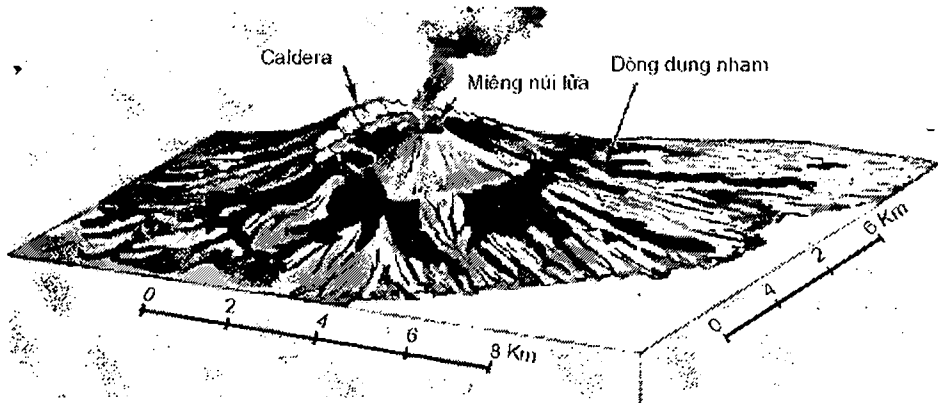
Hình 6.5. Thể thấu kính ở nhân nếp lồi



Hình 6.6. Các vỉa xâm nhập và các dyke cung cấp magma của chúng

6.1.3. Hoạt động núi lửa

Hoạt động núi lửa là hiện tượng xuyên lên của vật liệu nóng bỏng từ trong lòng đất lên bề mặt Trái Đất, vật liệu nóng bỏng này có thể ở trạng thái khí, lỏng và cứng. Có loại núi lửa đang hoạt động và núi lửa đã tắt, núi lửa hoạt động là núi lửa hiện đang phun liên tục hay theo chu kỳ; núi lửa tắt là những núi lửa hiện nay không hoạt động và trong lịch sử cũng như trong truyền thuyết đều không thấy nói đến sự phun của chúng. Hiện nay trên thế giới có trên 400 núi lửa hoạt động và trên 4000 núi lửa tắt. Đa số núi lửa có hình nón, miệng tròn ở trên đỉnh và có lối thông chạy từ miệng vào trong núi lửa.

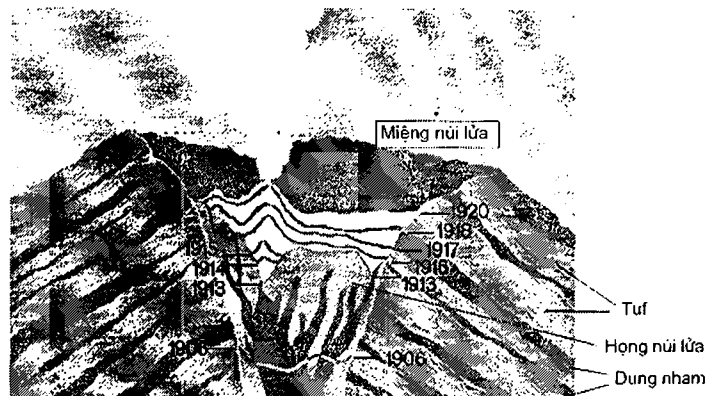


Hình 6.7. Sơ đồ khối núi lửa Vesuve

Trên hình chỉ rõ các dòng dung nham và công trình núi lửa cổ Monte Somma, từ đó núi lửa Vesuve được nâng lên, sau đó phần trung tâm bị hạ thấp (Leinz V. et al. 1975).

a. Cấu trúc và hình dạng của núi lửa

Kiểu núi lửa phổ biến nhất là kiểu phân tầng, ví dụ như núi lửa Vesuve (Hình 6.7 và 6.8). Trong cấu trúc núi lửa trước hết có lò magma nằm ở dưới sâu (Hình 6.9), ống núi lửa (họng núi lửa) nối từ lò magma ra ngoài mặt đất, theo ống này vật liệu từ lò magma thoát ra ngoài. Trong kiểu núi lửa phân tầng có sự xen kẽ của vật liệu vụn và dung nham, vật liệu vụn thường chiếm ưu thế và chúng là kết quả của sự vụn nát của đá có trước. Những đá đó có nguồn gốc núi lửa hoặc phi núi lửa được tạo ra do sự vụn nát của các đá kề cận với phức hệ núi lửa. Trong hoạt động núi lửa, vật liệu từ dưới sâu trong vỏ Trái Đất, hoặc là từ lò magma, hoặc là từ các đá vụn quanh rơi vào hệ thống núi lửa, được tích tụ lại



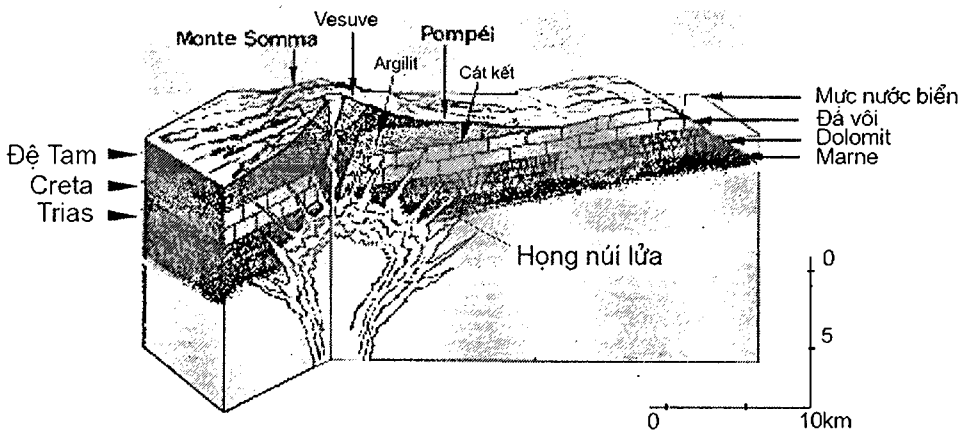
Hình 6.8. Sơ đồ mặt cắt chỉ sự phát triển của núi lửa Vesuve từ lần phun trào 1906. Các sườn có sự xen kẽ của các tuf và các dung nham (Leinz V. et al. 1975).

xung quanh ống dẫn (có thể nhiều ống dẫn), tạo thành các núi với kích thước lớn, có dạng một hình nón, như núi Phú Sĩ (Nhật Bản). Hướng chính của gió trong lúc phun nổ có thể tạo ra các dạng không bình thường, ví dụ các dòng dung nham có thể trào ra chủ yếu theo một sườn dốc. Sự bào mòn về sau cũng có thể làm biến đổi dạng hình nón lý tưởng, nhất là trên các núi lửa tắt.

Miệng núi lửa (Cratera). Miệng núi lửa có dạng phễu được thành tạo do sự nổ xảy ra vào lúc khởi đầu hoạt động của núi lửa. Nó không liên quan đến núi lửa nổ mà là một cửa từ đó các dung nham trào ra. Sau mỗi lần phun trào chính, miệng núi lửa trở nên sâu hơn so với đường kính và với các vách dốc đứng. Nói chung đường kính của các miệng núi lửa thường là nhỏ hơn 1km. Miệng núi lửa trên đảo Lý Sơn (Quảng Ngãi) có đường kính gần 300m, sâu 40 - 60m, khá tròn trĩnh.

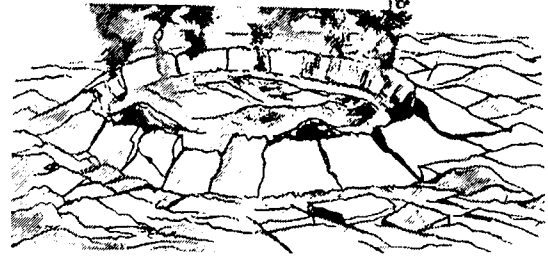
Miệng của các núi lửa đã tắt hoặc không hoạt động thường chứa đầy nước, tạo thành các hồ núi lửa như ở Nam Tây Nguyên. Theo nguồn gốc có thể chia ra 3 kiểu miệng núi lửa:

- Miệng núi lửa tích tụ, được tạo thành do tích tụ vật liệu bị đẩy ra khỏi ống núi lửa.
- Miệng núi lửa do nổ, trong đó có các đá thành tạo trước đã bị hất tung đi do lực nén ép của khí bị giam hãm bên trong núi lửa.
- Miệng núi lửa bị hạ thấp do sự sụp đổ của cấu trúc núi lửa, hoặc do sự mất chỗ dựa bên trong, hoặc do khoảng trống tạo thành vì magma thoát ra ngoài, hoặc do magma hạ xuống vì mất khí, kết quả là tạo ra một khoảng trống ở bên trên. Kiểu này quyết định sự thành tạo của các sụt trũng lớn có tên gọi là caldera.



Hình 6.9. Mặt cắt địa chất núi lửa Vesuve (Leinz V. et al. 1975).

Caldera. Vật liệu được đưa ra ngoài núi lửa dưới dạng dung nham, hoặc dưới dạng tuf, nhiều khi đạt tới nhiều kilomet khối. Sự thải ra ngoài một khối lượng vật chất lớn như vậy dẫn đến sự thiếu hụt khối lượng bên trong gây sự sụp đổ của các phần bên ngoài. Vì vậy, xung quanh núi lửa và lò magma của nó hình thành các đới nứt vỡ và lún chìm có dạng gần hình tròn (Hình 6.10). Kết quả là hình thành gờ núi hình tròn bao quanh một trung tâm hạ thấp, có tên gọi là caldera. Tiếp sau đó, có thể bên trong caldera một miệng núi lửa mới được hình thành cùng với một hình nón mới.



Hình 6.10. Sự tiến hoá của núi lửa Poxos De Caldas
Phần trung tâm sụp đổ tạo thành caldera, đường kính 30m (Leinz V. et al.1975)

Các gờ núi vòng tròn của Vesuve là một ví dụ điển hình. Núi Vesuve chiếm phần bên trong, tạo nên một đỉnh cao của dạng núi lửa hiện đại sau sự sụp đổ, và các núi bao quanh nó tạo thành đỉnh núi lửa khác (đỉnh Monte Somma) (Hình 6.9). Một trường hợp khác, caldera lớn được hình thành do sự chìm lún (Hình 6.10), tạo ra xung quanh phức hệ núi lửa một hệ thống khe nứt, được dung nham lấp đầy. Các hệ thống khe nứt bao quanh công trình núi lửa tạo điều kiện hình thành các thể tường (dyke) dạng vòng. Kích thước miệng một số núi lửa trên thế giới thể hiện trên bảng 6.1.

Bảng 6.1. Kích thước một số miệng núi lửa trên thế giới

Tên núi lửa	Đường kính (m)	Độ sâu (m)
Monte Nuovo	370	117
Etna	420	240
Vesuve (1906)	700	340
Popocatepet	600	300

b. Các dạng và kiểu hoạt động núi lửa

Mỗi kiểu hoạt động núi lửa có những nét đặc trưng về cơ chế của sự phun trào, bản chất của vật liệu được tung ra, sự chuẩn bị của các công trình núi lửa (ví dụ – sự phun trào tuyến tính), vị trí của núi lửa lục địa hoặc trên đáy biển.

Hoạt động khởi đầu. Hoạt động khởi đầu của núi lửa liên quan đến các quá trình xảy ra trên các vùng có núi lửa phun. Sự khởi đầu của các núi lửa Paricutin (Bảng 6.2) đã được quan sát kỹ và sự tiến hoá của nó được nghiên cứu một cách chi tiết. Vài tháng trước khi núi lửa hoạt động có các trận động đất, vào ngày 20/2/1943 đột nhiên hình thành một khe nứt dài, và ngay tức khắc từ đó phun ra khí và tro. Sau đó hai ngày dung nham bắt đầu tràn ra, chủ yếu là theo phương thức nổ. Sự phun trào dung nham diễn ra xen kẽ với sự thành tạo những lớp vật liệu vụn núi lửa, kết quả tạo ra một đồi cao gần 170m trong vòng một tuần. Sản phẩm dung nham và tro rất lớn – từ 20/2/1943 đến 20/10/1943 núi lửa này đã sản ra 423 triệu mét khối tro và 30 triệu mét khối dung nham, tính trung bình mỗi phút sản ra 1.300 tấn sản phẩm núi lửa. Chỉ

trong vài tháng núi lửa này đã đạt đến độ cao 330m, nhưng từ năm 1946 các hoạt động đã bị hạn chế dần.

Núi lửa Monte Nuovo ở Flegrean (Italia) trong vòng 3 ngày đã nâng lên cao 139m hoàn toàn gồm vật liệu vụn núi lửa, mà không có dung nham. Trong các hoạt động khởi đầu, sản phẩm của vụ nổ có nhiều vật liệu phi núi lửa. Cung ứng vật liệu chủ yếu của pha bắt đầu này là sản phẩm từ trần núi vỡ nát, nghiền vụn thành bột và tung ra ngoài, chỉ trong pha tiếp sau vật liệu magma nóng bỏng mới chiếm ưu thế. Pha khởi đầu của sự phun trào được bắt đầu với sự khum lên của mặt đất kèm theo các trận động đất. Các khe nứt được thành tạo

Bảng 6.2. Hoạt động của núi lửa Paricutin trong những ngày đầu

Ngày (II /1943)	Độ cao nón núi lửa (m)	Hoạt động magma	Vật liệu vụn núi lửa
20	8	"	"
21	8	"	"
	24	"	"
	6 - 7	Chậm	Bom
	30	"	"
	30	"	"
22	30 - 40	"	"
23	60	Phun trào nhanh	Lăn lộn
		tốc độ 6-12m/h	
24	164	Tốc độ 3m/h	"
26	167	Tốc độ 1-2m/h	"
26	Không	Tro	

trên các vùng yếu nhất của đới vòm khum, theo khe đó các chất nổ khí thoát ra cùng với nước ngầm và đất. Tiếp theo, một lỗ hổng và ống núi lửa thực thụ được xác lập cùng với sự tung ra tro bụi, tảng, bom và cuối cùng là sự phun trào dung nham.

Hoạt động núi lửa kiểu Hawaii (Hồ dung nham). Các núi lửa trên đảo Hawaii là mẫu của kiểu núi lửa này, ở đây có núi lửa Mauna Loa (cao 4200m) và Kilauea. Địa hình của Mauna Loa thoải thoải và hình dạng giống như một cái khiên. Các núi lửa có hình dạng tương tự được gọi là núi lửa kiểu khiên. Miệng núi lửa rất lớn, kiểu caldera, với độ sâu lún chìm rất khác nhau, ở bên trong xuất hiện một hồ lớn gồm dung nham nóng chảy thành phần mafic, rất ít khí, sôi sùng sục với nhiệt độ trên bề mặt khoảng 1.040°C. Một số chỗ dung nham đông cứng lại ở phía bên trên tạo thành các đảo thực thụ với hình dạng phức tạp. Phần giữa của dung nham có các khối bọt khí lớn, trong trạng thái sôi ùng ục. Dung nham rất lỏng, tràn lấp đầy hồ và bắt đầu tràn bờ dưới dạng chảy tràn và nhanh; vì vậy mực của hồ bị hạ thấp tương đối nhanh, chỉ còn giữ lại được phần dưới sâu của hồ. Lò magma của các núi lửa Hawaii có độ sâu rất lớn, đạt đến 30 - 40 km (độ sâu lò magma của Vesuve là 4 km). Hoạt động núi lửa kiểu này diễn ra một cách "yên tĩnh", trước và trong quá trình phun không có động đất và tiếng nổ.

Hoạt động kiểu Stromboli. Điển hình của kiểu núi lửa này là sự phun trào của núi lửa Stromboli ở Địa Trung Hải, có đặc trưng là dung nham nóng chảy, có thành phần mafic, khá lỏng và dễ chảy. Trên ống núi lửa, và một phần trên miệng núi lửa, có thể gặp dung nham nóng chảy sôi sục. Trong dung nham có nhiều khí, sự bành trướng của khí dẫn đến các vụ nổ, dung nham bị bắn tung ra, nhiều khi bị đông cứng lại trong không khí tạo thành bom. Mặt ngoài của bom núi lửa thường nhẵn và tròn trĩnh có dạng quả lê, chứng tỏ rằng vật chất của các bom ở trạng thái dẻo và mềm khi chúng đang bay trên không trung. Phần lớn vật liệu ở dạng mảnh vụn được gọi là *lapilli* (tiếng

Italia là viên đá nhỏ) hay là cuội núi lửa, và tro bụi; dạng bên ngoài những vật liệu giống như các đồng xỉ luyện kim. Nhiều khi các hoạt động nổ xảy ra theo nhịp; ví dụ núi lửa Stromboli có hoạt động khởi đầu bằng sự bốc lên của khí, tiếp theo là các vụ nổ nhẹ làm bắn tung các mảnh dung nham, chúng lại bị rơi vào bên trong miệng núi lửa đã trở lại trạng thái yên tĩnh. Sau đó khoảng 14 phút, một chu kỳ tương tự được lặp lại và kéo dài 1 - 2 phút.

Hoạt động kiểu Vulcaniana. Điểm đặc trưng của hoạt động núi lửa kiểu này là có sự xen kẽ của các pha ngừng nghỉ khá lâu (từ nhiều năm đến nhiều thế kỷ) với các phun trào mạnh mẽ và đột ngột, đôi khi gây ra những vụ nổ gây tai họa lớn. Bắt đầu là sự phun khí mạnh mẽ, tiếp theo là tung ra một lượng lớn vật liệu vụn núi lửa và cuối cùng là dung nham đặc quánh trào ra với số lượng nhỏ hơn so với vật liệu vụn. Khí tạo thành một cột và từ đó toả rộng kiểu hình nấm, có sức tàn phá như các vụ nổ bom nguyên tử. Núi lửa Vesuve đã hoạt động theo kiểu này.

Hoạt động khởi đầu của núi lửa Paricutin là thuộc kiểu *Vulcaniana*, cấu trúc núi lửa dạng phân tầng do dung nham và vật liệu tro bụi xen kẽ nhau, trong đó tro bụi chiếm phần lớn (Hình 6.8). Một dạng khác của hoạt động núi lửa kiểu nổ, cũng sau một pha ngừng nghỉ lâu dài là núi lửa Tamboro, trên một đảo núi lửa của Indonesia. Năm 1814 hoạt động của núi lửa này đã phá nát 100km³ của chính nó, tạo nên một lớp dày vật liệu vụn núi lửa phủ trên một diện tích có bán kính hơn 300 km. Hiện tượng tương tự cũng xảy ra ở núi lửa nổi tiếng thế giới là Krakatau và Katmai.

Kiểu Maar. Phun trào kiểu Maar chỉ xảy ra trong các thời đại địa chất xa xưa, hiện nay không gặp. Những miệng núi lửa dạng phễu của loại núi lửa này quan sát được ở nhiều nơi trên thế giới, trước hết là ở Đức. Trong phun trào kiểu Maar hình như có sự nổ khá mạnh, một khối lượng lớn các đá vây quanh bị tung lên cùng với tro núi lửa, không có dung nham nóng chảy tràn ra. Kết quả là sinh ra những dạng phễu nổ có đường kính lên tới hàng trăm mét cho tới vài kilomet. Đôi khi bao quanh những phễu này có một gờ chắn không cao lắm do những sản phẩm tung ra tạo thành mà chủ yếu là các mảnh vụn núi lửa, các phễu đó có thể trở thành những hồ nước (hồ Laac ở Đức). Núi lửa kiểu này rất phổ biến ở Đức, chỉ trong một khu vực nhỏ thuộc xứ Bravaria có tới 130 phễu. Các Maar ở Eifel rất đặc trưng, hình dạng phễu đều đặn và phân bố theo một tuyến xác định, ống thông của một số Maar kéo dài xuống sâu tới 400 - 800 mét và chứa những khối tuf khác nhau.

Kiểu Diatrema là kiểu gần gũi với kiểu Maar; đó là một thứ ống hình trụ, cắt thẳng đứng các lớp thuộc hệ Permi, chứa đầy dăm kết của đá serpentin và các vụn đá phiến, cát kết. Các dăm kết này chứa kim cương và chúng đã được khai thác nhiều ở Nam Phi và Siberi.

Kiểu Krakatau. Điển hình của kiểu này là phun trào xảy ra năm 1883 ở núi lửa Krakatau nằm giữa đảo Sumatra và Java. Sau mấy trăm năm không hoạt động, vào ngày 20/4/1883 các vụ nổ đầu tiên cùng với các trận động đất bắt đầu xảy ra. Sự phun trào kèm theo những đợt nổ rất mạnh và phun lên một số lượng lớn tro núi lửa cùng đá bọt trong 3 ngày. Những vụ nổ với cường độ khác nhau tiếp tục diễn ra đến ngày 24

tháng 8, một ngày cực điểm với một vụ nổ cực mạnh, sau đó yên lặng một cách nhanh chóng. Trong ngày đó hai phần ba đảo (với diện tích 33km²) đã biến mất, núi cao 2.700m bị hạ thấp xuống 1400m, một miệng núi lửa sâu 300m dưới mực nước biển được hình thành. Đám mây được hình thành do vụ nổ đạt đến độ cao 60 - 80km, làm tối đen hoàn toàn một diện tích rộng lớn xung quanh núi lửa. Các bụi nhỏ nhất bốc lên đến tầng cao của khí quyển, trong nhiều năm sau đó gây ra sự khúc xạ các tia sáng Mặt Trời trên nhiều vùng khác nhau của thế giới, tạo ra trên bầu trời những ráng đỏ kỳ quái. Hiện tượng hoàng hôn và bình minh kỳ ảo xảy ra trong những năm đó ở Paris, Sant. Peterburg và nhiều nơi khác là liên quan đến mây bụi núi lửa Krakatau này. Số lượng tro được tung lên không trung nhiều đến nỗi thành phố Batavia, ở cách Krakatau gần 200km, trong nhiều giờ liền hoàn toàn bị tối đen giữa ban ngày. Bốn làng đã bị phá hủy hoàn toàn và số người chết ước tính trên 36.000, phần lớn bị chết đói do một đợt sóng thần khổng lồ (đạt đến độ cao 34m) được hình thành do vụ nổ. Kiểu núi lửa này không có dung nham nóng chảy trào ra. Hiện tượng phun trào của núi lửa Bandaishan ở Nhật Bản cũng được xếp vào loại này.

Sự vắng mặt dung nham nóng chảy cùng sự tung lên một khối lượng khí lớn trong phun trào kiểu Maar và Krakatau được giải thích là do thành phần magma rất axit nên đặc quánh đã nuôi dưỡng núi lửa lâu ngày, tạo áp suất lớn nên gây ra các phun nổ dữ dội như vậy.

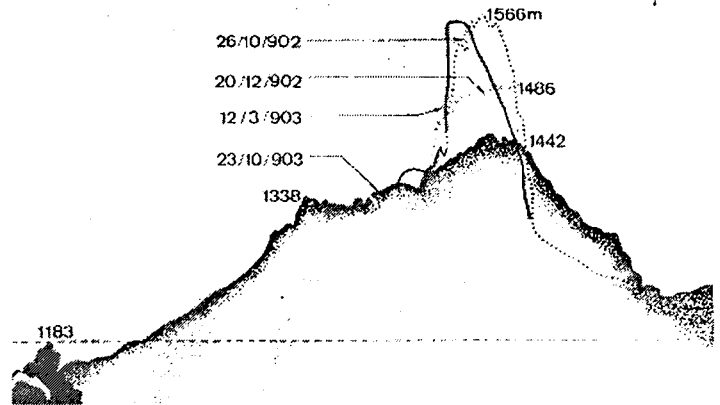
Kiểu Pele. Phun trào của núi lửa Pele được kể làm kiểu mẫu cho kiểu núi lửa này. Ngày 8 tháng 4 năm 1902, núi lửa Pele cách thành phố Saint Pierre vài kilomet (đảo Martinic thuộc quần đảo Antille nhỏ) đã hoạt động phun trào trở lại sau lần hoạt động cuối cùng vào năm 1846. Hai tuần trước khi xảy ra phun trào người ta quan sát thấy một đám mây đen lớn bốc lên trời, tro bụi và các mảnh dung nham rơi lả tả xuống mặt đất. Hiện tượng trên tăng cường rõ rệt ba ngày trước khi xảy ra các hoạt động tích cực, làm cho 24 người chết. Dân cư trong vùng hoảng sợ tuy được các nhà chức trách trấn an, nhưng đến sáng ngày 8 tháng 4 thì một sườn núi bị sụp đổ và bị phá hủy gần như hoàn toàn, một đám mây nóng bỏng bao trùm toàn bộ thành phố trong vài phút và giết chết 28.000 cư dân. Tiếng âm vang đã được mô tả như là sự xuất hiện của hàng triệu xe tải đang chạy và đám mây nóng bỏng như một cơn bão lửa đồng thời với các đám mây đen cuộn cuộn bốc lên bầu trời.

Kiểu Vesuve và sự phun trào chậm chạp. Kiểu phun này có động đất báo trước, có những đợt nổ khí kèm theo các đợt phun một số lượng lớn tro núi lửa. Những đợt phun mạnh đùn ra những dòng bùn khổng lồ, chảy xuống sườn núi lửa, sau đó đến lượt dung nham nóng chảy trào ra một cách chậm chạp. Sườn núi lửa kiểu Vesuve có độ dốc lớn, nón núi lửa có dạng phân tầng gồm các lớp dung nham đông cứng xen kẽ các lớp tro núi lửa cùng với tuf và dăm kết núi lửa.

Sự phun trào chậm chạp biểu thị một giai đoạn rất thường gặp, xảy ra ở các núi lửa Vesuve và Etna. Dung nham có độ nhớt bình thường, thấp hơn kiểu Pele, xuất phát từ miệng hoặc từ sườn núi lửa, rồi lấp đầy miệng núi lửa hoặc phá vỡ các sườn núi để trào ra. Do tác dụng của trọng lực nên dung nham di chuyển dần xuống dưới với tốc độ khác

nhau, ở Vesuve (1906) lúc khởi đầu 60 mét trong một phút, sau đó giảm xuống vài mét trong một phút và cuối cùng vài mét trong một ngày.

Cũng có trường hợp dung nham có thể tăng độ nhớt, sản phẩm nằm lại bên trong miệng và ống núi lửa. Tại núi Pele (Monte Pelé, đảo Martinic) đã xảy ra như vậy (Hình 6.11); dung nham bị cứng lại và độ nhớt cao tạo thành nguyên một khối đá ở bên trong ống núi lửa như một cái nút chai khổng lồ với đường kính gần 140 m. Năm 1902 "nút chai" này đã được đẩy ra ngoài một cách chậm chạp và đạt tới độ cao 440m so với phần sâu của miệng núi lửa, hoặc



Hình 6.11. Biến đổi địa hình của Monte Pele (đảo Martinic). Khối đá hình tháp xuất hiện do phun trào chậm chạp đạt đến độ cao 1566m. Sau đó 6 tháng, khối đá dạng tháp này bị phá huỷ và độ cao còn lại của núi là 1442m. (Leinz V. et al. 1975).

384m so với đỉnh núi. Lacroix đã tính rằng tổng thể "nút chai" đó đã nâng lên 840m. Cuối năm 1903 đá nguyên khối này đã tạo nên một cột dung nham khổng lồ có độ nhớt lớn và chỉ được cứng rắn từng phần, sau đó đã bị phá huỷ do các vụ nổ tiếp theo.

Sự phun trào tuyến tính. Kiểu phun trào tuyến tính hiện nay ít gặp, nhưng trong quá khứ địa chất đã xảy ra nhiều. Tại các khu vực kém bền vững, các khe nứt lớn có thể được hình thành do tác động của những lực lớn. Nếu các khe nứt này đạt đến độ sâu của magma và chúng được mở rộng thêm bởi các lực căng tiếp diễn thì sẽ xảy ra hoạt động núi lửa nổ hoặc phun trào. Hiện nay Băng đảo (Iceland) có những hoạt động núi lửa kiểu này. Vào thế kỷ X ở đây xuất hiện một khe nứt có tên là Eldzja dài đến 30 km, và năm 1783 đã xuất hiện khe nứt Laki với chiều dài 24 km. Dọc theo khe nứt này một khối dung nham khổng lồ đến 12 km^3 đã trào lên và phủ một diện tích 464 km^2 . Năm 1886 sự phun trào tuyến tính tương tự cũng xảy ra ở đảo Newzeland, một khe nứt dài 14 km đã được mở ra, trên đó đã hình thành một số lớn các miệng núi lửa. Tuy nhiên, sản phẩm chính của hoạt động này ở Newzeland không phải là dung nham mà là vật liệu vụn núi lửa.

Phun trào dưới biển. Kiểu hoạt động này của núi lửa rất phổ biến trong quá khứ địa chất. Do hoạt động núi lửa kiểu này xảy ra ở sâu dưới đáy biển nên không thể quan sát một cách trực tiếp các hiện tượng và sản phẩm của chúng. Phun trào ở các độ sâu lớn có lẽ xảy ra một cách yên lặng; ở độ sâu 2000m áp suất thủy tĩnh lớn hơn áp suất tới hạn của nước nên không có khả năng hình thành hơi nước. Trong một số trường hợp ghi nhận được các chuyển động địa chấn và hiện tượng nước bị nung nóng, hơi nước đôi khi cũng thoáng xuất hiện trên các đảo.

Hiện tượng vừa nêu đã xảy ra vào ngày 28 tháng 9 năm 1947 ở quần đảo Axoret ở đông Đại Tây Dương. Đầu tiên là động đất nhẹ, tiếp theo đó là một trận động đất mạnh

dẫn đến phá trụi làng Capelo gây nỗi kinh hoàng lớn cho cư dân. Vùng biển này bắt đầu sôi lên, giữa các đám cháy và hơi nước xuất hiện một cột khói và bụi núi lửa khổng lồ. Chín ngày sau, hướng gió thay đổi, kết quả là làng Capelo bị chôn vùi, cũng may là dân cư đã bỏ đi hết. Chỉ sau ba tháng, một đảo mới được hình thành và đạt đến độ cao 200m so với mực nước biển. Một tháng sau, khi hoạt động dừng lại thì sóng biển lại đã phá trụi đảo núi lửa mới vừa hình thành này. Trường hợp tương tự cũng đã xảy ra vào năm 1942 ở khu vực ở phía nam Tokyo 420 km. Lúc đầu, nước bị nung nóng, tiếp theo là hơi bốc lên dữ dội, cuối cùng nổi lên một đỉnh núi lửa, tạo thành một đảo có đường kính 100m, cao 30m. Một tuần sau, một loạt vụ nổ đã làm tan biến hoàn toàn hòn đảo này.

Hoạt động núi lửa ngầm dưới biển có điểm đặc trưng là dung nham tạo thành các thể dạng gối với cấu trúc rất kỳ dị, và được xếp thành đống như kiểu xếp các gối đệm có kích thước chừng nửa mét. Các khối dung nham này nối liền với nhau bằng các mạng ống nối, chúng tạo thành một mối liên hệ thực sự giữa khối này và khối khác. Giữa các khối thường có radiolarit, điều đó có lẽ do sự giàu lên của silic trong nước biển. Ngoài radiolarit và các trầm tích biển khác ta còn gặp những mảnh vụn dung nham như hiện nay quan sát trực tiếp được trên quần đảo Samoa. Có thể giải thích điều này như sau, khi dung nham chảy tràn dưới nước thì bề mặt của nó đông cứng rất nhanh tạo thành một vỏ thực sự, trong khi đó ở bên trong dung nham vẫn còn ở trạng thái nóng chảy. Do bản chất linh hoạt của dung nham basalt và áp suất lớn bên trong của khí nên vỏ cứng đã được thành tạo lại bị phá vỡ và một khối mới được hình thành, tương tự như một chồi non mọc lên trên vỏ đã được hình thành trước. Các khối này, sau khi đông cứng, có cấu trúc theo mọi hướng tỏa tia bên trong, tùy thuộc vào sự thoát ra của các khí.

c. Sản phẩm của hoạt động núi lửa

Sản phẩm được thành tạo do hoạt động núi lửa có thể chia ra ba nhóm:

- *Dung nham* là magma ở trạng thái nóng chảy từng phần hoặc toàn bộ, chúng trào lên và chảy tràn trên mặt đất.

- *Vật liệu vụn núi lửa* gồm các mảnh vụn có thể có hai nguồn gốc; hoặc xuất phát trực tiếp từ magma theo phương thức nổ (trong giai đoạn nóng chảy từ vật liệu đã đông cứng), hoặc từ sự vụn nát của các đá có trước do sự nổ, do đó có thành phần thạch học hoàn toàn khác biệt với magma của núi lửa.

- *Khí núi lửa* đóng vai trò quan trọng trong cả thời kỳ phun trào và thời kỳ yên tĩnh. Khí núi lửa có thể vẫn còn được tiếp tục phun trong một thời gian dài sau khi các hoạt động núi lửa đã tắt.

Dung nham là dòng chảy của magma; kiến trúc và cấu tạo cũng như tốc độ chảy của dòng trước hết phụ thuộc vào độ nhớt của dung nham; ngoài ra cũng chịu ảnh hưởng của điều kiện địa hình và khối lượng của bản thân dung nham. *Dung nham nhớt* là dung nham giàu silic, có thành phần hoá học giống với các đá granit, nên gọi là dung nham axit. Vì độ nhớt cao nên kiểu dung nham này tạo thành các dòng chảy ngắn, dày, hiếm khi tách đôi; mặt trước và các sườn của dòng rất dốc. Trong trường hợp độ nhớt quá cao thì dung nham không chảy ra được mà tạo thành các vòm chắn, đến lúc có thể dồn ra thì

hầu như đã cứng lại như trường hợp của đỉnh núi Pele. *Dung nham lỏng* là những dung nham nghèo silic, có thành phần hoá học giống với đá basalt, độ linh động cao nên khi tràn ra ngoài thì chảy tràn theo địa hình mặt đất. Nếu địa hình có độ dốc lớn thì dung nham di chuyển với tốc độ nhanh nên bề dày nhỏ, diện phân bố hẹp.

Khi dung nham là axit, độ nhớt cao, sự nguội lạnh lại xảy ra nhanh chóng, không có đủ thời gian cho sự thành tạo các tinh thể nên hình thành *thuỷ tinh núi lửa* (obsidien), dạng vô định hình màu đen, đôi khi có màu đỏ nhạt hoặc trắng sữa. Màu sắc đó phụ thuộc vào sự khuếch tán của các vi bọt khí; màu đỏ là kết quả của sự oxy hoá của sắt. Khi điều kiện áp suất và độ nhớt thuận lợi cho sự bành trướng của khí chứa trong dung nham thì khối bọt thực thụ được thành tạo và khi đông cứng lại cho ta *đá bọt*.

Tốc độ chảy tràn của dung nham rất khác nhau, ở núi Vesuve và Etna trong vài ngàn mét đầu tốc độ chảy tràn đạt tới 40-100m/phút, tiếp sau đó, sự đông đặc xảy ra và tốc độ di chuyển trung bình khoảng 1,4m/phút. Núi lửa Mauna Loa nhiệt độ rất cao nên độ lỏng dung nham lớn và chảy tràn với tốc độ khởi đầu đạt đến 30 km/h. Năm 1840 dung nham này đã đạt được một hành trình khổng lồ tới 44km với tốc độ trung bình đạt tới 27km/h. Phụ thuộc vào số lượng dung nham, độ nhớt và địa hình mặt đất, phạm vi chảy tràn của dung nham cũng rất khác nhau (từ vài mét đến nhiều kilomet). Tại Hawaii và Băng đảo dung nham chảy tràn trên một độ dài từ 30 đến 60km, còn bề rộng thường không vượt quá 1 km. Khi khu vực địa hình bằng phẳng thì bề dày dung nham có thể đạt tới 10m, ở các sụt trũng thì dung nham đạt tới bề dày 30-40m. Số lượng dung nham trong các dòng chảy thay đổi từ vài chục đến vài trăm triệu mét khối.

Cơ chế chuyển động của dung nham giống như của một chất lỏng, tốc độ chảy nhanh hơn ở phần giữa của dòng và giảm dần ở hai bên rìa. Sự đông cứng xảy ra do sự lan toả nhiệt của dung nham vào khoảng không và sự truyền nhiệt vào nền lót dưới. Khi đó dung nham bị bao bằng một vỏ cứng và thay đổi diện mạo liên tục tùy thuộc vào sự chuyển động của dòng chảy, vào độ nhớt và lượng khí chứa trong dung nham. Theo diện mạo dung nham người ta phân biệt dung nham dạng khối và dung nham dạng dây xoắn (Hình 6.12).



Hình 6.12. Dung nham dạng dây xoắn ở núi lửa kiểu Hawaii (Leinz V. et al.1975).

d. Vật liệu vụn núi lửa

Vật liệu vụn núi lửa là sản phẩm vụn, rời rạc do hoạt động núi lửa tạo ra; trong hoạt động núi lửa hiện đại, vật liệu vụn chiếm ưu thế hơn hẳn so với dung nham.

Tuf núi lửa là vật liệu nhỏ nhất của vụn núi lửa, nhiều núi lửa chỉ sản sinh ra một loại vật liệu này, nó có thể là tái sinh, liên hệ trực tiếp với magma, cũng có thể là ngoại lai, có nguồn gốc từ vụn của trần, của các lò magma và tường của các ống núi

lửa. Trong phun trào khởi đầu thì sản phẩm này chiếm ưu thế tuyệt đối. Bên cạnh tuf núi lửa là loại phổ biến nhất, các sản phẩm khác của vụn núi lửa được phân loại theo kích thước của các mảnh vụn được tung ra.

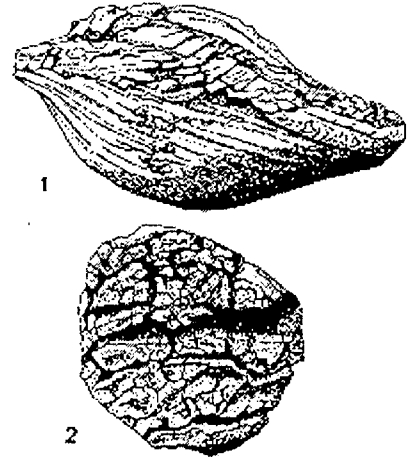
Khôi tảng là sản phẩm vụn núi lửa có đường kính trên 4cm, hình dạng không đều đặn, gồ ghề, nhiều khi có thể trên $1m^3$. Chúng đã được tung ra từ núi lửa ở trạng thái cứng, như các mảnh vụn của dung nham đã cứng rắn hoặc của đá vôi quanh. Nguồn gốc của các mảnh vụn này có thể rất khác nhau, một số từ dưới sâu của lò magma, một số khác từ vách của ống núi lửa, chúng cho ta ý niệm về thành phần thạch học của đá vôi quanh núi lửa.

Bom núi lửa là những khối dung nham bị đông cứng ngay trong lúc đang rơi trong không khí, có kích thước từ vài centimet đến một mét (Hình 6.13). Chúng có dạng kéo dài hoặc tròn trĩnh, thường có dạng xoắn vặn, thể hiện trạng thái dẻo của chúng khi chưa đông cứng. Nhờ chuyển động quay khi bay trong không trung mà chúng có hình dạng của một viên đạn. Đôi khi bom núi lửa có vỏ nứt nẻ, do sự nguội lạnh nhanh chóng của màng bên ngoài và sự phồng lên của nhân nhão vì sự bành trướng của khí chứa trong đó.

Lapili là các thể dung nham được tung ra có dạng hình tròn hoặc góc cạnh với kích thước từ 2 - 40mm. Các thể này được tạo thành từ dung nham còn tươi, đôi khi từ các dung nham cổ. Trong trường hợp thứ nhất, các mảnh vụn có dạng tròn trĩnh, nếu dung nham rất lỏng và chịu tác động của những cơn gió giật mạnh thì có thể tạo thành dạng sợi và giọt kéo dài (ví dụ ở các núi lửa vùng Hawaii). Trong trường hợp thứ hai, vật liệu núi lửa tạo ra các mảnh vụn góc cạnh, đôi khi là dạng các tinh thể có hình dạng khá đẹp.

Tro núi lửa là vật liệu dạng cát, được tạo nên từ những mảnh vụn nhỏ có kích thước dưới 4mm, nhiều khi có kích thước của tro bụi rất mịn. Tro bụi có thể được tạo ra từ sự nổ của các đá đã được cứng rắn hoặc từ magma bị vụn nát thành bột do các vụ nổ. Tro núi lửa được đưa lên tầng cao của khí quyển và có khi bay đi rất xa, ví dụ tro núi lửa từ Philipin (1997) đã bay sang và phủ một lớp màu xám trên các mái nhà ở thành phố Hồ Chí Minh.

Số lượng vật liệu vụn sản ra bởi một núi lửa có thể rất lớn, ví dụ núi lửa Katmai (Alasca), vào năm 1912 đã nghiền vụn thành bột gần như toàn bộ đỉnh của nó, sản ra gần $30km^3$ vật liệu vụn núi lửa. Núi lửa Krakatau nằm giữa Java và Sumatra, vào năm 1883 đã nghiền vụn $18km^3$. Năm 1906 núi lửa Vesuve trong vòng 18 ngày đã sản ra 20 triệu mét khối tuf, dung nham đã tràn ngập làng mạc ở gần khu vực núi lửa.



Hình 6.13. Bom núi lửa
1. Dạng thoi; 2. Dạng cục (A. Foucault & J.F. Raoult)

Ngoài các dạng vật liệu vụn núi lửa nêu trên còn có các dòng chảy bùn. Khi có mưa to trong lúc cực điểm núi lửa, thì một lượng lớn nước mưa có thể tích tụ ngay trong công trình núi lửa. Lượng nước này trộn lẫn với vật liệu vụn núi lửa rời rạc tạo thành một loại bùn loãng tương đối linh động có thể di chuyển với tốc độ cao, tạo ra dòng thác thực sự và có thể gây ra tác hại nghiêm trọng cho con người.

e. Khí núi lửa

Khí núi lửa bao gồm hơi và khí được tạo ra do hoạt động núi lửa; trong chúng còn có cả chất rắn mà lúc khởi đầu là khí hoặc hơi và sau đó bị thay đổi trạng thái, ví dụ như sự ngưng đọng từ hơi nước và lưu huỳnh. Phổ biến nhất là hơi nước, chúng có thể chiếm 80 đến 90% tổng các khí và hơi. Nước có thể là nguyên sinh, hoặc được giải phóng ra từ chính magma (nước nóng bỏng), hoặc do sự thấm lọc từ nước chảy trên mặt. Cũng có thể nước được thành tạo do phản ứng của H_2 và O_2 của khí quyển, hoặc có thể tạo ra từ các khoáng vật hydrat do sự đồng hoá bởi magma.

Magma có chứa một lượng lớn chất khí hoà tan, những khí này được giải phóng khi magma kết tinh và đông cứng, do vậy không gặp chúng trong thành phần của các đá magma. Sự giải phóng khí bắt đầu từ sự phun trào đầu tiên, tiếp tục trong quá trình hình thành dung nham và sau khi đã ngừng các vụ nổ trong chu kỳ hậu magma, bao gồm các giai đoạn sau đây:

Fumarol. Trong giai đoạn này khí có nhiệt độ khoảng từ 200 đến 800°C, các nguyên tố phổ biến nhất trong thành phần của khí núi lửa gồm hydro, chlor, lưu huỳnh, nitơ, carbon và oxy. Các nguyên tố này hoặc tồn tại dưới dạng nguyên tố, hoặc dưới dạng kết hợp, như HCl, H_2S , SO_2 , SO_3 , H_2O , $(NH_4)^+$, NH_4Cl , CO, CO_2 , CH_4 v.v.. Ngoài ra còn có các khí giàu nguyên tố kim loại, như đồng, sắt, chì. Chỉ trong vài ngày do các đợt phun trào mà một mạch quặng hematit với bề dày gần một mét đã được thành tạo trong một khe nứt ở gần núi lửa Vesuve.

Solfata. Nhiệt độ của khí ở giai đoạn này từ 100 đến 200°C, thành phần của solfata chủ yếu gồm hơi nước và một số lượng ít hơn của các khí CO_2 và H_2S , ngoài ra S, FeS_2 v.v... cũng được kết tủa.

Mofeta là giai đoạn phun khí CO_2 lạnh, hầu như khô, nhưng cũng có khi lẫn với nước, tạo nên các nguồn axit. Khí thoát ra từ miệng núi lửa hoặc theo khe nứt kế cận với tâm núi lửa. Khí càng nóng gây phản ứng hoá học càng mạnh với đá bề rời. Khoáng vật của dung nham nhiều khi bị hoà tan từng phần hoặc toàn bộ, dung dịch đã được làm giàu này được kết tủa trong các hang mới và khe nứt của đá.

Geysir là những nguồn nước nóng được đẩy ra ngoài không liên tục, có những khoảng thời gian ngừng nghỉ khá đều đặn, được xem là những hoạt động cuối cùng của núi lửa. Nước được phun ra theo hướng thẳng đứng, khoảng cách giữa các đợt phun có thể thay đổi từ vài giây đến nhiều tuần lễ. Nhiệt độ nước cũng thay đổi, thường thấp hơn điểm sôi của nước, ngoại lệ có thể đạt đến 138°C. Geysir có trong các khu vực núi lửa hiện đại, đặc trưng nhất là ở Mỹ, Park Yellowstone, Băng đảo, Newzeland, Nhật Bản và Nam Mỹ. Tại Park Yellowstone có gần 200 geysir, mỗi geysir có chu kỳ hoạt

động riêng. Chiều cao của vòi phun thay đổi từ vài mét đến 300 mét, số lượng nước có thể đạt tới hàng trăm mét khối trong mỗi lần hoạt động. Mỗi geyser thường hình thành một đồi bị chọc thủng ở trung tâm và từ đó nước phun ra ngoài, các đồi này thường được tạo nên do silic gọi là geyserit (opal hoặc calcedon).

f. Phân bố núi lửa trên Trái Đất

Trên bề mặt Trái Đất núi lửa phân bố tập trung thành bốn khu vực rõ nét.

- Vành đai núi lửa Thái Bình Dương, bao gồm Thái Bình Dương, các đảo và bờ biển nhìn ra Thái Bình Dương của lục địa Châu Mỹ và Châu Á.
- Dải Địa Trung Hải chạy theo phương vĩ tuyến.
- Dải Đại Tây Dương chạy theo phương kinh tuyến, dọc theo giữa đại dương này nhưng chệch nhiều về phía đông hơn.
- Dải Đông Phi chạy theo phương kinh tuyến từ Hồng Hải đến gần Mozambic.

Trong lịch sử người ta đã biết được trên 440 núi lửa hoạt động, trong đó trên 340 núi ở Thái Bình Dương và khoảng 100 núi lửa ở Đại Tây Dương và Ấn Độ Dương (Bảng 6.3). Phần lớn núi lửa tập trung trên các đới dọc theo rìa đại dương, ví dụ các núi lửa ven Thái Bình Dương tạo thành "vòng lửa Thái Bình

Bảng 6.3. Số núi lửa hoạt động từ 1400 đến 1914 (theo Sapper)

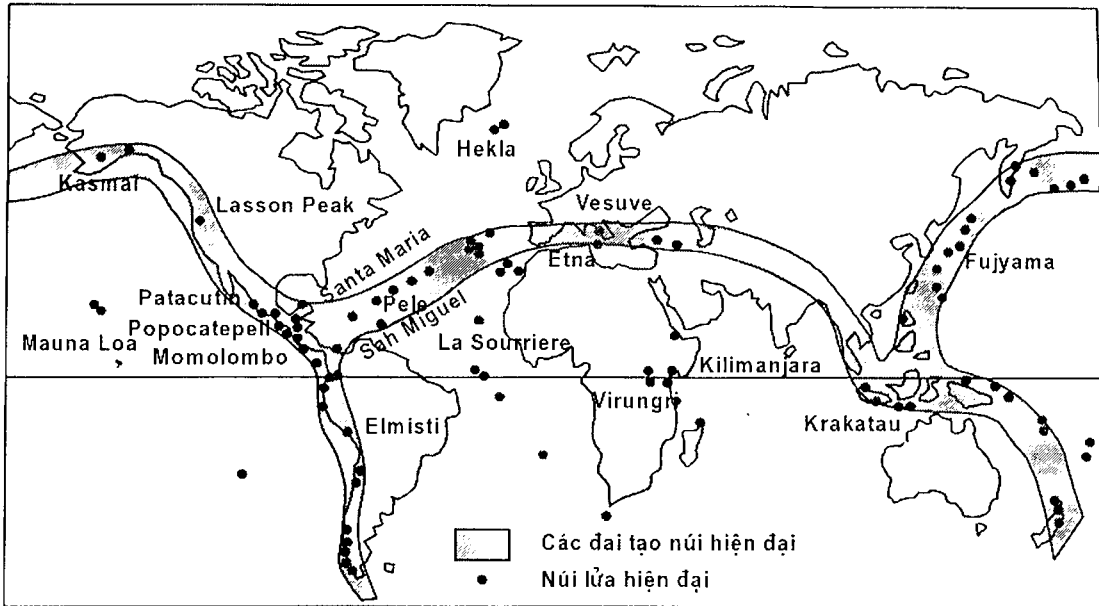
Vành đai Thái Bình Dương	339
Đới Địa Trung Hải	21
Âu - Á và Châu Phi	24
Đại Tây Dương	44
Thái Bình Dương	14

Dương" (Hình 6.14). Trên lục địa rất hiếm núi lửa hoạt động, chỉ ở Đông Phi có một dải hoạt động kiến tạo tích cực chạy theo hướng bắc - nam, kéo dài từ Hồng Hải đến gần Mozambic, nhiều hệ thống đứt gãy và núi lửa đang hoạt động trong phạm vi dải kiến tạo tích cực này.

Vành đai Thái Bình Dương là nơi có nhiều núi lửa nhất trên thế giới. Tại Viễn Đông của Nga, trên các đảo Aleuti có chừng 40 núi lửa; trên bán đảo Kamshatka có khoảng 40 núi lửa, trong đó 13 núi đang hoạt động. Núi Kliusevski cao 4850 mét là một trong những núi lửa cao nhất thế giới, cứ khoảng 7 - 8 năm lại phun một lần; từ núi này thoát ra nhiều fumarol, nhiều suối nước nóng và nhiều vòi nước phun. Ngọn Avasinski (cao 2457met) cũng là một núi lửa lớn đang hoạt động. Các ngọn núi Kronot và Zhupanov là những núi lửa đã tắt. Trên quần đảo Kuril có trên 20 núi lửa, trong đó có chừng một nửa đang hoạt động.

Trên các đảo Nhật Bản có trên 200 núi lửa, trong đó 40 núi lửa đang hoạt động, có những núi được nhiều người biết như Phú Sĩ, Bandaisan v.v... Tại nam và tây nam Thái Bình Dương có nhiều núi lửa trên quần đảo Philipin, quần đảo Indonesia (Borneo, Celebe, Java). Trên đảo Java có hơn 100 núi lửa, trong đó có 20 núi lửa còn đang hoạt động, 10 núi lửa ở vào giai đoạn phun khí lưu huỳnh (solfata), các núi lửa

này cao từ 2000 đến 3.000m. Núi lửa Krakatau nằm giữa Sumatra và Java nổi tiếng với đợt phun ngày 20 / 4 / 1883 đã mô tả ở trên.



Hình 6.14. Phân bố núi lửa hiện đại trên Trái Đất (Leinz V. et al.1975)

Trên đảo Tân Ghine có 5 núi lửa, trên địa phận Australia chỉ gặp núi lửa đã tắt ở miền Victoria, ở Newzeland và Châu Nam Cực cũng có một số núi lửa. Vòng núi lửa Thái Bình Dương kéo dài tiếp theo bờ phía tây của nam và bắc Châu Mỹ; tại đây có các núi lửa đang hoạt động trong miền Đất lửa (ở cực nam của Nam Mỹ), trong dãy núi Andes có trên 200 núi lửa. Có nhiều núi lửa ở cách xa đại dương 150 đến 300 kilomet, ngọn núi lửa Cotopatxi là núi lửa cao nhất thế giới (5960m). Đặc trưng của dạng núi lửa này là khi phun có thể tung những khối đá nặng tới 200 kilogam đi xa đến 14km.

Ngay chính giữa Thái Bình Dương, các núi lửa hoạt động trên các quần đảo Hawai, Tân Bretagne, Bismarck; trên các đảo Solomon, Fidji, Samoa, Tahiti và Mackize. Tại đây có tới 40 núi lửa đang hoạt động, trong đó hai ngọn núi lửa Mauna Loa và Kilauea (quần đảo Hawai) là nổi tiếng nhất.

Núi lửa Pele trên đảo Martinic thuộc quần đảo Antille nhỏ đã hoạt động mạnh mẽ vào năm 1902. Ở Mexico, phần phía tây của Bắc Mỹ, trong phạm vi dãy Siera Nevada và ở Alasca, đều có núi lửa đang hoạt động.

Trong dải Địa Trung Hải, núi lửa thường phân bố dọc theo bờ biển, trên các đảo của Địa Trung Hải, một số nằm trong các vịnh. Trong số đó những núi được biết đến nhiều nhất là Vesuve ở trên bờ vịnh Napoli, Stromboli và Vuncano ở quần đảo Lipari, Etna ở đảo Sicile, Panteleriaj ở giữa Sicile và Châu Phi, Santorin trên đảo Phira thuộc quần đảo Hy Lạp. Kéo dài về phía đông, dải này gồm các núi lửa đã tắt ở Tiểu Á, ở Kazbeck, Elbruse và các núi lửa ở vào giai đoạn phun solfata như Ararat và Kavkaz. Núi lửa Elbruse cao 5633 mét, núi lửa Kazbeck cao 5046 mét; cả hai núi lửa này đều hoạt động ở đầu Đệ Tứ.

Trong địa phận miền núi Vitimski có các núi lửa tắt Mushketov nằm ở bờ trái và núi Obrushev ở bờ phải sông Vitim. Tiếp đến là những núi lửa vừa mới tắt cách đây không lâu ở Mông Cổ, Mãn Châu và đông Siberia.

Dải Đại Tây Dương gồm những núi lửa phân bố trên các đảo Ian-Maien, Băng đảo, đảo Axo, Canari, đảo Saint Helen và đảo Tristan da Cunha v.v.. Trong số các núi lửa thuộc dải này thì núi Hekla cao 1520 mét ở Băng đảo được biết đến nhiều nhất.

Dải Đông Phi có các núi lửa trong địa phận Ethiopi nhất là ở miền phía nam nước này. Các núi lửa Kenia và Kilimandzaro rất nổi tiếng, chúng đều nằm ở phía đông hồ Victoria. Ngọn thứ nhất cao 5600 mét, ngọn thứ hai cao 6110 mét.

Qua những điều trình bày trên đây về sự phân bố các núi lửa hiện nay trên thế giới chúng ta thấy rõ, hơn 90% núi lửa đang hoạt động phân bố dọc theo rìa của các mảng thạch quyển. Phần lớn các núi lửa tập trung vào các miền ven rìa đại dương, các miền đại dương và biển.

6.1.4. Dạng nằm của đá phun trào

Các thành tạo phun trào phân bố rộng rãi trong vỏ Trái Đất dưới dạng những dung nham đông nguội, tuf và các sản phẩm phun trào khác. Chúng được thành tạo ở tất cả các tuổi địa chất từ cổ nhất cho đến Đệ Tứ. Tuy nhiên, đá phun trào thành tạo trong Tiền Cambri thường bị biến đổi mạnh mẽ do bị biến chất và biến thành đá phiến kết tinh, porphiroid và porphiritoid. Sự phun trào vật liệu núi lửa có cấu trúc rất phức tạp và đa dạng. Người ta phân biệt các kiểu phun trào trung tâm, khe nứt và lớp phủ.

Kiểu phun trào trung tâm tạo ra một núi lửa phân tầng, dạng nón phân lớp dốc đứng hoặc thoải. Sườn các núi lửa này có góc dốc 20-30° và được tạo nên từ dung nham, tuf, dăm kết dung nham, đá trầm tích nguồn gốc biển hoặc lục địa. Các thành tạo này bao phủ các sườn không đồng đều, bề dày của chúng giảm dần khi ra xa khỏi tâm núi lửa.

Trong kiểu phun trào khe nứt, sản phẩm được tung ra từ nhiều núi lửa khác nhau nhưng theo cùng một khe nứt hoặc đứt gãy của vỏ Trái Đất. Thường núi lửa xuất hiện ở nơi giao cắt của các đứt gãy có hướng khác nhau. *Trong kiểu phun trào lớp phủ* – núi lửa phân bố không theo một trật tự xác định, sản phẩm phun ra có thể hợp nhất lại và bao phủ một diện tích rộng lớn.

Đặc tính phun trào magma từ núi lửa phụ thuộc vào nhiều nguyên nhân, nhưng cơ bản nhất là chế độ khí. Theo đó người ta chia ra ba kiểu phun trào là phun xuất, phun nổ, ép trào.

Trong kiểu phun xuất dung nham trào ra bề mặt tương đối yên tĩnh và đông đặc lại dưới dạng lớp phủ hoặc dạng dòng chảy. Thường các núi lửa dạng này phun dung nham thành phần mafic hoặc trung tính.

Kiểu phun nổ khi phun kèm theo sự nổ, do áp suất lớn của khí và hơi sẽ làm tung lên những vật thể cứng hoặc nửa lỏng, dung nham; có dạng tia nước, dạng cục cứng. Kiểu phun trào này đặc trưng cho các dung nham thành phần axit và kiềm.

Khi phun nổ sẽ xuất hiện các đám mây nóng bỏng gồm hỗn hợp khí - tro bụi núi lửa. Dưới áp suất lớn chúng được tung ra từ họng núi lửa và di chuyển như những đám mây đen mù mịt. Khi nguội lạnh các mảnh dung nham bị dẹt ra và gắn lại với nhau, tạo thành đá được gọi là ignimbrit. Các ignimbrit có thể phủ trên một diện tích hàng chục ngàn kilomet vuông và có bề dày đến 1-2 km.

Trong kiểu ép trào – dung nham ở trạng thái dính nhớt hoặc đã bị lạnh cứng bị ép đẩy lên mặt đất. Hình dạng của các thể ép trào phụ thuộc vào hình dạng của kênh dẫn núi lửa đẩy ép chúng. Chúng tạo thành các vòm, các cột kỳ dị, các thể không đều đặn; các thể này có thể chuyển tiếp sang lớp phủ hoặc dòng dung nham. Vòm núi lửa thường được tạo thành từ đá cứng chắc hơn so với các thành tạo vây quanh và phân biệt rất rõ trong địa hình.

Thế nằm của đá phun trào phụ thuộc rất nhiều vào thành phần của chúng và điều kiện địa lý tự nhiên của nơi xảy ra sự phun trào và lắng đọng trầm tích. Dung nham trung tính và mafic nghèo silic nên rất linh động và chúng lan tràn đến một khoảng cách rất lớn so với tâm phun trào. Dung nham axit chứa nhiều silic nên thường được tích tụ ở gần miệng núi lửa và tạo thành một nón núi lửa cao với sườn dốc đứng. Sự phun trào của dung nham axit thường kèm theo những vụ nổ và tung ra một lượng lớn sản phẩm dưới dạng bom núi lửa, mảnh vụn dung nham, tro bụi.

Tính phân lớp trong dung nham đã đông lạnh thường biểu hiện không rõ ràng. Bề mặt chuẩn trong các lớp phủ dày có thể là ranh giới giữa các dòng có thành phần, màu sắc, kiến trúc hoặc cấu tạo khác nhau. Các lớp và các tầng vụn núi lửa nằm giữa các dòng dung nham cũng là những tầng chuẩn đáng tin cậy. Dạng dòng chảy thường có trong đá phun trào thành phần axit và kiềm, thường không song song với bề mặt giới hạn dòng mà chỉ phản ánh sự chuyển dòng của các phần tử dung nham bên trong các dòng. Sự di chuyển của các phần tử thường rất không đồng đều và có dạng xoắn với các xoáy và lệch khỏi hướng chung.

Điều kiện tích tụ của các hệ tầng núi lửa ở môi trường nước và trên mặt đất rất khác nhau. Đặc điểm của phun trào trên mặt đất là dạng mặt đáy dòng dung nham phụ thuộc chặt chẽ vào sự lồi lõm của địa hình. Dung nham thường phủ lên thêm sông và điều đó cho phép ta xác định thời gian thành tạo của chúng. Đá phun trào được thành tạo trên mặt đất thường nằm xen kẽ với các lớp vật liệu vụn núi lửa, tro bụi, dăm kết núi lửa, bom núi lửa. Dạng elip và xoắn là đặc điểm của bom núi lửa xuất hiện khi dung nham đông đặc trong không khí. Dạng thấu kính và các tích tụ đá khối tập là đặc điểm của phun trào trên mặt đất xuất hiện đồng thời với những trận mưa rào. Trong các đá có nguồn gốc núi lửa đôi khi xuất hiện các thành tạo lục địa khác như các trầm tích proluvi và eluvi, than v.v...

Các hệ tầng đá nguồn gốc núi lửa tích tụ trong điều kiện lục địa thường tạo nên các thể địa tầng độc lập, không đi cùng các đá có nguồn gốc khác cùng tuổi trong mặt cắt. Các phức hệ này thường tách biệt với các thành tạo nằm dưới và phủ trên bằng các bất chỉnh hợp.

Các thành tạo núi lửa do phun trào dưới nước khác biệt so với các thành tạo đã mô tả trên. Do địa hình của đáy biển tương đối bằng phẳng nên có khả năng tạo thành một lớp phủ có bề dày ổn định và nằm chỉnh hợp trong các trầm tích biển. Các lớp tro núi lửa trong lớp phủ dung nham thường được chọn lọc tốt. Đá trầm tích thường nằm xen kẽ với dung nham (đá vôi, cát kết, sét v.v...) có nguồn gốc biển, các đá đó có thể thay thế dung nham theo đường phương. Đá phun trào tích tụ trên đáy biển dễ dàng bị tái sinh thành đá lục. Trong các đá mafic thường có mặt các spilit. Khối nứt trong đá núi lửa được thành tạo khi phun trào dưới nước có hình dạng đều đặn, đặc trưng nhất là các khối nứt hình cầu, hình gối.

6.2. ĐỘNG ĐẤT

6.2.1. Khái quát về động đất và nguyên nhân động đất

Sự rung chuyển đột ngột của thạch quyển tại một điểm nào đó trong lòng đất gây nên sự dao động lan truyền trên một diện tích lớn hoặc nhỏ là hiện tượng động đất (địa chấn). Ngày nay các máy ghi địa chấn (địa chấn kế) có thể ghi được những trận động đất cách xa lò động đất hàng ngàn kilomet và qua phân tích các biểu đồ của địa chấn ký ta có thể biết được đặc trưng của các trận động đất này.

Bảng 6.4. Một số trận động đất lớn trên thế giới

Thời gian	Nơi xảy ra	Thiệt hại
Năm 1556	Sơn Tây (T. Quốc)	830 000 người thiệt mạng
1/11/1755	Lisboa (Bồ Đào Nha)	Phá huỷ toàn bộ cảng, hàng chục nghìn người chết
1906	San Francisco	700 người chết
1923	Tokyo (Nhật Bản)	Hơn 100 000 người chết. Hạ tầng cơ sở bị phá huỷ.
1960	Pêru	6.600 người chết
1976	Đường Sơn (T. Quốc)	240 000 người chết
1976	Philippin	10.000 người chết
1978	Iran	25.000 người chết
7/12/1988	Armenia	25 000 người chết.
21/6/1990	Iran	50 000 người chết.
16/7/1990	Philippin	2000 người chết
30/9/1993	Nêpan và Bắc Ấn Độ	22 000 người chết
17/1/1995	Côbe (Nhật Bản)	6055 người chết, thiệt hại hàng trăm tỉ đôla
17/8/1999	Thổ Nhĩ Kỳ	20.000 người chết, sức tàn phá lớn

Động đất có nhiều nguyên nhân, có thể do các vụ nổ của núi lửa, sự thành tạo các đứt gãy lớn và sự dịch chuyển của hai cánh theo mặt trượt, các vụ nổ nhân tạo có năng lượng lớn để lấp sông, hồ v.v... cũng gây ra động đất cường độ yếu.

Tuy nhiên, các trận động đất lớn đều liên quan tới sự dịch chuyển của các mảng thạch quyển, nhất là ở các đới hút chìm, các đới xô húc giữa các mảng. Động đất thường gây thiệt hại cả về người và vật chất, sự thiệt hại lớn hay nhỏ không chỉ tùy

thuộc vào cường độ động đất mà một phần còn tùy thuộc vào bối cảnh phát sinh động đất. Trên bảng 6.4 liệt kê một số trận động đất đáng chú ý.

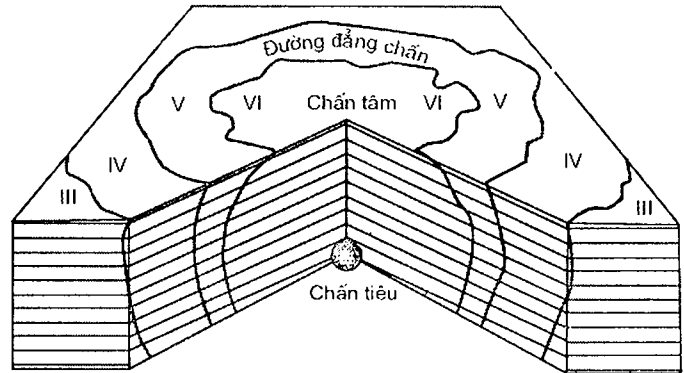
Ở Việt Nam động đất xảy ra chủ yếu ở vùng Lai Châu - Điện Biên, trong thế kỷ 20 và gần đây đã có nhiều trận động đất khá mạnh, thí dụ năm 1935 ở Điện Biên (6,8 độ Richter), 23/4/1983 – Tuần Giáo (6,7 độ Richter), 23/6/1996 – đông nam Điện Biên 35 km (7 độ Richter) và gần đây ngày 19/02/2001 ở Điện Biên (5,3 độ Richter).

6.2.2. Cơ chế của động đất

a. Chấn tiêu và chấn tâm

Người ta phân biệt hai khái niệm trong cấu trúc một trận động đất là chấn tiêu và chấn tâm.

Chấn tiêu (trước đây cũng gọi là tâm trong) là một điểm ở trong lòng đất đã nảy sinh chấn động vì vậy cũng còn gọi là lò động đất. *Chấn tâm* động đất (trước đây cũng gọi là tâm ngoài) là điểm tương ứng gần nhất trên bề mặt Trái Đất, tại đó sự chấn động là lớn nhất hay nói một cách khác từ chấn tiêu chiếu thẳng lên mặt đất ta sẽ được chấn tâm.



Hình 6.15. Khối đồ biểu diễn các đường đẳng chấn và mối liên quan của chúng với chấn tiêu và các sóng xuất phát từ chấn tiêu của một trận động đất (Bellair P. & Pomerol 1982).

Trên bề mặt Trái Đất, xung quanh chấn tâm, nếu ta nối tất cả các điểm có cường độ chấn động như nhau hay có cùng cường độ động đất, ta được các đường đẳng chấn (Hình 6.15; 6.16). Các trận động đất có chấn tiêu nông hơn 60 km được coi là động đất bề mặt, từ 60 đến 300 km là động đất trung gian và khi chấn tiêu nằm sâu hơn 300 km được gọi là động đất sâu.

Như vậy cường độ động đất tỉ lệ thuận với độ sâu của chấn tiêu động đất. Chấn tiêu sâu nhất mà các nhà địa chấn đã xác định được là 700 km, nằm ở đới hút chìm trên bề mặt Benioff giữa mảng Thái Bình Dương và mảng Nam Mỹ cũng như giữa mảng Thái Bình Dương và mảng Á- Âu.

b. Cấp động đất, cường độ và hậu quả của động đất

Cấp động đất. Ngay từ thế kỷ trước, các nhà địa chấn đã phân chia ra các cấp động đất khác nhau, năm 1883 Rossi và Forel đã đề nghị một thang về động đất gồm 10 cấp dựa vào địa chấn ký, và dựa vào hậu quả của tàn phá mang tính địa phương và khu vực đối với các công trình xây dựng và đối với vỏ Trái Đất. Sau đó, hai nhà địa chấn khác là F. Mercali và Sieberg đã hoàn thiện bảng này thành 12 cấp.

Amori (1891) đã đưa ra một bản phân chia theo gia tốc ngang mà đơn vị đo là milimet trên giấy bình phương. Gutenberg và Richter (1949) đã đưa ra một thang phân chia khác dựa vào cường độ (magnitude). Trong bảng 6.5 các cấp động đất theo cả ba

phương pháp được trình bày và đối sánh với nhau, trong đó thang 12 cấp của Mercalli và Sieberg chỉ mang tính tương đối, nhưng rất tiện sử dụng (dựa vào mức độ thiệt hại do động đất gây ra). Chỉ cần tập hợp các số liệu thông qua phỏng vấn tại địa phương bị động đất, ta có thể vạch ra được một bản đồ đẳng chấn.

Thang phân cấp động đất này không dùng số liệu về người chết để đánh giá cấp động đất vì tai họa gây chết người liên quan chặt chẽ với hoàn cảnh ngẫu nhiên. Thí dụ trận động đất ở Tokyo và Yokohama năm 1923 làm chết hơn

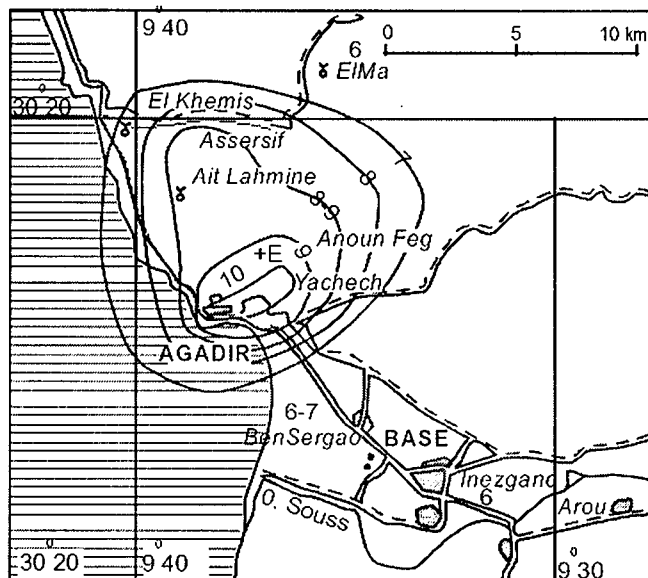
100.000 người, trong khi đó trận động đất ở San Francisco năm 1906 có mức độ phá huỷ tương tự nhưng chỉ có 700 người chết. Một ví dụ khác, hai trận động đất xảy ra ở Thổ Nhĩ Kỳ và Đài Loan (tháng 8/1999 và 9/1999) có gần cùng một cấp độ (trên 7^o Richter), nhưng ở Thổ Nhĩ Kỳ có đến 20.000 nghìn người chết, còn ở Đài Loan chỉ vài nghìn người thiệt mạng. Trong các trận động đất xảy ra ban đêm, số người chết luôn cao hơn động đất xảy ra ban ngày, về mùa đông luôn cao hơn mùa hè.

Cường độ và hậu quả của động đất. Động đất biểu thị sự giải toả năng lượng một cách nhanh chóng, việc xác định năng lượng này rất khó, vì vậy năm 1935 Richter đã đưa ra một thang cường độ đơn giản: logarit cơ số 10 của biên độ cực đại đo bằng micron của một địa chấn kế chuẩn có chu kỳ ngắn với khoảng cách 100 km kể từ chấn tâm. Khi đó, theo vị trí sẽ có nhiều cường độ đối với cùng một trận động đất, nó được đặc trưng chỉ bởi một cường độ mà thôi. Những tính toán thu được qua việc so sánh cho phép khôi phục lại biên độ các dao động đã được quan sát có khoảng cách chuẩn là 100 km. Thang Richter cho $M = 8,9$ đối với các trận động đất lớn nhất đã biết (tương ứng cấp 11 theo thang chia cường độ động đất của Mercalli và Sieberg).

Cường độ M gắn liền với năng lượng theo công thức : $aM = \log \frac{E}{E_0}$ (1)

(Trong đó $a = 1,5$, $E_0 = 2,5 \cdot 10^{11}$ ergs. Đối với các vụ nổ thí nghiệm mà năng lượng đã biết thì cho phép tính được một hệ số độ sâu của chấn tiêu).

Từ công thức (1) ta có thể tính được năng lượng E cho các trận động đất khi biết được cường độ của chúng. Nếu $M = 0$ thì $E = 2,5 \cdot 10^{11}$ ergs ($= E_0$). Nếu $M = 8,9$ (trận động đất ở Chilê năm 1960) thì $E = 5,6 \cdot 10^{24}$ ergs. Năng lượng này lớn gấp 100 lần các quả bom nguyên tử cỡ lớn đã được nổ thí nghiệm của các cường quốc hạt nhân. Quả bom nguyên tử 20 kiloton mà Mỹ ném xuống Hiroshima có năng lượng $E = 10^{19}$ ergs. Sự thiệt hại của các trận động đất có M bắt đầu từ 4,5; ở mức độ $M = 7,5$ thì đó là giới hạn



H.6.16. Đường đẳng chấn động đất ở Agadir, 1960 (J. P. Rothé)

dưới của các trận động đất lớn. Theo Richter từ năm 1904 đến 1957 có tới 16 trận động đất có M lớn hơn 8,6.

Bảng 6.5. Các cấp động đất

Cấp	Theo Rossi, Forel, Mercalli và Sieberg (1883)	Theo gia tốc mm/s ² . Amori (1891)	Thang Gutenberg & Richter (1949)
1	Động đất chỉ ghi được bằng máy.	2,5	1
2	Rất yếu, người có cảm giác tốt mới nhận biết.	2,5 - 5	2
3	Yếu, nhiều người cảm giác được lúc nghỉ.	6- 10	3
4	Trung bình, người đang đi trên biển và lúc làm việc cảm giác được, kính cửa sổ rung động.	11- 25	3
5	Hơi mạnh, mọi người đều cảm giác được. Các vật treo (đèn, quạt trần v.v...) lúc lắc, dao động.	26 - 50	4
6	Manh, người ngủ bị thức giấc, con lắc đồng hồ dừng lại.	51 - 100	4
7	Rất mạnh, thiệt hại lớn, nước cuộn đục, gây nứt đất, đường sụt lở. Mực nước giếng thay đổi.	101 - 250	5
8	Gây đổ nát: công trình xây dựng dịch chuyển khá xa, tượng đài nứt hoặc sụp đổ, ống khói nhà máy, gác chuông nhà thờ sụp từng phần.	251 - 500	6
9	Tàn phá thảm hại: công trình xây dựng kiên cố bị sụp đổ từng phần hoặc hoàn toàn.	501 - 1000	6,3
10	Tàn phá rất thảm hại: dè điều sụt lở, ống dẫn nước, dầu - khí bị đứt, đường sắt bật tung, cong vênh. Đường bị trượt lở thành gò đồng, xuất hiện khe nứt cả trong đất đá dẻo và mềm.	1001 - 2500	7,6
11	Thảm họa: cầu kiên cố và rắn chắc bị phá huỷ, đường ray hoàn toàn bị bật tung, lở đất, sụp đất và trượt đất rất lớn.	2501 - 5000	7,6
12	Tai biến thảm khốc: các công trình xây dựng bị phá huỷ hoàn toàn, cảnh quan địa lý bị biến đổi hoàn toàn. (Mức độ này chưa quan sát được).	>5000	8,6

Tần số động đất giảm rất nhanh khi cường độ tăng nhưng hầu như toàn bộ năng lượng đều có nguồn gốc từ các trận động đất lớn. Gutenberg và Richter đã ước tính năng lượng toàn bộ các trận động đất trong một năm vào khoảng 10^{25} ergs, tức là bằng một phần nghìn nhiệt phát ra từ manti và khoảng 80% năng lượng này bắt nguồn từ các trận động đất có cường độ lớn hơn 7,9 (tương đương với năng lượng bằng 10^{23} ergs).

Cường độ phụ thuộc vào "cú sốc" ban đầu và độ sâu chấn tiêu của trận động đất. Chính các trận động đất bề mặt là đáng sợ nhất vì thường có cú sốc ban đầu lớn, gây sự tàn phá bề mặt không thể lường trước được.

Các trận động đất thường gây ra hậu quả rất khác nhau. Khi động đất xảy ra, ngoài các chấn động thẳng đứng và chấn động ngang, còn có các vận động xoay tròn và vận động xoắn vỏ đồ gây đổ vỡ nhà cửa và các công trình xây dựng, đặc biệt sự gãy nứt, toác đất là các hậu quả rất nghiêm trọng. Nhiều trận động đất còn tạo ra các chùm khe nứt, các đứt gãy (Hình 6.17), cắt phá hệ thống đường bộ, đường sắt hoặc tạo ra các trượt ngang rất lớn như trường hợp đứt gãy San Andreas ở California (Mỹ). Tại

dây động đất đã gây nên trượt lở đất rất lớn, một con đập ở thung lũng Chelif bị đổ sập. Tại Algeri, nhiều trận động đất đã tàn phá cả một vùng ven biển, làm đứt cả hệ thống dây cáp viễn thông. Những trận động đất như ở Đường Sơn (Trung Quốc - 1976), ở Armeni (1988), Thổ Nhĩ Kỳ (1999), không chỉ tàn phá cả thành phố trên diện rất rộng mà còn gây thảm họa làm chết rất nhiều người (động đất 1976 ở Đường Sơn làm chết hơn hai trăm nghìn người).

Trong mỗi trận động đất, trước khi diễn ra cú sốc thường xuất hiện sự rung chuyển mặt đất gây cảm giác bồn chồn lo sợ cho cả người và động vật. Nhiều trận động đất diễn ra sự chấn động nhiều lần, gây chao đảo cho người và mọi vật, thí dụ trận động đất ở Cobe (Nhật Bản) vào ngày 17 - 1 - 1995 làm cho 6055 người chết.



Hình 6.17. Một đứt gãy lớn hình thành sau trận động đất ngày 10/11/1946 ở dãy núi Andes (Peru) (ảnh - Heim A.).

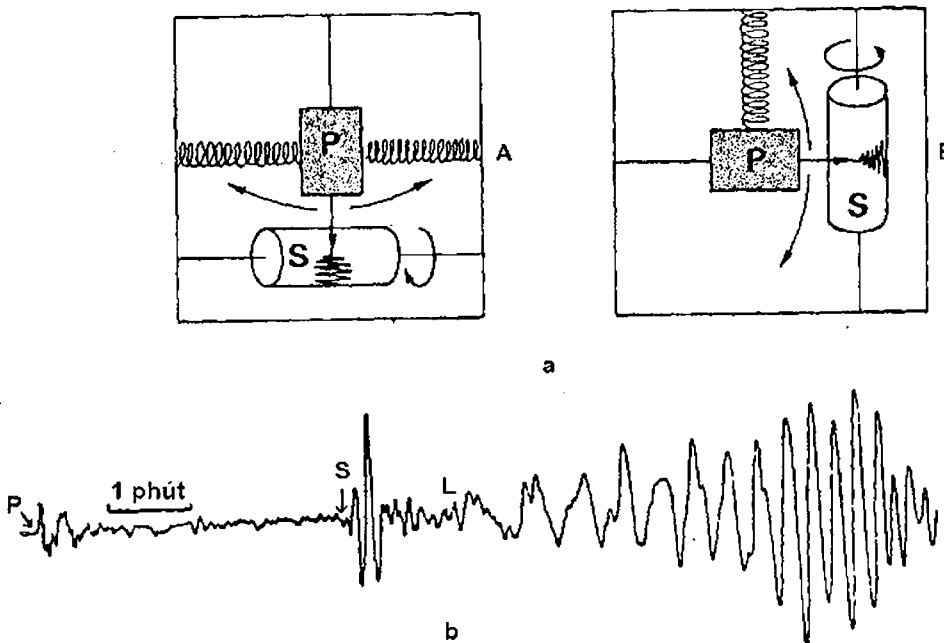
Động đất dưới biển và các đới ven biển làm xuất hiện những đợt sóng thần (người Nhật gọi là tsunami) và những dòng nước mạnh. Nguyên nhân tạo thành những đợt sóng thần là do đáy biển bị sập; những hố sập này thường có kích thước khổng lồ, đáy biển bị sập xuống một cách nhanh chóng dọc theo các đứt gãy sâu dạng khung. Khối nước biển khổng lồ sập theo xuống hố này (có khi đạt hàng triệu km³) đã gây cú sốc đột ngột, tạo ra xung động sóng to lớn, lan truyền thẳng lên mặt biển rồi từ đó chuyển thành những con sóng khổng lồ đập vào các bờ biển gây ra những tai họa khổng lồ. Mạnh mẽ nhất là các trận động đất dưới biển có chấn tâm gần bờ. Trong các trường hợp này, ngay từ cú sốc đầu tiên đã tạo nên những đợt sóng rất cao (tới 30 m như ở Chilê, 1960), lấn rất sâu và rất nhanh vào đất liền rồi lại rút đi cũng rất đột ngột, phá huỷ và cuốn theo hầu hết mọi công trình xây dựng trên đường đi của chúng. Lịch sử đã ghi lại được nhiều trận động đất gây ra sóng thần có sức tàn phá ghê gớm. Trận động đất ở Lisboa (1755) đã làm

cho sóng lấn sâu vào đất liền 15 km, cuốn theo hơn 6000 người và hàng trăm tàu thuyền, phá hủy hầu như tất cả công trình xây dựng dọc dải đất gần biển. Các đợt sóng thần đập vào bờ biển Chile năm 1868, 1960 đã tàn phá nặng nề miền duyên hải nước này. Bờ biển đảo Hawaii, Nhật Bản, Newzeland đã bị nhiều đợt sóng thần phá hoại với qui mô to lớn. Tại bờ biển Nhật Bản thuộc tỉnh Kamishi, sóng thần do trận động đất gây ra năm 1896 đã tàn phá một diện tích 1127 km². Trận động đất năm 1925, trên bờ Kamshatka, sóng thần đã cuốn theo những khối băng khổng lồ phá hủy hàng loạt công trình xây dựng.

c. Sóng động đất, cơ chế lan truyền, ghi chép động đất

Để ghi được cường độ các trận động đất, người ta đã chế tạo ra máy ghi gọi là *địa chấn kế*. Trong máy này, một con lắc được gắn với một lò xo rất nhạy, đầu con lắc là một kim ghi tì lên một hình trụ quay đều. Biểu đồ mà kim ghi được trên cuộn giấy từ mỗi trận động đất gọi là *địa chấn ký* (Hình 6.18a, 6.18b).

Tùy thuộc vào vị trí lò xo gắn vào con lắc, địa chấn kế có thể ghi được sóng ngang S khi lò xo ngang và sóng dọc P khi lò xo thẳng đứng. Ngày nay để hoàn thiện các máy đo địa chấn, người ta đã mắc con lắc với một điện kế, khối lượng dao động được đặt trong một bobin và vận động của chúng sẽ làm thay đổi dòng điện cảm ứng mà người ta có thể khuếch đại lên đáng kể.

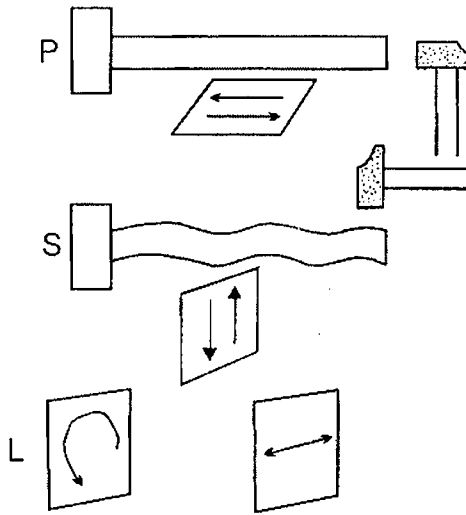


Hình 6.18. Địa chấn kế (a) và địa chấn ký (b)

P. Sóng dọc hay sóng nén; S. Sóng ngang hay sóng cắt; L. Sóng dài xoáy tròn (Rayleigh) và xoắn (Love) (Bellair P. & Pomerol 1982).

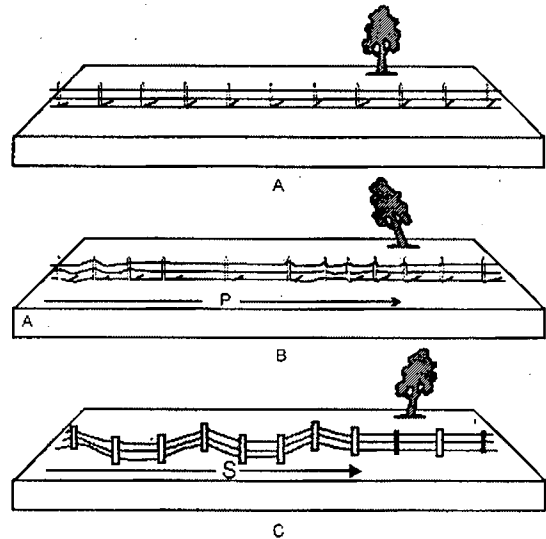
Việc phân tích các địa chấn ký đôi khi cũng gặp khó khăn do các phản xạ phức tạp trên các bề mặt gián đoạn khác nhau bên trong Trái Đất. Tuy nhiên, trong điều kiện thuận lợi, ta có thể đo được ba dạng sóng, đó là sóng dọc hay sóng nén, kí hiệu là P, thứ đến là sóng ngang hay sóng cắt, kí hiệu là S và cuối

cùng là sóng dài kí hiệu là L sinh ra biên độ lớn nhất, chúng gồm sóng xoáy tròn (sóng Rayleigh) và sóng xoắn hay vặn (sóng Love) (Hình 6.19a, 6.19b). Sóng L là sóng theo lớp vì vậy đường đi của nó dài hơn sóng P và sóng S là hai dạng sóng đi sâu vào Trái Đất. Tốc độ của chúng tăng theo chiều sâu đồng thời liên quan đến tỉ trọng của đá. Tốc độ của sóng P tăng từ 5,6 km/s trong lớp Sial đến 13 km/s khi tiếp xúc với nhân ngoài, còn đối với sóng S ở các vị trí tương tự thì tăng từ 3,3 đến 7 km/s. Mặt khác chúng ta cũng thấy rõ sóng P khi đi qua bề mặt Moho tăng từ 6,5 đến 8 km/s, nhưng khi vào đến đới có tốc độ sóng yếu (phần trên của quyển mềm) thì có sự giảm tốc độ rõ rệt; từ 10 xuống 7,6 km/s (Hình 6.20a, 6.20b). Các sóng L có một tốc độ trung bình (4 km/s) nhưng tương đối ổn định vì chúng được truyền trong cùng môi trường (cùng lớp).



Hình 6.19a. Sơ đồ các sóng địa chấn

P: Sóng dọc hay sóng nén; S: Sóng ngang hay sóng cắt; L: Sóng dài xoáy tròn và xoắn



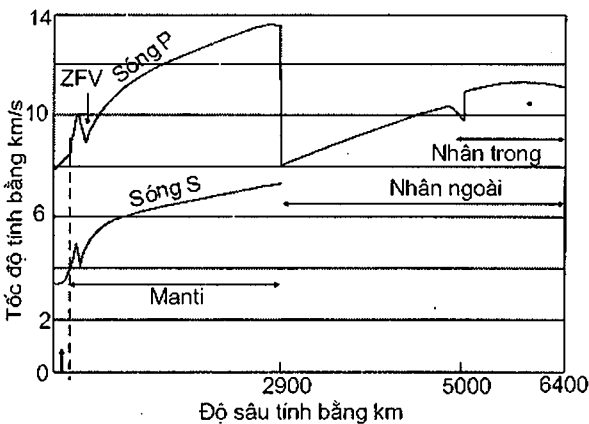
Hình 6.19b. Hàng rào biến dạng do động đất

A. Trạng thái ban đầu; B. Biến dạng do sóng P; C. Biến dạng do sóng S (theo Zumberge)

Khi một trận động đất xảy ra, trên địa chấn kí ở trạm đo ghi rõ thời điểm đến của sóng P, S và L. Nhờ ba thông số này ta có thể xác định được khoảng cách từ trạm đo đến chấn tâm. Đối với các trận động đất có chấn tâm ở xa, ta dùng công thức: $A = (S-P) \cdot 1$; trong đó A là khoảng cách từ điểm đo đến chấn tâm đo bằng đơn vị megamet (=1000 km). S - P là hiệu số thời gian lúc đến điểm đo của sóng S và sóng P. Thí dụ trận động đất tại Pulkovo ở Nga ngày 9/2/1909, hiệu số S - P = 3 phút 43 giây = 3,71 phút. Vậy $A = 3.71 \cdot 1 = 2,71$ megamet = 2710 km. Đối với các trận động đất gần, khoảng cách từ điểm đo đến chấn tâm, gọi tắt là *khoảng chấn tâm* được xác định bằng công thức: $A = \frac{L-P}{3}$; trong đó

A cũng đo bằng megamet, L - P là hiệu số thời gian lúc đến trạm đo của sóng L và P. Theo A. Holmes, khi xác định được 3 khoảng chấn tâm tại ba trạm đo khác nhau không nằm trên một đường thẳng thì giao điểm của ba đường tròn bán kính là 3 khoảng chấn tâm đã biết sẽ là chấn tâm của trận động đất.

Ngoài bề mặt Moho và đới có tốc độ yếu (ZFV) mà người ta biết được qua theo dõi sóng địa chấn; đi sâu hơn vào nhân Trái Đất, cũng nhờ sóng địa chấn, chúng ta có thể xây dựng được mô hình cấu trúc bên trong Trái Đất một cách đáng tin cậy. Đến độ sâu 2900 km (mặt gián đoạn Gutenberg), các sóng lại trở ra ở 104° và khi chúng vượt qua 2900 km thì lại trở ra ở 142° . Khoảng giữa 11.000 đến 15.000 km (trên bề mặt kể từ chấn tâm trên hình 6.20b) các trạm địa chấn chỉ đo được sóng L, tức là dạng sóng truyền theo lớp. Chính dải từ 104° đến 142° này là bóng của nhân Trái Đất phản ánh trên bề mặt vì vậy người ta gọi là dải lặng yên hay vùng bóng râm động đất. Tại 142° , người

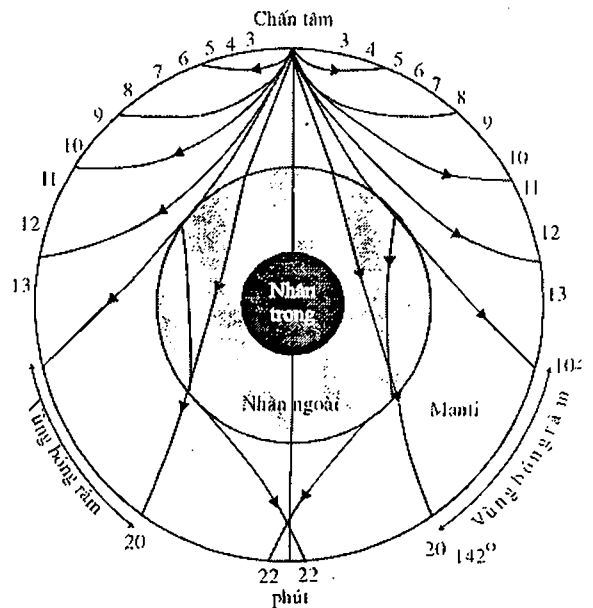


Hình 6.20a. Tốc độ truyền sóng địa chấn theo độ sâu. Sự biến đổi đột ngột của tốc độ sóng (ở các bề mặt gián đoạn) tương ứng với sự thay đổi cấu trúc của Trái Đất; ZFV: Đới có tốc độ sóng yếu (Bellair P. & Pomerol 1982).

ta không thấy sóng S tái hiện nữa mà chỉ còn sóng P. Thực tế đó cho phép các nhà nghiên cứu suy ra rằng nhân ngoài của Trái Đất có thành phần như một chất lỏng vì nó không cho sóng S truyền qua. Khoảng sâu giữa 4982 và 5121 km có sự thay đổi to lớn của sóng P. Trước tiên đến 4982 km tốc độ giảm sau đó tăng đột ngột; đó chính là ranh giới với nhân trong Trái Đất (Bảng 6.6). Đới chuyển tiếp này dày khoảng 200 km, gọi là đới Jeffreys hoặc là mặt gián đoạn Lehman (Hình 6.20a). Nhân trong của Trái Đất có lẽ được thành tạo từ một chất rắn. Nhờ sử dụng sóng địa chấn, các nhà địa chất đã xây dựng được một mô hình cấu trúc bên trong Trái Đất (Bảng 6.6).

Bảng 6.6. Cấu trúc bên trong của Trái Đất

Từ 20 đến 60 km	Vỏ Trái Đất Mặt gián đoạn Moho
từ 100 đến 700 km	Manti trên đới có tốc độ sóng yếu (phần trên) và quyển mềm
từ 700 đến 2900 km	Manti dưới Mặt gián đoạn Gutenberg
5000 km	Mặt gián đoạn Lehman
	Nhân trong
6371 km	Tâm Trái Đất.



Hình 6.20b. Vùng bóng râm

Các số chỉ thời gian lan truyền tính bằng phút. Để cho hình vẽ không phức tạp người ta không vẽ hướng phản xạ (Bellair P. & Pomerol 1982).

6.2.3. Phân bố động đất trên thế giới

Việc nghiên cứu địa chấn trên khắp bề mặt hành tinh đã cho phép các nhà khoa học vạch ra được các đới địa chấn và đã khẳng định được các đới địa chấn chính là ranh giới xô húc, hút chìm hoặc trôi trượt của các mảng. Các đới gây động đất có khi rất lớn gồm :

- Đới xô húc giữa hai mảng đại dương (thí dụ vòng cung đảo Thái Bình Dương, quần đảo Antille).
- Đới xô húc giữa hai mảng lục địa như Châu Phi và Châu Âu (gây động đất ở El - Asnam, ở Nam Italia năm 1980); xô húc giữa Ấn Độ và Châu Á gây động đất ở Iran, Apganistan, Pakistan, Trung Quốc v.v..).
- Đới hút chìm giữa mảng đại dương và mảng lục địa (động đất ở Chilê, Pêru, Bolivi, ở Trung Mỹ v.v..).

Ngoài ra, các đứt gãy lớn trượt thẳng đứng hoặc trượt bằng đều gây ra động đất, thí dụ đứt gãy San Andreas ở California, đứt gãy Lai Châu - Điện Biên ở Việt Nam. Nhìn chung thiệt hại do động đất gây ra bao giờ cũng lớn hơn hoạt động núi lửa. Trong trường hợp có sự cộng hưởng của hai hiện tượng này thì mức độ tàn phá càng lớn hơn nhiều.

6.2.4. Ý nghĩa thực tiễn của việc nghiên cứu động đất

Ngày nay dù với những phương tiện khoa học và kỹ thuật hiện đại nhất, con người vẫn chưa thể chinh phục được sức mạnh tàn phá của các trận động đất. Vì vậy việc nghiên cứu động đất chỉ có thể giúp con người hạn chế tới mức tối đa sự phá hoại của chúng. Việc nghiên cứu động đất cho phép chúng ta: a) Xác định những vùng có khả năng phát sinh động đất mạnh; b) Dự báo gần đúng cường độ động đất có thể xảy ra ở một vùng cụ thể nào đó; c) Tìm các phương thức kháng chấn trong xây dựng, tức là công trình xây dựng có khả năng tồn tại khi có động đất xảy ra ở một cấp nào đó; d) Dự báo thời điểm xảy ra động đất mạnh.

Việc xác định những vùng có khả năng xảy ra động đất mạnh được tiến hành theo nguyên lý hiện tại, tức là thừa nhận rằng tại những vùng đã và đang xảy ra động đất mạnh thì trong tương lai cũng xảy ra động đất mạnh. Qua phân tích các tài liệu về động đất đã xảy ra trong quá khứ có thể thành lập được những bản đồ trên đó khoanh định những vùng có cường độ động đất cao và trong tương lai cũng là những vùng sẽ xảy ra động đất mạnh. Do đó cần phải tổng hợp số liệu về động đất ghi được ở các trạm địa chấn khắp đất nước và các lãnh thổ lân cận. Mặt khác cần phải nghiên cứu cấu trúc địa chất khu vực để làm sáng tỏ và khoanh định được các đới đứt gãy trẻ, nhất là những đới có liên quan đến chấn tiêu các trận động đất đã xảy ra.

Cường độ động đất xảy ra trong tương lai có thể dự báo được trên cơ sở cường độ các trận động đất đã xảy ra trong quá khứ. Trên cơ sở đó chúng ta có thể khoanh định được lãnh thổ thành các vùng có cường độ động đất dự báo khác nhau.

Trong công tác xây dựng nhà ở hoặc các xí nghiệp, cầu, đường v.v., biết được mức độ động đất có thể xảy ra, chúng ta có thể tìm được giải pháp nhằm tăng độ kháng chấn cho các công trình trong các vùng động đất. Trước hết cần chọn nền móng phù hợp cho việc xây dựng. Thực nghiệm địa chất công trình đã chứng minh rằng các ngôi nhà xây dựng trên các đá khối ít hoặc không phong hoá thì khi động đất xảy ra đỡ thiệt hại hơn các công trình xây trên các thành tạo Đệ Tứ, nhất là các thành tạo có bề dầy nhỏ. Thực tế nhiều vùng động đất cũng cho ta thấy rõ rằng các ngôi nhà được sông ngòi, ao hồ bao quanh thì ít thiệt hại hơn vì sóng địa chấn thường bị giảm cường độ khi chuyển từ môi trường này sang môi trường khác. Đối với các vùng nông thôn, đồ hạn chế bớt thiệt hại do động đất gây ra, nhà ở cần được xây dựng gọn nhẹ, kết cấu chắc chắn. Kháng chấn có hiệu quả nhất là các ngôi nhà được xây dựng hoàn toàn bằng gỗ. Trên địa bàn các đô thị, công trình xây dựng và nhà ở bằng bê tông phải được tính móng chịu lực đủ bền tới cường độ động đất có khả năng xảy ra. Hình dáng các ngôi nhà, cửa sổ cũng vậy, nên thiết kế có hình dạng ovan, tròn, bán nguyệt, vì hình dáng như vậy tạo cho các ngôi nhà kháng chấn tốt hơn các ngôi nhà thiết kế theo hình khối chữ nhật hoặc khối vuông.

Độ bền các công trình xây dựng trong các vùng có động đất cần được tính theo gia tốc lớn nhất của các trận động đất có thể xảy ra. Gia tốc này được tính bằng công thức:

$$A = \frac{k \pi^2 a}{t^2} \quad (a = \text{biên độ dao động; } t = \text{chu kỳ dao động; } k = \text{hệ số đàn hồi công trình; } \pi = 3,14).$$

Rõ ràng là khi biên độ tăng thì gia tốc tăng, ngược lại khi chu kỳ tăng thì gia tốc giảm. Trận động đất năm 1923 tại Nhật có $a = 50$ cm và $t = 1$ giây.

Trong công tác xây dựng ở những vùng có động đất, các thiết bị về dầu, khí, điện cần được bố trí thật an toàn, vì khi có động đất chúng là nguyên nhân gây ra hoả hoạn. Ngoài ra cũng cần phải tính đến khả năng cấp cứu hữu hiệu khi có biến cố xảy ra. Tại Nhật Bản, các cầu thang và lối ra đều được lắp đặt hệ thống đèn sáng đặc biệt, nếu có động đất và mất điện, các bóng đèn đặc biệt ấy vẫn sáng trong vòng 15 đến 20 phút, giúp cho những người bị nạn có thể tìm đường thoát ra từ ngôi nhà bị đổ.

Dự báo động đất là công việc cần phải tiến hành thường xuyên ở những vùng có khả năng xảy ra động đất, tuy nhiên công việc này không phải bao giờ cũng đạt được kết quả. Để có thể làm được công tác dự báo động đất trước hết cần có sự hiểu biết về tai biến của động đất. Phải thống kê được tất cả các trận động đất trong khu vực cả về vị trí và cường độ của chúng.

Hệ thống các trạm quan trắc địa chấn đã ghi được các dấu hiệu trước khi có động đất bao gồm các số liệu sau: 1) độ bền vững các đá bị giảm đi; 2) có sự thay đổi từ trường địa phương; 3) nước ngầm có tốc độ lưu thông tăng, hàm lượng radon trong các mạch ngầm cũng tăng (radon là nguyên tố có hàm lượng tăng trong các đới ứng suất); 4) mực nước và lưu lượng các giếng thay đổi; 5) hoạt động địa chấn biểu hiện rõ hơn một chút so với các dao động nhỏ thông thường; 6) bề mặt đất có sự biến dạng nhẹ (vận động thẳng đứng và xiên); 7) trước chấn động một chút, động vật biểu hiện sự lo sợ (rắn bò ra khỏi hang, loài vật bị xích tìm cách thoát thân, chó, mèo bỏ nhà đi mất v.v.).

Cần lưu ý là khi các đới địa chấn đi càng lâu thì năng lượng được tích lũy khi được giải phóng càng lớn. Vì vậy mà đứt gãy San Andreas ở phía nam San Fransisco trượt ngang một cách liên tục với tốc độ vài milimet một năm chưa gây ra động đất lớn. Ngược lại ở phía bắc, vận động của nó đã ngưng từ năm 1906 nên khi có dịch chuyển thì lại xảy ra động đất lớn.

Trong thực tế việc dự báo động đất không thể đạt được một sự chắc chắn tuyệt đối. Ta lấy một ví dụ về hai trận động đất ở Trung Quốc. Trận động đất ở Liêu Ninh (năm 1975) cách Bắc Kinh về phía đông bắc 400 km, với cường độ 7,3 Richter đã được hệ thống quan trắc dự báo rất tốt, dân cư được sơ tán nên số người chết không đáng kể. Nhưng trận động đất năm 1976 ở Đường Sơn, trong một vùng thành thị đông dân cư nhưng lại không được báo trước nên số thiệt hại về người là lớn nhất trong lịch sử.

Nếu như ngày nay người ta đã có hiểu biết rất tốt về nguồn gốc các ứng suất phát sinh địa chấn thì ta hiểu về cơ chế hình thành của chúng lại còn rất ít. Để trả lời được những vấn đề ấy đòi hỏi các nhà khoa học tiếp tục nghiên cứu.

Chương 7

CÁC QUÁ TRÌNH ĐỊA CHẤT NGOẠI SINH (HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT CỦA KHÍ QUYỂN VÀ SINH QUYỂN)

Các quá trình địa chất xảy ra trên bề mặt Trái Đất hoặc trong những phần trên cùng của thạch quyển nhờ nguồn năng lượng Mặt Trời, hoặc trong chừng mực nào đó nhờ trọng lực, được gọi là các quá trình ngoại sinh. Hoạt động phong hoá, hoạt động địa chất của sinh giới, của gió, của nước (trên mặt đất và nước ngầm), v.v.. đều thuộc các quá trình địa chất ngoại sinh.

Các quá trình địa chất ngoại sinh là nguyên nhân phá huỷ đá và khoáng vật, vận chuyển sản phẩm phá huỷ đó tới vị trí khác, tạo nên những đá và khoáng vật mới, bên vững trong những điều kiện lý - hoá mới. Sự thành tạo khoáng vật mới chủ yếu xảy ra trong quá trình phong hoá, dưới tác dụng của nước và sinh vật. Trọng lực đóng vai trò một tác nhân điều tiết và định hướng quá trình vận chuyển vật liệu đã bị phá huỷ. Do tác động của các quá trình địa chất ngoại sinh, bề mặt Trái Đất dần dần thay đổi, địa hình trở nên bằng phẳng hơn, những dãy núi cao bị phá huỷ và trở nên thấp dần, những thung lũng sâu và các thuy vực được bồi đắp dần lên. Các đồng bằng châu thổ dần dần ra biển, các con sông uốn khúc quanh co v.v.. Sự hình thành các cảnh quan địa lý hiện nay ở mức độ khác nhau đều gắn liền với các quá trình địa chất ngoại sinh đã và đang xảy ra trên bề mặt Trái Đất.

7.1. HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT CỦA KHÍ QUYỂN

7.1.1. Thành phần và cấu trúc phân tầng của khí quyển

Khí quyển là lớp vỏ khí bao bọc bên ngoài Trái Đất, nó phát sinh, tồn tại và tiến hoá trong mối quan hệ chặt chẽ với các quyển khác của Trái Đất và với cả các quá trình xảy ra trong vũ trụ.

Không khí sạch là một hỗn hợp không màu, không mùi vị của nhiều chất khí khác nhau, trong đó nitơ (nitrogen) chiếm khoảng 78%, oxy – 20,9%, argon – 0,9%, carbonic – 0,03 %, tỉ lệ phần trăm ít ỏi còn lại thuộc về 8 loại khí là neon, heli, metan, cripton, oxy, hydro, xenon, ozon. Các loại khí hợp thành khí quyển kể trên, trừ ozon và carbonic, đều có thành phần khá ổn định. Ngoài ra, trong không khí bao giờ cũng chứa ít nhiều phần tử ngoại lai, gọi là *xôn khí*, như hơi nước, cát bụi, hợp chất bay hơi, vi khuẩn, nấm mốc và bào tử, phấn hoa v.v.. Như vậy, trong khí quyển có mặt các yếu tố của thạch quyển, thủy quyển, sinh quyển và cả vật chất có nguồn gốc vũ trụ nữa. Sự có mặt của các xôn khí chính là nguyên nhân của nhiều hiện tượng vật lý của khí

quyển như mây mưa, sương mù, ráng, cầu vồng v.v.. Các hiện tượng đó góp phần tăng cường tác động qua lại giữa khí quyển với các quyển khác của Trái Đất.

Sự giảm dần của trọng lực cũng như sự gia tăng của bức xạ Mặt Trời và vũ trụ theo chiều cao là nguyên nhân khiến cho khí quyển có cấu trúc phân tầng rõ rệt. Từ thấp lên cao người ta phân biệt được các tầng khí quyển sau đây:

- *Tầng đối lưu* nằm ở phần thấp nhất của khí quyển, có bề dày khoảng 10 - 11 km tính từ mực nước biển. Tuy là tầng khí quyển mỏng nhất nhưng nó lại chiếm tới 75% khối lượng khí quyển ở vùng vĩ độ trung bình và cao, hoặc 90% ở vùng vĩ độ thấp. Trong phạm vi tầng đối lưu nhiệt độ giảm dần theo độ cao, trung bình giảm 6-7°C khi lên cao mỗi kilômét. Đến những lớp trên cùng của tầng đối lưu nhiệt độ xuống đến khoảng từ -55 đến -80°C tùy thuộc vào vùng vĩ độ.

Không khí trong tầng đối lưu luôn bị xáo trộn và di chuyển theo cả chiều ngang và chiều thẳng đứng. Đây là nơi thể hiện rõ nhất quá trình trao đổi nhiệt và ẩm giữa khí quyển với thạch quyển và thủy quyển. Tầng đối lưu chứa gần toàn bộ lượng hơi nước trong khí quyển và là nơi xảy ra hầu hết các hiện tượng thời tiết hàng ngày.

- *Tầng bình lưu* nằm phủ tiếp trên tầng đối lưu với ranh giới trên ở độ cao khoảng 50 - 55 km. Trong tầng này nhiệt độ tăng dần theo độ cao, tuy nhiên trong khoảng 10 km đầu nhiệt độ tăng rất ít hoặc không đổi. Đến giới hạn trên của tầng bình lưu thì nhiệt độ đã đạt 0°C. Nguyên nhân tăng nhiệt độ là do khí ozon hấp thụ bức xạ nhiệt của Mặt Trời và nóng lên. Trong tầng bình lưu không khí gần như yên tĩnh, thẳng hoặc có sự xáo trộn chút ít theo chiều ngang.

- *Tầng trung quyển* nằm phủ tiếp trên tầng bình lưu với ranh giới ở trên độ cao khoảng 85 km. Trong tầng trung quyển không khí lại lạnh dần theo độ cao; đến ranh giới trên của tầng này nhiệt độ thường là -80 đến -90°C vào mùa hạ và -40 đến -50°C vào mùa đông (đối với vùng vĩ độ trung bình).

- *Tầng nhiệt quyển* nằm sát trên tầng trung quyển và phát triển đến độ cao khoảng 500 km. Trong tầng này nhiệt độ tăng nhanh theo độ cao do sự phân rã của các phân tử oxy thành các nguyên tử riêng biệt. Nhiệt độ ở những lớp trên cùng của tầng nhiệt quyển lên tới 1400°C.

- *Tầng ngoại quyển* nằm trên tầng nhiệt quyển. Không khí của tầng này rất loãng, các phân tử khí thường tách khỏi trường hấp dẫn của Trái Đất để khuếch tán vào vũ trụ. Các tia vũ trụ và tia cực tím tác động mãnh liệt vào các hợp phần khí của tầng nhiệt quyển và tầng ngoại quyển gây ra những hiện tượng phức tạp như phát xạ, ion hoá v.v.. mà đến nay con người chưa hiểu biết hết.

Theo thành phần không khí, khí quyển cũng được phân thành hai tầng sau đây.

- *Tầng khí quyển đồng nhất* là tầng phủ trực tiếp lên bề mặt Trái Đất, có ranh giới trên ở độ cao khoảng 90-95 km. Trong tầng này thành phần không khí hầu như đồng nhất, chủ yếu bao gồm nitơ (nitrogen), oxy và argon.

- *Tầng khí quyển phân dị* phủ ngoài tầng khí quyển đồng nhất, là lớp vỏ ngoài cùng của Trái Đất. Trong tầng này mật độ không khí rất thấp, oxy và nitrogen (nitơ)

tồn tại ở dạng phân tử và cả dạng nguyên tử nữa; ngoài ra nguyên tử của nguyên tố cũng bị ion hoá.

Ở độ cao giữa 20 và 55 km, khí quyển có chứa một lượng ozon khá tập trung, thành *lớp ozon* (có khi còn gọi là tầng ozon) của Trái Đất. Ngoài lớp này, khí ozon còn phân tán trong phần thấp của tầng khí quyển đồng nhất, trong khoảng độ cao từ 0 đến 70 km. Ozon có khả năng hấp thụ mạnh bức xạ nhiệt của Mặt Trời và hầu hết các tia cực tím vốn rất có hại đối với sự sống trên mặt đất, vì thế tầng này giống như một áo giáp che chở cho sự sống trên Trái Đất. Chính vì thế trong những năm gần đây, khí tầng ozon có dấu hiệu bị hư hại, vấn đề bảo vệ tầng ozon đã trở thành một trong những mối quan tâm hàng đầu của nhân loại.

Trong những lớp cao của khí quyển các phân tử khí bị ion hoá mạnh, tạo thành các ion dương và âm. Mật độ ion lớn nhất tương ứng với các khoảng cao 60-80 km, 110-140 km và 200-500 km. Các lớp giàu ion kể trên hợp thành *tầng ion* hay còn gọi là *tầng điện li*. Nguyên nhân khiến cho các phân tử khí bị ion hoá là tác động của các tia cực tím và bức xạ của Mặt Trời. Các lớp của tầng điện li có khả năng phản hồi sóng vô tuyến điện với bước sóng khác nhau. Điều đó được loài người sử dụng trong kỹ thuật truyền thông bằng vô tuyến điện.

7.1.2. Sự chuyển động của không khí

Trong tất cả các quyển của Trái Đất thì khí quyển có đặc tính linh động hơn cả. Không khí không bao giờ ở trạng thái tĩnh, nó luôn chuyển từ vị trí này tới vị trí khác do sự chênh lệch áp suất giữa các khối không khí, do sự tự quay của Trái Đất quanh trục của nó v.v..

Trong phần thấp của khí quyển, các dòng khí có nguồn gốc từ sự chênh lệch bức xạ Mặt Trời theo vĩ độ (và khí áp cũng chênh lệch theo) và sự tự quay của Trái Đất đã tạo nên các *vòng hoàn lưu khí quyển*. Khí áp tối thiểu thấy ở khoảng giữa các vĩ tuyến 60-65° của hai bán cầu và ở vùng xích đạo. Khí áp cực đại thấy ở khoảng các vĩ tuyến 30-35° và hai vùng cực. Trên mỗi bán cầu có 3 vòng hoàn lưu khí quyển:

- *Vòng thứ nhất* khởi nguồn từ khoảng 30 vĩ độ Bắc và Nam bán cầu, từ đó các luồng khí di chuyển về vùng xích đạo ở lớp sát mặt đất, do vùng này luôn bị Mặt Trời thiêu đốt nhiều hơn nên có khí áp thấp hơn. Vì chịu ảnh hưởng của sự tự quay của Trái Đất nên các dòng khí trên đều bị lệch hướng về phía tây; đó là các *dòng tín phong* (còn gọi là gió Mậu dịch) *Bắc và Nam bán cầu*. Đến vùng xích đạo, các dòng tín phong kể trên bốc lên cao rồi lại đổ về vùng 30 độ vĩ Bắc và Nam bán cầu.

- *Vòng hoàn lưu thứ hai* xảy ra khoảng giữa các vĩ độ từ 30 đến 60; trong khoảng không gian này các lớp không khí sát mặt đất di chuyển từ tây sang đông, các lớp trên cao lại chuyển dịch theo chiều ngược lại.

- *Các vòng hoàn lưu thứ ba* xảy ra sát mặt đất, ở khoảng giữa vĩ độ 60 và các cực. Gió từ các vùng cực thổi về khoảng vĩ độ 60 và bị lệch về phía tây, sau khi bốc lên đến phần cao của tầng đối lưu thì lại bắt đầu đổ dồn về các cực (Hình 7.1).

Ngoài các vòng hoàn lưu kể trên, không khí còn di động do ảnh hưởng của sự chênh lệch về nhiệt độ và áp suất không khí giữa biển và đất liền. Vào mùa hè đại dương lạnh hơn lục địa nên trở thành vùng khí áp cao, là nơi khởi nguồn của gió, về mùa đông thì ngược lại. Loại gió kể trên thường thổi theo các mùa và có hướng khá ổn định, được gọi là *gió mùa*. Nước ta về mùa đông thường có nhiều đợt gió mùa đông bắc lạnh, ảnh hưởng tới hầu hết các tỉnh ở phía bắc đèo Hải Vân. Về mùa hè tại một số vùng lại có gió mùa tây-nam.

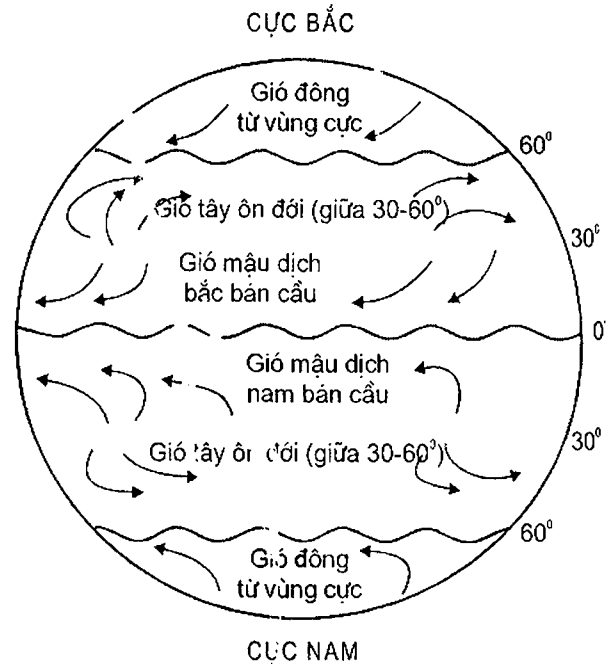
Với những nguyên nhân tương tự như thế người ta còn thấy có nhiều loại gió khác như gió đất-biển, gió sa mạc, gió sườn núi, lốc, bão, vòi rồng v.v.. Tất cả các loại gió đều ít nhiều có tác động địa chất, góp phần làm thay đổi bề mặt Trái Đất.

7.1.3. Hoạt động địa chất của gió

Vai trò của khí quyển trong hoạt động địa chất rất lớn. Trước hết khí quyển đóng vai trò là môi trường thúc đẩy mọi hoạt động phong hoá phá huỷ đá, làm thay đổi bề mặt Trái Đất. Hoạt động địa chất của gió bao gồm các hoạt động phá huỷ, vận chuyển và tích tụ trầm tích.

Hoạt động phá huỷ của gió thể hiện rõ nhất trên những vùng đất đá trơ trọi, có khí hậu lục địa khô khan, thảm thực vật nghèo nàn. Trong những điều kiện đó, gió có thể thổi mòn và mài mòn các loại đất đá trên đường đi của nó. Khả năng đó có được trước hết do gió cuốn theo các vật liệu rắn như cát, bụi v.v.. từ những nơi các vật liệu đó chưa được cố kết chặt chẽ. Các hạt vận được gió cuốn đi đến lượt mình lại có tác dụng như một thứ bột mài, khiến cho các loại đá có độ bền vững hơn bị mòn dần khi gió thổi qua.

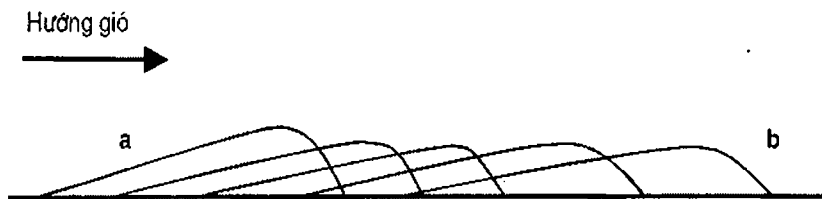
Tốc độ bị thổi mòn và mài mòn của đá phụ thuộc vào độ bền vững của chúng. Những khối đá có độ cứng đồng nhất thì thường bị bào mòn đều đặn, trong khi đó các loại đá cấu thành từ khoáng vật có độ cứng khác nhau thường bị gặm mòn nham nhở, có bề mặt gồ ghề hang hốc. Ở những hoang mạc đá người ta có thể thấy các cảnh quan kỳ thú của đá do kết quả hoạt động mài mòn và thổi mòn của gió như "thành phố gió tạo", "rừng đá", với các hàng cột đá, các cổng đá, đá du đưa, quả cầu đá, nấm đá v.v.. Tại Vân Nam (Trung Quốc) có một "rừng đá" (thạch lâm) khổng lồ, trong đó có vô vàn cột đá tựa như thân cây to nhỏ nhô lên giống như vết tích của một khu rừng bị cháy.



Hình 7.1. Sơ đồ một phần các vòng hoàn lưu (lớp khí quyển sát mặt đất) (Lounsbury & Ogden 1973)

Gió có thể khoét sâu một vùng có trầm tích chưa được cố kết chặt chẽ, tạo nên các thung lũng gió. Tại một sa mạc thuộc vùng Zakavkaz (LB Nga) có những thung lũng do gió tạo nên, sâu hàng trăm mét với nhiều khe rãnh định hướng theo hướng gió chính trong năm.

Các hạt vụn bị gió cuốn không bay liên tục trên không trung mà thường bị hạ xuống đất khi sức gió yếu đi. Các hạt vụn hạ xuống nhiều hay ít, có thể tiếp tục bay hay tích đọng lại, còn phụ thuộc vào kích thước của chúng. Hạt vụn bay càng xa khi kích thước của chúng càng nhỏ và sức gió càng lớn; hạt bụi mịn do núi lửa phun ra có khi bay nhiều vòng quanh Trái Đất trước khi rơi xuống. Các hạt bụi có kích thước nhỏ hơn 0,2 mm cũng có thể được cuốn đi rất xa. Bằng cách đó trầm tích có nguồn gốc gió được phân loại theo kích thước và trọng lượng. Tại trung tâm các hoang mạc, nơi đầu gió, thường có các loại đá sỏi chưa bị gặm mòn hết, các tảng đá hoặc những đồng đá vụn ngổn ngang. Kích thước các hạt vụn giảm dần ra phía rìa hoang mạc, nơi có những cồn cát mênh mông trên một vùng rộng lớn.



Hình 7.2. Sơ đồ giải thích sự di chuyển của cồn cát

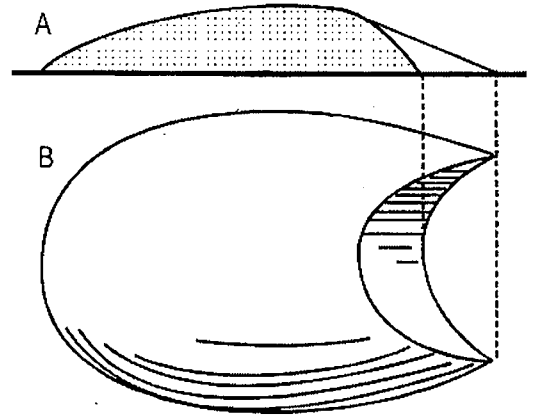
a- Sườn đón gió; b- Sườn khuất gió

Cồn cát do gió tạo thành, bao giờ cũng có hai sườn không đối xứng, *sườn đón gió* thường thoải và *sườn khuất gió* thường dốc hơn. Các hạt cát được kéo lên từ chân lên đỉnh sườn đón gió rồi lăn xuống theo sườn khuất gió (Hình 7.2). Ở bên sườn khuất gió thường xuất hiện gió xoáy khiến cho các hạt cát bị xô đẩy về hai bên và kéo dài thành hai dải nhọn như hai cái sừng. Vì thế, nhìn từ trên xuống có thể thấy các cồn cát điển hình đều có dạng lưỡi liềm (Hình 7.3) và chúng thường nối liền thành chuỗi. Do các hạt cát tiếp tục bị di chuyển từ sườn đón gió sang phía sườn khuất gió nên cồn cát cũng được dịch chuyển theo hướng đó.

Tốc độ dịch chuyển của cồn cát có thể từ 1 đến 20m một năm, tùy thuộc sức gió. Những sa mạc lớn trên thế giới gặp ở Châu Phi (sa mạc Sahara), Trung Á, Trung Cận Đông, Mông Cổ, Trung Quốc, Australia. Ở Việt Nam không có sa mạc điển hình, song vùng cát đỏ ở bắc Phan Thiết (Bình Thuận) mang đặc điểm của bán sa mạc, khan hiếm nước, cũng có nhiều cồn cát hình lưỡi liềm. Trên đó chủ yếu phát triển các bụi cây gai và các loại xương rồng là những thực vật chịu hạn giỏi. Những hạt vụn nhỏ hơn cát (bụi sa mạc, bụi trên các cao nguyên v.v.) được gió cuốn đi rất xa, về sau tích đọng lại thành những tầng đất xốp mịn, màu nâu vàng, gọi là hoàng thổ (loess).

Thông thường mỗi năm gió qua sa mạc chỉ cuốn theo và tạo được một lớp bụi mỏng; nhờ những cơn mưa hiếm hoi ở vùng này mà cây cỏ thưa thớt được mọc lên. Đám cỏ chưa kịp tốt thì đã bị khô héo do nóng hạn, rồi lại bị một lớp bụi khác phủ lên.

Quá trình đó lặp lại năm này qua năm khác, tạo nên một tầng đất màu mỡ trong đó còn di tích cây cỏ đã hoá than hoặc các khe dạng mao mạch khiến hoàng thổ càng xốp hơn. Hoàng thổ thường phủ trên những diện tích rất rộng và là thứ đất nông nghiệp lý tưởng. Chúng tơi, xốp, giữ được hơi ẩm khiến rễ cây dễ phát triển, lại chứa nhiều muối khoáng có ích cho cây trồng. Tuy nhiên cũng có thể thấy cuộc sống trong vùng hoàng thổ thật chẳng mấy dễ dàng. Khi trời khô ráo, gió cuốn bụi bay mù mịt; khi trời mưa, hoàng thổ bị biến thành một thứ bùn quánh trên khắp nẻo đường. Những con sông chảy qua vùng hoàng thổ thường có bờ dốc đứng.



Hình 7.3. Sơ đồ một cồn cát hình lưỡi liềm
A- Mặt cắt, B- Bình đồ (Theo Sarugin M.M., 1962)

Hiện nay ở Châu Á hoàng thổ phổ biến nhiều nhất ở miền đông Mông Cổ và tây bắc Trung Quốc. Tại lưu vực sông Hoàng Hà hoàng thổ tạo thành lớp dày tới 100-300m. Toàn bộ cuộc sống của cư dân nơi đó gắn liền với hoàng thổ. Người ta khoét sâu vào trong tầng hoàng thổ để làm nhà ở; kiểu nhà này mùa hè thì mát, mùa đông lại ấm áp. Nước sông Hoàng Hà quanh năm màu vàng là do chứa nhiều phù sa có nguồn gốc từ hoàng thổ. Tại Bắc Mỹ, hoàng thổ phân bố rộng rãi ở miền trung Alasca và đồng bằng hạ lưu các sông Mississipi và Misuri thuộc Hoa Kỳ. Khác với hoàng thổ ở Âu - Á, hoàng thổ Bắc Mỹ không xuất nguồn từ sa mạc mà có nguồn gốc băng hà. Khi băng tan, một lượng bụi đáng kể được giải phóng và được gió vận chuyển đi.

Gió cũng góp phần tạo nên những cồn cát ở ven biển và các sông, hồ lớn; cát được dòng nước đưa tới các vùng bờ thoải, sau đó được sóng đánh giạt lên bờ (Hình 7.4). Ta thấy từ A đến B tốc độ của sóng giảm dần, động năng của nó cũng giảm theo. Tốc độ sóng rút từ B đến A lại tăng dần, một phần vật liệu vụn trước đó được mang đến đoạn B-A lại bị sóng lôi ra khỏi bờ. Vật liệu vụn được tích đọng tại B, nơi động năng của sóng từng bị triệt tiêu, cũng có thể bị lôi trở về biển do những đợt sóng mạnh hơn sau đó. Nếu C là điểm xa nhất cách bờ mà sóng có thể tràn tới thì tại đó vật liệu vụn mới được thành tạo liên tục, tạo thành một *cồn chắn* có thành phần chủ yếu là cát. Loại cồn cát này cũng có sườn đón gió (phía biển) thoải (5-12°), còn sườn khuất gió dốc hơn (30-35°).

Cồn cát ven biển thường là các cồn kéo dài theo phương thẳng góc với hướng gió, có chiều cao trung bình 5-30m. Tương tự như cồn cát ở sa mạc, vật liệu vụn liên tục được đưa từ sườn đón gió sang sườn khuất gió. Quá trình này khiến cồn cát không ngừng di chuyển, tiến sâu vào nội địa. Khi cồn cát rời khỏi vị trí C thì tại đó lại bắt đầu hình thành một cồn cát mới. Các quá trình kể trên tái diễn khiến cho hàng loạt cồn

cát xuất hiện. Chúng có hướng gần song song với nhau và cùng tiến vào nội địa theo hướng gió ưu thế trong năm.

Đọc bờ biển Miền Trung Việt Nam, từ Hà Tĩnh đến Khánh Hoà, có nhiều cồn cát khổng lồ, có khi cao tới hàng chục mét. Các cồn cát này khi di chuyển có thể lấp cả làng mạc, ruộng đồng và chúng là mối đe dọa lớn đối với người dân vùng ven biển. Để ngăn chặn cát di chuyển, nhân dân ven biển Miền Trung đã trồng nhiều loại cây chắn gió; đặc biệt các rừng cây phi lao đã có tác dụng hữu hiệu trong chắn gió, chống cát biển di chuyển vào đất liền.

Trầm tích có nguồn gốc gió thường có độ gắn kết yếu hơn so với trầm tích hình thành trong các thủy vực. Do sự di động của cát theo các sườn dốc của cồn nên trầm tích có nguồn gốc gió thường có cấu tạo phân lớp xiên chéo điển hình.

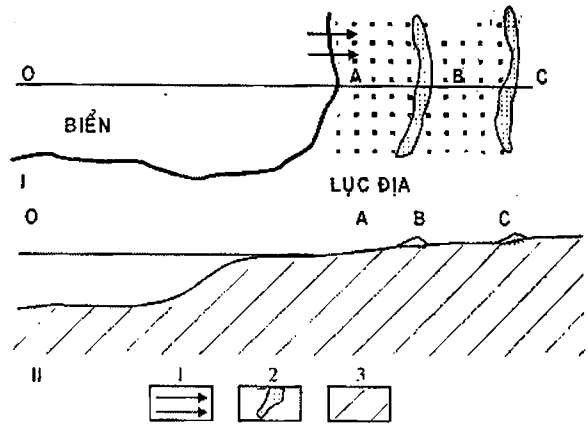
7.2. HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT CỦA SINH QUYỂN

7.2.1. Khái quát về sinh quyển

Trên Trái Đất, các quần xã sinh vật (biocenosis) và các sinh cảnh (biotope) là những đơn vị cơ bản của môi trường hữu sinh và vô sinh trong một tổng thể thống nhất được gọi là hệ sinh thái (biosystems). Trong mỗi hệ sinh thái, sinh vật tương tác với nhau và với môi trường, hình thành nên các chu trình vật chất. Các hệ sinh thái của Trái Đất không tồn tại độc lập mà quan hệ khăng khít với nhau, tạo nên một tổng thể lớn, đó chính là *sinh quyển*. Có thể coi sinh quyển là một hệ sinh thái khổng lồ, bao trùm lên toàn bộ hành tinh và sự tồn tại, phát triển của nó gắn chặt với nguồn năng lượng do Mặt Trời cung cấp.

Khó có thể tính toán chính xác khối lượng của sinh quyển; con số này dao động trong khoảng $1,5 \times 10^{13}$ đến 36×10^{10} tấn. Trong trường hợp sau thì thuộc về đại dương khoảng 20×10^{10} tấn, thuộc về lục địa khoảng 16×10^{10} tấn

Hiện nay khoảng 0,5 triệu loài thực vật và 1,5 triệu loài động vật đã được xác định; chúng sống ở khắp nơi, từ miền xích đạo nóng bức đến các vùng băng giá. Trong đại dương người ta đã bắt được những con cá ở độ sâu hơn 8000 mét, đã phát hiện vi sinh vật trong mẫu bùn lấy lên từ những đáy biển sâu nhất. Phần lớn sinh vật ở cạn sống trên mặt đất, một số động vật sống chui rúc, làm tổ, đào hang không sâu dưới mặt đất. Vi sinh vật thường tụ tập đông đảo trong lớp thổ nhưỡng màu mỡ, nhưng trong một giếng khoan dầu, ở độ sâu 4500 m dưới mặt đất, người ta cũng đã gặp những vi khuẩn yếm khí.



Hình 7.4. Sơ đồ giải thích sự hình thành cồn cát ven biển

I- Bình đồ; II- Mặt cắt dọc theo đường OC.

1- Hướng gió ưu thế trong năm; 2- Cồn cát, 3- Đá góc (Sarugin M.M., 1962)

Một bộ phận chim, côn trùng, động vật có vú thường bay lượn trong tầng thấp của khí quyển. Trên những độ cao lớn, khoảng 20 km kể từ mặt đất, vẫn có thể có vi khuẩn do các dòng khí cuốn lên. Do phổ biến khắp nơi nên sinh vật không ngừng tương tác và làm biến đổi môi trường từng giờ, từng phút.

Năng lượng Mặt Trời phát ra là 4×10^{33} erg/s, nhưng bề mặt Trái Đất chỉ nhận được 2 phần tỉ năng lượng kể trên. Tuy vậy phần năng lượng 2 phần tỉ đó của Mặt Trời lại là nguyên nhân phát sinh và duy trì sự sống trên Trái Đất.

Hàng năm quá trình quang hợp của cây xanh đã sản sinh 115 tỉ tấn chất hữu cơ. Những hợp chất này khi bị phân huỷ lại giải phóng năng lượng, tạo điều kiện cho những hoạt động muôn vẻ diễn ra trên Trái Đất. Cũng cần biết, nếu việc tổng hợp chất hữu cơ dưới tác dụng của ánh sáng Mặt Trời là thuộc tính của cây xanh thì vai trò chủ yếu trong việc phân huỷ chất hữu cơ lại thuộc về vi sinh vật; chúng phân giải xác sinh vật thành những chất vô cơ để nuôi dưỡng cỏ cây đang sống. Đó là chiếc cầu nối liên sự sống và cõi chết, làm nhiệm vụ khép kín vòng tuần hoàn vật chất trên Trái Đất.

Hoạt động sống của sinh vật làm biến đổi sâu sắc thành phần của khí quyển. Hai nguyên tố chủ yếu của khí quyển là nitơ và oxy đều là sản phẩm hoạt động sống của sinh vật. Nitơ do vi khuẩn cung cấp trong quá trình phân giải các hợp chất chứa nitơ, còn oxy là sản phẩm của quá trình quang hợp. Nhờ có oxy mà ngày nay khí quyển của Trái Đất thực sự là bầu sinh khí, khác hẳn khí quyển của Trái Đất nguyên thủy ngột ngạt và chứa đầy độc tố.

Sinh vật tham gia tích cực vào một số quá trình địa chất ở gần bề mặt Trái Đất. Trong thạch quyển hiện khá phổ biến nhóm đá hữu cơ và đá có nguồn gốc sinh vật như graphit, diatomit, đá phiến cháy, than đá, nhiều mỏ dầu lớn trên thế giới cũng có nguồn gốc sinh vật. Ngoài ra sinh vật còn tham gia vào sự hình thành của nhiều loại đá và khoáng sản như đá vôi, quặng bauxit, sắt, mangan, lưu huỳnh v.v..

7.2.2. Phân bố của sinh vật trên Trái Đất

Một số lượng khổng lồ của động vật thực vật sống trong biển và đại dương, số còn lại sống trên các lục địa và hải đảo. Sự phân bố của chúng tuân theo các quy luật của tính địa đới và tính vành đai theo độ cao rõ nét.

♦ Tính địa đới trong sự phân bố của sinh giới

Bề mặt Trái Đất được phân chia thành các vành đai địa lý. Sự phân chia này chủ yếu dựa vào đặc điểm khí hậu tương ứng với các khoảng vĩ độ khác nhau. Người ta thường phân biệt các vành đai địa lý sau: cực, cận cực (các vành đai lạnh), ôn đới, cận nhiệt đới (các vành đai ôn hoà), nhiệt đới, cận xích đạo, xích đạo (các vành đai nóng). Ranh giới giữa các vành đai không hoàn toàn trùng với vĩ tuyến mà đi theo các đường đẳng nhiệt. Như vậy các vành đai địa lý phản ánh sự phân bố nhiệt (yếu tố địa đới chính yếu) trên bề mặt Trái Đất; sự phân bố nhiệt lại phụ thuộc vào hàng loạt yếu tố như góc chiếu của tia Mặt Trời tới mặt đất, độ dài chiếu sáng trong ngày, độ cao và mức độ phân dị địa hình v.v..

Ở trên lục địa, trong các vành đai địa lý người ta lại phân biệt các đới cảnh quan tức là bộ phận lớn của vành đai trong đó vị trí thống trị thuộc về một kiểu *cảnh quan địa lý*¹ nào đó. Tên gọi của các đới cảnh quan thường được đặt theo đặc điểm của thảm thực vật phát triển trên đó, bởi vì thảm thực vật là chỉ thị nhạy bén và dễ thấy nhất của điều kiện địa lý tự nhiên.

Sinh vật, nhất là thực vật phải biến đổi thích nghi với điều kiện môi trường mới có thể tồn tại và phát triển. Phần lớn động vật có khả năng di động tích cực, có thể lựa chọn môi trường cư trú hoặc di chuyển định kỳ vào những khoảng thời gian xác định trong năm; còn thực vật lại bám trụ tại chỗ. Sự phụ thuộc của động vật vào môi trường tuy thể hiện ở mức độ thấp hơn, song rõ ràng cùng với thực vật chúng đã góp phần tạo nên những dáng vẻ tiêu biểu của bất kỳ cảnh quan địa lý nào. Môi trường sống là tổng thể tự nhiên của các yếu tố cấu thành vỏ cảnh quan Trái Đất, nó biến đổi từ miền này qua miền khác và mang tính địa đới rõ nét. Do đó tính địa đới cũng thể hiện rõ ở sinh giới, trước hết ở lớp phủ thực vật.

Trong các vành đai lạnh (vùng cực và cận cực, ở bán cầu bắc và nam) có các đới cảnh quan hoang mạc Bắc cực, đài nguyên, đài nguyên - rừng, rừng thưa, hoang mạc băng Nam cực và đài nguyên đồng cỏ.

Trong các vành đai ôn hoà, nằm ở hai bán cầu, trên một dải rộng giữa các đường đẳng nhiệt 10°C (ranh giới với các vành đai lạnh) và 20°C (ranh giới với vành đai nhiệt đới ở khoảng vĩ tuyến 30°) người ta phân biệt các đới cảnh quan như rừng taiga, rừng hỗn hợp và rừng lá rộng, thảo nguyên-rừng, thảo nguyên, nửa hoang mạc, hoang mạc, cảnh quan Địa Trung Hải, rừng hỗn hợp cận nhiệt đới thường xanh, savan cận nhiệt đới, hoang mạc và nửa hoang mạc cận nhiệt đới.

Các vành đai nóng nằm ở khoảng giữa các đường đẳng nhiệt hàng năm 20°C thuộc hai bán cầu, gần trùng với vĩ độ 30°. Đây là khu vực của Trái Đất được Mặt Trời chiếu sáng nhiều hơn cả. Trong phạm vi các vành đai này có thể phân biệt 4 đới cảnh quan là rừng nhiệt đới, savan nhiệt đới, hoang mạc nhiệt đới và rừng xích đạo ẩm ướt.

♦ Sự phân bố sinh vật trong các vành đai theo độ cao

Một số quá trình xảy ra trong vỏ cảnh quan Trái Đất không phụ thuộc vào sự phân bố bức xạ Mặt Trời được gọi là những quá trình phi địa đới. Ví dụ như sự vận động của vỏ Trái Đất (quá trình tạo núi, sụp võng, hiện tượng động đất), hoặc phun trào núi lửa, biển tiến, biển lùi v.v..

Nguồn gốc của mỗi cảnh quan địa lý có thể hoàn toàn mang tính chất phi địa đới, ví dụ sơn nguyên núi lửa là kết quả hoạt động phun trào của núi lửa dù ở bất cứ vĩ độ nào. Tuy nhiên trong quá trình tồn tại và phát triển ở một vành đai địa lý nào

¹ Cảnh quan địa lý là một tổng thể tự nhiên đồng nhất về mặt phát sinh, có cùng một kiểu nền địa chất, địa hình, khí hậu và bao gồm tập hợp các dạng diện địa lý phân bố trong không gian một cách có quy luật, đặc trưng cho cảnh quan đó.

đó sơn nguyên núi lửa cũng mang tính địa đới xác định. Điều đó cũng đúng với mức độ cao thấp của địa hình mà nguyên nhân chủ yếu là sự chuyển động của vỏ Trái Đất dưới tác dụng của các lực bên trong. Ở miền núi tính vành đai theo độ cao biểu hiện rõ hơn cả, có thể thấy nó qua sự giảm nhiệt độ và thay đổi lượng mưa theo độ cao. Dù rằng yếu tố nhiệt có vai trò quyết định trong cả tính địa đới (theo vĩ độ) cũng như trong tính vành đai theo độ cao, nhưng bản chất sự thay đổi không giống nhau. Trường hợp thứ nhất có liên quan đến sự thay đổi góc tới của tia Mặt Trời theo vĩ độ, còn trường hợp sau phụ thuộc vào độ cao trên mực nước biển. Như trong mục 7.1.1. đã đề cập, trong phạm vi tầng đối lưu của khí quyển (đỉnh núi cao nhất trên Trái Đất cũng chưa đạt tới đỉnh của tầng này) trung bình cứ lên cao 1km nhiệt độ lại giảm đi 6-7°C. Như vậy nhiệt độ thay đổi theo chiều cao nhanh hơn nhiều so với theo hướng nằm ngang từ xích đạo tới các miền địa cực.

Khác với tính địa đới, tính vành đai theo độ cao ở miền núi chịu chi phối của hàng loạt yếu tố như đặc điểm địa hình khu vực, hướng đón nắng của sườn núi, hướng gió chủ đạo theo mùa v.v.. Chính vì thế các vành đai theo độ cao của cùng một miền núi thường không có dạng đối xứng. Có thể lấy vùng bắc Trường Sơn làm thí dụ; dải núi này chạy dọc theo hướng tây bắc - đông nam, sườn phía tây tương đối thoải, sườn đông lại dốc tạo thành một vách chắn gió đông bắc từ biển thổi vào. Do vậy từ tháng 8 đến tháng giêng ở sườn phía đông mưa nhiều và kéo dài hàng tuần lễ liền. Trong khi đó ở sườn tây hầu như không mưa, hoặc lượng mưa không đáng kể. Lượng mưa và độ ẩm không khí khác nhau dẫn tới sự khác nhau của thảm thực vật và hệ động vật ở hai sườn, dù trên những mức cao như nhau.

Giữa tính địa đới theo vĩ độ và tính vành đai theo độ cao cũng vẫn có mối quan hệ chặt chẽ; tính địa đới theo vĩ độ thường là xuất phát điểm của tính vành đai theo độ cao. Đối với mỗi dải núi, chân núi thường ứng với cảnh quan mang tính địa đới đặc trưng cho khu vực, khi lên cao cảnh quan đó được thay thế bằng những cảnh quan mang tính vành đai theo độ cao. Như vậy miền núi càng cao và càng gần xích đạo càng có nhiều vành đai khác nhau; trái lại, miền núi càng thấp, càng xa xích đạo thì số cảnh quan càng ít. Chúng ta tưởng tượng, nếu như dãy núi Himalaya mà nằm trên dải ven bờ Bắc Băng Dương thì dù có nhiều đỉnh cao trên 8000m nó cũng chỉ có thể bao gồm vành đai đài nguyên và trên đó là vành đai băng tuyết vĩnh viễn.

Cũng như các vành đai theo vĩ độ, các vành đai theo độ cao có các kiểu thảm thực vật khác nhau. Nếu có dịp theo chân nhà địa chất lên đỉnh dãy Hoàng Liên Sơn (Fansipan) – mái nhà của Việt Nam, ta có thể chứng kiến những thay đổi kỳ thú của cảnh quan sau mỗi chặng đường. Từ thị xã Lao Cai lên thị trấn Sa Pa (ở độ cao 1500-1650 m), một đoạn đường không xa nhưng khí hậu đã đổi khác. Sa Pa có tới 200 ngày lạnh trong năm và nhiệt độ trung bình tháng nóng nhất (tháng 7) cũng chỉ 17°5. Trong rừng Sa Pa đã ít hẳn các cây nhiệt đới, có thể coi đây là loại rừng ôn đới núi cao với sự ưu trội của các cây lá kim (pơ mu, sa mu, thông, liễu, sam) bên cạnh các cây lá rộng thuộc họ sồi dẻ và đồ quỳên. Từ độ cao 2100m rừng hỗn hợp không còn, thay vào đó là rừng pơ mu bạt ngàn. Đến độ cao 2400-2900m có rừng thiết sam, còn vân sam chỉ xuất hiện từ 2600m trở lên.

Thảm thực vật đặc trưng của khu vực đỉnh núi Fansipan là rừng trúc lùn dày đặc, cây cao nhất chỉ ngang tầm mắt, rễ bám chặt vào khe đá khô cằn; có khi rễ còn to hơn thân trúc. Lác đác trên thảm thực vật này nhô lên những bụi cây thuộc các họ hoa hồng, thạch nam, cúc và hoàng liên – tên gọi của vị thuốc nam này được dùng để gọi chung cho cả dải núi cao nhất của nước ta.

7.2.3. Vai trò của sinh vật trong sự biến đổi vật chất trên Trái Đất

- *Vai trò sinh vật trong quá trình phong hoá hoá học*

Sinh vật là một trong những tác nhân quan trọng phá huỷ các loại đá. Trong tự nhiên nhiều loại sản phẩm phong hoá (xem chương 8, mục 8.6.) có nguồn gốc sinh vật, liên quan chặt chẽ với hoạt động sống hoặc với các di tích hữu cơ. Ngoài hoạt động phá huỷ cơ học của sinh vật đã được trình bày ở phần trước, các cơ thể sống còn tham gia vào quá trình phong hoá hoá học. Thật vậy, trong quá trình dinh dưỡng sinh vật lấy từ đá một số chất (K, Ca, SiO₂, Mg, Na, P, S v.v..) và thải ra những chất có hoạt tính hoá học cao tiếp tục phá huỷ đá, trong đó phải kể tới vai trò không nhỏ của các chất axit hữu cơ được tiết ra ở đầu rễ cây.

Những sinh vật đi tiên phong trong quá trình phá huỷ đá chính là đội ngũ vi khuẩn, sinh thể lam và tảo lục động đảo. Chúng bám vào mặt đá trơ trọi, gây những hoạt động sinh học đầu tiên phá huỷ đá và tạo đất sống cho những sinh vật bậc cao hơn. Sự xuất hiện tiếp theo của các sinh vật khác trên vách đá thường tuân theo một quy luật nhất định; sau đội ngũ vi khuẩn và tảo là các loại nấm đơn giản rồi đến những sinh vật ưa đá điển hình như địa y và rêu, tiếp đó là thực vật bậc cao cùng hệ động vật đi kèm. Nghiên cứu rêu, địa y cũng như các sinh vật bậc cao sống trên đá người ta thấy thành phần hoá học của chúng luôn có alumin và silic. Điều đó chứng tỏ những sinh vật ưa đá có khả năng phá huỷ mối liên kết bền vững giữa alumin và silic trong mạng lưới tinh thể alumosilicat.

Các axit hữu cơ (axit humic) hình thành do sự thối rữa và phân huỷ của xác sinh vật cũng có khả năng phân huỷ silicat, alumosilicat và giải phóng cation. Sự có mặt của các cation này làm tăng đáng kể tính linh động của các hợp chất nhôm và sắt ba, khiến chúng có thể bị đưa đi xa (trong dung dịch) khỏi nơi đá bị phân huỷ. Trong quá trình phong hoá hoá học, vai trò của oxy tự do và carbonic rất quan trọng đối với sự phân huỷ đá. Trong thiên nhiên hai chất này chủ yếu có nguồn gốc sinh vật; một lượng carbonic khổng lồ đã được sinh ra từ quá trình hô hấp của động vật và thực vật cũng như sự cháy và phân huỷ của các hợp chất hữu cơ. Theo V.I.Vernadski thì hầu như toàn bộ oxy tự do trên Trái Đất là sản phẩm của quá trình quang hợp của cây xanh. Điều này càng cho thấy rõ vai trò to lớn của sinh vật đối với sự phong hoá hoá học các đá.

- *Vai trò của sinh vật trong chu trình biến đổi vật chất*

So với khí quyển, thủy quyển và thạch quyển thì sinh quyển ra đời muộn nhất; những sinh vật đầu tiên xuất hiện trên Trái Đất kể từ khi các giọt coaserva "tiền sự sống" vượt qua "ranh giới bí ẩn" giữa vô sinh và hữu sinh. Từ đó đến nay sinh vật đã

trải qua những chặng đường tiến hoá lâu dài, phức tạp và có quan hệ mật thiết với các quyển ngoài của Trái Đất (khí quyển, thuỷ quyển) cũng như phần trên của thạch quyển và là tác nhân quan trọng trong quá trình biến đổi vật chất trên bề mặt hành tinh. Chính nó đã góp phần tạo nên dáng vẻ của các cảnh quan của Trái Đất. Sự có mặt của sinh quyển từng bước đã làm thay đổi thành phần của khí quyển, thuỷ quyển và thạch quyển. Thực trạng của các quyển hiện nay là kết quả của các quá trình địa chất mà trong đó sinh vật là một tác nhân quan trọng.

Khi sự sống xuất hiện thì khí quyển cũng bắt đầu biến đổi, nhất là khi các tảo xanh lục được hình thành trong đại dương nguyên thuỷ. Do quá trình quang hợp chúng đã nhả ra những lượng oxy đầu tiên; phản ứng cơ bản của quá trình này được biểu diễn bằng phương trình: $6\text{CO}_2 + 6\text{H}_2\text{O} + 67 \text{ kcal} = \text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6 + 6\text{O}_2$. Năng lượng cần thiết cho phản ứng là từ ánh sáng Mặt Trời. Nhưng để cho quá trình quang hợp thực hiện được cần có hệ men liên quan với diệp lục tố, đó chính là chất xúc tác kỳ diệu giúp cây xanh sử dụng ánh sáng Mặt Trời một cách có hiệu quả.

Như vậy nhờ có thực vật có màu xanh mà oxy tự do mới được tích lũy trong khí quyển. Đó là một nhân tố mới, quyết định bước đường phát triển tiếp theo của sinh giới, đặc biệt là giới động vật vốn chỉ biết sử dụng oxy trong quá trình hô hấp. Khoảng 700-800 triệu năm trước đây lượng oxy tự do trong khí quyển đã tương đương với lượng carbonic rồi nhanh chóng vượt lên. Tuy nhiên, từ lâu lượng chất hữu cơ do cây xanh tổng hợp được hằng năm đã cân bằng với lượng chất hữu cơ bị oxy hoá thành H_2O và CO_2 trong quá trình phân giải và hô hấp của chúng. Vậy là quá trình quang hợp của cây xanh ngày nay không còn làm giàu thêm lượng oxy trong khí quyển nữa. Điều này có ý nghĩa rất quan trọng, sẽ được nói đến ở phần sau.

Trong lịch sử Trái Đất đã có những khoảng thời gian dài lượng chất hữu cơ được tạo thành đã không bị sử dụng hết làm thức ăn cho động vật hoặc bị phân giải cho vi khuẩn. Nhiều cây xanh sau khi chết đã rơi vào những điều kiện mà oxy không thể đạt tới; đó là điều kiện hình thành than đá dưới đáy đầm, hồ, vũng, vịnh. Những vỉa than lớn nhỏ đã giữ carbon dưới lòng đất sâu. Thế là có lượng oxy dư thừa trong khí quyển.

Vernadski viết: "Lượng carbon chứa trong các khoáng sản cháy và đá vôi tương ứng với lượng oxy tự do trong khí quyển". Riêng về than đá, Stepanov đã thành lập một biểu đồ về sự tương quan giữa trữ lượng của nó trên toàn thế giới với thời gian tạo thành. Ông rút ra từ biểu đồ đó ba thời kỳ tích lũy nhiều than nhất: 1) từ giữa kỷ Carbon đến hết kỷ Permi, trong thời gian này tạo thành 40% trữ lượng than của thế giới; 2) kỷ Jura - 5% ; 3) cuối kỷ Kreta, kỷ Paleogen và kỷ Neogen - hơn 50%. Điều lý thú là tương ứng với các thời gian tạo than kể trên nhiều loại khoáng sản cháy khác cũng được tích lũy. Kết quả là, trong các thời gian đó lượng oxy tự do trong khí quyển tăng vọt. Đó là điều kiện cho sự tiến hoá và tồn tại của các dạng sống cao.

Thành phần khí quyển cũng ảnh hưởng lớn đối với sự phát triển của động vật. Thực vậy, nếu so sánh biểu đồ về sự thay đổi thành phần khí quyển giữa oxy và carbonic với cây phá hệ của động vật có xương sống tá sẽ thấy có sự tương đồng nhất định. Hàng loạt sinh vật bị tiêu diệt hoặc phát sinh có liên quan với những biến đổi

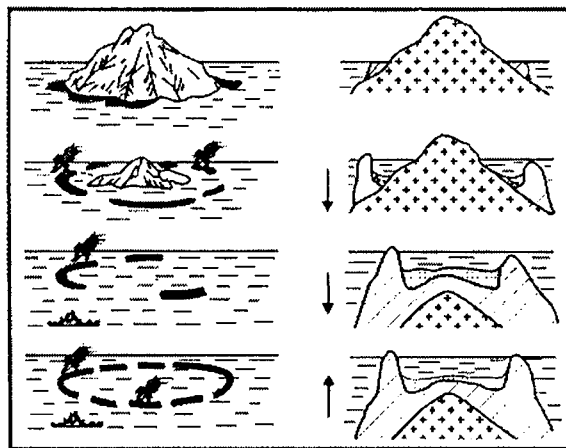
này. Các động vật chính thức thở bằng phổi chỉ có thể ra đời vào thời kỳ Carbon - Permian, khi tỷ lệ oxy trong khí quyển tăng rõ rệt do sự chôn vùi của những cánh rừng nguyên thủy rậm rạp trên quy mô toàn cầu.

Nếu kỷ Carbon là thời gian hình thành những bể than lớn của Trái Đất thì kỷ Kreta là thời kỳ tạo thành những tầng đá vôi, đá phấn khổng lồ có nguồn gốc sinh vật. Vào kỷ Kreta, nhiều vùng rộng lớn của lục địa bị biển ngập, trở thành thềm lục địa. Đó là nơi hoạt động náo nhiệt của những sinh vật nhỏ li ti (chủ yếu là trùng lỗ và tảo vôi). Những sinh vật này đã sử dụng CO_2 hoà tan trong nước biển để tạo nên vỏ vôi (CaCO_3) của mình. Sau khi chết, xác của chúng chìm xuống đáy và phần lớn bị hoà tan trong nước biển. Một phần vỏ vôi được bảo tồn, góp phần tạo nên các tầng trầm tích vôi - vật liệu khởi nguồn của những tầng đá vôi, đá phấn sau này.

Ngoài những sinh vật nhỏ bé trên, không thể thống kê hết danh sách các loài động vật mà trong hoạt động sống chúng thường xuyên khai thác CO_2 hoà tan trong nước biển. Dưới đây ta sẽ tìm hiểu một chút về san hô - một trong những loại sinh vật điển hình của nhóm đó.

Hiện nay khoa học biết tới trên 2500 loài san hô đang sống và cũng chừng ấy loài đã vĩnh viễn biến mất trong các kỷ nguyên địa chất xa xăm. Bộ khung xương vôi của chúng còn lại đã tạo nên những công trình kiến trúc ngoạn mục, nhiều khi có quy mô khổng lồ. Đó là các đảo san hô hình vành khuyên (rạn vòng), hình móng ngựa và các rạn chắn. Rạn chắn lớn nhất thế giới nằm trong biển San Hô ở đông bắc Australia, cao khoảng 20m, dài 2200km, rạn chắn lớn thứ hai ở gần đảo Tân Caledonia dài tới 1500 km. Chính những kiến trúc tương tự như thế trong lịch sử Trái Đất đã góp phần tạo nên những tầng đá vôi có mặt ở nhiều nơi.

Cá thể san hô trong quần thể chỉ nhỏ bằng đầu kim, đầu tăm; vậy làm thế nào chúng tạo ra những công trình đồ sộ như thế? Cũng như nhiều sinh vật sống ở biển khác, san hô hút từ biển chất carbonat canxi (CaCO_3) để tạo cho mình một cái ổ vôi chắc chắn. Phần lớn san hô không có khả năng di động, chúng sống tại chỗ, sinh sản bằng cách phân chia hoặc mọc chồi như thực vật. Bằng cách đó hình thành những quần thể san hô bao gồm hàng tỉ cá thể; chúng "mọc" lên với tốc độ không lớn lắm (tại quần đảo Hoàng Sa người ta tìm



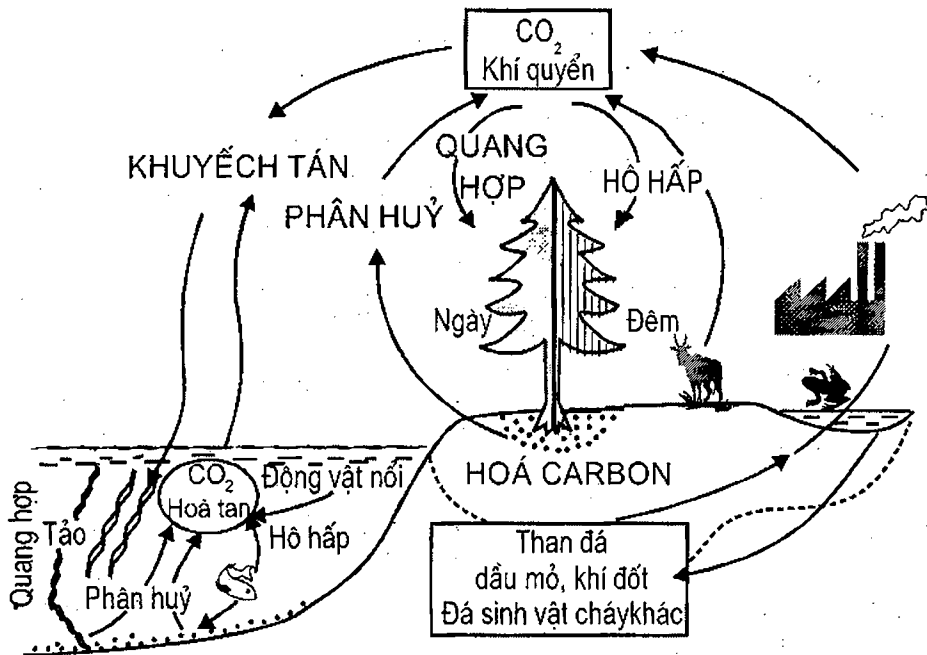
Hình 7.5. Các giai đoạn thành tạo đảo san hô hình vành khuyên

(Mũi tên chỉ hướng vận động của vỏ Trái Đất)

được những đồng tiền Tây Ban Nha từ thế kỷ 15 ngập sâu trong lớp san hô chỉ dày nửa mét). San hô tạo rạn (ám tiêu) chỉ sống ở vùng biển nóng nhiệt đới, nước trong sạch, độ mặn vừa phải và nhiệt độ trung bình hằng năm không dưới 18°C . Ch. Darwin là người đầu tiên khám phá bí mật của sự hình thành đảo san hô vòng. Tại

những nơi có các đảo san hô hiện nay thì vào thời kỳ lịch sử nào đó đã từng có một hòn đảo nhỏ bình thường. Xung quanh đảo, ở khoảng độ sâu thích hợp (không quá 50 m) san hô tạo rạn đến sinh sống (Hình 7.5).

Chúng vây thành vòng kín mít xung quanh đảo và mọc cao ngấp nghé mặt nước. Rồi dưới tác dụng của các lực bên trong lòng đất (nội lực), khu vực đảo bị hạ xuống từ từ. Đảo hạ tới đâu san hô lại mọc cao đến đó nên cự ly của chúng với mặt nước luôn ổn định. Nếu tốc độ lún chìm của đảo lớn hơn tốc độ vươn cao của các quần thể san hô thì chúng sẽ bị chết. Thức ăn và oxy cần thiết cho sự hô hấp của san hô do một loài tảo đơn bào màu xanh sống ký sinh trong cơ thể san hô cung cấp. Ở dưới độ sâu lớn, ánh sáng Mặt Trời yếu không còn cung cấp đủ năng lượng cho quá trình quang hợp nữa, tảo chết và san hô cũng chết theo. Nhưng nếu như hòn đảo chìm từ từ thì thậm chí khi ngấp hẵn dưới nước các quần thể san hô vẫn tiếp tục mọc cao hơn trên nền tảng của các công trình cũ đã bị nén ép thành đá vôi san hô. Chẳng bao lâu vành đai san hô sẽ mọc cao hơn nền đảo cũ, lúc này nếu khu vực đảo được nâng lên do tác động của nội lực thì hiển nhiên cái "vành khuyên" kết bằng san hô kia sẽ nổi lên mặt biển trước tiên. Đó chính là tiền thân của những đảo san hô hình vành khuyên, hoặc khi vòng không khép kín thì có hình vành không liên tục hoặc hình móng ngựa. Những đảo san hô hình móng ngựa điển hình cũng gặp nhiều ở quần đảo Trường Sa ngoài Biển Đông. Các rạn chắn cũng được hình thành tương tự như các đảo san hô kể trên, chỉ khác là ban đầu san hô sống quần tụ trong dải nước nông dọc theo bờ của các đại lục hoặc các hòn đảo lớn.



Hình 7.6. Chu trình sinh - địa - hoá của carbon trong thiên nhiên

Như vậy, để tạo cho mình vỏ hoặc khung xương bằng chất vôi, nhiều sinh vật đã sử dụng CO₂ hoà tan trong nước biển. Hàm lượng CO₂ hoà tan trong nước biển nghèo đi, kéo theo sự nghèo CO₂ trong khí quyển. Sự thiếu hụt của CO₂ trong khí quyển vào

ky Kreta đã tạo điều kiện cho thực vật hạt kín nhanh chóng tràn lan, lần đầu tiên của chúng là thực vật hạt trần và khoe hương phở sắc tới ngày nay.

Các ví dụ trên đã cho thấy phần nào vai trò của sinh vật trong sự biến đổi lượng oxy và carbonic của khí quyển và thủy quyển, cũng như sự tích đọng của carbon dưới dạng đá vôi, đá phấn và các khoáng sản cháy trong lòng đất. Chu trình sinh - địa hoá của carbon trong thiên nhiên được biểu diễn trong hình 7.6.

Chương 8

CÁC QUÁ TRÌNH ĐỊA CHẤT NGOẠI SINH (HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT CỦA THUỶ QUYỂN, HOẠT ĐỘNG PHONG HOÁ)

8.1. THÀNH PHẦN VÀ PHÂN BỐ CỦA THUỶ QUYỂN

Thuỷ quyển bao gồm tất cả các loại nước ở các trạng thái khác nhau có trên Trái Đất. Trong không khí cũng có một lượng nước không nhỏ ở dạng hơi và trong những điều kiện nhất định hơi nước có thể ngưng lại thành nước, hoặc đông lại thành băng tuyết. Vai trò của hơi nước trong không khí đối với khí quyển rất quan trọng, góp phần chủ yếu gây ra các hiện tượng thời tiết và khí hậu, nên mặc nhiên người ta cũng coi chúng như là thành phần chính thức của khí quyển.

Nước chủ yếu tích tụ trong các thuỷ vực nước mặn và nước ngọt (đại dương, biển, hồ, đầm), chảy trong các dòng trên mặt đất (mạng sông suối) và cả trong các khe nứt, các lỗ hổng của đất đá dưới lòng đất (nước ngầm). Khi nhiệt độ hạ thấp xuống dưới điểm băng thì dù ở trong biển, trên đất liền hay trong lòng đất, nước sẽ bị đóng băng. Khác với thạch quyển và khí quyển, thuỷ quyển không tạo thành một vỏ liên tục của Trái Đất mà xen kẽ với các yếu tố của thạch quyển.

Do đặc điểm phân bố của nước trên lục địa rất phức tạp nên cho tới nay không có số liệu đo đạc chính xác về lượng nước này. Đối với khối lượng nước trong các biển và đại dương thì việc đo lường thuận lợi hơn. Hiện nay biển và đại dương thế giới chiếm tới 70,8% tổng diện tích bề mặt Trái Đất (khoảng 360 triệu km²). Do vậy, nhìn từ trong vũ trụ, các phi công thấy Trái Đất giống như một quả cầu bằng nước. Thái Bình Dương chiếm gần một nửa diện tích của toàn bộ biển và đại dương thế giới (179,7 triệu km²). Đại Tây Dương có diện tích 93,36 triệu km², Ấn Độ Dương - 74,9 triệu km², Bắc Băng Dương - 13,1 triệu km².

Sự phân bố của biển và đại dương trên Trái Đất không đồng đều. Trong khi chiếm tới 81% diện tích bán cầu nam thì biển và đại dương lại chỉ chiếm 61% diện tích bán cầu bắc; giữa các vĩ độ 80°-90° nam không hề có biển thì giữa các vĩ độ 85°-90° bắc lại không có lục địa v.v..

Dung tích biển và đại dương khoảng 1370 triệu km³, trong đó riêng Thái Bình Dương chiếm 53% (khoảng 724 triệu km³), Đại Tây Dương - 337 km³, Ấn Độ Dương - 291,9 triệu km³, Bắc Băng Dương - 13,1 triệu km³. Thái Bình Dương có độ sâu trung bình 4030 m, Đại Tây Dương - 3330 m, Ấn Độ Dương - 3900 m. Lượng nước chứa trong các biển và đại dương thế giới đủ để phủ đều trên bề mặt Trái Đất một tầng nước dày tới 2400 m.

Nước trong thiên nhiên luôn vận động, thay đổi trạng thái và nằm trong một chu trình tuần hoàn khép kín gọi là hoàn lưu nước trên Trái Đất. Từ các thủy vực trên mặt đất, từ hoạt động sống của sinh vật (hô hấp, bài tiết, phân huỷ sau chết v.v..) cũng như từ mặt đất, từ các hoạt động địa chất (magma, núi lửa v.v..) có một lượng hơi nước rất lớn được bốc lên, hoà lẫn vào khí quyển. Sau đó, lượng hơi nước đó lại rơi xuống mặt đất dưới dạng mưa, tuyết v.v.. Lượng nước bốc hơi và lượng mưa hàng năm ước chừng 518 600 km³, trong số đó biển cung cấp khoảng 86% lượng nước bốc hơi.

Do phân bố rộng rãi trên Trái Đất và bản chất rất linh động, đặc biệt lại nằm trong một hoàn lưu mang tính toàn cầu, nên nước đóng một vai trò quan trọng trong các quá trình địa chất.

8.2. HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT CỦA NƯỚC TRÊN LỤC ĐỊA

Nước từ khí quyển rơi xuống mặt đất, dưới dạng mưa hoặc tuyết, một phần thấm sâu xuống đất, trở thành nguồn cung cấp chủ yếu cho các loại nước ngầm, một phần bị bốc hơi quay trở lại khí quyển, phần thứ ba chảy trên bề mặt Trái Đất theo các mạng sông suối. Nước chảy trên bề mặt đất có ba hoạt động địa chất rõ rệt là *xói mòn* đất đá trên đường chảy, *vận chuyển* vật liệu do xói mòn và sau đó *tích tụ* những vật liệu đó ở những vùng trũng.

8.2.1. Hoạt động xói mòn và vận chuyển

Khi trời mưa, nước chảy trên mặt đất từ chỗ cao xuống chỗ thấp, cuốn theo rất nhiều thứ nên thường đục ngầu. Thông thường nước mưa xói mòn và lôi cuốn theo những hạt đất nhỏ; do đó nước mưa chảy thành dòng, thường mang màu sắc của những hạt đất mà nó cuốn theo. Mưa càng lớn thì các dòng nước chảy trên mặt đất càng nhanh và khả năng xói mòn đất càng lớn. Tốc độ dòng nước chảy và khả năng xói mòn đất của nó phụ thuộc vào độ dốc của bề mặt nơi dòng nước chảy qua. Ở những chỗ dốc thoải, dòng nước chảy chậm, đào những rãnh nông và khả năng xói mòn hạn chế, độ vẩn đục của nước không lớn. Những chỗ dốc hơn thì nước chảy nhanh, đào khoét mặt đất sâu hơn và lôi cuốn được nhiều hạt đất vụn hơn; các hạt vụn có thể có kích thước lớn và khi đó nước thường đục hơn. Hoạt động của dòng nước mưa chảy trên mặt đất có hai tác dụng chủ yếu là *xói mòn* và *vận chuyển* các hạt vụn do xói mòn sinh ra.

Từ các dòng chảy nhỏ như thế, nước tập trung thành các dòng chảy ngày càng lớn hơn, thành khe rãnh, mương xói, thành ngòi, thành suối, rồi thành sông con, sông cái trước khi đổ vào hồ lớn hay biển cả. Như vậy, hồ và biển là nơi thu nhận các vật liệu do sông ngòi chuyển tới. Ngoài các vật liệu ở thể rắn như phù sa, còn có nhiều chất hoà tan trong nước. Những vật liệu này được lắng đọng trên bề mặt đáy, đó chính là tác dụng thứ ba của dòng nước chảy trên mặt đất – tác dụng trầm tích.

8.2.2. Sự hình thành và hoạt động địa chất của mương xói

Bề mặt Trái Đất không bằng phẳng, chỗ cao chỗ thấp nhấp nhô. Đó là điều kiện để hình thành các dòng chảy trên mặt đất khi trời đổ mưa hoặc khi tuyết tan. Nước

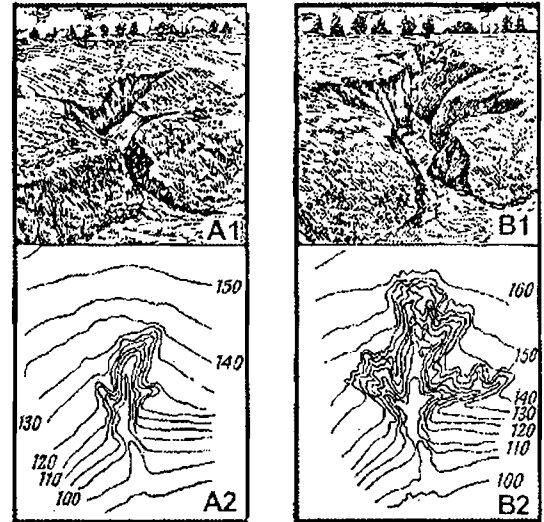
chảy từ chỗ cao xuống chỗ thấp, dồn thành dòng, đào khoét đất đá nơi chúng chảy qua để tạo thành các khe rãnh trên mặt đất. Trên những sườn đồi, hai bên thung lũng sông, dọc bờ biển v.v., nhất là ở những chỗ đất đá mềm không có cây cối che phủ, có khi chỉ sau vài mùa mưa từ các khe rãnh ban đầu đã hình thành các mương xói. Quá trình hình thành và phát triển một mương xói trải qua một số giai đoạn sau đây (H. 8.1).

Giai đoạn đầu, các dòng nước xuất hiện trên sườn dốc trong cơn mưa, tạo thành những khe rãnh nông (khoảng 0,5 m). Lúc này mặt cắt dọc của mương xói phụ thuộc vào địa hình sườn dốc ban đầu.

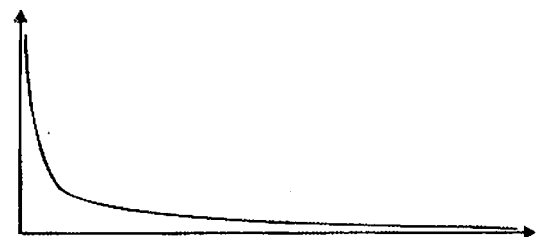
Giai đoạn tiếp theo, các khe rãnh kể trên hội lưu ở những chỗ trũng, tạo nên những rạch nước lớn hơn, bắt đầu đào khoét sườn dốc một cách mãnh liệt mỗi khi trời mưa to. Sau mỗi cơn mưa lớn, rạch nước trở thành sâu hơn, rộng hơn và tiến dần về phía đỉnh sườn dốc tạo thành thác đầu nguồn. Trong giai đoạn này mặt cắt dọc của mương xói đã khác biệt với sườn dốc nơi nó đi qua. Phần cửa mương có thể có thác, nhô cao trên gốc xói mòn (là nơi nước của mương xói đổ vào trong cơn mưa).

Giai đoạn thứ ba mương xói tiếp tục phá hủy bờ cho tới khi sức cản của đất đá ở bờ và lòng mương cân bằng với động năng của dòng nước chảy trong mương, cửa mương xói đạt tới góc xói mòn. Khi đó mặt cắt dọc theo mương đạt được sự cân bằng, gọi là *mặt cắt cân bằng dọc*. Đường cong đó tiệm cận với mặt phẳng đứng ở đầu nguồn và với mặt phẳng ngang ở cuối nguồn (H. 8.2). Mương xói mở rộng lòng, đá ở hai bên sườn tiếp tục bị bóc mòn, mương xói bắt đầu tắt dần. Thác đầu nguồn giảm dốc, mương xói đã đạt độ dài tối đa, sự xói mòn sâu giảm. Độ dốc hai bên sườn mương xói đạt tới góc cân bằng tự nhiên, có cây cối che phủ, có sự lắng đọng trầm tích ở đáy mương.

Mương xói thường chỉ có nước chảy trong cơn mưa; nếu đáy mương xói đạt tới mực nước ngầm thì trong lòng mương có nước chảy thường xuyên, khi đó mương xói biến thành suối. Mương xói phá hủy đất đá xảy theo qui luật từ chỗ thấp đến chỗ cao, tức là phá hủy dật lùi về phía đỉnh dốc cho tới khi đạt được mặt cắt cân bằng dọc. Nơi thấp nhất của mương xói, tức là nơi khởi đầu sự xói mòn, gọi là *gốc xói mòn*. Trong quá trình phát triển tiếp theo, mương xói được kéo dài ra, trở thành dòng tạm thời. Đáy dòng tạm



Hình 8.1. Sơ đồ biểu thị quá trình phát triển của một mương xói. A1, B1- Hình vẽ phối cảnh. A2, B2- Bình đồ với các đường đồng mức cao tính bằng mét. (Gorchkov và Yakomchova, 1976)



Hình 8.2. Đường cong mặt cắt cân bằng dọc của mương xói.

thời chưa đạt mực nước ngầm, nên trong khe không thường xuyên có nước. Khác với mương xói, dòng tạm thời đã có rạch nước chảy nhưng không thường xuyên (H. 8.3).

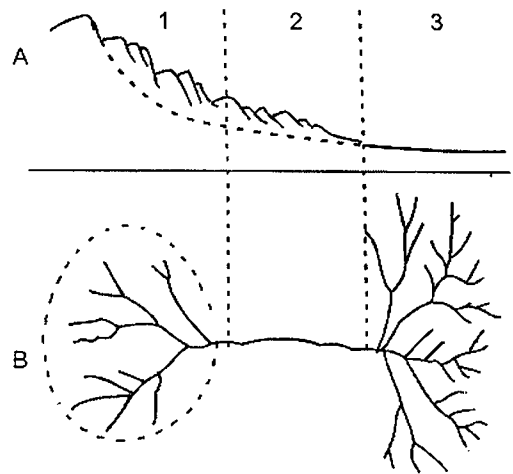
Nhìn trên bình đồ có thể thấy mỗi dòng tạm thời gồm ba phần: 1) *Bồn thu nước* bao gồm nhiều nhánh mương đang ở giai đoạn phát triển mạnh mẽ và là nơi hoạt động xói mòn thể hiện mạnh nhất; 2) *Rạch chảy* là nơi có dòng nước chảy khi lượng mưa đủ lớn và là bộ phận đảm nhận chính việc chuyên chở vật liệu do bồn thu nước phá huỷ bờ mà có; 3) *Cửa dòng tạm thời* là nơi tích tụ những vật liệu vụn do rạch chảy mang tới, thường có dạng nón nên còn có tên là *nón phóng vật*. Trong nón phóng vật vật trầm tích được phân bố theo độ hạt, hạt lớn nhất đọng lại gần gốc xói mòn, hạt càng nhỏ càng được vận chuyển đi xa. Trầm tích của nón phóng vật có tên là *lũ tích* (proluvi).

Tác dụng phá huỷ của mương xói rất lớn, đặc biệt ở những nơi đất trống, đồi trọc; ở những nơi này lượng đất đá bị dòng nước mặt cuốn trôi lớn tới hơn 60 lần so với những nơi có thảm thực vật che phủ. Để tránh những thiệt hại to lớn do xói mòn đất đai, biện pháp hữu hiệu duy nhất là bảo vệ rừng, nhất là rừng đầu nguồn; tích cực trồng cây, phủ xanh đất trống đồi trọc. Có như vậy mới giữ gìn được đất và đề phòng được lụt lội trong mùa mưa, giữ được nước cho mùa kiệt, vì một lượng nước mưa đáng kể được hệ rễ cây giữ lại rồi thấm xuống đất thành nước ngầm và là nguồn dự trữ bổ sung nước cho sông suối, nhất là mùa khô cạn.

8.2.3. Mạng sông suối

Mương xói là phôi thai của sông suối; từ các mương xói chỉ có nước chảy khi mưa, dần dần hình thành một hệ thống các mương xói và dòng tạm thời cạn kiệt vào mùa khô, đầy nước vào mùa mưa hay mùa tuyết tan. Quá trình phát triển tiếp theo dẫn tới sự hình thành các hệ thống sông suối trên mặt đất. Hoạt động phá huỷ, vận chuyển và trầm tích của mương xói cũng diễn ra ở hệ thống sông suối nhưng trên một quy mô lớn hơn nhiều.

Sông được nuôi dưỡng bằng nhiều nguồn khác nhau như nước rơi xuống từ khí quyển (mưa, tuyết), nước do băng, tuyết tan, nước ngầm; cũng có sông bắt nguồn từ một hồ nước. Thoạt nhìn tưởng chừng như nước sông chảy với tốc độ đều đều, song thực ra không phải vậy. Nghiên cứu một mặt cắt ngang qua sông (gọi là mặt cắt sinh hoạt của sông), người ta thấy tốc độ dòng nước không giống nhau ở các điểm khác nhau (H. 8.4). Nơi có tốc độ dòng chảy lớn nhất là phần nằm trên chỗ sâu nhất của lòng sông, thấp hơn mặt nước sông một chút (điểm F). Càng gần đây, tốc độ dòng nước càng nhỏ, tuy nhiên trên mặt đáy thì càng sâu tốc độ càng lớn (A-B), nơi đáy càng

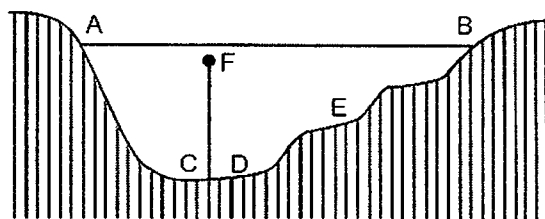


Hình 8.3. Giải đồ một dòng tạm thời
A- Mặt cắt dọc, B- Bình đồ. 1- Bồn thu nước, 2- Rạch nước chảy, 3- Nón phóng vật. (Gorchkov & Yakouchova, 1967)

nông, tốc độ dòng nước càng nhỏ (C-D). Ngoài ra tốc độ dòng nước còn phụ thuộc vào nhiều yếu tố khác.

Động năng của dòng nước chảy qua một tiết diện bất kỳ được biểu thị bằng công thức $W = \frac{mv^2}{2}$, trong đó m là khối

lượng nước chảy qua tiết diện đó, v là tốc độ trung bình của dòng nước. Qua đó ta thấy rõ, động năng của dòng sông ở một vị trí nào đó phụ thuộc rất nhiều vào tốc độ dòng nước, thứ đến là lưu lượng nước qua vị trí đó. Tốc độ dòng chảy ở từng đoạn sông phụ thuộc vào độ nghiêng của đáy sông. Đoạn sông có đáy càng dốc thì tốc độ dòng nước càng lớn. Lưu lượng nước sông phụ thuộc vào lượng nước mà sông thu nhận được, điều này lại phụ thuộc chủ yếu vào điều kiện khí hậu nơi dòng sông chảy qua. Sức chuyển tải vật liệu vụn của dòng nước càng lớn khi động năng của nó càng lớn. Như vậy khả năng vận chuyển của dòng nước cao nhất ở những đoạn sông có độ dốc lớn, đặc biệt là vào mùa mưa. Trong giai đoạn này, nước sông có thể cuốn theo rất nhiều loại hạt vụn có kích thước khác nhau. Người ta có thể tính toán kích thước cực đại của hạt vụn mà dòng nước với động năng nhất định có thể cuốn đi, cũng như kích thước cực tiểu của hạt vụn mà dòng nước không thể vận chuyển được nữa mà để lắng đọng lại. Sau mỗi mùa mưa lũ, động năng của dòng nước giảm đáng kể, cuội sỏi và các vật liệu khác có thể tạm thời bị tích tụ tại một số vị trí nào đó để tới mùa lũ tiếp theo lại tiếp tục cuộc hành trình xuôi dòng.

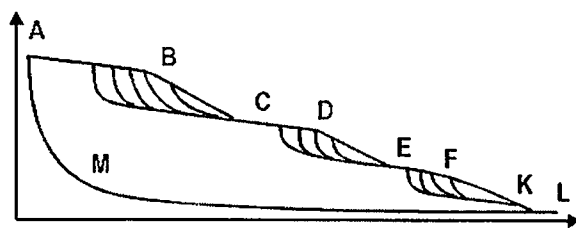


Hình 8.4. Mặt cắt ngang của sông. F- Vị trí có dòng chảy mạnh nhất (Sarughin, 1962)

a. Các thời kỳ phát triển của sông

Mỗi con sông đều có xu hướng tạo cho mình một mặt cắt cân bằng dọc. Quá trình phát triển của chúng thường trải qua một số thời kỳ.

1) *Thời kỳ trẻ.* Trong thời kỳ này mặt cắt cân bằng dọc của sông chưa hoàn thành. Lòng sông gồm những đoạn dốc và thoải xen kẽ. Nơi lòng sông có độ dốc lớn thường xuất hiện ghềnh, thác, nước đổ hoặc chảy xiết, trong khi đó ở những chỗ lòng sông thoải tốc độ dòng nước giảm đi rõ rệt. Tác dụng xói mòn, đào sâu lòng sông tiếp diễn, đặc biệt là ở những chỗ có độ dốc lớn. Kết quả là vị trí của các thác lui dần về phía thượng nguồn, mặt cắt cân bằng dọc của từng đoạn sông dần dần hình thành (H. 8.5). Thung lũng sông có dạng chữ V hoặc dạng khe hẻm. Quá trình xói mòn sâu còn xảy ra khi trên toàn bộ con sông chưa tạo được một mặt cắt cân bằng dọc duy nhất.



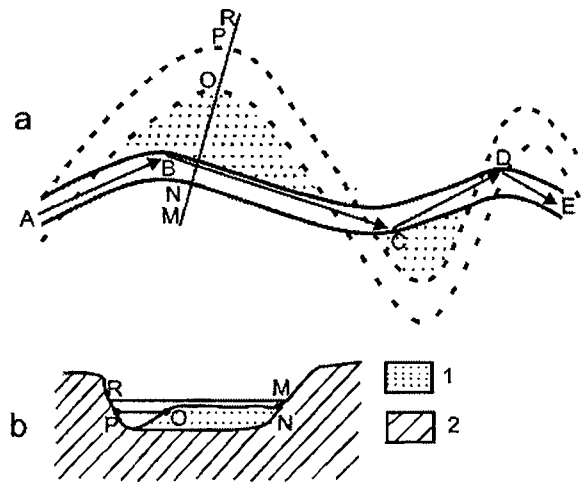
Hình 8.5. Mặt cắt dọc của đáy sông. Khi trẻ: (A, B, C, D, E, F, K). Khi trưởng thành: (AML) (Sarughin, 1962)

2) *Thời kỳ trưởng thành.* Thời kỳ này tương đối ngắn, mặt cắt cân bằng dọc của sông đã hoàn thành. Tốc độ dòng nước giảm đi một cách có quy luật từ thượng lưu đến cửa sông, phù hợp với quy luật giảm dần độ dốc lòng sông. Trong thời kỳ này ở phần

trung lưu của sông đã chấm dứt tác dụng xói mòn sâu. Tác dụng này còn tiếp diễn ở phần thượng lưu và sông vẫn có xu hướng vươn dài về phía thượng nguồn. Phần trung lưu đảm nhiệm việc chuyển tải vật liệu vụn là chính, còn phần hạ lưu - tích đọng các vật liệu vụn đó (H. 8.5).

3) *Thời kỳ già.* Trong thời kỳ này tác dụng xói mòn sâu cũng chỉ còn thể hiện ở phần thượng lưu, ở trung và hạ lưu tác dụng xói mòn bờ (xói mòn bên) xảy ra mạnh mẽ, vì thế thung lũng sông có dạng chữ U và trở nên rất rộng. Các khúc uốn được hình thành và hiện tượng trầm tích trở thành phổ biến. Nhờ các khúc uốn mà dòng sông được kéo dài, tốc độ dòng nước giảm nhiều, nhất là ở phần hạ lưu.

Chúng ta hãy xem xét *sự hình thành các khúc uốn* của dòng sông (H. 8.6). Do ảnh hưởng của nhiều yếu tố như địa hình ban đầu, cấu tạo địa chất, thành phần đất đá nơi dòng sông đi qua, nên mỗi con sông thường có một độ cong nhất định. Đoạn sông trên hình 8.6 nước chảy từ tây sang đông, với tốc độ lớn nhất dọc theo các hướng AB, BC, CD, DE. Tại các điểm B, C, D bờ sông chịu sức va đập của dòng nước và của các vật liệu vụn do dòng nước chuyển tải, do vậy bờ sông ở những chỗ này bị xói mòn hoặc lở dần từng mảng, trở thành dốc đứng và lui dần. Ngược lại, ở phía bờ đối diện, tốc độ dòng nước nhỏ, động năng của dòng không đủ để chuyển tải hết vật liệu vụn nên chúng được tích đọng lại.



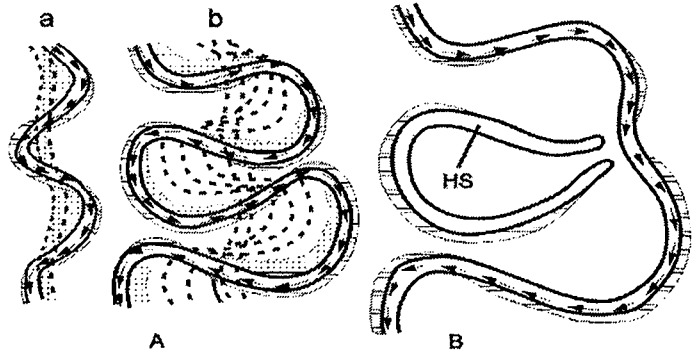
Hình 8.6. Sơ đồ thành tạo các khúc uốn của sông

a - Bình đồ; b - Mặt cắt ngang thung lũng sông.
RM: Mức nước sông vào mùa lũ, P-O: Mức nước sông mùa khô. 1 - Trầm tích của thung lũng sông (bồi tích); 2 - Đá gốc. (Sarugin, 1962)

Những bãi ngầm bao gồm cuội, sỏi, cát, bùn được hình thành, gọi là bồi tích (alluvi), ngày càng lớn và nhô cao trên mặt nước vào mùa nước cạn, đó chính là các bãi bồi. Bề mặt bãi bồi thường hơi nghiêng về phía dòng sông và bị ngập nước vào mùa mưa lũ. Cát và sỏi trong các bãi bồi thường có thứ lớp xiên, chứa vỏ động vật Chân bụng, Chân rìu và các di tích thực vật. Bồi tích là những tầng chứa nước rất tốt, nhờ vậy mà các sông được cung cấp nước vào mùa khô hạn. Do nước chảy qua bãi bồi thường bị cản chậm lại rất nhiều so với nước chảy trong dòng sông nên cả những vật liệu rất mịn cũng được tích tụ lại. Đất bãi bồi (đất phù sa) thường rất màu mỡ, có cây cỏ mọc xanh tốt, đó chính là đất canh tác rất giá trị của nông dân.

Câu "*con sông bên lở bên bồi*" đã phản ánh thực trạng bồi lở ở hai bên bờ một con sông. Bằng cách đó, sau một thời gian, từ những đoạn sông hơi cong ban đầu đã xuất hiện những khúc uốn thực thụ (đường ngắt quãng trên hình 8.6). Các khúc uốn không chỉ chuyển dịch về hai bên sông mà còn chuyển dịch cả về phía dưới theo dòng nước.

Các chỗ bờ sông nhô ra ban đầu lần lượt bị cắt xén, nhường chỗ cho một thung lũng sông khá rộng và sâu, trong đó các khúc uốn của dòng sông ngày càng phình rộng (H. 8.7A). Vào mùa nước lên thung lũng sông ngập nước, có những thời kỳ khi nước mới dâng hoặc khi rút gần hết, nước sông có thể xẻ lạch qua những lớp bồi tích còn chưa cố kết chặt chẽ để chảy thẳng từ khúc sông này sang khúc sông khác.



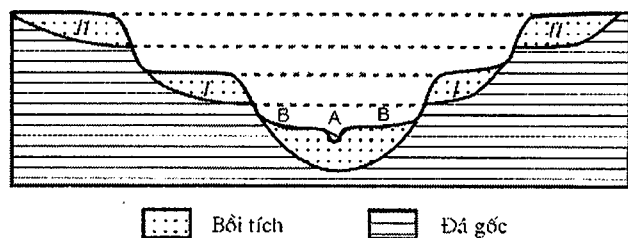
Hình 8.7. Sơ đồ về sự phát triển của khúc uốn sông (A) và sự hình thành hồ sót (B). a- Pha uốn khúc đầu tiên, b- Tuần tự các pha tiếp sau, HS- Hồ sót. (Theo E. Haug)

Dần dần lạch nước đó trở thành dòng chảy mới của sông, lối vào ra của khúc uốn bị lấp kín. Khi đó khúc uốn bắt đầu bị tách biệt với dòng sông, nước trong đó trở thành tù hãm. Đó chính là những hồ sót, còn được gọi là hồ móng ngựa hay hồ hình cung do hình dạng ban đầu của chúng (H. 8.7B). Về sau, những hồ kể trên có thể biến dạng do nhiều nguyên nhân, nhưng cũng không khó nhận ra nguồn gốc "sót" của chúng. Hồ Bán Nguyệt ở thị xã Hưng Yên, hồ Tây ở Hà Nội chính là những hồ sót của sông Hồng.

b. Chu kỳ xói mòn, sự hình thành thêm sông

Khi đạt được mặt cắt cân bằng dọc, mỗi con sông đã hoàn thành một chu kỳ xói mòn. Sau đó nó có thể bước vào thời kỳ già với sự hình thành các khúc uốn và các bãi bồi. Tuy nhiên, do chuyển động của vỏ Trái Đất làm cho mặt cân bằng bị phá hủy, mà mọi quá trình phá vỡ mặt cắt cân bằng dọc đều có thể là nguyên nhân khiến cho sông trẻ lại. Một chu kỳ xói mòn khác lại bắt đầu, sông lại đào sâu lòng và vận chuyển các vật liệu vụn xuôi dòng.

Nguyên nhân khiến sông trẻ lại có thể là gốc xói mòn được hạ thấp, có sự thay đổi về khí hậu khiến lượng mưa tăng lên trong vùng sông chảy qua, trong lưu vực sông có vùng được nâng cao v.v.. Tuy thuộc vào từng nguyên nhân cụ thể mà con sông trẻ lại theo các cách khác nhau, có thể trẻ lại toàn phần, cũng có khi chỉ trẻ lại từng bộ phận. Một chu kỳ xói mòn mới khởi đầu bằng sự tăng cường xói mòn sâu từ cửa sông hay từ một khúc nào đó của nó theo hướng ngược về nguồn. Cuối cùng, mặt cắt cân bằng dọc của chu kỳ xói mòn sau cũng được thiết lập, rồi con sông lại bước vào thời kỳ già với các khúc uốn và các bãi bồi mới. Các bãi bồi của chu kỳ trước trở thành khô cạn kể cả trong mùa mưa lũ, có vị trí cao hơn so với bãi bồi hiện tại và được gọi là thêm sông.



Hình 8.8. Mặt cắt ngang qua thung lũng với các thêm sông. A. Dòng sông. B - Đồng bằng có thể ngập nước vào mùa mưa lũ. I - Thêm bậc một; II - Thêm bậc hai (Gorchkov & Yakuchova, 1967)

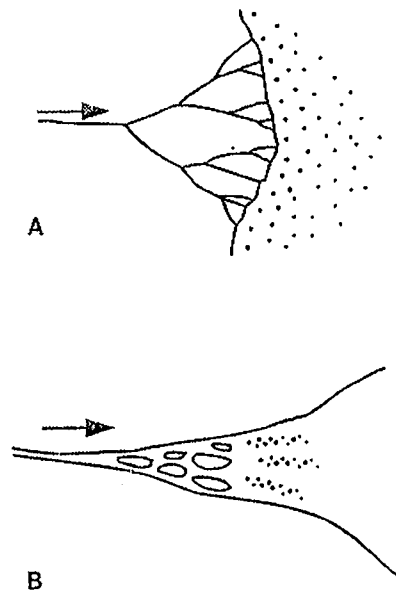
Như vậy, con sông càng trải qua nhiều chu kỳ xói mòn thì càng có nhiều thêm sông, những bậc thêm càng cao thì có tuổi càng cổ. Thêm sông đầu tiên ngay trên bãi bồi được gọi là thêm bậc một, lên cao hơn là các thêm bậc hai, bậc ba v.v.. và thường được ký hiệu bằng chữ số La Mã (H. 8.8). Lớp bồi tích trên mặt các bậc thêm cổ trong nhiều trường hợp bị bóc mòn hết, làm lộ ra các lớp đá gốc bên dưới. Loại thêm này được gọi là thêm bóc mòn để phân biệt với các thêm tích tụ là loại thêm vẫn còn giữ lại lớp phù sa cổ. Việc nghiên cứu các thêm sông cho phép lập được mặt cắt cân bằng dọc của sông vào các chu kỳ xói mòn khác nhau, qua đó tìm hiểu được nguyên nhân dẫn đến sự trẻ lại của sông trong mỗi chu kỳ đó. Thường trong trầm tích của các thêm có chứa những khoáng sản (sa khoáng) nên việc nghiên cứu thêm sông cũng có ý nghĩa thực tiễn lớn.

c. Miền cửa sông

Các con sông thường đổ vào biển hay hồ nước lớn. Miền cửa sông, nơi sông hội nhập với biển hoặc hồ rất đa dạng, song có thể quy về hai loại chính là cửa sông dạng châu tam giác (delta) và cửa sông dạng phễu (estuary).

Châu tam giác là là miền đất thường có dạng tam giác do sông lấn ra biển bằng phù sa của nó. Miền đất đó chính là đồng bằng châu thổ nghiêng về phía biển và bị các nhánh sông xẻ lối chảy qua. Đồng bằng Bắc Bộ, đồng bằng Nam Bộ chính là những châu tam giác của sông Hồng và sông Cửu Long (Mê Công).

Toàn bộ diện tích của châu tam giác trước đây đều từng bị biển bao phủ. Các vật liệu bồi tích đã được vận chuyển đến tận cửa sông. Tại đây, chúng được lắng đọng và tạo thành những lớp nghiêng về phía biển, song song với mặt đáy ở khu vực ven bờ. Nếu lượng phù sa sông đưa ra biển nhiều và sự chênh lệch về độ mặn giữa nước sông và nước biển khá lớn thì quá trình hình thành châu tam giác càng nhanh. Bãi bồi tích lớn dần, tiến về phía biển, đến một mức độ nào đó lại trở ngại cho việc thoát nước và phù sa của sông. Khi đó sông sẽ đào lòng mới để thoát nước, chính vì thế mà trên các vùng châu tam giác đang hình thành thường có hiện tượng sông đổi dòng hoặc chia thành nhiều nhánh trước khi đổ vào biển (H. 8.9 A). Trên đồng bằng Nam Bộ trước đây chín nhánh sông (Cửu Long) thuộc phần cuối của sông Mê Công đã cắt qua và chia khu vực này thành những "hòn



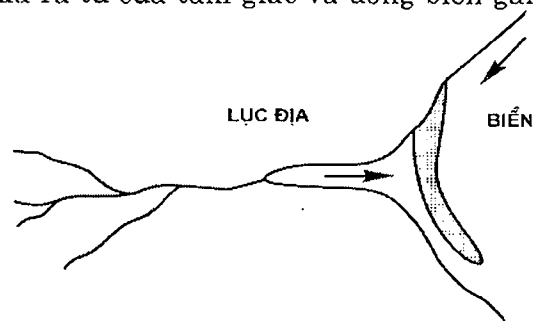
Hình 8.9. Sơ đồ biểu thị hai dạng miền cửa sông chủ yếu. A: Miền cửa sông dạng châu tam giác. B: Miền cửa sông dạng phễu. (Mũi tên chỉ hướng dòng sông đổ ra biển). (Gorchkov & Yakuchova, 1967)

đảo" riêng rẽ. Vào mùa nước lớn các đồng bằng cửa sông thường bị ngập, khi nước rút đi để lại những lớp phù sa màu mỡ trên bề mặt. Các lớp này nằm ngang hoặc rất thoải so với các lớp bồi tích được hình thành vào giai đoạn trước đó (H. 8.9 A). Trong những kỳ lũ lớn sông có thể đổi dòng, đào hẳn một nhánh mới để dẫn nước ra biển. Trong mùa lũ năm 1852 sông Hoàng Hà (Trung Quốc) vốn chảy ra biển ở phía nam bán đảo Sơn Đông, đã chuyển hẳn dòng lên phía bắc bán đảo này, cách cửa sông cũ 480 km, quét qua đồng bằng Hoa Bắc khiến cho 5 triệu người thiệt mạng. Đến năm 1887 nó lại đổi dòng một lần nữa làm 3 triệu người chết.

Châu tam giác là nơi có sự tương tác giữa sông và biển, thường là những đồng bằng thấp, lầy lội. Trong trầm tích của châu tam giác người ta có thể gặp cả di tích của động vật, thực vật nước ngọt lẫn nước mặn, có cả di tích xương của các động vật có xương sống. Trong phạm vi châu tam giác sông thường uốn khúc quanh co, có nhiều hồ móng ngựa, nhiều đầm lầy, cù lao giữa sông và bãi ngầm. Bản thân châu tam giác cũng có phần ngậm dưới biển mà theo thời gian nó có thể nhô lên khỏi mặt nước do tiếp tục được phù sa bồi đắp; bằng cách đó châu tam giác tiến dần ra biển. Châu tam giác sông Hồng mỗi năm lấn ra biển khoảng 100 m. Năm 1883 thị trấn Phát Diệm còn là một cảng sát biển, nay đã ở sâu trong đất liền tới gần 15 km.

Cửa sông dạng phễu có dạng vịnh dài, hẹp, ăn sâu vào phía đất liền (H. 8.9 B). Vịnh này được hình thành do sự sụt lún chung ở miền cửa sông, khiến cho một phần thung lũng sông ở miền hạ lưu bị biển lấn vào. Chính vì thế ở đáy của các cửa sông dạng phễu thường vẫn gặp vết tích của các bậc thềm sông. Sự sụt lún của miền cửa sông cũng là một trong những nguyên nhân khiến cho sông trẻ lại. Ở phần trên của sông quá trình xói mòn sâu được tăng cường, cung cấp một lượng phù sa đáng kể. Những vật liệu này được đưa tới và trầm đọng trước hết trong cửa tam giác, một phần được vận chuyển tiếp tới biển. Đáy của sông dạng phễu bị lấp đầy dần nếu như quá trình sụt lún ở đây chấm dứt. Trong cửa tam giác có thể hình thành những bãi ngầm hoặc cù lao cửa sông.

Tác dụng đồng thời của dòng vật liệu đưa ra từ cửa tam giác và dòng biển gần bờ có thể hình thành những lươn cát, tạo điều kiện thuận lợi cho việc thành tạo các vịnh cửa sông (H. 8.10). Khi đó giữa cửa sông dạng phễu và biển bị một "đê ngầm" ngăn cách, nước ở phía trong vịnh cửa sông thường có độ mặn thấp hơn rất nhiều so với nước biển ở phía ngoài. Do vậy, nhiều sinh vật biển vượt qua lươn đất vào vịnh, không thích nghi được với độ mặn thấp sẽ bị chết hàng loạt và bị chôn vùi trong các tầng trầm tích đáy vịnh. Sau đó diễn ra quá trình phân giải xác chết trong điều kiện thiếu oxy ở đáy vịnh, khiến cho nước vịnh trở thành một môi trường ô nhiễm và vịnh trở thành một cái bẫy tiêu diệt ngày càng nhiều sinh vật sa vào. Đó chính là điều kiện để tạo thành bùn sapropel; từ loại bùn này về sau sẽ thành



Hình 8.10. Sơ đồ về sự hình thành vịnh cửa sông (mũi tên chỉ hướng dòng chảy)

tạo các tầng đá phiến cháy hoặc đá phiến bitum. Các cửa sông dạng phễu sẽ tồn tại chừng nào các điều kiện thành tạo chúng chưa bị biến mất. Nhìn chung, ở những cửa sông dạng phễu lớn hiện nay người ta thấy lượng phù sa của các sông không nhiều, miền cửa sông tiếp tục bị sụt lún, vùng biển ở cửa sông khá sâu và vật liệu vụn do sông đưa ra thường bị dòng biển ven bờ cuốn đi xa. Cửa sông dạng phễu điển hình có thể thấy ở các sông Amazon, Xen, Elbe, Obi, Ienitxei. Miền cửa sông Bạch Đằng của nước ta cũng mang nhiều tính chất của một cửa sông dạng phễu.

8.3. HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT

8.3.1. Tính thấm nước của đá và nước dưới đất

Nước dưới đất là nước rất phổ biến trong lớp thổ nhưỡng, trong các lỗ hổng và khe nứt của đá ở dưới mặt đất, và tác dụng địa chất của nó rất lớn, đa dạng. Việc nghiên cứu nguồn gốc, sự phân bố, sự vận động, sự thay đổi về số lượng và chất lượng của nước dưới đất có ý nghĩa lý luận và thực tiễn to lớn. Nước dưới đất và quy luật hoạt động của nó là đối tượng của bộ môn địa chất thủy văn.

Tính thấm nước của đá có tầm quan trọng lớn đối với sự tích tụ và tàng trữ nước, nó thể hiện khả năng của đất đá cho nước đi qua và là nguồn gốc tạo nên nước dưới đất. Người ta chia đá làm ba loại theo khả năng thấm nước của chúng. Đá thấm nước gồm cát, cuội, sỏi và các loại đá có khe nứt (cát kết, đá vôi nứt nẻ, cuội kết v.v.). Đá nửa thấm nước gồm á cát, á sét nhẹ, đất lớt, than bùn chưa bị phá hủy v.v... Đá không thấm nước gồm sét, á sét nặng, than bùn đã bị phá hủy và đá kết khối, đá trầm tích gắn kết chặt chẽ không bị nứt nẻ.

Nước thấm được vào đá là nhờ các lỗ hổng giữa các khe nứt nẻ của đá; độ lỗ hổng đó được tính bằng công thức:

$$n = \frac{V_n}{V} \quad \text{hoặc} \quad n = \frac{V_n}{V} \cdot 100\% \quad (n = \text{độ lỗ hổng, } V_n = \text{thể tích lỗ hổng, } V = \text{thể tích của cả mẫu đá})$$

Nhìn chung, đá có độ lỗ hổng cao thấm nước tốt hơn đá có độ lỗ hổng thấp. Tuy nhiên, sét có độ lỗ hổng tới 50-60% nhưng lại không thấm nước. Nguyên do là tuy tổng thể tích các lỗ hổng đá sét là lớn nhưng kích thước của khe hổng lại vô cùng nhỏ, vì thế nước không thể chảy trong các khe lỗ hổng đó do sức căng bề mặt rất lớn. Cát thường có độ lỗ hổng 30-35% nhưng lại rất dễ thấm nước. Thực tế cho thấy các hạt càng lớn thì đá càng dễ thấm nước, đá cuội, sỏi có độ lỗ hổng khoảng 20% lại cho nước thấm qua rất dễ. Như vậy, tính thấm nước của đá không phụ thuộc vào số lượng lỗ hổng mà phụ thuộc vào kích thước hạt (H. 8.11). Tính thấm nước của các đá nứt nẻ phụ thuộc vào kích thước và tính chất các khe nứt.

8.3.2. Trạng thái của nước trong đá

theo tính chất vật lý của chúng. Trên cơ sở đó, ngày nay các loại nước trong đá được phân ra các loại như nước trạng thái hơi, nước liên kết, nước mao dẫn, nước tự do, nước trạng thái rắn và nước liên kết hoá học (nước kết cấu và nước kết tinh).

Nước trạng thái hơi

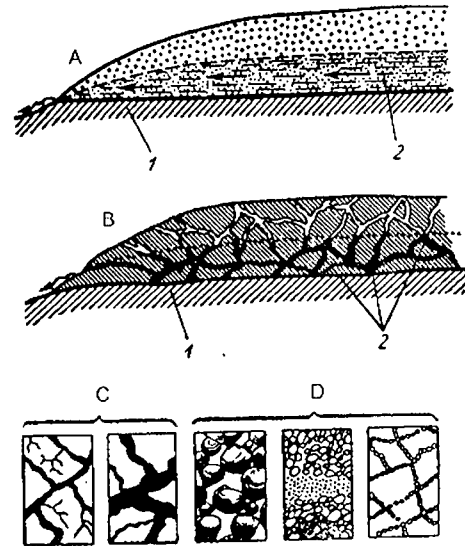
Nước trạng thái hơi là hơi nước lấp đầy các lỗ hổng và khe nứt của đá chưa bị nước lỏng chiếm chỗ. Khi nhiệt độ và áp suất không khí trong lỗ hổng và khe nứt thay đổi thì hơi nước đó có thể ngưng tụ thành nước trạng thái lỏng rồi lại cũng có thể bốc thành hơi. Khi có sự chênh lệch áp suất của hơi nước ở các vị trí khác nhau thì hơi nước sẽ đi từ nơi có áp suất cao tới nơi có áp suất thấp. Hơi nước dưới đất và hơi nước trong khí quyển tạo thành một hệ thống cân bằng động, tức là có sự lưu thông hơi nước dưới đất và hơi nước trên mặt đất, do đó lượng hơi nước dưới đất luôn luôn biến đổi.

Nước liên kết

Nước liên kết được thành tạo do sự hấp phụ phân tử trên bề mặt các hạt vật chất rắn, tạo thành một màng nước bao quanh bề mặt hạt; đó là loại nước liên kết vật lý. So với nước tự do, nước liên kết vận động chậm hơn, nó bị giữ trên bề mặt các hạt do những lực lớn hơn trọng lực rất nhiều. Màng nước liên kết có hai lớp – lớp trong là nước liên kết chặt, lớp ngoài là lớp liên kết yếu.

Nước liên kết chặt là lớp nước rất mỏng ngay sát trên bề mặt các hạt, chủ yếu do lực hút phân tử và lực liên kết tĩnh điện; ở các hạt sét, bề dày của lớp nước này chỉ vài chục phân tử nước (khoảng phần mười micron). Khác với nước thường, nước ở đây có khối lượng riêng gần $2g/cm^3$, nhớt, đàn hồi và độ bền chống cắt cao, không hòa tan muối, không có khả năng di chuyển, chỉ có thể tách khỏi bề mặt hạt bằng con đường bốc hơi ở nhiệt độ cao ($105 - 120^{\circ}C$). Do đó, nước liên kết chặt chỉ dịch chuyển khi biến sang thể hơi, thực vật không thể hút được loại nước này.

Nước liên kết yếu hay nước màng mỏng, nằm ngay bên ngoài lớp nước liên kết chặt bằng mối liên kết phân tử, nhưng lực liên kết yếu đi rất nhiều. Nó cũng dày hơn lớp nước liên kết chặt và thực vật có thể hút được loại nước này. Lượng nước màng mỏng phụ thuộc vào thành phần độ hạt, thành phần khoáng vật của đất đá. Nước màng mỏng không di chuyển dưới tác dụng của trọng lực vì lực hút phân tử lớn hơn trọng lực. Nó cũng không truyền áp lực thủy tĩnh vì không lấp đầy các lỗ hổng của đất đá. Khi các hạt có lớp nước màng mỏng với độ dày khác nhau tiếp xúc nhau thì nước màng mỏng có thể dịch chuyển từ hạt có màng mỏng lớn sang hạt có màng mỏng nhỏ hơn. Khi chiều dày tăng lên đến một giới hạn nào đó thì sức nặng của màng mỏng vượt quá mức lôi kéo bên trong lớp và nó có thể chuyển sang nước tự do, chịu tác dụng của trọng lực. Muốn khử nước màng mỏng cũng phải sấy đất đá ở nhiệt độ từ $105 -$



Hình 8.11. Đặc tính của đá thấm nước

A: Đá có lỗ hổng nhỏ, B: Đá có khe nứt, C: Kích thước của các khe nứt cho nước đi qua, D: Kích thước và mật độ phân bố của các hạt trong đá có lỗ hổng; 1: Đá không thấm nước, 2: Đá bão hoà nước. (Gorshkov G.P. & Yakushova A.F. 1962)

120°C. Người ta cũng gọi đây là nước liên kết vật lý, nó đóng vai trò đặc biệt đối với các trầm tích hạt nhỏ, nhất là đối với sét, chính nó đã gây ra tính trương nở, co lún, giữ nước của các loại sét.

Nước mao dẫn

Nước mao dẫn là nước nằm trong lỗ hổng và khe nứt nhỏ của đất đá do tác dụng của lực mao dẫn, do đó nước ở vị trí tiếp xúc với đất đá có bề mặt khum. Nước mao dẫn có hai loại – nước mao dẫn tiếp xúc và nước mao dẫn thực sự.

Nước mao dẫn tiếp xúc (nước mao dẫn góc) chỉ nằm riêng biệt tại góc lỗ hổng mà không liên hệ với nhau và không di chuyển. *Nước mao dẫn thực sự* là nước chứa đầy lỗ hổng và có liên hệ với tầng nước ngầm phía dưới, nó thường tạo thành dải liên tục phía trên tầng nước ngầm và dao động tùy theo sự thay đổi của mực nước ngầm. Chiều cao của cột nước mao dẫn phụ thuộc vào kích thước lỗ hổng hoặc khe nứt; lỗ hổng, khe nứt càng nhỏ cột nước mao dẫn càng cao. Ngoài kích thước lỗ hổng, chiều cao cột nước mao dẫn cũng phụ thuộc vào nhiều yếu tố khác như độ khoáng hóa, thành phần hóa học của nước, thành phần khoáng vật của đất đá. Hiện tượng mao dẫn đã gây ra tình trạng phèn, chua, mặn ở một số đồng bằng ven biển như Đồng Tháp Mười và vùng tứ giác Long Xuyên v.v... Nó cũng làm cho một số công trình có nền móng nằm cách mặt nước ngầm không xa bị nghiêng lệch, rạn nứt (do có nước mao dẫn nên tính chất cơ lý của nền đất thay đổi).

Nước tự do (nước trọng lực)

Nước tự do là loại nước dưới đất di chuyển trong các lỗ hổng và khe nứt của đá dưới tác dụng của trọng lực. Trong đới thoáng khí, nước trọng lực di chuyển từ trên xuống dưới và được gọi là nước ngầm, còn trong đới bão hòa thì nước trọng lực di chuyển trong các tầng chứa nước gọi là nước thấm. Nước trọng lực trong đới bão hòa nước là đối tượng nghiên cứu chủ yếu của địa chất thủy văn.

Nước trạng thái rắn

Nước trạng thái rắn là nước trong đá ở các vùng đóng băng quanh năm. Ngoài ra vào mùa đông ở những vùng khí hậu lạnh, nước trong các lỗ hổng, các khe nứt của đá cũng bị đóng băng và chuyển sang trạng thái rắn.

Ngoài các dạng nước kể trên trong đất đá còn một số loại nước tham gia vào mạng tinh thể của khoáng vật; đó là *nước kết tinh* và *nước kết cấu*. Muốn tách được nước này ra phải nung khoáng vật ở nhiệt độ cao (250°C - 1300°C).

8.3.3. Nguồn gốc của nước dưới đất

Nguồn gốc nước dưới đất là một vấn đề còn cần được nghiên cứu để làm sáng tỏ; tuy nhiên, hiện nay ta có thể phân ra các kiểu nước dưới đất sau đây.

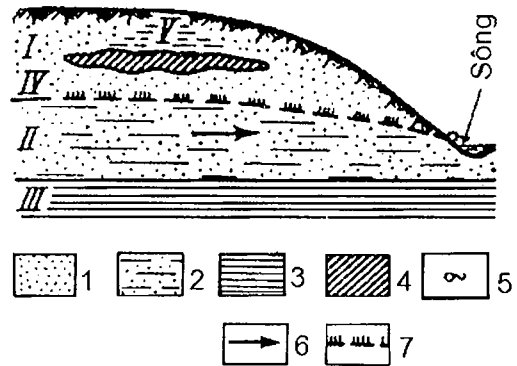
Nước ngầm. Nước ngầm là nước dưới đất do nước mưa ngấm xuống độ sâu từ hàng chục tới hàng trăm mét, mực nước này dao động phụ thuộc vào lượng mưa; đó là

nguồn cung cấp chính của nước ngầm. Mực nước ngầm có nguồn gốc nước ngầm cũng uốn lượn theo dạng địa hình, cho nên nó cũng tạo thành những lưu vực giống như lưu vực của một dòng sông.

Nước ngưng tụ. Phần đất phía trên nước ngầm là đới không bão hoà nước, trong đới này có không khí giống như khí quyển trên mặt đất và được coi như khí quyển dưới đất. Tại đây hơi nước cũng có thể ngưng tụ lại thành nước bám vào đất đá và ngấm xuống dưới sâu, loại nước đó được gọi là nước ngưng tụ. Nước ngưng tụ đóng một vai trò rất quan trọng đối với những vùng ít mưa, khô nóng, lượng nước ngầm không đáng kể, thậm chí mưa vừa xuống tới mặt đất đã bốc hơi hết. Vì không khí dưới đất thông thương với không khí trên mặt cho nên khi hơi nước trong khí quyển dưới đất ngưng tụ thành giọt lỏng thì áp suất riêng của phần hơi nước trong khí quyển dưới đất giảm, nhờ đó có sự di chuyển của hơi nước từ khí quyển trên mặt xuống khí quyển dưới đất. Chính quá trình này làm cho việc ngưng tụ của nước diễn ra liên tục. Sự tập trung hơi ẩm bằng cách ngưng tụ giúp ta hiểu rõ được một hiện tượng là ở một số vùng, mặc dầu không có mưa trong một thời gian dài mà mạ gieo vẫn không chết. Trong thời gian đó mặc dầu đất trên mặt khô đi nhiều nhưng cây cối vẫn nhận được hơi ẩm tập trung lại bằng con đường ngưng tụ trong những tầng đất sâu bên dưới. Tuy quá trình ngưng tụ nước diễn ra không giống với quá trình mưa ngấm xuống đất, nhưng về thực chất cả hai trường hợp đó nước đều có nguồn gốc khí quyển.

Nước sót hay nước tàn dư là nước có nguồn gốc từ các thủy vực cổ (biển, hồ, sông) Trong quá trình thành đá của vật liệu trầm tích, một phần nước trong trầm tích bị ép nên thoát mất, phần còn lại chính là nước sót. Điều kiện tốt nhất cho việc bảo tồn nước tàn dư là có các lớp trầm tích dày không thấm nước phủ lên trên. Chính vì vậy mà loại nước này còn được gọi là nước chôn vùi.

Nước nguyên sinh là nước có nguồn gốc từ magma ở trong lòng đất. Tại những khu vực hoạt động núi lửa hoặc gần núi lửa thì nước ngầm có nhiệt độ cao, chứa nhiều chất hoà tan và nhiều thành phần khí. Hơi nước từ magma dưới sâu bốc lên các lớp có nhiệt độ thấp hơn hoặc phun lên mặt đất sẽ ngưng tụ lại thành giọt tạo nên một loại nước ngầm đặc biệt. Có ý kiến cho rằng nước khoáng nóng từ dưới sâu đi lên là nước nguyên sinh hoặc bắt nguồn từ nước nguyên sinh, nhưng kết quả phân tích đồng vị cho thấy đại đa số nước khoáng nóng có nguồn gốc khí quyển và một số nguồn gốc khác, chỉ một số rất ít trong đó được coi là nước nguyên sinh.



Hình 8.12. Sơ đồ dạng nằm của nước ngầm và quan hệ của nó với nước mạch ngang

I - Đới thoáng khí; II - Đới bão hoà nước (nước ngầm); III - Đáy không thấm nước; IV - Đới nước mao dẫn; V - Nước mạch ngang. 1- Cát; 2- Cát bão hoà nước; 3- Sét; 4- Á sét nặng; 5- Nguồn; 6- Hướng chuyển động của nước ngầm; 7- Gương nước ngầm. (Sarugin M.M. 1962)

8.3.4. Phân loại nước dưới đất

Phân loại nước dưới đất có ý nghĩa thực tiễn và lý luận lớn và đó là một đối tượng nghiên cứu quan trọng của địa chất thủy văn. Nước dưới đất được phân loại theo nguồn gốc, theo điều kiện nằm, tính chất thủy lực, môi trường chứa nước, quan hệ của nước với các loại đá v.v.. Dưới đây chúng ta xem xét cách phân loại theo điều kiện nằm của nước dưới đất (Hình 8.12).

a. Nước trong đới thoáng khí. Đới thoáng khí là khoảng đất đá từ mặt đất đến bề mặt nước ngầm. Không khí có thể tự do lưu thông trong đới này nên được gọi là đới thoáng khí, đôi khi cũng gọi là đới thấm nước nhưng không bão hoà nước. Bề dày và cấu tạo của đới thoáng khí phụ thuộc vào đặc điểm địa hình, cấu trúc và thành phần của đới.

+ **Nước thổ nhưỡng.** Lớp đất trên cùng của đới thoáng khí liên quan trực tiếp đến đời sống của thực vật trên mặt đất được gọi là lớp thổ nhưỡng. Nước thổ nhưỡng là nước nằm trong lớp thổ nhưỡng, chứa một lượng rất lớn vật chất hữu cơ liên quan trực tiếp đến những sinh vật sống trên mặt đất và trong lớp thổ nhưỡng. Loại nước này có ý nghĩa lớn đối với trồng trọt trong nông nghiệp.

+ **Nước lầy** là loại nước nằm trong đất đầm lầy hoặc trong đất lầy hoá. Đất lầy là vùng đất lúc nào cũng ẩm ướt, do thường xuyên chứa đầm nước, nhiều cây cối mọc (xem 8.4.3). Có ba loại nước lầy, tùy thuộc vào nguồn cung cấp nước cho vùng lầy. *Nước đất lầy thấp* do nước ngầm, nước mặt và nước ngầm cung cấp cho vùng lầy; *nước đất lầy cao* là nước chỉ do nước mưa cung cấp cho vùng lầy; nước đất lầy trung gian do nước ngầm và nước ngầm cung cấp. Ngoài ra còn loại nước nằm ở sườn núi và do nước ngầm cung cấp gọi là nước lầy treo; ở đây tuy cũng có sự tham gia của nước mưa nhưng vì địa hình dốc nên chúng nhanh chóng bị thoát mất. Nghiên cứu nước lầy có ý nghĩa cho việc thoát khô vùng lầy, đặc biệt trong cải tạo đất và trong xây dựng công trình.

+ **Nước thượng tầng hay nước mạch ngang** là loại nước quan trọng nhất trong đới thoáng khí, nằm không sâu lắm trong đới thoáng khí và ở bên trên nước ngầm. Đó chính là nước ngầm trong đới thoáng khí, khi gặp thấu kính đất đá không thấm nước hoặc thấm nước kém nước sẽ bị ngăn giữ lại, tạo thành lớp nước có bề dày không lớn, nằm trên bề mặt thấu kính đất đá không thấm nước. Nguồn nước cung cấp cho nước thượng tầng là nước mưa và có khi là nước mặt ngầm qua lớp đất đá phía trên xuống. Do đó mực nước thượng tầng dao động rất mạnh – dầy nhất vào mùa hè, có thể cạn hẳn vào mùa đông, loại nước này cũng dễ bị ô nhiễm do những hoạt động nhân sinh. Nước thượng tầng thường gặp trong thành tạo Đệ Tứ bờ rời, trong các lớp phong hóa của đá gốc. Do phụ thuộc các điều kiện trên bề mặt nên độ khoáng hóa của nước thượng tầng rất khác nhau. Nơi có lượng mưa cao thì nước thượng tầng thường nhạt, độ khoáng hóa thấp; ngược lại ở vùng khô hanh nước thượng tầng có độ khoáng hóa cao.

b. Nước ngầm. Trong cách gọi thông thường, các loại nước dưới đất đều là nước ngầm. Trong địa chất thủy văn thuật ngữ nước ngầm có nội dung hẹp hơn – đó là loại nước trọng lực nằm trong tầng chứa nước thứ nhất kể từ trên mặt xuống; tầng này lại nằm trên một tầng không thấm nước. Phía trên tầng nước ngầm thường không có tầng không thấm nước che phủ, còn nước trọng lực (nước ngầm) không chiếm hết bề dày

của tầng đất đá thấm nước, vì thế bề mặt của nước ngầm (gương nước ngầm) là một mặt thoáng tự do. Chính điều đó quyết định thuộc tính không áp lực của nước ngầm. Khoảng cách từ đáy không thấm nước đến gương nước ngầm được gọi là bề dày tầng nước ngầm. Ngay sát phía trên gương nước ngầm là đới nước mao dẫn. Diện phân bố của nước ngầm phụ thuộc vào điều kiện địa lý tự nhiên, địa hình và cấu tạo địa chất của khu vực. Gương nước ngầm ít khi nằm ngang mà thường lượn theo bề mặt của địa hình, nghiêng về phía sườn dốc. Do vậy mà nước ngầm luôn chuyển động thành dòng và chịu tác dụng của trọng lực chảy về phía mương xói, sông, biển hoặc chỗ thấp của địa hình rồi thoát ra thành nguồn. Khu vực này được gọi là khu vực thoát nước, trong đó nước chảy thành dòng nhỏ song song với nhau nên có tính chảy tầng. Tốc độ chuyển động của nước ngầm phụ thuộc vào độ nghiêng của gương và khả năng dẫn nước của đất đá. Nó được tính theo công thức:

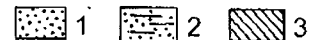
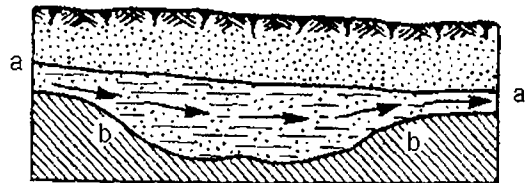
$$V = \frac{kh}{l}$$

(V: vận tốc chảy; k: hằng số phụ thuộc vào hệ số thấm của đá; h: mức chênh lệch độ cao giữa hai điểm; l: khoảng cách giữa hai điểm).

Thông thường hệ số $\frac{h}{l}$ gọi là độ nghiêng của gương nước ngầm hoặc là gradien áp lực và kí hiệu là i. Do vậy $V = ki$.

Hình dạng tầng đáy không thấm nước có ảnh hưởng nhiều đến hình dạng gương nước ngầm, khi đáy không thấm nước nằm ngang hoặc nằm nghiêng thì gương nước ngầm phẳng và dốc về hướng dòng chảy. Khi đáy không thấm nước lồi hoặc lõm thì gương nước ngầm cũng uốn cong theo. Nước ngầm do nằm gần mặt đất và chịu ảnh hưởng rất nhiều của khí hậu, nên cũng có tính phân đới rõ rệt (Hình 8.13).

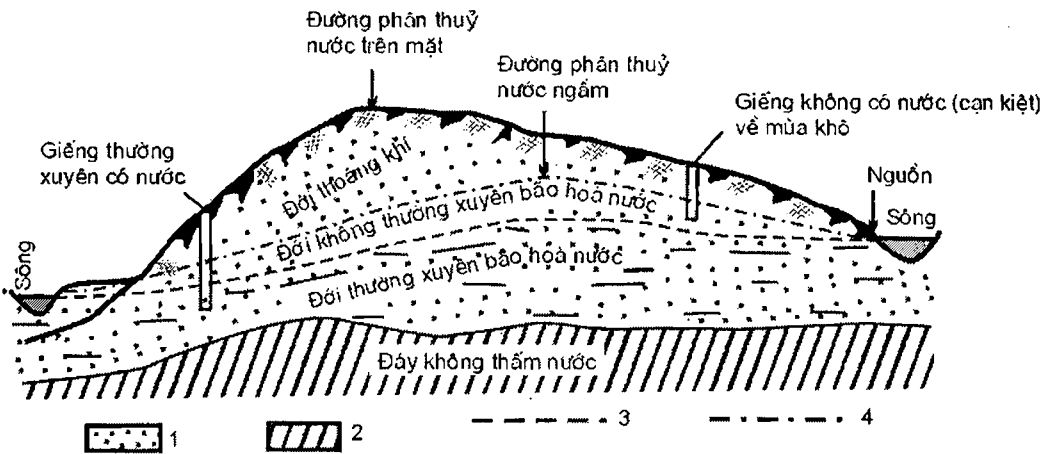
Chế độ nước ngầm. Số lượng và chất lượng của nước ngầm thay đổi theo thời gian và phản ứng rất nhanh với sự thay đổi của các điều kiện khí tượng thủy văn. Sự thay đổi điều kiện cung cấp ảnh hưởng trực tiếp đến chế độ nước ngầm; khi mưa nhiều, mực nước ngầm lên cao, lúc mưa ít mực nước ngầm hạ thấp. Sự thay đổi đó còn thể hiện rõ rệt theo mùa, và mực nước chênh lệch nhau giữa các mùa có thể lên tới hàng mét. Do sự dao động của mực nước ngầm, một số lớp đá có mùa bị khô, có mùa dẫm nước, tạo nên một đới không thường xuyên bão hòa nước nằm trong khoảng mực nước ngầm thấp nhất và mực nước ngầm cao nhất. Do đó, người ta chia khoảng cách từ mặt đất đến đáy tầng nước ngầm thành 3 đới: 1). *Đới thoáng khí* bao giờ cũng nằm trên bề mặt cao nhất của nước ngầm, không bao giờ chứa đầy nước và nước mưa chỉ thấm qua đới này để xuống đới dưới. 2). *Đới chuyển tiếp* nằm ở khoảng giữa mực nước ngầm cao nhất và mực nước ngầm thấp nhất, lần lượt bị dẫm nước và bị rút nước khô đi. 3). *Đới thường xuyên bão hòa nước* nằm giữa mực nước ngầm thấp nhất và đáy không thấm nước.



Hình 8.13. Quan hệ giữa dòng nước ngầm và bồn nước ngầm

a-a: Bề mặt gương nước ngầm, b-b: Ranh giới giữa dòng nước ngầm và bồn nước ngầm. 1- Cát, 2- Cát ngầm nước, 3- á sét (Gorshkov G.P. & Yakushova A.F. 1962)

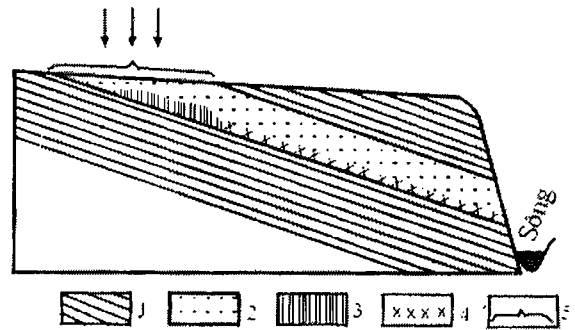
Lưu lượng của nước ngầm thay đổi theo chế độ nước ngầm, điều này có tầm quan trọng thực tế rất lớn trong việc giải quyết các nhiệm vụ kinh tế quốc dân (Hình 8.14).



Hình 8.14. Sơ đồ dạng nằm và chuyển động của nước ngầm

1. Cát, 2. Á sét, 3. Mực nước ngầm thấp nhất, 4. Mực nước ngầm cao nhất (Gorshkov G.P. & Yakushova A.F. 1962)

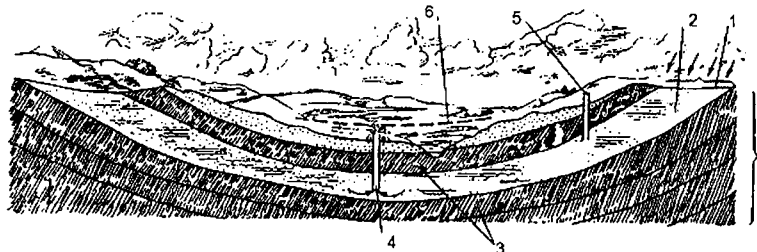
Nước gian vỉa không áp lực. Về bản chất nước gian vỉa không áp lực hoàn toàn giống nước ngầm, chỉ khác nước ngầm ở chỗ nó nằm giữa hai tầng không thấm nước. Nước gian vỉa có vùng cung cấp không trùng với diện phân bố của nó mà chỉ có ở chỗ lớp chứa nước lộ ra trên mặt đất và thường nằm cao hơn gốc xói mòn. Nước gian vỉa không áp lực không lấp đầy lớp chứa nước, không chịu sức ép của lớp mái không thấm nước và có mặt nước thoáng tự do. Như vậy nó cũng giống nước ngầm là chịu ảnh hưởng của trọng lực (Hình 8.15).



Hình 8.15. Dạng nằm nước gian vỉa không áp lực

1- Đá không thấm nước; 2- Đá thấm nước; 3- Nước ngầm; 4- Nước gian vỉa không áp lực; 5- Vùng cấp nước (Gorshkov G.P. & Yakushova A.F. 1962)

Nước artesi. Tên gọi của nước artesi xuất phát từ chữ Artois là tên của một vùng địa lý ở phía bắc nước Pháp, nơi phát hiện đầu tiên một loại nước dưới đất bằng một giếng tự chảy từ thế kỷ 12. Nước artesi có áp lực (do đó đôi khi cũng gọi là nước áp lực) là do bị lớp không thấm nước phủ ở trên (Hình 8.16). Vì vậy, khi khoan hoặc đào đến tầng chứa nước thì nước dưới đất sẽ dâng lên trong giếng khoan, khi có điều kiện thuận lợi nước sẽ trào hoặc phun lên miệng giếng.



Hình 8.16. Sơ đồ dạng nằm của nước áp lực

1- Vùng cấp nước; 2- Lớp chứa nước; 3- Lớp không thấm nước; 4- Giếng tự phun; 5- Giếng không phun; 6- Mức áp lực (Gorshkov G.P. & Yakushova A.F. 1962)

Nước artesi thường được phát hiện trong những cấu tạo địa chất thuận lợi như nếp lồi và đơn nghiêng. Thường thường loại nước gian vữa có áp lực này có trong đá chứa nước trước Đệ Tứ, ít gặp trong đất đá Đệ Tứ và thường nằm sâu hơn nước ngầm, ở phía trên có lớp không thấm nước phủ kín.

Bồn artesi là tập hợp của tầng hay phức hệ nước chứa nước artesi nằm trong những cấu tạo nếp lồi, nhiều trường hợp bồn chỉ có một tầng chứa nước. Miền cung cấp nước là phần diện tích đá chứa nước của tầng hay phức hệ chứa nước artesi lộ ra trên mặt đất tại những vị trí có độ cao tuyệt đối lớn nhất. Miền phân bố áp lực (hay miền dòng chảy có áp lực) thực chất là phần diện tích phân bố chủ yếu của bồn artesi. Áp lực của nước ở đó thường cao hơn mặt ranh giới tầng chứa nước và đỉnh cách nước. Mực áp lực của nước trên toàn bộ diện tích phân bố của bồn artesi phụ thuộc vào quan hệ và độ cao giữa miền cung cấp và miền thoát nước.

Mạch nước. Mạch nước là thuật ngữ phổ biến trong dân gian, nhưng trong địa chất thuỷ văn khái niệm mạch nước có khác chút ít. Mạch nước là những nơi lộ ra của tầng chứa nước, từ đó nước dưới đất có thể chảy ra. Mạch nước không bao gồm các vết lộ nhân tạo như hồ, giếng khoan mà chỉ gồm những vết lộ tự nhiên của nước.

8.3.5. Thành phần hoá học của nước dưới đất

Nước dưới đất chảy qua nhiều loại đất đá, chúng rửa lũa, hoà tan nhiều muối khoáng. Nếu nước lúc đầu có nguồn gốc biển hoặc nguyên sinh v.v... thì lượng khoáng hóa sẽ cao. Lượng chất hòa tan trong nước dưới đất thay đổi rất nhiều, từ loại gần như nước cất đến loại nước bão hòa muối. Tổng lượng vật chất hòa tan trong nước dưới đất gọi là độ khoáng hóa của nước. V. I. Vernadski phân nước tự nhiên thành bốn nhóm lớn: 1) Nước nhạt hay nước ngọt có độ khoáng hóa dưới 1g/l; 2) Nước hơi mặn có độ khoáng hóa từ 1g đến 10g/l; 3) Nước mặn – độ khoáng hóa từ 10 - 50g/l; 4) Nước muối – độ khoáng hóa trên 50g/l. Nước tốt nhất đối với đời sống là nước nhạt có độ khoáng hóa dưới 1g/l. Có nhiều chất hóa học hòa tan trong nước; phổ biến nhất là các ion Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Na^+ , Ca^{++} , Fe^{++} , Mn^{++} , các khí CO_2 , O_2 , hiếm khi có H_2S . Tương quan giữa các ion này quyết định tính chất của nước dưới đất – kiềm, mặn hoặc cứng. Nếu giàu các ion Na^+ và Cl^- nước sẽ có vị mặn; chứa nhiều ion Na^+ và HCO_3^- nước sẽ có tính chất kiềm; chứa nhiều ion Ca^{++} và Mg^{++} nước sẽ là nước cứng (Hình 8.17).

Nước khoáng

Bất kỳ một loại nước tự nhiên nào cũng đều chứa các chất khoáng và như vậy các loại nước đó đều có thể được gọi là nước khoáng. Tuy nhiên, thuật ngữ nước khoáng được dành cho những loại nước tự nhiên có thể dùng để chữa bệnh hoặc để tăng cường sức khoẻ vì chúng có những đặc tính hóa lý nhất định có ảnh hưởng tới sinh lý con người. Những đặc tính đó trước hết biểu hiện ở tổng độ khoáng hóa, các thành phần đặc biệt, các chất phóng xạ và nhiệt độ của nước. Các mạch nước khoáng có nhiệt độ cao thường hay gặp trong thiên nhiên, vì thế khi gặp mạch nước nóng người ta cũng thường hay coi nó như nước khoáng. Nước khoáng được phân loại dựa vào một chỉ tiêu nào đó của nó.

Theo độ khoáng hóa, nước khoáng được phân loại như sau:

- Nước có độ khoáng hóa yếu, $M < 2\text{g/l}$
- Nước có độ khoáng hóa thấp, $M = 2 - 5\text{g/l}$
- Nước có độ khoáng hóa trung bình, $M = 5 - 15\text{g/l}$
- Nước có độ khoáng hóa cao, $M = 15 - 35\text{g/l}$
- Nước muối, $M = 35 - 150\text{g/l}$
- Nước muối đậm đặc, $M > 150\text{g/l}$

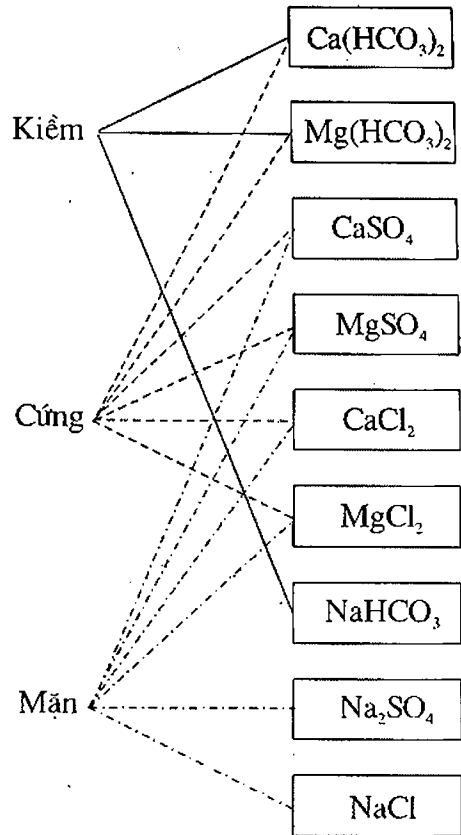
Theo nhiệt độ, nước khoáng có các loại:

- Nước rất lạnh – $0 - 4^\circ\text{C}$
- Nước lạnh – $4 - 20^\circ\text{C}$
- Nước ấm – $20 - 37^\circ\text{C}$
- Nước nóng – $37 - 42^\circ\text{C}$
- Nước rất nóng – $42 - 100^\circ\text{C}$
- Nước sôi $> 100^\circ\text{C}$

Cả hai cách phân loại trên đây đều thể hiện mối liên quan của nước khoáng với mục đích sử dụng chúng. Ví dụ những nước khoáng dùng trong y tế; để uống khi có độ khoáng hóa trung bình ($M = 5 - 15\text{g/l}$), độ thẩm thấu gần bằng độ thẩm thấu của huyết tương; để làm nước tắm khi có độ khoáng hóa cao ($M = 15 - 35\text{g/l}$); còn nước rất nóng và nước sôi để xông trị bệnh.

Ngoài ra, nước khoáng còn được phân loại dựa vào môi trường tồn tại và thành phần đặc biệt của chúng. Ví dụ, nước khoáng sulfur hydro, methan chủ yếu do quá trình sinh hóa xảy ra trong môi trường khử, nước khoáng carbonic sinh ra trong môi trường biến chất nhiệt độ và áp suất cao. Nước khoáng phóng xạ chứa nguyên tố phóng xạ, thường là radi.

Nghiên cứu nguồn gốc thành tạo của nước khoáng, ta thấy nó liên quan nhiều đến những phần sâu của Trái Đất. Trong các loại nước khoáng nổi tiếng nhất hiện nay phải kể đến nước khoáng carbonic, nước khoáng sulfur hydro, nước khoáng phóng xạ. Trong số đó, nước khoáng carbonic được sử dụng rộng rãi nhất để chữa bệnh và phục hồi sức khỏe của con người và cũng là loại nước khoáng được nghiên cứu nhiều hơn cả. Ở Việt Nam cũng đã phát hiện nhiều mạch nước khoáng, nhiều mạch trong số đó đã được khai thác sử dụng như các mỏ nước khoáng Mỹ Lâm (Tuyên Quang), Vĩnh Hảo (Bình Thuận), Quang Hanh (Cẩm Phả), Hội Vân (Phù Cát, Bình Định), nước khoáng nóng hoặc ấm ở đới Sông Đà, Kim Bôi (Hoà Bình), Kênh Gà (Ninh Bình), Yên Bái, Sơn La, nước khoáng sulfur hydro và sulfur hydro-metan ở các đới An Châu và trũng Hà Nội v.v..



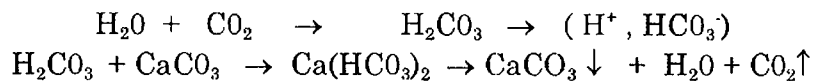
Hình 8.17. Sơ đồ phân loại nước theo thành phần hoá học (Gorshkov G.P. & Yakushova A.F. 1962).

8.3.6. Karst (Carxto)

Karst là hiện tượng địa chất do nước dưới đất và nước trên bề mặt hoà tan, rửa lữa các đá dễ hòa tan. Kết quả của hoạt động karst là thành tạo một hệ thống thủy văn trên bề mặt xâm thực do nước chảy trên mặt và hệ thống thủy văn ngầm dưới đất trong khối đá bị karst hóa. Karst cũng tạo nên những dạng địa hình âm trên bề mặt và dạng địa hình rỗng dưới đất.

Thuật ngữ “karst” xuất nguồn từ tên gọi của cao nguyên đá vôi ở tây bắc Nam Tư, nơi có hiện tượng karst rất điển hình và được nghiên cứu sớm nhất. Những đá có khả năng karst hóa là những loại đá có thể hòa tan được trong nước hoặc trong dung dịch nước chứa CO₂ hay một số axit, ví dụ muối mỏ, thạch cao, anhydrit, đá vôi v.v.. Trong thiên nhiên, muối mỏ, thạch cao ít phổ biến và thường là những thể nhỏ, nên ta ít được thấy hiện tượng karst trên những loại đó. Ngược lại đá vôi và dômômit, đặc biệt là đá vôi, rất phổ biến cho nên ta thường gặp karst trên đá vôi.

Nước thiên nhiên bao giờ cũng hòa tan một lượng muối và khí carbonic. Các loại muối đó và nhất là khí carbonic có ảnh hưởng rất nhiều đến sự hòa tan của đá. Nước bão hòa khí carbonic hoà tan gấp bội đá vôi và dômômit so với nước nguyên chất. Ví dụ, trong nước nguyên chất CaCO₃ chỉ bị hòa tan 11,5 mg/l; nhưng nước chứa 1mg/l khí carbonic tự do sẽ hòa tan lượng CaCO₃ tới 50 - 60 mg/l. Sự có mặt của NaCl trong nước làm tăng độ hòa tan của thạch cao lên 2,5- 3,5 lần, còn sự có mặt của sulfat magnesi làm giảm độ hòa tan của nó xuống số không. Quá trình hoạt động karst diễn ra theo phản ứng hoá học như sau:



Các dạng địa hình karst

Karư hay địa hình luống cày là dạng địa hình nhỏ phát triển rộng rãi trên bề mặt, đặc biệt tại sườn nghiêng của các khối đá vôi trong vùng địa hình karst. Chúng có hình dạng những luống chạy dài gần như song song với nhau và thành những rãnh sâu từ vài cm đến một vài mét do nước mưa hòa tan đá vôi tạo nên. Một khu vực rộng phát triển địa hình karư được gọi là cánh đồng karư hay địa hình đá tai mèo. Dạng địa hình karư này rất phát triển ở các núi đá vôi vùng Bắc Sơn (Lạng Sơn), Sơn La, Ninh Bình, Quảng Bình v. v.. Địa hình karư được thành tạo trong thời kỳ đầu của quá trình phát triển karst.

Địa hình karư phát triển trên mọi độ cao khác nhau từ dải bờ biển đá vôi (trong phạm vi hoạt động của sóng vỗ và thủy triều) cho tới những đỉnh núi cao có băng tuyết. Tuy nhiên, karư phát triển mạnh hơn trong đá vôi tinh khiết, nếu đá vôi có nhiều tạp chất nhất là sét, chúng sẽ phát triển chậm hơn, thậm chí có thể ngừng phát triển sau một thời gian tương đối ngắn vì sét tàn dư có thể lấp kín các khe rãnh và cả bề mặt đá vôi. Quá trình phát triển của karư cũng có thể bị chậm lại nếu trên bề mặt có một lớp phủ thổ nhưỡng và thực vật. Cũng có cả loại karư ngầm hình thành trong các dòng sông ngầm và hang động hoặc phát triển ngầm dưới các lớp trầm tích bờ rời.

Phễu karst là một dạng địa hình karst âm, rất phổ biến trong vùng núi đá vôi. Chúng có dạng phễu, sườn rất dốc, đường kính thay đổi từ vài mét đến vài chục mét, đôi khi tới vài trăm mét, chiều sâu hàng chục mét, thẳng hoặc có thể hơn nữa. Dưới đáy phễu karst có lạc thủy động là những khoang rỗng trong núi đá vôi (do karst), liên thông với đáy phễu karst. Do đó đáy phễu karst không chứa nước được mà nước chảy "lạc" đi, chui xuống những khoang rỗng ở bên dưới (lạc thủy động). Nếu lạc thủy động đã ngừng hoạt động và bị trầm tích lấp kín, nước không bị chảy mất nữa thì phễu karst có thể biến thành hồ. Về nguồn gốc, phễu karst có thể do quá trình karst ngầm sau đó trần bị sụp đổ. Phễu karst có thể gặp ở nhiều nơi trong các vùng núi đá vôi rất phổ biến ở nước ta.

Lòng chảo karst (đĩa karst) là dạng địa hình karst trũng, nông và thường rộng, chiều sâu nhiều khi nhỏ hơn chiều rộng đến 9-10 lần. Đáy thường rất thoải, hơi lõm, sườn thoải và chuyển tiếp từ từ lên khu vực bề mặt xung quanh. Trong đa số trường hợp, đáy đĩa karst có lớp trầm tích vụn phủ và thường là sét tàn dư của các quá trình hòa tan. Tại những miền karst có núi trơ trụi thì những lòng chảo karst kiểu này là nơi có được những đồng ruộng canh tác như ở cao nguyên Đồng Văn, Quản Bạ (Hà Giang), Bắc Sơn (Lạng Sơn). Những lạc thủy động ở dưới đáy bị lấp kín nên về mùa mưa những lòng chảo karst này trở thành những hồ rộng.

Cánh đồng karst là những bồn trũng karst có nguồn gốc phức tạp và thường có kích thước tương đối lớn (có diện tích từ một vài km² đến hàng trăm km²). Cánh đồng karst có đáy phẳng, rộng, có lớp trầm tích vụn, bờ bao phủ, vách cao và dốc đứng. Đôi khi ở đáy còn có những chỏm đá vôi thấp nhỏ nhô lên và dưới đáy còn có thể gặp những dòng sông nhỏ uốn khúc.

Sông suối và hồ ngầm. Ở vùng núi đá vôi nước thường bị hút xuống dưới sâu và chảy theo những sông và hồ ngầm do karst tạo nên. Nhiều nơi, do quá trình hòa tan, trần hang động bị sụp xuống để lộ ra những đoạn dòng sông hoặc những hồ ngầm nhỏ.

Hang động karst là những khoang rỗng có hình dạng và kích thước khác nhau nằm trong các khối đá gốc, thông với bề mặt bằng một hoặc nhiều cửa và có nguồn gốc rất phức tạp. Đáng kể hơn cả về kích thước và ý nghĩa thực tiễn và lý luận là các hang động thành tạo do quá trình karst hóa đá vôi. Trong các vùng đá vôi, hang động karst là một trong những dạng địa hình phổ biến nhất và đôi khi một số trở nên nổi tiếng vì ý nghĩa văn hóa và khoa học của chúng nếu chúng có chứa những di chỉ khảo cổ hay trở thành những điểm danh thắng v.v... Động Phong Nha (Quảng Bình), động Thiên Cung (vịnh Hạ Long), Động Tiên (Hòa Bình), Hang Khỉ (Kim Bôi), Động Tam Thanh, Nhị Thanh (Lạng Sơn), Bích Động (Ninh Bình), Hương Tích (Mỹ Đức, Hà Tây) v.v.. là những hang động karst nổi tiếng ở nước ta.

Các hang động karst thường tạo thành một hệ thống những kênh ngầm hẹp đan xen với những đoạn mở rộng và thường sắp xếp thành nhiều tầng cao thấp khác nhau. Độ cao giữa các tầng hang trong một vùng thường liên quan với các bậc thềm sông chứng tỏ sự phát triển của chúng tương ứng với các chu kỳ xói mòn của hệ thống sông. Trong vùng karst, hang động thường lộ ra bên rìa các núi đá vôi. Trong hang động đá

vôi, do quá trình hòa tan đá vôi và tích tụ carbonat calci, thường hình thành các loại thạch nhũ, trong đó các loại chính gồm chuông đá, măng đá, cột đá.

Cơ chế hình thành chuông đá, măng đá, cột đá diễn ra như sau. Nước hoà tan đá vôi dưới dạng $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ chảy theo các khe nứt trên trần hang và giọt giọt xuống. Do dung dịch $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ gặp không khí thoáng trong hang nên carbonat calci bị kết tủa theo phản ứng: $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 \rightarrow \text{CaCO}_3 \downarrow + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \uparrow$. Khi dung dịch $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ theo những giọt nước rơi xuống sàn hang thì carbonat calci kết tủa và tích đọng dần thành dạng trụ tựa như cái măng nên gọi là măng đá, theo những giọt nước còn treo trên trần hang chúng tích đọng dần thành dạng như một chiếc chuông treo (chuông đá). Chuông đá và măng đá mọc lớn dần và cuối cùng tiếp giao nhau, hợp thành cột đá trong hang.

Hang động được phân thành 3 loại theo chế độ nhiệt trong hang. *Hang động hai cửa* là loại phổ biến, hang thông thoáng với không khí bên ngoài; do đó nhiệt độ, độ ẩm không khí trong hang dao động theo không khí bên ngoài. *Hang cụt* là loại hang chỉ có một lối thông với bên ngoài nằm ở ngang mực đáy hang, nhiệt độ không khí trong hang tương ứng với nhiệt độ đá bao quanh hang. Mùa đông nhiệt độ hạ thấp, không khí ngoài trời nặng hơn đẩy không khí trong hang lên đỉnh vòm hang, vì vậy loại hang này cũng được gọi là *hang nóng*. Loại hang thứ ba cũng thuộc nhóm hang cụt nhưng lối thông với bên ngoài nằm ở đỉnh hang. Về mùa hè, khối khí trong hang vẫn là khối không khí có sẵn từ mùa đông nên lạnh hơn bên ngoài, do đó nặng hơn và không thể thoát ra ngoài được. Do đó, nhiệt độ không khí trong hang về mùa hè thấp hơn ở ngoài rất nhiều và được gọi là *hang lạnh*.

Ngoài những loại hang động do hoạt động karst tạo nên, trên bề mặt đá ở vùng núi đá vôi dọc theo các dòng chảy nhỏ, chúng ta thường gặp những lớp mỏng đá vôi phân lớp rất mịn và thường uốn lượn theo hình dạng của đá bao quanh. Những lớp đá vôi này được thành tạo do nước chảy qua mang theo dung dịch vôi hoà tan có công thức $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, khi gặp thoáng khí CO_2 bay đi và CaCO_3 đọng lại. Chúng có tên gọi là travertin, tên này xuất xứ từ chữ travertino tiếng Italia có nghĩa là đi qua, vì chúng được thành tạo do dòng nước chảy qua.

Phân loại karst

Dựa vào điều kiện khí hậu, đặc điểm nằm của đá bị hoà tan, sự có mặt của các lớp phủ trên, karst được phân thành hai kiểu cơ bản là kiểu karst hở và karst kín.

Karst hở thường gặp ở các miền gần Địa Trung Hải nên cũng được gọi là karst kiểu Địa Trung Hải; ở vùng này thường có những trận mưa rào cuốn đi tất cả những đất bề rời còn sót lại trong quá trình hòa tan đá vôi. Do đó bề mặt của karst luôn luôn hở và chịu tác dụng thường xuyên của những nhân tố trên mặt. Karst phát triển rất mạnh và có đủ các dạng địa hình như karst, phễu, lòng chảo, lạc thủy động, sông hồ ngầm và hang động v. v...

Karst kín phát triển ở các miền khí hậu ôn đới, ở đó mưa ít và không lớn, các thành tạo bề rời không bị cuốn trôi đi, bề mặt karst luôn luôn bị phủ kín. Trong điều kiện đó, các quá trình karst phát triển ngầm dưới đất và vì vậy nhiều dạng địa hình

karst không hình thành được; ở đây không có karst, không có lòng chảo karst, còn phếu karst, lạc thủy động, sông và hồ ngầm khá phổ biến.

8.3.7. Trượt đất

Ở nhiều nơi trên các sườn núi cao, sườn thung lũng, các bờ dốc của sông, hồ, bờ biển và ở các hẻm núi đá hay bị trượt đổ, nhất là về mùa mưa. Nguyên nhân chủ yếu gây ra hiện tượng trượt đất là do hoạt động của nước ngầm rửa trôi, làm suy yếu sự liên kết giữa các khối đất đá trượt và thân sườn dốc. Hiện tượng trượt có thể xảy ra từ từ và lâu dài, nhưng cũng có thể xảy ra trong giây lát và gây ra những hậu quả nghiêm trọng. Dựa theo tính chất và quy mô người ta chia trượt đất thành ba loại:

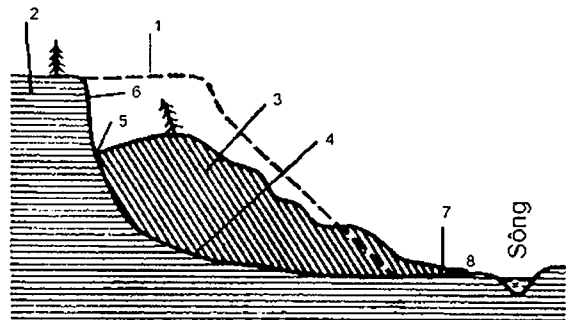
Trượt chảy là những trượt đất nhỏ, chỉ bao gồm một phần đất trên mặt do đá bị phong hoá; khi bị ướt đất này chảy từ từ xuống dưới.

Trượt đất là trường hợp những khối đất đá lớn, có thể gồm nhiều loại đá khác nhau từ trên sườn núi trượt xuống.

Lở núi là trường hợp những khối đất đá lớn đột ngột tách rời khỏi núi và đổ sập xuống. Lở núi đôi khi có quy mô khổng lồ như vào năm 1911 ở Pamir có khối núi lở tới 7- 8 tỉ tấn, chặn ngang một con sông tạo nên một hồ dài tới 80 km và một đập chắn cao 600m, dài 2km, đáy rộng tới 5km.

Điển hình và phổ biến nhất trong ba loại trên là trượt đất, chúng đã gây rất nhiều thiệt hại cả về kinh tế lẫn tính mạng con người. Trên hình 8.18 mô tả một trường hợp trượt đất điển hình; đường chấm chấm biểu diễn sườn trước khi lở; sau khi lở vách có dạng khác hẳn.

Bề mặt trượt (hay gương trượt) là mặt theo đó khối đá trượt xuống, bề mặt này thường bóng láng, bị khía. Khối đất đá bị trượt xuống gọi là thể trượt, phần vách dựng đứng ở bên trên thể trượt gọi là vách trượt. Nhìn mặt cắt ngang của thể trượt giống như một bậc thềm sông, nên còn được gọi là thềm trượt. Nơi tiếp xúc giữa thể trượt và vách trượt gọi là đường khâu duôi. Nơi mặt trượt lộ



Hình 8.18. Sơ đồ trắc diện trượt đất

1- Vị trí ban đầu của sườn dốc; 2- Phần không bị trượt; 3- Thể trượt; 4- Bề mặt trượt; 5- Đường khâu duôi; 6- Vách trượt; 7- Đáy trượt; 8- Mạch (nguồn)
(Gorshkov G.P. & Yakushova A.F. 1962)

ra ở dưới sườn gọi là đáy trượt. Tùy theo thành phần đá ở sườn núi và kiểu trượt mà đáy trượt có thể nằm ở các mức cao khác nhau, đa số trường hợp đáy trượt nằm ở trên sườn núi. Thể trượt có thể chỉ là một khối hoặc nhiều khối đá liền nhau, trong đó còn giữ được thứ tự các lớp đá, ở phía dưới đá bị ép mạnh. Dưới chân các khối trượt lớn, đá có thể bị dồn ép ùn lại thành một gò cao và được gọi là gò dồn ép, trên mặt trượt có thể có dăm kết. Nhiều cây cối ở chỗ trượt thường bị nghiêng ngã tạo thành "rừng say". Trên hình 8.19 thể hiện quá trình hình thành "rừng say", ta hãy quan sát các lớp 6 -

13, trong đó 9 là lớp cát chứa nước, 8 và 10 là hai lớp sét. Dọc theo chân bờ sông có hàng loạt khe nước chảy từ lớp chứa nước (9) mang theo cát. Do cát cứ bị trôi dần và dưới tác dụng của trọng lực nên khối đất đá ACEFB sẽ đứt rời ra và trượt đi. Theo sơ đồ, đáy của khối đất đá trượt là một đường cong dạng parabol (đường CEFB) giống như trắc diện cân bằng dọc của sông khi trưởng thành. Kết quả là khối ACEFB vỡ thành nhiều khối nhỏ với hàng loạt khe nứt rồi sau đó lại khép lại nhanh chóng, cỏ cây sẽ mọc phủ lên. Mặt khối đất đá nguyên thủy (AC) sau khi trượt sẽ nghiêng về phía bờ kéo theo cây cối hoặc những công trình xây dựng cũng nghiêng theo. Về sau cây cối lại tiếp tục phát triển cao lên; phần cây trước khi trượt vẫn nghiêng, còn phần mới mọc lại hướng thẳng theo quy luật hướng dương và như vậy tạo thành khu vực cây nghiêng ngả gọi là “rừng say”. Hiện tượng trượt có thể xảy ra nhiều lần, quá trình cây nghiêng lại lặp lại; khi đó đếm các đợt cây ngả nghiêng ta biết được số lần trượt đã xảy ra.

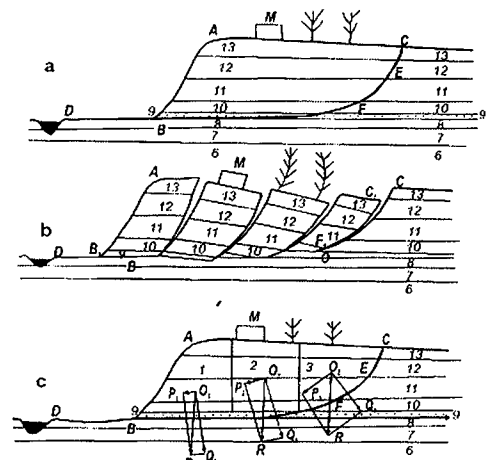
Như vậy trượt đất phát sinh do nhiều nguyên nhân như cấu trúc địa chất của vách, vách dốc đứng, điều kiện thoát nước ngầm, dao động của mực nước sông, v.v., trong đó hoạt động của nước ngầm đóng vai trò rất quan trọng. Do tác dụng của nước ngầm, kéo theo sự mất vật chất ở trên tầng chứa nước cơ sở nên lực liên kết giữa các lớp bị mất. Khi các lớp có độ dốc lớn thì do trọng lực mà các lớp phía trên sẽ trượt và đổ về phía dưới.

8.4. HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT CỦA HỒ VÀ ĐÀM LẦY

8.4.1. Hồ và đặc điểm của hồ

Hồ là những bồn kín chứa nước, không thông trực tiếp ra biển, tổng diện tích các hồ khoảng 1,8% bề mặt Trái Đất, bằng 6,1% diện tích miền đất liền. Hồ cũng đóng vai trò quan trọng trong đời sống con người nên có hẳn một bộ môn khoa học nghiên cứu về hồ gọi là hồ học (limnology). Tuy hoạt động địa chất của hồ thua xa hoạt động địa chất của sông và biển, nhưng nghiên cứu hồ có ý nghĩa thực tiễn và lý luận rất lớn.

Quy mô của các hồ rất khác nhau, có những hồ nhỏ chỉ có diện tích vài hecta hoặc mấy chục hecta như hồ Hoàn Kiếm, hồ Tây nhưng lại có những hồ có diện tích hàng vạn km² như hồ Caspi (thực ra hồ này là một biển nội lục nằm ở ranh giới giữa các nước Nga, Azerbaijan, Armenia, Iran, Turmenistan và Kazakhstan) có diện tích tới 430.000 km² tức là gấp 1,3 lần diện tích đất liền của Việt Nam. Độ sâu của hồ cũng rất khác nhau, hồ Hoàn Kiếm, hồ Tây chỉ sâu vài mét, trong khi đó hồ Baikal ở Viễn Đông nước Nga sâu đến 1740m, hồ Tanganica ở phía đông Châu Phi sâu đến 1470m.



Hình 8.19. Sơ đồ trượt đất và “rừng say”.

a: Trạng thái trước khi trượt đất. **b:** Sau khi trượt đất, khối đất bị trượt vỡ thành nhiều khối nhỏ nghiêng về phía bờ. Phần thấp của cây cối thẳng góc với mặt đất từ khi chưa trượt, phần ngọn mọc lên sau khi trượt đất, do đó cây trở nên cong uốn. **c:** Phân tích lực dẫn đến sự trượt đất.

Hồ có nhiều nguồn gốc khác nhau, dựa vào nguyên nhân thành tạo có thể phân biệt các loại hồ sau đây:

Hồ thành tạo do quá trình nội sinh gồm hồ kiến tạo và hồ núi lửa. *Hồ kiến tạo* là hồ được thành tạo do vỏ Trái Đất bị sụt xuống theo các đứt gãy như hồ Baikal (Viễn Đông Nga), hồ Sevan (Armenia), hồ Geneve (Thụy Sĩ), hồ Tanganica (Đông Phi). *Hồ núi lửa* có thể nằm ở miệng núi lửa cổ hoặc miệng các ống nổ như một số hồ ở Kamshatca, ở đảo Kuril, ở Băng đảo, Overgne (Pháp), hồ Tonung ở Plâycu. Ngoài ra có loại hồ do dung nham núi lửa phun ra chặn lấp thung lũng sông.

Hồ thành tạo do quá trình ngoại sinh gồm nhiều loại. *Hồ do băng hà* được thành tạo do tác dụng bào mòn và tích tụ của băng hà, phổ biến rộng rãi ở các miền băng hà lục địa cổ trong kỷ Đệ Tứ, ví dụ như ở bán đảo Kola (Tây Bắc Nga), Bắc Mỹ, Tây Tạng, Scandinavi, v.v.. *Hồ do gió* là hồ được thành tạo ở những vùng khô hạn, gió thổi mạnh khoét mòn mặt đất thành một vùng trũng rồi thành hồ như ở Mông Cổ và miền Bắc Trung Quốc. *Hồ nguồn gốc sông* được thành tạo ở những vùng trung lưu và hạ lưu của sông, nhiều khúc uốn bị tách khỏi dòng sông trở thành những hồ móng ngựa. *Hồ nguồn gốc karst* là do những phếu hay đĩa karst hình thành. Hồ duyên hải hình thành do vật liệu trầm tích bồi lấp ngăn cách chúng với biển. Hồ nhân tạo như hồ Hòa Bình, hồ Thác Bà v.v... do các công trình thủy lợi tạo nên.

Nước hồ

Thông thường nước hồ là nước mưa, nước từ các con sông suối chảy vào và cũng có khi do nước biển tách ra như hồ Caspi. Theo chế độ thủy văn (nguồn cung cấp nước và thoát nước) có thể phân ra hai loại hồ là 1) *Hồ không dòng chảy* (hồ nước tù) là loại hồ có nước do sông suối hoặc do mưa cung cấp, không có dòng chảy ra mà sự mất nước chỉ do bốc hơi ví dụ như hồ Caspi, hồ Aral. 2) *Hồ có dòng chảy* là hồ có dòng sông suối để nước thoát ra ngoài như Biển Hồ hoặc hồ Ba Bể, hồ Baikal. Có hồ nước nhạt (nước ngọt) và hồ nước mặn (30mg/l). Thành phần muối của các hồ cũng rất thay đổi và phụ thuộc vào khí hậu, điều kiện trao đổi nước, tính chất của thổ nhưỡng. Trong nước hồ ngoài thành phần những ion cơ bản như HNO_3^- , CO_3^{++} , SO_4^{--} , Cl , Ca^{++} , Mg^{++} , Na^{++} , K^+ còn có một số thành phần khác với hàm lượng nhỏ như các hợp chất của nitơ, phosphor và một số ít sắt là những thành phần do hoạt động của sinh vật tạo nên. Trong nước hồ còn có các loại khí hoà tan như O_2 , N_2 , CO_2 .

Theo độ mặn và thành phần muối hồ thường phân bố địa lý theo quy luật như sau: Hồ vùng đài nguyên thường chứa các ion Si và HCO_3 , hồ miền rừng ôn đới chứa các ion HCO_3 , hồ miền rừng ôn đới chứa các ion HCO_3 và Ca, hồ miền thảo nguyên chứa SO_4 , Na, đôi khi HCO_3 , hồ miền sa mạc và bán sa mạc chứa các ion Cl và Na.

8.4.2. Hoạt động địa chất của hồ

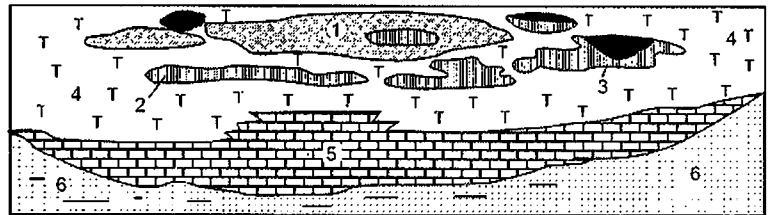
Hoạt động địa chất của hồ cũng giống như hoạt động địa chất của những vùng biển với quy mô nhỏ tức là tác dụng phá bờ và tác dụng trầm tích. Gió tạo cho hồ có sóng vỗ bờ, cũng có tác dụng mài mòn bờ và nhiều khi tác dụng này rất đáng kể.

Trầm tích của hồ gồm nhiều loại khác nhau tùy theo khí hậu, đặc điểm địa hình, cấu trúc địa chất và kích thước của hồ. Trầm tích hồ cũng gồm 3 nhóm là trầm tích lục nguyên, trầm tích hóa học và trầm tích hữu cơ. Trầm tích vụn bở rời được gắn kết lại cũng tạo thành các loại đá cuội kết, dăm kết, cát kết, sét kết v.v.. Trong một số hồ có rất nhiều sinh vật sống có vỏ bằng chất vôi, khi chết các vỏ này tạo thành các trầm tích vôi. Các hồ Baikal, Sevan có nhiều sinh vật trôi nổi có vỏ silic, khi chết các vỏ này đọng lại thành trầm tích silic.

Các hồ nhỏ thường chứa trầm tích hữu cơ, chủ yếu dưới dạng bùn thối (sapropel). Bùn thối do sinh vật đơn bào sống trôi nổi tạo nên. Lúc còn ướt bùn thối là một khối dạng keo màu lục xám, phớt nâu, lúc khô thành khối dẻo sau cứng lại. Các hồ ở vùng thảo nguyên thường chứa nhiều bùn thối. Bùn thối cổ đã trải qua quá trình biến đổi phức tạp rồi tạo nên một loại than gọi là than bùn thối (sapropelit). Hồ ở miền khí hậu ẩm ướt có hàm lượng hydroxyt sắt và mangan cao, nhiều nơi quặng sắt đọng lại ở các đới gần bờ tới độ sâu từ 3-5m đôi khi đến 10m, quặng sắt này do nước ngầm có chứa sắt mang tới hồ. Các hợp chất sắt tạo thành hình hạt đậu với những lớp đồng tâm hoặc những kết hạch có hình bánh dầy. Trong sự thành tạo quặng sắt này, vi khuẩn đóng một vai trò quan trọng, có nơi quặng sắt, mangan thường rất giàu phosphor và silic. Hồ của các miền khí hậu khô nóng thường chứa nhiều muối do nước hòa tan, rửa lữa chúng từ các đá đưa tới; tùy theo từng loại muối, các hồ có thể được phân thành hồ carbonat, hồ sulfat, hồ chlorur.

8.4.3. Đầm lầy và sự thành tạo than bùn

Đầm lầy là những khu vực của mặt Trái Đất có nước ngầm ở sát mặt đất, lúc nào cũng ẩm ướt, nhiều cây cối mọc. Đó có thể là những vùng hồ nông biến thành hoặc là những miền đất liền bị ngập nước thường xuyên.



Hình 8.20. Trầm tích đầm lầy vùng khí hậu ẩm

1. vivianit; 2. siderit; 3. quặng sắt nâu; 4. than bùn; 5. đá vôi
đầm lầy; 6. cát và sét (Gorshkov G.P. & Yakushova A.F. 1962)

Những chỗ đất nông, gần bờ thường là nơi thuận lợi cho cây cối phát triển và gần hồ thường có nhiều cây lau sậy, cỏ, lác, sâu hơn có các loại cây mọc ngầm dưới nước. Sau khi chết, xác cây cối này rơi xuống đáy và do thiếu oxy chỉ bị phá hủy một phần, các cây khác lại mọc chồng lên trên, trong số đó có rất nhiều rễ mọc lan rộng, bám cả vào gốc cây lớn. Quá trình cứ tiếp diễn, lặp đi lặp lại, về sau xác thực vật này trải qua quá trình biến đổi phức tạp để thành than bùn (Hình 8.20). Vì vậy trong các mỏ than bùn thường thấy ở phần trên là những lớp than rêu, còn ở phần dưới có cả thân và rễ của cây lớn. Quá trình thành tạo đầm lầy bắt đầu trên bề mặt lục địa, trên các loại địa hình khác nhau ở bất cứ nơi nào có điều kiện thổ nhưỡng thừa ẩm ướt, do mực nước ngầm dâng cao hoặc do nước trên mặt không có lối thoát đọng lại. Đầm lầy cũng có thể được thành tạo trên mặt bãi bồi của sông ở chỗ tiếp xúc với thềm vì ở đó thường có

Nhiều nước ngầm rỉ ra. Đầm lầy là một bộ phận không thể tách rời các châu tam giác, chúng cũng có thể được thành tạo ở các vùng trước núi, nơi có nhiều nước ngầm thoát ra; một số khác cũng có thể thành tạo ở các đồng bằng thấp chạy dài dọc theo bờ biển.

Trong các đầm lầy, ngoài than bùn còn có trầm tích sắt nâu (limonit) và siderit thành khối xốp hoặc thành kết hạch, phosphorit sắt, vivianit. Trên thế giới, diện tích đầm lầy tới 175 triệu ha, trữ lượng than bùn rất lớn. Than bùn được dùng làm nguyên liệu phân bón hoặc làm nguyên liệu hóa học.

Ở Việt Nam có nhiều mỏ than bùn như các mỏ than bùn ở đầm lầy ven biển cổ Phú Cường - Tân Hòa, Bình Sơn, U Minh. Than bùn lòng sông cổ như mỏ Làng Le, mỏ Tân Lập, mỏ Đông Bình v.v.. Các mỏ than đầm lầy mới, ven biển như mỏ Cần Giờ, mỏ Bà Hòn v.v..

8.5. HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT CỦA BIỂN

Cấu trúc và đặc điểm của biển và đại dương đã được trình bày trong chương 1, trong phần này của giáo trình chúng ta chỉ tìm hiểu về hoạt động địa chất của biển. Hoạt động địa chất của biển bao gồm sự phá hủy đất đá ven bờ và ở đáy biển nông, sự chuyển vận và tích đọng các sản phẩm phá hủy đó. Ngoài ra, trong biển còn xảy ra các quá trình hoá học và sinh hoá phức tạp, dẫn đến sự hình thành các tầng trầm tích hoá học và sinh hoá. Hoạt động địa chất kể trên phụ thuộc vào nhiều yếu tố như hình thái và bản chất bờ biển, sự vận động của nước biển, hoạt động sống của sinh vật, hình thái và độ sâu của đáy biển v.v..

8.5.1. Hoạt động phá hủy của biển

Hoạt động phá hủy của biển thể hiện rõ nhất ở dải ven bờ biển. Thông thường đường bờ biển có dạng quanh co uốn khúc và trong nhiều trường hợp khó xác định do hoạt động của thủy triều, của đầm phá, của bãi lầy ven biển ở những nơi dải bờ biển rất thoải và bằng phẳng.

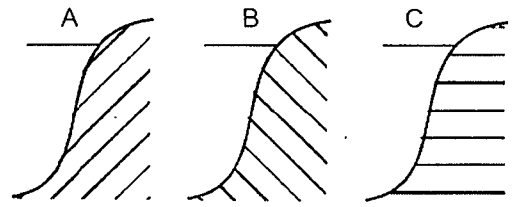
Sóng phá hoại bờ biển bằng tác dụng vỗ bờ, tạo nên các mảnh vật liệu vụn mà về sau các đợt sóng khác hoặc dòng biển sẽ cuốn đi. Khi sóng biển mang theo những mảnh vụn đá đó thì tác dụng phá bờ của chúng trở nên mạnh mẽ hơn. Tác dụng hoá học của nước biển cũng là một tác nhân quan trọng trong sự huỷ hoại đá ở bờ biển.

Tác dụng phá hủy bờ của sóng biển thể hiện đặc biệt mạnh mẽ ở những nơi bờ biển dốc đứng, đáy biển khá sâu. Tại những nơi đó khi bão lớn, sóng biển có thể dâng rất cao, đôi khi tới 20m, với áp lực hàng chục tấn/m², làm cho những khối đá lớn hàng chục tấn có thể bị đánh sập và lôi đi. Điều đó không thể xảy ra ở những nơi bờ biển thoải. Trong những điều kiện động lực tương tự thì tác dụng phá hủy bờ của biển phụ thuộc nhiều vào bản chất của đất đá ở bờ biển (độ cứng, đặc điểm thể nằm, mức độ nứt nẻ của đá, cấu trúc địa chất vùng ven biển). Những tầng đá trầm tích có thể nằm cắm vào phía lục địa sẽ bị phá hủy nhanh nhất (Hình 8.21B), tầng đá cắm dốc về phía biển – mức phá hủy nhẹ nhất (Hình 8.21A). Đá càng bị nứt nẻ nhiều càng dễ bị phá hủy do

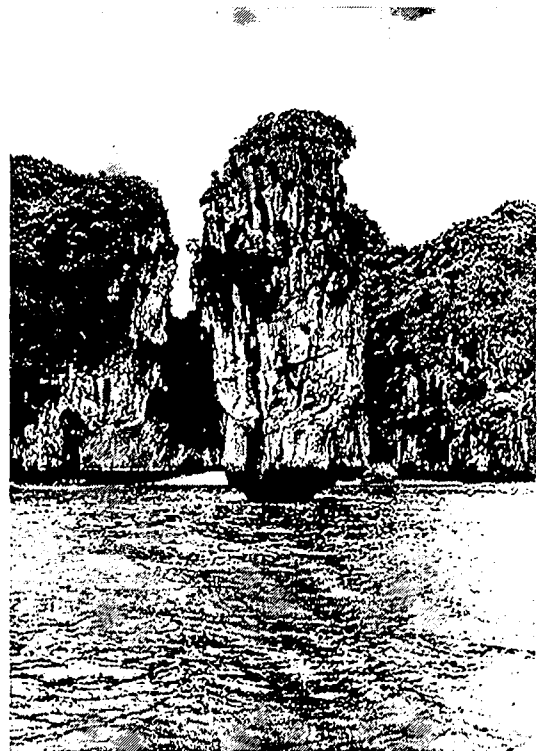
khả năng thâm nhập của nước biển vào sâu trong khối đá. Ở những bờ biển đá có thành phần và độ cứng khác nhau, khả năng chống lại tác dụng phá huỷ của biển không giống nhau thì bờ biển thường có dạng lồi lõm, cắt khía mạnh. Ngược lại, nếu bờ biển hình thành trên những loại đá đồng nhất thì đường bờ thẳng hoặc cong dịu. Phần lớn đoạn bờ biển từ Thanh Hoá đến đèo Hải Vân thuộc loại này.

Những chỗ bờ biển dốc đứng và tương đối sâu, dải bờ biển giữa hai ngấn triều lên xuống bị phá huỷ, lõm vào thành một thứ "ngấn sóng vỡ". Nếu sau này do chuyển động thẳng đứng, vỏ Trái Đất ở khu vực đó được nâng cao, chúng ta có thể thấy các ngấn sóng vỡ ở trên mực nước biển. Hàng loạt đảo của vịnh Hạ Long hiện nay còn giữ lại các ngấn sóng vỡ ở những mức cao khác nhau (ảnh 8.1). Các ngấn tương tự cũng có thể thấy trên vách của nhiều khối núi đá vôi ở vùng Ninh Bình, ở Kinh Môn (Hải Dương), thậm chí trên vùng núi như Kim Bôi (Hoà Bình). Hốc lõm "ngấn sóng vỡ" đó ngày càng ăn sâu vào nội địa, trở thành một thứ "hàm ếch", khối đá ở phía trên trở thành đá treo. Đến một lúc nào đó, do tác dụng của phong hoá, nứt nẻ, của trọng lực, của bão tố v.v.. khối đá treo bị sập xuống, biến thành đá tảng và đá vụn. Số đá vụn này dần dần sẽ bị sóng và dòng biển cuốn đi nơi khác, rồi sóng lại tiếp tục phá huỷ bờ biển lúc này đã lùi vào phía trong. Nền đá mới hình thành dưới đôi triều được gọi là *thêm sóng vỡ* hay *thêm mài mòn* (Hình 8.22).

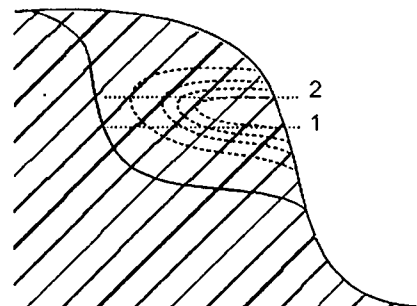
Với cách phá huỷ tiếp tục như vậy, thêm sóng vỡ có thể mở rộng vào đất liền, có khi tới 2 km; sâu khoảng 20m. Nhưng tốc độ mở rộng thêm sóng vỡ ngày một giảm dần do động năng của sóng giảm khi phải trườn theo một mặt đáy (thêm sóng vỡ) khá nông và thoải. Nếu vỏ Trái Đất ở khu vực đang hình thành "thêm sóng vỡ" bị sụt lún do chuyển động thẳng trâm thì thêm sóng vỡ dần dần chuyển thành một phần của *thêm lục địa*.



Hình 8.21. Sơ đồ dạng nằm của đá ở bờ biển (Sarugin M.M. 1962)



Ảnh 8.1. Ngấn sóng vỡ hiện đại ở chân một đảo thuộc vịnh Hạ Long (Ảnh Tạ Hòa Phương)



Hình 8.22. Quá trình hình thành thêm sóng vỡ
1. Mức triều xuống; 2. Mức triều lên (Sarugin M.M. 1962).

Nếu như khu vực có sự nâng cục bộ thì thêm sóng vỗ được phơi trên mặt biển và trở thành *thêm biển*. Chúng ta có thể gặp các thêm biển ở một số vùng duyên hải Miền Trung, ví dụ có thể quan sát thêm biển ở độ cao 20 và 40m trên đảo Hòn La (Quảng Bình), các thêm biển ở độ cao 25m; 40 và 60m ở phía nam Sầm Sơn (Thanh Hoá), thêm biển cao 80m – ở Phan Rang.

8.5.2. Sự chuyển động và vận chuyển của nước biển

Nước biển luôn nằm trong trạng thái vận động với ba dạng chuyển động chính là dòng biển, thủy triều và sóng.

Dòng biển (hải lưu). Có thể coi dòng biển là những dòng sông trong biển cả. Nguyên nhân chủ yếu khiến nước chảy thành dòng trên mặt biển là gió thổi mạnh theo những hướng nhất định. Những khối nước lớn di chuyển thành dòng có thể còn do sự chênh lệch về tỉ trọng của nước, sự chênh lệch áp suất ở các phần khác nhau trong thủy vực và một số nguyên nhân khác nữa. Có những dòng biển chảy thường xuyên, chảy theo chu kỳ, có dòng chảy trên bề mặt, hoặc chảy sát dưới đáy biển. Lại cũng có một số dòng chảy theo chiều thẳng đứng v.v..

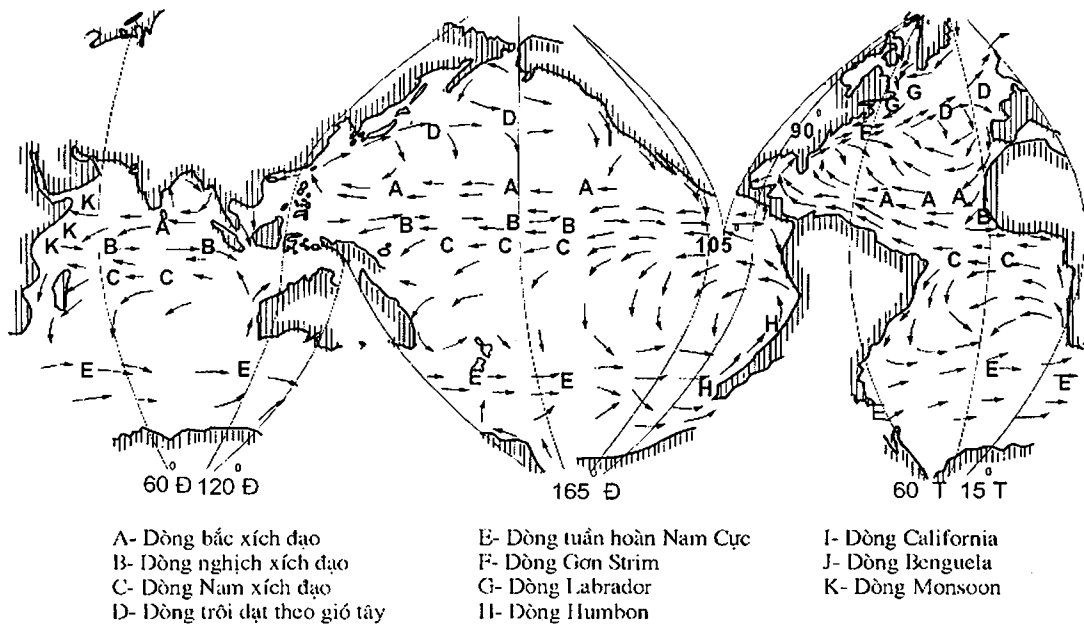
Ví dụ điển hình nhất về các dòng biển là các dòng tín phong ở bắc và nam xích đạo, cùng chảy về phía tây. Các dòng biển ấm này hình thành nhờ có tín phong bắc và nam thổi quanh năm từ đông sang tây. Trong hoàn lưu chung của nước đại dương, tại khu vực nằm giữa các dòng tín phong bắc và nam có dòng nghịch lưu xích đạo, chảy ngược chiều với hai dòng kể trên. Hiện tượng này thấy ở cả Thái Bình Dương, Đại Tây Dương và Ấn Độ Dương (Hình 8.23).

Ở Đại Tây Dương dòng tín phong bắc tiến vào vịnh Mchicô rồi chảy vòng trở lại, tạo thành dòng biển Florida có vận tốc 11 km/giờ. Dòng biển Florida tiến về phía đông bắc, khởi nguồn cho dòng biển ấm Gulf Stream (Gonstrim) có hệ thống phân nhánh phức tạp, với lưu lượng nước lên tới 75 triệu m³/s⁽¹⁾. Ở Thái Bình Dương, dòng tín phong bắc chảy về phía tây rồi khởi nguồn cho dòng biển ấm Curoso với lưu lượng nước lên tới 60 triệu m³/s. Dòng biển này chảy về phía bắc, đông bắc, chủ yếu sưởi ấm cho biển Nhật Bản và miền Viễn Đông của nước Nga. Tại đó, nó gặp dòng biển lạnh Oioasio từ biển Bering chảy ra. Trong tất cả các biển và đại dương thế giới còn có rất nhiều dòng biển nóng và lạnh khác, chúng góp phần điều hoà khí hậu hành tinh, vận chuyển các sinh vật trôi nổi và cá nhỏ. Nơi hội lưu của các dòng biển nóng và lạnh được gọi là "fron", là nơi thường xảy ra gió giạt và mưa dông. Tại đó sinh vật trôi nổi quần tụ đông đặc và vô vàn các loại động vật khác tìm đến kiếm ăn.

Nơi các dòng biển hội lưu thì nước hỗn hợp chìm xuống, mang theo oxy cung cấp cho các lớp nước dưới sâu. Nơi các dòng biển khởi nguồn hoặc phân nhánh thì nước dưới sâu trôi lên bề mặt, mang theo nitơ, phosphat, tăng cường sự sống cho các lớp nước trên của đại dương, cá và nhiều loại sinh vật khác quần tụ rất đông đúc. Chính

⁽¹⁾ Khối lượng nước dòng biển Gulf Stream (Gonstrim) vận chuyển trong một giây lớn gấp 25 lần tổng khối lượng nước của tất cả các dòng sông trên lục địa.

các dòng biển đã tạo nên sức sống trong biển và đại dương, vắng chúng đại dương thế giới sẽ trở thành một cái ao tù khổng lồ và chết chóc.



Hình 8.23. Sơ đồ những dòng biển chủ yếu trên bề mặt đại dương thế giới
(J.F. Lounsbury & L. Ogden, 1969)

Ở Việt Nam do ảnh hưởng của gió mùa, về mùa đông có một dòng biển chảy về phía tây nam ở ngoài khơi Biển Đông. Khi vòng qua đảo Hải Nam (Trung Quốc) dòng biển này tiến vào vịnh Bắc Bộ rồi uốn theo dải bờ biển vòng về phía nam. Khi đi qua mũi Cà Mau nó còn tiến sâu vào vịnh Thái Lan. Vào mùa hè, theo hướng gió tây nam, ở ngoài khơi Biển Đông lại hình thành một dòng biển chảy về hướng đông bắc. Tuy nhiên các dòng biển chảy trong phạm vi Biển Đông không phải là các dòng biển nóng và lạnh theo đúng nghĩa của chúng. Nhiệt độ nước của chúng còn phụ thuộc vào nhiệt độ nước của các vùng biển mà chúng đi qua.

Thủy triều. Mỗi ngày nước đại dương thường có hai lần dâng lên và hạ xuống. Hiện tượng này được con người quan tâm và lợi dụng từ lâu trong hoạt động sống của mình. Tuy nhiên, nguồn gốc của thủy triều chỉ được làm sáng rõ sau khi Niuton (Newton) phát minh định luật vạn vật hấp dẫn. Lực hấp dẫn giữa Mặt Trăng, Mặt Trời và Trái Đất là nguyên nhân chủ yếu gây hiện tượng thủy triều. Vì Mặt Trăng ở gần Trái Đất hơn Mặt Trời khoảng 390 lần nên đối với Trái Đất, lực hấp dẫn của Mặt Trăng lớn hơn của Mặt Trời khoảng 2,17 lần tuy khối lượng Mặt Trăng nhỏ hơn Mặt Trời tới 30 triệu lần.

Khi Mặt Trăng ở thiên đỉnh, lực hấp dẫn của nó làm cho trọng lượng khối nước đại dương chỉ giảm đi hơn một phần triệu (1/9 triệu lần). Tùy theo vị trí của mình, Mặt Trời có vai trò tăng cường hoặc hạn chế lực hấp dẫn của Mặt Trăng đối với Trái Đất. Khi cả ba thiên thể kể trên cùng nằm trên một đường thẳng, nghĩa là thời kỳ Trăng tròn hoặc vắng Trăng trên bầu trời, tổng lực hấp dẫn của Mặt Trăng và Mặt

Trời sẽ làm nước triều dâng cao nhất, gọi là *triều sóc vọng (triều cường)*. Khi ba thiên thể kể trên hợp thành góc vuông (thượng huyền và hạ huyền) sẽ có thủy triều nhỏ nhất, gọi là *triều trực thể*. Cứ mỗi nửa tháng âm lịch sẽ xảy ra một lần triều sóc vọng và một lần triều trực thể. Như vậy, độ lớn của thủy triều không ổn định, tùy thuộc vị trí tương đối của Mặt Trăng, Mặt Trời và Trái Đất. Cũng cần biết rằng ở ngoài khơi đại dương nước triều dâng cao khoảng 1 m, nhưng khi nước triều lan đến gần bờ có thể làm mực nước dâng cao tới 10-18 m ở một số vùng. Khi triều rút, một dải đáy ven bờ sẽ phơi mình trên ngấn nước, có trường hợp dải này rộng tới vài chục kilômét.

Theo chuyển động biểu kiến của Mặt Trăng quanh Trái Đất, nước đại dương ở nơi này dâng lên, ở nơi khác lại hạ xuống, tạo nên dao động triều có quy mô hành tinh. Sự xáo trộn liên tục các khối nước khổng lồ của đại dương, lực ma sát do dao động triều gây ra đã cản trở sự tự quay của Trái Đất. Tốc độ tự quay của Trái Đất vì thế bị giảm dần trong suốt tiến trình lịch sử lâu dài của nó.

Trong thực tế hoạt động thủy triều diễn ra phức tạp hơn nhiều vì đại dương không bao phủ kín bề mặt Trái Đất. Tính chất vùng bờ, độ sâu của biển và nhiều nhân tố khác đã góp phần tạo nên những nét đặc thù của thủy triều ở các vùng biển khác nhau. Phổ biến nhất là loại thủy triều mỗi ngày lên xuống 2 lần, gọi là *bán nhật triều*. Có những vùng nước triều chỉ lên xuống một lần trong ngày, gọi là *nhật triều*. Do tác dụng phản hồi phức tạp của sóng thủy triều vào vùng bờ có vị trí và địa hình đặc biệt, mực nước biển trong ngày ở một số nơi không thay đổi, những nơi đó gọi là vùng *vô triều*. Cá biệt có những vùng nước triều dâng lên hạ xuống tới 4 lần trong ngày, như ở nước Anh chẳng hạn.

Đọc bờ biển Việt Nam thủy triều thể hiện khá đa dạng. Hiện tượng nhật triều điển hình thấy ở đảo Hòn Dấu (Hải Phòng), cũng có thể thấy ở dải bờ biển từ Quảng Ninh tới Thanh Hoá. Chế độ nhật triều không đều thể hiện ở những đoạn bờ biển Nghệ An - Quảng Bình, Quảng Nam - Bình Thuận, Cà Mau - Hà Tiên. Chế độ vô triều có thể thấy ở Thuận An (Thừa Thiên-Huế). Các đoạn bờ biển còn lại có chế độ bán nhật triều và bán nhật triều không đều.

Trong thủy triều, nước biển dâng lên và hạ xuống tạo ra những dòng triều hướng vào đất liền hoặc ra biển; tốc độ này khác nhau thủy thuộc vào từng vùng biển. Khi dòng biển tràn vào sông sẽ chặn đứng dòng chảy của sông và dồn ép khiến nước sông chảy ngược dòng, có khi tiến sâu vào đất liền tới hàng trăm kilômet (ngấn nước sông biển ở sông Amazon tiến sâu vào trong sông tới 300km).

Sóng biển. Sóng biển do nhiều nguyên nhân tạo nên; phổ biến nhất trong các loại sóng đang ngày đêm lan truyền trên các mặt biển và đại dương là *sóng do gió*. Đó là loại sóng hình thành nhờ sự phân bố không đồng đều của áp suất không khí và ma sát trong các xoáy gió trên mặt nước. Loại sóng do gió lớn nhất là *sóng bão*, phát sinh trong các vùng bão tố giữa đại dương. Độ cao trung bình của sóng bão là 4-4,5m. Độ cao cực đại của chúng có nơi đạt gần 20 m, độ dài bước sóng cực đại là 250m, tốc độ truyền sóng cực đại đạt tới 60 km/h. Nhiều khi sóng đổ bộ vào đất liền cuốn theo vào bờ một khối nước có mặt trước dựng đứng cao tới 8-10 mét mà người ta gọi là *sóng*

thành. Loại sóng này có sức công phá mãnh liệt, dường như có thể cuốn trôi mọi vật cản trên đường đi của nó.

Sau cơn bão, sóng hạ thấp độ cao, bước sóng dài hơn, đỉnh sóng biến mất, trở thành *sóng lừng*. Do bước sóng dài tới vài trăm mét trong khi chỉ cao độ vài mét nên ở ngoài khơi có khi không nhận ra chúng. Khi sóng lừng tiến vào vùng biển nông, bước sóng trở nên ngắn hơn, thân sóng cao và dốc hơn, tạo thành sóng xô bờ. Loại sóng này có mặt thường xuyên trên khắp các vùng bờ biển trên Trái Đất và là tác nhân chủ yếu phá huỷ bờ biển và vận chuyển các vật liệu phá huỷ đó.

Ngoài các loại sóng do gió sinh ra còn có loại sóng hình thành do các nguyên nhân khí tượng hoặc động đất. Những trận động đất hay núi lửa phun ngầm dưới biển gây nên những đợt sóng bao trùm toàn bộ bề dày của lớp nước, được gọi là *sóng thần*. Tuy lan truyền với tốc độ tới 800 km/h nhưng do độ cao không đáng kể (không quá 0,3-0,6 m) nên ở ngoài khơi khó có thể nhận biết sóng thần. Khi tiến vào vùng nước nông sóng thần lớn lên nhanh chóng, đạt độ cao tới 20-30 m và có sức tàn phá khủng khiếp.

Vật liệu vụn do sóng phá huỷ bờ, do sóng mang ra biển sẽ được sóng và dòng biển phân loại theo kích thước rồi vận chuyển, phân bố lại ở những vùng đáy biển khác nhau. Cuội, sỏi hoặc các tảng đá to nặng sẽ được lắng đọng gần bờ nhất, cát và bùn được mang đi xa hơn, tạo nên những bãi biển, cồn cát ngầm, các doi cát ven bờ. Vật liệu sét nhỏ nhất được mang đi xa nữa, tới rìa ngoài của thềm lục địa hoặc tới sườn lục địa, đôi khi còn bị cuốn theo các dòng biển tới tận các vùng biển thẳm.

8.5.3. Hình thái đáy biển và sự lắng đọng trầm tích trong biển

Địa hình đáy biển rất phức tạp và là một trong những yếu tố quan trọng chi phối tác dụng địa chất của biển. Căn cứ vào hình thái và độ sâu đáy biển, người ta phân biệt một số khu vực có những đặc trưng riêng về môi trường và sự tích đọng trầm tích, đó là đới ven bờ, thềm lục địa, sườn lục địa và đáy đại dương.

- *Đới ven bờ* chịu ảnh hưởng của thủy triều và sóng vỗ bờ, phong phú sinh vật và vật liệu thô. Sinh vật ở đây có hình thức thích nghi riêng (chui xuống cát, đục lỗ vào đá, bám cố định vào mặt đá), khi chết xác của chúng bị sóng phá vỡ. Trong phạm vi miền biển nông, phần sát bờ nằm giữa hai ngấn thủy triều lên xuống gọi là *đới thủy triều*. Hoạt động của nước biển trong đới này gắn liền với các miền cửa sông, đầm phá ven biển, rừng ngập mặn v.v...

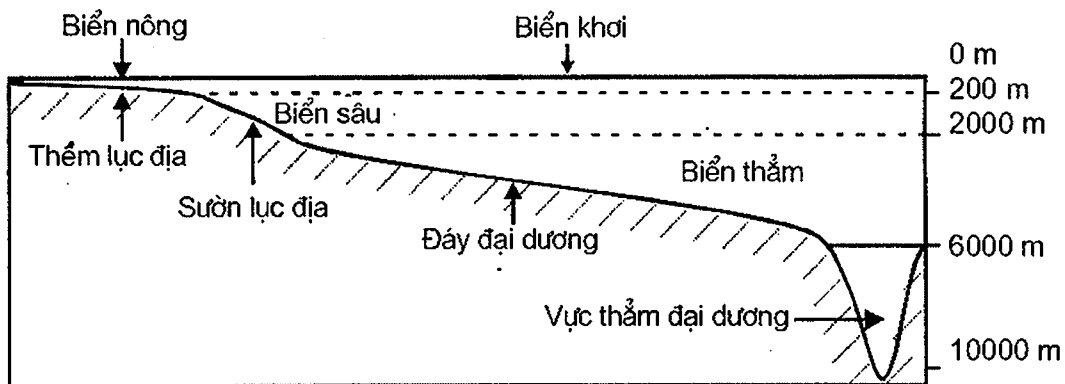
- *Thềm lục địa* (ứng với đới biển nông), chiếm 7,1% diện tích biển và đại dương thế giới, là vùng đáy biển liền kề với lục địa có địa hình khá bằng phẳng (còn gọi là mặt bằng ven lục địa, có độ dốc trung bình 1°) và rìa ngoài cùng đạt độ sâu khoảng 200m. Thềm lục địa có thể rất rộng, tới hàng trăm kilômét, như thềm lục địa thuộc Bắc Băng Dương có nơi rộng tới 400-600 km, toàn bộ vịnh Bắc Bộ nước ta cũng ứng với thềm lục địa. Nếu mực nước biển hạ thấp 200m thì từ Hải Phòng có thể đến đảo Hải Nam (Trung Quốc) một cách dễ dàng bằng đường bộ. Lại có những vùng biển không hề có thềm lục địa hoặc thềm lục địa rất hẹp, ví dụ như biển ven bờ đoạn từ phía nam Huế đến Nha Trang của Trung Bộ nước ta.

Toàn bộ khối lượng nước thuộc đới biển nông nằm trong phạm vi xuyên thấu của ánh sáng Mặt Trời. Do sự tương tác không ngừng giữa bộ phận này của thủy quyển với khí quyển trong các hoạt động của sóng, của dòng biển, dòng đối lưu v.v., nên đây cũng là nơi "thông thoáng" nhất so với các miền biển sâu và biển thẳm. Vì thế, vùng biển nông là nơi rất thuận lợi cho sinh vật phát triển, kể cả động vật lẫn thực vật. Đối với động vật thì ở đây phong phú cả sinh vật đáy (benton), sinh vật bơi lội tự do (nekton) và sinh vật trôi nổi (plankton).

Thêm lục địa là nơi lắng đọng hầu hết sản phẩm, chủ yếu là vật liệu vụn, do các dòng chảy trên đất liền đưa ra biển, tạo nên trầm tích lục nguyên (nguồn gốc lục địa). Trong các trầm tích này thường giàu di tích sinh vật biển mà về sau trong quá trình hoá đá đã trở thành hoá thạch. Trong những điều kiện nhất định thêm lục địa còn là nơi tích tụ trầm tích hoá học và sinh hoá (đá vôi, đá silic, đá vôi san hô, diatomit), là nơi thành tạo kết hạch sắt, mangan, các mỏ sa khoáng và dầu v.v..

- **Sườn lục địa** (ứng với đới biển sâu) là phần đáy biển kế tiếp với thêm lục địa, có độ dốc khá lớn (có thể đạt 30-35°) và độ sâu từ 200 đến 2000m. Sườn lục địa là nơi hầu như tối đen vì ánh sáng Mặt Trời không thấu tới được. Thế giới sinh vật nghèo, chủ yếu gồm sinh vật ăn thịt và ăn xác. Các xác chết từ những tầng nước mặt có thể chìm xuống đây; cũng có thể có một số sinh vật đáy, nhưng thường chúng cũng chỉ tập trung ở phần cao của sườn lục địa.

Bề mặt sườn lục địa thường có lớp phủ từ vật liệu có độ hạt rất nhỏ như bùn sét, bùn vôi, bùn silic, trong đó có thể chứa di tích của sinh vật trôi nổi như xác trùng lỗ. Trong những đá trầm tích cổ ứng với vùng này ta có thể gặp di tích của Bút đá, Răng



Hình 8.24. Sơ đồ các khu vực biển và đáy biển

nón, Cúc đá và Trùng lỗ v.v.. Nhìn chung tốc độ lắng đọng trầm tích ở sườn lục địa rất chậm so với ở thêm lục địa.

- **Đáy đại dương** (ứng với đới biển thẳm) là phần đáy biển có độ sâu vượt quá 2000m, trong đó những nơi có độ sâu trên 6000m được gọi là **vùng thẳm** (Hình 8.24). Đáy đại dương là phần tiếp sau sườn lục địa, độ sâu từ 2000 đến 6000m, nhìn chung khá bằng phẳng với độ dốc trung bình khoảng 1°. Tuy nhiên ở nhiều nơi, nổi lên trên bề mặt bằng phẳng đó là những dải hoặc đỉnh núi ngầm mà những dải đồ sộ nhất nằm

ở khu vực trung tâm Đại Tây Dương và đông nam Thái Bình Dương. Đỉnh của các núi ngầm đó có thể nhô lên khỏi mặt nước tạo thành các hòn đảo hoặc quần đảo giữa vùng sóng nước mênh mông. Ngoài ra, trên đáy đại dương cũng nổi lên các cao nguyên ngầm rộng lớn như cao nguyên Azona ở Đại Tây Dương, cao nguyên Mandiva ở Ấn Độ Dương v.v.. Trong phạm vi phân bố của đáy đại dương còn khá phổ biến những vực thẳm dưới dạng các máng và miền biển thẳm (Bảng 8.1).

Tầng nước bao phủ trực tiếp phía trên đáy đại dương tối đen, lạnh và mặn hơn so với các tầng nước ở phía trên. Thế giới sinh vật ở đây rất nghèo và chưa được hiểu biết đầy đủ. Trầm tích được lắng đọng trên đáy đại dương với tốc độ rất chậm, bao gồm các loại bùn có nguồn gốc hữu cơ và vô cơ.

Trầm tích hữu cơ gồm bùn vôi, chủ yếu được hình thành từ vỏ Trùng cầu, và bùn silic chủ yếu hình thành từ vỏ Trùng tia và Tảo silic (Khuê tảo). Các loại sinh vật kể trên đều sống trôi nổi trong các tầng nước mặt, khi chết đi những vỏ nhỏ li ti của chúng chìm xuống để tạo nên các lớp bùn ở đáy đại dương.

Trầm tích có nguồn gốc vô cơ phổ biến trên đáy đại dương là loại bùn đỏ miền biển thẳm. Loại bùn này có thành phần chủ yếu là oxyt silic, ngoài ra còn có các kết hạch mangan chứa sắt, nikel v.v., hơn 134 triệu km² đáy đại dương được bao phủ bởi loại bùn đặc biệt này. Trong loại bùn đỏ kể trên rất ít di tích sinh vật, người ta chỉ gặp răng cá mập và xương tai cá voi là những bộ phận

bền vững nhất, không bị huỷ hoại và không bị hoà tan trong quá trình chìm sâu xuống những tầng nước sâu thẳm, nơi áp suất thuỷ tĩnh rất cao. Trong một mẫu khoan dài chừng 30-40 cm, đôi khi người ta có thể tìm được hàng trăm răng cá mập và hàng chục xương tai cá voi. Tầng bùn đỏ có bề dày không lớn, tối đa đạt 50-70 cm, do tốc độ lắng đọng loại trầm tích này không đáng kể. Điều cần lưu ý là cho đến nay trên lục địa chưa gặp những loại đá trầm tích cổ có nguồn gốc bùn đỏ biển thẳm.

Người ta cho rằng bùn đỏ miền biển thẳm chủ yếu được hình thành do sự tích đọng của bụi vũ trụ hoặc tro mịn của núi lửa. Cả hai loại vật liệu kể trên đều có thể rơi xuống khắp nơi trên bề mặt Trái Đất với khối lượng rất nhỏ, tuy nhiên đối với các vùng biển thẳm, nơi các vật liệu lục nguyên ít có khả năng chuyển tới thì đó là nguồn vật liệu gần như duy nhất để hình thành trầm tích trên đáy đại dương.

8.6. HOẠT ĐỘNG PHONG HÓA

Phong hóa là quá trình phá hủy đá do tác dụng của các nhân tố tự nhiên, làm biến đổi đá trên bề mặt đến một độ sâu không lớn của vỏ Trái Đất. Các quá trình này bao

Bảng 8.1. Các máng và hố biển sâu trên thế giới

Tên máng, hố biển sâu	Độ sâu (m)	Tên máng, hố biển sâu	Độ sâu (m)
Thái Bình Dương		Chile	8.069
Aleutin	7.822	Đại Tây Dương	
Idzu-Bronin	9.810		
Kermadec	10.047	Kaiman	7.090
Kuril-Kamshatka	9.717	Puerto-Rico	8.742
Marian	11.022	Romans	7.856
Nansay	7.790	Nam Sanvichev	8.264
Peruan	6.601	Ấn Độ Dương	
Tonga	10.882	Zonda	7.209
Philippin	10.265	Bắc Băng Dương	
Trung Mỹ	6.489	"Litke"	5.449

gồm sự phá vỡ đá (phong hóa cơ học), sự phân hủy đá (phong hóa hóa học) do tác dụng của các nhân tố khác nhau như nhiệt độ, phản ứng hóa học của tự nhiên trong khí quyển, nước và sinh vật v.v.. Hoạt động phong hóa xảy ra chẳng những ở trên lục địa mà còn xảy ra cả dưới đáy biển nữa. Có tác giả cho rằng glauconit là sản phẩm phong hóa của biotit ở đáy biển. Tốc độ phong hóa không những chỉ phụ thuộc vào các yếu tố bên ngoài mà còn phụ thuộc rất nhiều vào chính bản thân các đá bị phong hóa. Hoạt động phong hóa có ảnh hưởng rất lớn đối với sự thành tạo mỏ, nó có thể làm tăng hoặc giảm giá trị kinh tế của mỏ.

Tùy thuộc vào bản chất và các nhân tố gây phong hóa, quá trình phong hóa được phân làm ba dạng là phong hóa cơ học, phong hóa hóa học và phong hóa sinh học.

8.6.1. Phong hóa cơ học (hay phong hóa lý học)

Phong hóa cơ học là quá trình phong hóa phá vỡ đá, không thành tạo khoáng vật mới. Những tác nhân chủ yếu gây ra sự phong hóa cơ học của các đá là nhiệt độ, nước, băng, lực kết tinh, gió, sự lớn lên của rễ cây v.v.. Khi nhiệt độ nâng cao vật thể bị nung nóng sẽ nở ra và co lại khi nguội đi, chính điều này gây sự nứt vỡ của đá. Hệ số giãn nở của khoáng vật tạo đá khác nhau; ví dụ feldspat có hệ số giãn nở gấp 10 lần thạch anh. Trong một khoáng vật hệ số giãn nở của tinh thể cũng khác nhau tùy theo phương. Hệ số giãn nở của một số khoáng vật như sau – thạch anh: 0,000.31; orthoclas: 0,000.17; hornblend: 0,000.284; calcit: 0,000.20. Ở những vùng nóng, ban ngày Mặt Trời chiếu lên mặt đá, nung nóng mọi vật, nhiều nơi như ở sa mạc nhiệt độ này cao tới 70 - 80°C, nhưng ban đêm nhiệt độ lại hạ xuống thấp, có nơi xuống rất thấp đến -20°C hoặc -30°C. Sự thay đổi nhiệt độ này làm thay đổi nhanh chóng nhiệt độ của các đá nên đá dễ bị nứt vỡ. Đôi khi ban ngày đang nắng chói chang, đá bị nung nóng bỏng, đột ngột trời đổ mưa rào, nhiệt độ đột ngột giảm hẳn làm cho đá bị nứt vỡ.

Ở sa mạc nhiệt độ chênh lệch giữa ngày và đêm khá cao, thực vật rất nghèo nên phong hóa cơ học xảy ra rất mạnh. Khi bị ánh nắng Mặt Trời nung nóng thì phần ngoài cùng của đá bị nung nóng trước, có nhiệt độ cao hơn so với các phần ở dưới, ở trong. Khi nhiệt độ giảm xuống, phần ngoài cùng cũng thường nứt vỡ đầu tiên thành từng phần nhỏ từ ngoài bề mặt vào trong. Sự thay đổi của nhiệt độ làm cho đá nứt vỡ thành những khối, những tảng to nhỏ khác nhau, làm tăng thêm diện tiếp xúc với ánh nắng Mặt Trời; ánh nắng lại chiếu sâu thêm nữa xuống những phần chưa bị vỡ nhỏ. Cứ như vậy các tảng đá bị vỡ nhỏ tiếp mãi và ngày một nhanh hơn, nhỏ hơn làm tiền đề thuận lợi cho các quá trình phong hóa tiếp sau. Tốc độ phá vỡ các đá còn phụ thuộc vào màu sắc và cấu trúc các đá. Đá sẫm màu hấp thụ và thoát nhiệt mạnh hơn đá sáng màu, đá hạt lớn có hệ số giãn nở lớn hơn đá hạt nhỏ do đó dễ bị nứt vỡ hơn.

Hoạt động phong hóa phá vỡ đá xảy ra ở tất cả các đới khí hậu nhưng mạnh nhất vẫn là các khu vực nhiệt độ thay đổi đột ngột, khô hanh và thực bì ít phát triển. Ở những vùng khí hậu lạnh nước lấp đầy các khe nứt, lỗ hổng trong đá, khi đóng băng thể tích tăng lớn và trở thành như những nêm chèn lớn làm đá bị bửa ra, cứ như vậy đá bị chẻ vụn ra mãi.

Do sự xen kẽ giữa ẩm và khô mà các đá cũng dễ bị vỡ vụn. Đá sét ẩm khi bị khô thường tạo ra những kẽ nứt trên bề mặt, chia mặt đá thành những hình đa giác lớn nhỏ khác nhau; mặt những hình đa giác bị bóc dần và khe nứt cứ sâu xuống mãi làm cho đá vỡ vụn dần. Tương tự như trường hợp nước đóng băng, các dung dịch di chuyển trong các khe nứt, lỗ hổng của đá cũng có thể bị kết tinh làm tăng áp lực lên thành của khe nứt làm cho đá bị phá vỡ. Một kiểu phong hoá cơ học khá đặc trưng là *phong hoá bóc vỏ* (ảnh 8.2). Khi ánh nắng chiếu lên mặt đá sẽ làm đá nóng lên, một phần nước trong các lỗ hổng nhỏ gần bề mặt đá bị bốc hơi và muối hoà tan trong nước sẽ đọng lại trong các lỗ hổng nhỏ đó. Sau đó những lỗ hổng này lại được lấp đầy nước do mưa, hoặc do nước từ không khí chui vào, hoặc do mao quản chui lên, rồi lại bốc hơi và tiếp tục tăng lượng muối trong lỗ hổng ở phần ngoài của đá. Dần dần xuất hiện một vỏ giàu muối; vỏ này có hệ số giãn nở khác với phần còn lại của đá nên giữa vỏ và đá nhanh chóng xuất hiện những khe nứt. Nước sẽ nhanh chóng chui vào các khe nứt đó và chính các hoạt động hoá lý của nước này sẽ là tác nhân trực tiếp làm cho vỏ bị bóc khỏi đá. Quá trình cứ lặp đi lặp lại, cuối cùng sẽ hình thành sự bóc vỏ của đá (ảnh 8.2).

8.6.2. Phong hóa hóa học

Phong hóa hóa học là quá trình phá hủy các đá do tác nhân hoá học, những quá trình này chẳng những làm vỡ vụn đá mà còn làm thay đổi bản chất của đá; khoáng vật cũ bị phá hủy, khoáng vật mới được hình thành làm thay đổi thành phần của đá.

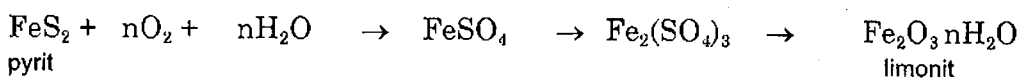
Phong hóa hóa học là kết quả của sự tác động qua lại giữa quyển đá với các yếu tố hóa học tích cực của khí quyển, thủy quyển và sinh quyển. Các yếu tố tích cực nhất là oxy, nước, khí carbonic và axit hữu cơ, chúng gây ra các hiện tượng oxy hoá, hydrat hóa, hoà tan và thủy phân.



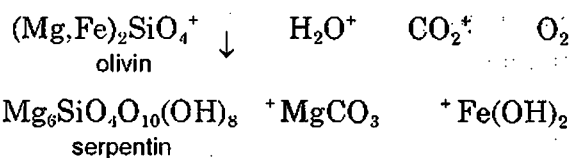
Ảnh 8.2. Phong hoá bóc vỏ

Hiện tượng xảy ra trên đá granit của phức hệ Điện Biên ở Mường Phăng, Điện Biên Phủ (Ảnh Tạ Hoà Phương).

Quá trình oxy hoá. Oxy hoá là một quá trình biến đổi đầu tiên của khoáng vật ở nơi tiếp xúc với khí quyển và đặc trưng cho quá trình phong hoá hóa học. Đá bị oxy hoá thường có màu dễ nhận biết, ví dụ khoáng vật chứa sắt bị phong hoá cho màu đỏ nâu, khoáng vật chứa mangan cho màu nâu đen, khoáng vật chứa đồng cho màu lục. Những chất dễ bị oxy hoá nhất thường là sắt, các oxyt bậc thấp, các sulfur.

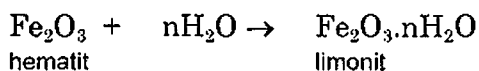


Do oxy hoá mà các mỏ sulfur thường thành tạo mũ sắt. Trong điều kiện trên mặt đất, các khoáng vật chứa Fe^{+2} thường bị biến đổi thành khoáng vật chứa Fe^{+3} ; ví dụ như quá trình serpentin hoá biến đổi olivin thành serpentin:



Dầu mỏ là hợp chất hydrocarbur ở trạng thái lỏng khi lộ ra, tiếp xúc với không khí thường bị oxy hoá và biến đổi thành asphalt. Quá trình oxy hoá thường xảy ra ở độ sâu không lớn nhưng cũng có thể xuống rất sâu; độ sâu này phụ thuộc vào mặt giới hạn dưới của tầng phân bố oxy ở từng vùng khí hậu và địa hình.

Quá trình hydrat hoá. Quá trình hydrat hoá là quá trình khoáng vật hấp thụ nước và biến đổi thành khoáng vật mới; ví dụ anhydrit bị hydrat hoá biến thành thạch cao: $\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Quá trình hydrat hoá của anhydrit làm cho thể tích tăng lên nhiều, kết quả làm cho các tầng đá bao quanh bị phá huỷ thể nằm. Trong điều kiện ở trên mặt đất, hematit bị hydrat hoá nhanh chóng biến thành limonit.

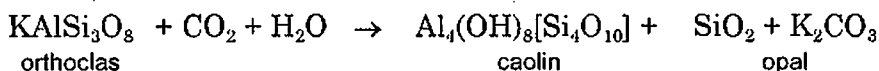


Các silicat và alumosilicat bị hydrat hoá trong những điều kiện phức tạp hơn.

Quá trình hoà tan và thuỷ phân. Đây là quá trình phong hoá hoá học do tác dụng đồng thời của nước và khí carbonic. Nước là một tác nhân hoá học rất tích cực vì nó luôn bị phân ly thành ion H^+ và OH^- , nhiệt độ càng tăng thì nước phân ly càng mạnh. Thí dụ, nếu nhiệt độ tăng từ 0°C lên 30° thì ion hydro tăng lên gấp 2 lần. Khi trong nước có chứa CO_2 tự do thì nồng độ ion hydro tăng lên đến 300 lần hoặc hơn nữa. Nước hoà tan CO_2 sẽ hoà tan thạch cao, đá vôi, dolomit; chính các hang karst trong đá vôi đã được thành tạo do sự hoà tan đá vôi trong nước và chứa carbonic.



Nước và khí CO_2 còn gây ra những hiện tượng thuỷ phân rất phức tạp. Felspat là khoáng vật rất phổ biến trong đá, do tác dụng của nước và CO_2 bị biến đổi như sau:



Thường thì hoạt động phong hoá của alumosilicat dừng lại ở trạng thái caolin, nhưng ở các vùng nóng và ẩm, nhiệt đới thì caolin lại cũng bị phá huỷ, mối liên kết giữa alumin và silic bị cắt đứt và silic bị lôi cuốn đi, phần còn lại cuối cùng sẽ tạo thành bauxit. Như vậy, ở các vùng nhiệt đới ẩm kết quả cuối cùng của sự phong hoá silicat chỉ còn lại oxyt khó hoà tan như oxyt silic, oxyt alumin, oxyt sắt.

8.6.3. Phong hóa sinh học

Trong phong hoá sinh học bao gồm cả các quá trình phong hoá cơ học và phong hoá hoá học. Trên mặt nứt vỡ của đá thường có nhiều loại thực vật sinh sống, rễ của các loại thực vật này luồn lách vào các kẽ nứt của đá, song song với sự phát triển của cây, rễ của chúng cũng lớn lên theo và trở thành những cái nêm búa vỡ đá. Ngoài ra, trong quá trình sinh trưởng và phát triển, sinh vật cũng tham gia phá huỷ đá do

chúng lấy một số chất dinh dưỡng như K, Ca, SiO₂, Mg, Na, P, S, Al, Fe v.v...; đồng thời nhả ra một số axit tác dụng lên đá.

Vi khuẩn và tảo lục là những sinh vật đầu tiên tác dụng lên đá. Chúng chuẩn bị chất dinh dưỡng cho tảo Diatomeae, nấm đơn giản, rêu đá; tất cả các loại đó chuẩn bị đất cho thực vật cao đẳng. Trong tro của thực vật hạ đẳng có chứa alumin và silic, điều đó chứng tỏ thực vật hạ đẳng cũng có khả năng phá vỡ mối liên kết của silicat alumin. Khi thực vật chết đi, chúng bị thối rữa và biến thành axit humic, axit này kết hợp với alumin và sắt tạo nên những hợp chất dễ hoà tan và bị nước đưa đi xa. Như vậy là do tác dụng của sinh vật, đá cũng bị phá hủy, biến đổi và bị di chuyển đi. Trong quá trình sinh sống, sinh vật nhả ra O₂ và CO₂ là những chất quan trọng và tích cực tham gia vào quá trình phong hoá hoá học đã nói ở trên.

8.6.4. Sản phẩm phong hóa

Tính giai đoạn và tính phân đôi của quá trình phong hóa. Đá gốc khi bị phong hóa tạo nên những sản phẩm phong hóa, chúng không biến mất mà chỉ chuyển sang một trạng thái mới. Sản phẩm phong hóa gồm 2 nhóm là *nhóm sản phẩm vụn* không hoà tan và bị nước lôi cuốn đi như sét và *nhóm vật chất hoà tan*, được vận chuyển đi ở trạng thái dung dịch như K₂O, Na₂O, CaO, MgO v.v... Nhóm sản phẩm vụn là sản phẩm phong hóa cơ học của đá gốc cùng những thành phần vững bền trong phong hóa hóa học triệt để (ví dụ thạch anh, muscovit, zircon v.v...) và các mảnh vụn đá.

Các loại sản phẩm thuộc hai nhóm này tạo nên đá vụn, đá sét, đá sinh hóa và phần lớn xi măng của các đá vụn. Sản phẩm còn sót lại là những thành tạo lục địa và được gọi là tàn tích (eluvi), thành phần hoá học của chúng phụ thuộc vào quá trình phong hóa. Mỗi giai đoạn phong hóa có những sản phẩm riêng.

Trong sự phong hoá đá magma tính giai đoạn thể hiện rõ ràng nhất. Theo B.B. Polymov quá trình phong hoá gồm 4 giai đoạn kế tiếp nhau:

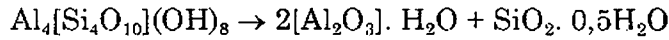
Giai đoạn vụn – đá bị vỡ vụn do kết quả của phong hóa cơ học với thành phần khoáng vật gần như chưa có gì khác với thành phần đá gốc. Kiểu phong hoá này thường thấy ở các núi trỏ, ở các miền cực và sa mạc. Ở miền khí hậu nóng ẩm giai đoạn này ngắn và quá trình phong hóa hóa học chiếm ưu thế.

Giai đoạn sialit kiềm – phong hóa hóa học bắt đầu bằng sự phân hủy silicat và alumosilicat. Kim loại kiềm và kiềm đất tách ra, bị hòa tan dưới dạng ion trong dung dịch thật, tạo ra môi trường kiềm. Thí dụ feldspat kali biến thành hydromica: $K[AlSi_3O_8] + CO_2 + H_2O \rightarrow KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + K_2CO_3 + SiO_2$. Trong điều kiện như vậy các khoáng vật sét trung gian thuộc nhóm monmorilonit và hydromica sẽ được thành tạo. Ở giai đoạn này vỏ phong hoá cũng tập trung muối carbonat calci (CaCO₃) được thành tạo do tác dụng của CO₂ với Ca trong đá và khó hòa tan trong nước. Tàn tích sialit giàu vôi đó thành tạo trong điều kiện khí hậu lục địa khô.

Giai đoạn sialit chua – cation và SiO₂ bị cuốn đi một phần, môi trường chuyển dần sang axit. Các khoáng vật trung gian như monmorilonit và hydromica bị phá hủy, ví dụ hydromica biến đổi tiếp thành caolinit:

$KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + CO_2 + H_2O \rightarrow Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + K_2CO_3$. Phần lớn calci bị hòa tan và trong tàn tích không thấy $CaCO_3$ nữa.

Giai đoạn alit – khoáng vật nhóm sét biến đổi thành những hợp chất bền vững trên mặt đất như hydroxyt alumin, sắt và silit là những khoáng vật keo.



Do tập trung nhiều alumin nên giai đoạn này có tên là giai đoạn alit, tàn tích có màu đỏ tươi vì có hydroxyt. Kết quả của giai đoạn alit là vỏ phong hóa laterit, đặc trưng cho quá trình phong hóa ở vùng nhiệt đới và cận nhiệt đới. Các vỏ laterit cổ thường là đối tượng tìm kiếm quặng sắt và bauxit (Hình 8.25).

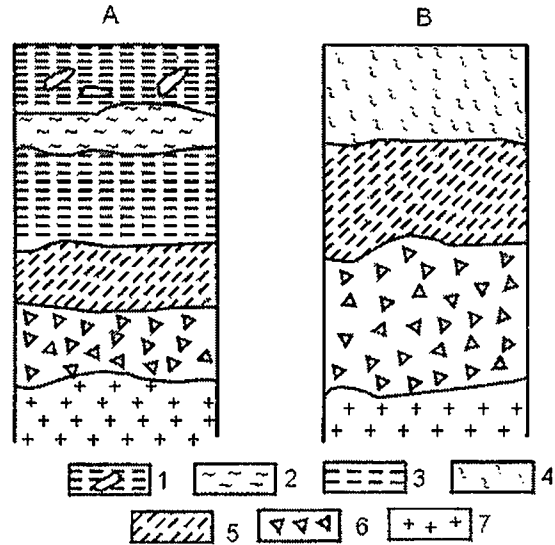
Vỏ phong hóa. Vỏ phong hóa là tầng sản phẩm của quá trình phong hóa, nằm trực tiếp trên đá gốc với bề dày thay đổi từ vài chục cm (ở vùng hàn đới) đến hàng chục mét (ở vùng nhiệt đới ẩm). Tính chất và bề dày của vỏ phong hóa phụ thuộc vào điều kiện khí hậu, địa hình, tính chất, cường độ và thời gian kéo dài của quá trình phong hóa cũng như thành phần đá gốc bị phong hóa. Cần phân biệt vỏ phong hóa (là phần đá vỡ rời) và đới phong hóa (là phần của quyển đá bị phong hoá nằm trên mực nước ngầm).

Tính phân đới của vỏ phong hóa theo chiều thẳng đứng khá rõ.

Theo trình độ phong hoá và thành phần vật chất người ta chia vỏ phong hoá thành các đới, số lượng đới được phân chia phụ thuộc vào thành phần của đá gốc và điều kiện địa lý tự nhiên. Nghiên cứu vỏ phong hóa có ý nghĩa rất lớn, vỏ phong hóa là chứng tích của gián đoạn địa tầng, nó cho ta biết về điều kiện cổ khí hậu và đặc điểm địa hình vùng xâm thực cổ. Vỏ phong hóa còn là nơi tập trung một số nguyên tố có thể tạo thành mỏ.

Laterit. Laterit (đá ong) là một loại sản phẩm trong vỏ phong hoá rất đáng chú ý, nhất là ở những nơi có khí hậu ẩm và ấm như Việt Nam. Đó chính là sản phẩm phong hoá hoá học ở điều kiện nhiệt đới hay cận nhiệt đới của các đá giàu alumosilicat.

Laterit giàu oxyt sắt, nhôm, nghèo silic, kiềm và kiềm thổ, màu nâu đỏ, vàng, bên ngoài thường màu nâu xám; cấu tạo kết hạch, hạt đậu; độ rỗng lớn nhưng rắn chắc khi khô. Mặt cắt laterit thường thể hiện tính phân đới, phản ánh quá trình biến đổi qua những giai đoạn khác nhau (Hình 8.26).



Hình 8.25. Sơ đồ so sánh mặt cắt đá granit bị phong hoá ở hai miền khí hậu ẩm (A) và khô (B)

1. Đới laterit; 2. Đới caolin-gipxit; 3. Đới caolinit; 4. Đới montmorillonit; 5. Đới hydromica; 6. Đới granit vỡ vụn; 7. Đới granit còn tươi (Gorshkov G.P. & Yakushova A.F. 1962)

Quá trình thành tạo laterit diễn ra như sau. Mùa mưa nước thấm sâu xuống đất qua các khe nứt sẽ phá huỷ khoáng vật. Các nguyên tố kiềm, kiềm thổ như Na, K, Ca v.v.. hoà tan trước tạo môi trường kiềm, oxyt silic được mang đi khỏi đá gốc, còn *oxyt nhôm, sắt không hoà tan bị tập trung lại*. Mùa khô, đá nứt nẻ tiếp (nhất là khi không có lớp phủ thực vật che phủ), mùa mưa sau nước lại thấm xuống theo các khe nứt mới đó và tiếp tục quá trình biến đổi vừa nêu. Sự xen



Hình 8.26. Mặt cắt sơ lược về tầng đá laterit

Các đới: A - đá kết tinh giàu alumosilicat chưa bị biến đổi (basalt); B - đá bị kaolinit hoá, C - kaolinit giàu SiO_2 ; D - đới laterit xốp mềm, chủ yếu gồm hydroxyt nhôm và sắt; E - đới laterit giàu nhôm, nghèo sắt; F - đới laterit giàu sắt nghèo nhôm (feralit) (Gorshkov G.P. & Yakushova A.F. 1962)

kê mùa khô và mùa mưa làm cho quá trình trên diễn ra liên tục năm này qua năm khác. Cuối cùng hình thành tầng laterit hay đá ong, màu đỏ tươi, đỏ gụ cấu tạo rỗng với thành phần Fe_2O_3 thường là 50-60%, SiO_2 hơn 20%, Al_2O_3 đạt cao nhất là 16%. Chúng khá dẻo khi còn ướt và nằm sâu dưới đất, khi đưa lên mặt đất bị mất nước chúng sẽ trở thành chác nên nhân dân thường khai thác làm tường nhà. Quá trình thành tạo laterit thường xảy ra trong những điều kiện thích hợp sau đây: 1) *Địa hình thoải và lớp phủ thực vật kém hoặc không có*. Nếu địa hình dốc thì nước chảy mạnh sẽ cuốn hết những sản phẩm phong hoá hoá học. Ngược lại, nếu địa hình bằng phẳng và có lớp phủ thực vật tốt thì oxyt silic và kiềm không bị mang đi khỏi đá gốc. Những vùng đồi với độ dốc 5-7° nhất là đồi trọc đất trống là nơi thuận lợi cho quá trình tạo đá ong. 2) *Đá mẹ thuận lợi* cho sự thành tạo đá ong là trầm tích lục nguyên, đá biến chất, basalt (bazan) và aluvi cổ. 3) *Thời gian* thành tạo đá ong diễn ra khá dài mà những điều kiện nêu trên ít thay đổi.

Trong điều kiện khí hậu ẩm và ẩm như ở nước ta thì tầng laterit khá dày. Vùng đất trống, đồi trọc do phá rừng tạo điều kiện cho hiện tượng laterit hoá phát triển mạnh. Đó chính là nguy cơ làm cho những vùng trung du trở thành cằn cỗi, trơ sỏi đá. Tình trạng như vậy khá phổ biến ở các vùng trung du như ở Nghệ An (Quỳ Châu), Thanh Hoá (Cẩm Thuỷ), Vĩnh Phúc, Hà Tây, Lai Châu (Điện Biên) v.v..

Đất và quá trình tạo đất

Đất là tầng bề rời trên cùng của vỏ phong hóa, gồm khoáng vật bề rời và chất hữu cơ, có khả năng trồng trọt được; nó là kết quả đồng thời của hai quá trình phong hoá và quá trình tạo đất. Theo Docutraev có 5 yếu tố ảnh hưởng đến sự thành tạo đất là đá mẹ, thực vật và động vật, khí hậu, tuổi của vùng và địa hình khu vực. Trong đó yếu tố sinh vật nhất là thực vật giữ vai trò quan trọng nhất và có tính chủ đạo. Các loại thực vật một mặt hút các chất khoáng và nước từ đá, mặt khác khi chết đi lại tập trung chất hữu cơ lại. Các chất hữu cơ đó sẽ bị phân huỷ theo hai cách, *một là* thối rữa và biến thành những hợp chất đơn giản như CO_2 , H_2O , NH_3 và các muối của axit nitric, axit sulfuric và

các axit khác; *hai là* hoá mùn, nghĩa là biến thành những hợp chất hữu cơ phức tạp hơn, có màu nâu hoặc màu đen gọi là chất mùn tạo nên độ phì của đất. Mùn là hỗn hợp các chất hữu cơ trong đó chủ yếu là axit humic, ngoài ra còn có các hợp chất albumin, hydrocarbur, axit hữu cơ, mỡ, nhựa và các hợp chất hữu cơ khác.

Số lượng và chất lượng mùn phụ thuộc vào thành phần thực vật và điều kiện khí hậu, mà nhiệt độ và mưa rất quan trọng. Các chất mùn hợp với các chất kiềm thổ tạo thành humat, các humat hoà tan trong nước thành dung dịch keo và bị nước dần ngấm xuống các lớp bên dưới rồi tập trung lại. Do đó mặt cắt thẳng đứng của đất thường có một số tầng, gồm tầng mùn tích tụ ở trên cùng, tầng tàn tích (ở đây vật chất bị rửa trôi), tầng ứ tích ở đó các hợp chất humat đọng lại. Dưới nữa là đá gốc chưa tham gia vào quá trình tạo đất. Tùy thuộc vào giai đoạn của quá trình tạo đất và tính chất của đất mà các tầng đó có bề dày và thành phần vật chất khác nhau. Do điều kiện nhiệt đới gió mùa nên ở nước ta quá trình phong hóa phát triển rất mạnh, kết quả là tạo nên vỏ phong hóa rất dày và khá đa dạng. Trên các đá carbonat thường gặp các lớp đất màu nâu, nâu đỏ là sản phẩm phong hóa của đá vôi lấp đầy một số dạng địa hình karst.

Trong đá lục nguyên - phun trào axit gặp vỏ phong hóa với thành phần chủ yếu là saprolit, ferosialit, feralit hoặc sialit sắt. *Trong đá lục nguyên - phun trào mafic* gặp vỏ phong hóa với thành phần chủ yếu là ferosialit. *Trong đá phun trào axit - trung tính* gặp vỏ phong hóa saprolit, sialit sắt, sialit hoặc feralit. *Trong đá phun trào mafic* gặp vỏ phong hóa feralit có chỗ tạo bauxit. *Trong đá xâm nhập axit - trung tính* gặp vỏ phong hóa saprolit, chúng thường thấy ở những nơi có địa hình cao. Đặc trưng của nhóm này là vỏ phong hóa sialit và sialit sắt. *Trong đá xâm nhập mafic - siêu mafic* gặp vỏ phong hóa ferosialit.

Trong nhóm đá trầm tích biến chất gặp vỏ phong hóa ferosialit, saprolit (ở nơi có địa hình dốc), feralit (ở ven rìa đồng bằng), trong đá trầm tích Đệ Tứ gặp vỏ phong hóa feralit (đá ong và kết vón).

Chương 9

KHOÁNG SẢN VÀ NGUỒN GỐC CỦA CHÚNG

9.1. KHÁI QUÁT VỀ KHOÁNG SẢN HỌC

Địa chất khoáng sản nghiên cứu những tích tụ khoáng sản trong tự nhiên, điều kiện hình thành và biến đổi của chúng, những yếu tố địa chất ảnh hưởng đến quy luật phát triển, phân bố và khả năng phát hiện chúng trong lòng đất, phương pháp nghiên cứu, phát hiện và xác định giá trị kinh tế của các mỏ khoáng v.v... Địa chất khoáng sản vận dụng kết quả nghiên cứu của các lĩnh vực khoa học địa chất khác để tìm ra nguồn tài nguyên khoáng sản cần thiết cho sự phát triển kinh tế quốc dân.

Khoáng sản học nghiên cứu những thành tạo khoáng chất tự nhiên mà con người có thể khai thác và sử dụng trong cuộc sống của mình.

9.1.1. Khái niệm về khoáng sản và khoa học nghiên cứu chúng

Khoáng sản là những khoáng chất mà con người có thể khai thác để sử dụng trong các lĩnh vực kinh tế và trong đời sống nói chung. Không ít những loại khoáng sản hiện đang được con người khai thác, nhưng cách đây không lâu chỉ là những khoáng chất chưa được quan tâm đến, chẳng hạn như andalusit hoặc đá syenit chứa nephelin mới được một số nước công nghiệp phát triển bắt đầu khai thác làm quặng nhôm cách đây vài ba chục năm. Như vậy, cùng với những tiến bộ của khoa học kỹ thuật và công nghệ, khả năng khai thác và sử dụng tài nguyên khoáng sản của con người không ngừng gia tăng, do đó danh sách những khoáng chất tự nhiên được coi là khoáng sản cũng không ngừng mở rộng.

Khoáng sản trong tự nhiên rất đa dạng, phong phú, và có thể ở trạng thái rắn, lỏng và khí. Đại đa số các khoáng sản gặp ở trạng thái rắn như các loại quặng, than đá, vật liệu xây dựng hoặc nguyên liệu công nghiệp v.v... Chỉ có một số ít khoáng sản gặp ở trạng thái lỏng như nước, nước khoáng, dầu mỏ, còn khí đốt thiên nhiên là loại khoáng sản ở thể khí. Ngoài ra còn có một vài loại khí phóng xạ hoặc hơi nóng thiên nhiên hiếm hoi khác cũng thuộc loại khoáng sản này.

Có thể gặp những biểu hiện khoáng sản trong thiên nhiên ở những quy mô rất khác nhau, từ một vài khoáng vật tạo quặng hoặc tập hợp của chúng lẫn trong các tầng đá vây quanh đến những tích tụ khổng lồ trên cả một khu vực rộng lớn (chẳng hạn như bể than Quảng Ninh). Sự xuất hiện của những khoáng vật tạo quặng là dấu hiệu của các hiện tượng tạo khoáng đã từng diễn ra trong các tầng đá.

Điểm khoáng hoá hay những biểu hiện quặng, báo hiệu khả năng có thể phát hiện ra những tích tụ khoáng sản đáng kể, song chưa được nghiên cứu để khẳng định. Trong những bước nghiên cứu tiếp theo, những biểu hiện này có thể trở thành những mỏ, song cũng có thể trở thành những đối tượng không cần quan tâm tới nữa.

Điểm khoáng sản (hay điểm quặng) là những khu vực có biểu hiện quặng với quy mô lớn hơn, song cũng mới chỉ được phát hiện và nghiên cứu rất khái lược, chưa có đủ cơ sở để đánh giá tiềm năng, triển vọng của khoáng sản còn tiềm ẩn trong các tầng sâu. Chúng là những đối tượng cần được quan tâm nghiên cứu để có thể trở thành những mỏ khoáng, hoặc chỉ là những tích tụ khoáng sản chưa đáp ứng được những chỉ tiêu công nghiệp hiện hành.

Mỏ khoáng (hay mỏ quặng) là khu vực chứa khoáng sản tập trung phát triển với quy mô đủ lớn và chất lượng đủ đảm bảo cho việc khai thác có lợi trong những điều kiện kỹ thuật và công nghệ hiện có. Khối lượng khoáng sản trong mỏ phải đủ đảm bảo cho một cơ sở công nghiệp khai thác hoạt động trong một thời hạn khá dài (ít nhất là hàng chục năm). Một mỏ khoáng thoả mãn được những đòi hỏi như vậy sẽ được xếp vào hàng ngũ các mỏ công nghiệp và thuộc vào danh sách những cơ sở của nguồn nguyên liệu khoáng do Nhà nước quản lý.

Khoáng sản học đại cương là môn khoa học tổng quát về những quá trình hình thành các mỏ khoáng diễn ra trong vỏ Trái Đất. Những điều kiện địa chất liên quan tới các quá trình tạo khoáng và hình thành các mỏ khoáng ở đây được quan tâm hàng đầu. Các mỏ khoáng được xem xét trong các nhóm nguồn gốc khác nhau và trong các kiểu thành tạo khác nhau. Môn khoáng sản học đại cương còn được gọi là môn học về địa chất khoáng sản; những lĩnh vực nghiên cứu chuyên môn về các loại hình mỏ công nghiệp, được xem xét theo từng nhóm khoáng sản trên cơ sở kết hợp giữa mục đích sử dụng nguyên liệu và nguồn gốc của các mỏ. Ví dụ như các mỏ quặng thuộc nhóm kim loại đen gồm có sắt, mangan, titan, crom v.v... lại được xem xét theo từng kiểu nguồn gốc khác nhau như magma, nhiệt dịch hay ngoại sinh.

Các phương pháp nghiên cứu quặng bao gồm tất cả những phương pháp phân tích, nghiên cứu và đánh giá toàn bộ thành phần vật chất của khoáng sản trong phòng thí nghiệm cũng như ngoài thực địa. Tùy theo từng đối tượng khoáng sản và mục đích nghiên cứu mà có các phương pháp khác nhau như phân tích dưới kính hiển vi quang học (khoáng tướng), hay kính hiển vi điện tử, phân tích bao thể, phân tích hoá học, phân tích nhiệt, phân tích quang phổ, phân tích Roengen, phân tích quang phổ hấp phụ nguyên tử v.v...

Các quy luật hình thành, phát triển và phân bố của các mỏ khoáng trong mối liên quan với những vận động kiến tạo của vỏ Trái Đất được xem xét trong *Sinh khoáng học*. Trong đó, các mỏ khoáng được phân chia theo các thành hệ quặng gắn liền với những thành hệ địa chất được hình thành trong những đơn vị kiến trúc và hoàn cảnh địa động lực khác nhau. Sinh khoáng học không chỉ tìm hiểu những mối quan hệ giữa các hoạt động kiến tạo, magma, trầm tích biến chất với tạo khoáng, mà còn có nhiệm

vụ xây dựng cơ sở khoa học cho việc dự báo, tìm kiếm và phát hiện các mỏ khoáng trong từng khu vực cụ thể.

Kiến trúc trường quặng và mỏ quặng là lĩnh vực nghiên cứu những mối quan hệ giữa các yếu tố cấu trúc kiến tạo và quy luật phát triển, định chỗ của các diện tích chứa quặng trong vỏ Trái Đất. Kết quả nghiên cứu kiến trúc các trường quặng và mỏ quặng tạo ra những tiền đề khoa học làm cơ sở cho việc dự báo, thăm dò và đánh giá triển vọng của các khu vực mỏ ẩn hoặc nằm ở dưới tầng sâu của lòng đất.

Dự báo, tìm kiếm, thăm dò và đánh giá các mỏ khoáng là lĩnh vực khoa học ứng dụng, nhằm tìm ra những nguồn nguyên liệu khoáng có giá trị. Trên cơ sở sử dụng phân tích tổng hợp mọi số liệu về địa chất, ở đây cần xây dựng những tiền đề và dấu hiệu dự báo khả năng có mặt của khoáng sản, xây dựng những phương pháp nghiên cứu, điều tra phát hiện ra chúng, sau đó là thăm dò và xác định những giá trị công nghiệp của chúng.

9.1.2. Chất lượng và trữ lượng của mỏ khoáng

Giá trị kinh tế của các mỏ khoáng được xác định thông qua quá trình điều tra nghiên cứu thăm dò những đặc tính tự nhiên của chúng và dựa theo những chỉ tiêu công nghiệp. Chỉ tiêu công nghiệp là những quy định tối thiểu về các giới hạn chất lượng và trữ lượng của khoáng sản sao cho việc khai thác chế biến và sử dụng chúng sẽ có lợi trong những điều kiện kỹ thuật và công nghệ hiện có. Về chất lượng, chỉ tiêu công nghiệp quy định những hàm lượng tối thiểu của các hợp phần có ích và hàm lượng cao nhất của các hợp phần có hại chứa trong quặng, cho phép có thể chế biến khoáng sản trong điều kiện công nghệ kỹ thuật hiện có mà không ảnh hưởng xấu tới hiệu quả kinh tế. Về trữ lượng, chỉ tiêu công nghiệp quy định những giới hạn thấp nhất về khối lượng khoáng sản có trong mỏ khoáng sao cho có thể tiến hành khai thác mỏ một cách kinh tế trong một khoảng thời hạn nhất định.

Chất lượng khoáng sản phụ thuộc vào thành phần vật chất, vào những đặc tính hoá học và công nghệ của chúng. Hàm lượng của các tổ phần có ích và có hại là những yếu tố chủ yếu quyết định chất lượng khoáng sản. Đối với một số loại quặng, tỷ lệ các hợp phần có ích có thể được tính cho các nguyên tố kim loại (Fe, Mn, Co, Cu, Pb, Zn, Sn, Hg, Sb, Au, Ag, Pt...) hoặc theo các hợp chất oxyt của chúng (WO_3 , V_2O_5 , LiO_2 , BeO , TiO_2 , Cr_2O_3 v.v...). Tổ phần có hại là những tạp chất có trong thành phần của khoáng sản có thể gây những khó khăn phức tạp cho các quá trình gia công chế biến quặng. Những tổ phần có hại đối với quặng sắt là phosphor và lưu huỳnh, quặng bauxit - lưu huỳnh và SiO_2 , quặng vàng - As, v.v... Tỷ lệ phần trăm của các tổ phần có hại càng cao thì chất lượng quặng càng giảm và có thể trở thành quặng phi công nghiệp, mặc dù hàm lượng các tổ phần có ích là đáng kể.

Hàm lượng các tổ phần có ích thường được dùng để vạch ranh giới các thân quặng, nhất là trong trường hợp các thân quặng không có ranh giới tự nhiên rõ ràng. Dựa vào tỷ lệ phần trăm của các tổ phần có ích, quặng được phân thành ba nhóm là giàu, trung bình và nghèo. Ví dụ, một số loại mỏ được phân loại theo chất lượng như sau (bảng 9.1).

Trữ lượng khoáng sản là tổng khối lượng khoáng sản có giá trị công nghiệp nằm trong phạm vi ranh giới các thân quặng đã được khoanh định. Trữ lượng thể hiện qui mô của mỏ, có thể thay đổi trong một phạm vi rất rộng, từ vài chục kilogram đến hàng tỷ tấn. Tùy theo qui mô trữ lượng mà các mỏ khoáng có thể được xếp vào một trong bốn nhóm là khổng lồ, lớn, trung bình hoặc nhỏ. Một vài ví dụ về phân loại mỏ khoáng theo trữ lượng được nêu trong bảng 9.2.

Ngoài chất lượng và trữ lượng của khoáng sản ra, giá trị kinh tế của mỏ còn phụ thuộc nhiều vào những yếu tố như điều kiện địa chất - kỹ thuật và địa lý kinh tế của mỏ. Những điều kiện địa chất - kỹ thuật bao gồm đặc điểm hình dáng, kích thước và thế nằm các thân quặng, mức độ phát triển tập trung của quặng trong các thân quặng, điều kiện địa chất thủy văn và địa chất công trình của mỏ v.v... Những yếu tố này ảnh hưởng trực tiếp tới việc lựa chọn phương thức khai thác mỏ. Những yếu tố địa lý - kinh tế của khu vực có mỏ như giao thông vận tải, mức độ phát triển kinh tế và dân cư v.v... có ảnh hưởng không nhỏ tới việc tổ chức khai thác cũng như giá thành sản phẩm được khai thác.

9.1.3. Phân loại khoáng sản theo đối tượng và mục đích sử dụng

Nguyên liệu khoáng chất rất đa dạng và phong phú ngày nay đang được khai thác và sử dụng trong nhiều lĩnh vực khác nhau của các ngành kinh tế. Tuy nhiên, có thể phân chúng thành ba nhóm lớn với ba mục đích sử dụng khác nhau: a) khoáng sản kim loại; b) khoáng sản phi kim loại; c) khoáng sản cháy và nhiên liệu.

a. Khoáng sản kim loại

Khoáng sản kim loại bao gồm tất cả những loại khoáng chất được khai thác nhằm mục đích thu hồi kim loại thông qua các quá trình luyện kim. Có thể phân ra các nhóm: kim loại đen, kim loại màu, kim loại quý, kim loại phóng xạ, kim loại hiếm và phân tán.

Bảng 9.1. Phân loại chất lượng một số loại khoáng sản

Nguyên liệu quặng	Tổ phần có ích chủ yếu	Phân loại theo hàm lượng (%)		
		Giàu	Trung bình	Nghèo
Sắt	Fe	50	50 - 30	30 - 15
Cromit	Cr ₂ O ₃	45	45 - 30	30 - 20
Phosphorit	P ₂ O ₅	25	25 - 16	16 - 08
Antimon	Sb	10n*	N	0,1n
Chì, kẽm	Pb, Zn			
Đồng, thiếc	Cu, Sn	n	0,1n	0,01n
Thủy ngân	Hg			
Wolfram	WO ₃			
Vàng	Au	15gr/t	5 - 15gr/t	ngr/t
Kim cương		1k/t		
+n = 1,2,3...	++ k - kara, 1kara = 0,2gr			

Bảng 9.2. Phân loại một số mỏ khoáng theo qui mô trữ lượng

Khoáng sản	Phân loại mỏ theo trữ lượng (tấn)			
	Khổng lồ	Lớn	Trung bình	Nhỏ
Quặng sắt	10 ⁹	(10-3).10 ⁸	(30-5).10 ⁷	5.10 ⁷
Apatit	-	2.10 ⁸	(20-5).10 ⁷	5.10 ⁷
Quặng đồng	5.10 ⁶	(5-1).10 ⁶	(10-1).10 ⁵	1.10 ⁵
Quặng thiếc	5.10 ⁴	(5-1,5).10 ⁴	(15-3).10 ³	3.10 ³
Quặng thủy ngân	1,5.10 ⁴	(15-3).10 ³	(3-1).10 ³	1.10 ³
Vàng	1.10 ²	(10-5).10	(5-1).10	10

- *Nhóm kim loại đen* bao gồm sắt và những kim loại khác thường được dùng để chế các loại hợp kim khác nhau cùng với sắt như titan (Ti), mangan (Mn), crom (Cr), nikel (Ni), cobalt (Co), wolfram (W), molybden (Mo) và vanadi (V). Quặng sắt quan trọng nhất là magnetit và hematit, sau đó là siderit và limonit (quặng sắt nâu) có trong các kiểu mỏ magma, biến chất, skarn, nhiệt dịch, trầm tích và phong hoá. Quặng titan chủ yếu là titano-magnetit được khai thác từ các mỏ magma thực sự hoặc các sa khoáng. Mangan được lấy từ các loại quặng oxyt và hydroxyt (pyrolusit, braunit, manganit, psilomelan) và carbonat (rodocrosit, manganocanxit (calcit)...) trong các vỉa trầm tích nằm giữa những tầng đá carbonat. Cromit là loại quặng duy nhất của crom và được khai thác từ hai nguồn chính là các mỏ quặng gốc trong các khối đá magma xâm nhập mafic và siêu mafic, hoặc trong những mỏ sa khoáng do các mỏ quặng gốc bị phá huỷ và tái lắng đọng. Nikel hiện nay đang được khai thác chủ yếu từ các loại quặng sulfur đồng - nikel như pentlandit, milerit và nikel, từ các vỏ phong hoá chứa hydrosilicat nikel là garnierit, nepouit. Quặng cobalt quan trọng nhất là linnaeit, cobaltin, spherocobaltit, smaltit, asbolan và eritrit. Wolframit và sheelit (CaWO_4) là những quặng quan trọng để luyện wolfram. Ngoài ra còn có quặng ferberit. Chúng đều được khai thác từ những mỏ nhiệt dịch hoặc skarn và những sa khoáng do các mỏ này bị phá huỷ và tái tạo. Molybden có nguồn quặng chủ yếu là molybdenit, ngoài ra còn có ferimolybdit, vulferit và povelit. Chúng đều là những thành tạo hậu magma, trong các mỏ nhiệt dịch hoặc skarn. Vanadi được lấy từ những quặng chủ yếu là vanadinit, patronit, roscoelit và carnotit, phát triển trong các đá xâm nhập magma mafic và siêu mafic là chủ yếu. Ngoài ra, vanadit còn có thể được lấy ra từ những tích tụ đi kèm với những thành tạo ngoại sinh như sét, bauxit, quặng sắt nâu v.v...

- *Nhóm kim loại màu* có thành phần khá phong phú, bao gồm chủ yếu là đồng (Cu), chì (Pb), kẽm (Zn), thiếc (Sn), thủy ngân (Hg), antimon (Sb), bismut (Bi), nhôm (Al) và magnesi (Mg). Đồng có nguồn nguyên liệu quặng khá phong phú, bao gồm đồng tự sinh, quặng sulfur (chalcopyrit, bornit, covelin v.v...), quặng oxyt (cuprit, tenorit), quặng carbonat (malachit, aluzit) và một số loại khác. Quặng đồng hầu như có thể gặp trong tất cả các loại hình nguồn gốc khác nhau từ nội sinh, biến chất đến ngoại sinh. Chì và kẽm trong tự nhiên luôn luôn đồng hành với nhau trong quặng đa kim. Đó là những quặng sulfur của chì (galenit) và kẽm (sphalerit). Bên cạnh chúng còn có những loại quặng khác như serucit, anglezit, smisonit, calamin v.v... Chúng thuộc những kiểu mỏ nhiệt dịch và skarn có liên quan với những xâm nhập magma granit.

Casiterit là quặng duy nhất của thiếc. Chúng có trong các mỏ hậu magma (pegmatit, skarn và nhiệt dịch) và trong các sa khoáng được hình thành do các mỏ nội sinh bị phá huỷ và tái lắng đọng. Thủy ngân cũng gần như chỉ có một nguồn quặng chủ yếu là cinabar; trong thiên nhiên cũng còn gặp thủy ngân tự sinh. Antimon có một nguồn quặng gần như duy nhất là antimonit trong các mỏ nhiệt dịch, ngoài ra cũng có ở dạng tạp chất trong quặng galenit. Bismut thường đi kèm với W, Sn, As, và Mo trong các mỏ quặng nhiệt dịch. Quặng chủ yếu của bismut là bismutin và bismutit trong đó có tới trên 80% Bi. Quặng nhôm chính là bauxit, bao gồm một loạt các oxyt và hydroxyt của nhôm (bơmit và diaspor, gypsit, leucit v.v...). Đó là những thành tạo

trong các vỏ phong hoá và trong các tầng trầm tích biển ven bờ. Ngoài ra, nhôm còn có hàm lượng khá cao trong thành phần của một số khoáng vật silicat như alunit, nephelin, caolinit v.v... . Quặng magnesi chủ yếu là magnesit và dolomit có nguồn gốc nhiệt dịch hoặc trầm tích. Ngoài ra, magnesi còn có thể được khai thác từ nước biển có tới 0,12 - 0,13% Mg.

- *Kim loại quý* bao gồm có vàng (Au), bạc (Ag) và platin hay bạch kim (Pt). Vàng trong vỏ Trái Đất là một nguyên tố hết sức phân tán. Trong thiên nhiên vàng được khai thác chủ yếu ở dạng tự sinh. Ngoài ra vàng còn có thể gặp trong thành phần của một số quặng sulfur khác như pyrit, chalcopyrit, pyrôtin v.v... và trong các quặng telur (calaverit, silvanit v.v...). Bạc - trong thiên nhiên không có loại quặng bạc riêng, phần lớn khối lượng bạc được khai thác từ những mỏ đồng và da kim, mà bạc là nguyên tố đồng hành trong thành phần của những khoáng vật tạo quặng chính. Platin có thể gặp ở dạng tự sinh và ở dạng những khoáng vật của nhóm platinoid như feroplatin, cuprit v.v... Phần lớn khối lượng platin được khai thác từ các mỏ quặng phức, chẳng hạn như quặng sulfur đồng - nikel có nguồn gốc magma thực sự. Cũng có thể gặp platin trong các mỏ sa khoáng.

- *Nhóm kim loại phóng xạ* chủ yếu gồm có urani (U), radi (Ra) và thori (Th). Những khoáng chất chứa urani trong thiên nhiên có tới hàng trăm, song quặng chủ yếu là uraninit, nasturan, betafit, samarskit, carnotit v.v... . Quặng urani có trong nhiều kiểu mỏ khác nhau từ nội sinh đến ngoại sinh và biến chất. Radi thường có quan hệ rất chặt chẽ với urani trong thiên nhiên, cho nên hầu hết các mỏ quặng urani đồng thời cũng là quặng radi. Thori có trong thành phần một số quặng nội sinh chủ yếu. Đó là các loại quặng như monazit, torinit, torit, xenotim và zircon. Cũng có thể gặp quặng monazit trong các mỏ sa khoáng.

- *Nhóm kim loại hiếm và phân tán* gồm có beryli (Be), tantal (Ta), niobi (Nb), liti (Li), zircon (Zr), cadmi (Cd), gali (Ga), germani (Ge), indi (In). Quặng chủ yếu của beryli là beryl và genvil có trong các mỏ nội sinh như pegmatit, skarn và nhiệt dịch. Tantal và niobi còn có tên gọi chung là columbi, có trong thành phần của columbit, tantalit, loparit và pyroclor. Hầu hết chúng đều được khai thác từ các mỏ nội sinh và phần nào trong các sa khoáng. Liti có hai loại quặng chính là spodumen và lepidolit trong các mỏ pegmatit và nhiệt dịch. Zirconi với hai loại quặng chủ yếu là zircon và eudialit có trong các mỏ pegmatit và trong các sa khoáng do các mỏ nội sinh bị phá huỷ và tái tạo ra.

b. Khoáng sản phi kim loại

Một số lượng lớn các loại khoáng chất tự nhiên được khai thác và sử dụng trong các ngành kinh tế khác nhau, nhưng không phải với mục đích lấy kim loại, được gọi là những khoáng sản phi kim loại. Tuỳ theo mục đích và lĩnh vực sử dụng nguyên liệu mà người ta phân chúng theo các nhóm khác nhau như nguyên liệu luyện kim, nguyên liệu hoá chất, nguyên liệu mài, các nguyên liệu công nghiệp khác nhau và vật liệu xây dựng.

- *Nguyên liệu luyện kim* là những nguyên liệu khoáng chất được sử dụng phục vụ cho các quá trình luyện kim, như các chất phụ gia, vật liệu chịu lửa cao để xây lò và làm khuôn đúc v.v... Thuộc nhóm này có graphit, kyanit (= cyanit), magnesit, caolin và sét chịu lửa, fluorit. Graphit thường gặp ở dạng vẩy nhỏ trong các tầng đá biến chất cao. Kyanit là vật liệu cao nhôm trong các tầng đá biến chất cao. Magnesit thường có trong những vỉa quặng trầm tích nằm giữa các tầng đá carbonat. Cũng gặp những mạch quặng magnesit không kết tinh nằm trong đá siêu mafic bị biến đổi nhiệt dịch cao độ. Caolin và sét chịu lửa được khai thác hoặc trong các vỏ phong hoá trên các tầng đá giàu nhôm, hoặc trong các vỉa quặng trầm tích. Fluorit được khai thác chủ yếu từ những mạch quặng nhiệt dịch và một phần từ những vỉa quặng trong các tầng trầm tích.

- *Nguyên liệu hoá chất* được khai thác trong thiên nhiên bao gồm những loại khoáng chất có chứa bor (B), brom (Br), iot (I), kali (K), arsen (As), muối ăn (NaCl), muối natri (Na_2CO_3 , NaSO_4), lưu huỳnh (S), và phosphor (P). Quặng quan trọng của bo là kernit và tincan nằm trong các tầng trầm tích nguồn núi lửa trẻ. Bo cũng được khai thác từ các hợp chất borat có trong các mỏ muối hoặc trong một số hồ nước mặn. Brom được lấy ra từ các nguồn nước khoáng hoặc nước biển. Iot có trong quặng lauturin và cũng còn được khai thác đồng thời cùng với dầu mỏ. Kali có trong quặng sylvin nằm giữa những tầng trầm tích chứa muối. Nước biển cũng là nguồn nguyên liệu quan trọng cho kali. Muối ăn và muối natri được khai thác từ nước biển và từ các mỏ muối, trong đó có các loại quặng trona, tenacdit và mirabilit. Nguồn nguyên liệu cung cấp lưu huỳnh quan trọng trong thiên nhiên là lưu huỳnh tự sinh và pyrit. Lưu huỳnh tự sinh có thể gặp trong các vòm muối, trong các tầng trầm tích và trong các kiến trúc hòng núi lửa. Pyrit có trong các mạch quặng nhiệt dịch nằm giữa những tầng đá trầm tích hoặc biến chất. Các loại quặng quan trọng của phosphor là phosphorit và apatit. Phosphorit là những thành tạo trầm tích và còn có trong các tích tụ phân chim ở các đảo ở Nam Thái Bình Dương. Apatit được khai thác từ các mỏ quặng có liên quan với những khối xâm nhập magma kiềm, hoặc từ những vỉa quặng phosphorit bị biến chất cao tạo thành (như vùng mỏ apatit Lao Cai).

- *Nguyên liệu mài* gồm những loại khoáng chất có độ cứng cao được sử dụng làm vật liệu mài trong công nghiệp; kim cương và corindon là hai loại khoáng chất đáp ứng tốt nhất được nhu cầu đó. Kim cương không chỉ là nguyên liệu làm đồ mỹ nghệ trang sức có giá trị, mà còn là vật liệu mài và cắt gọt kim loại rất quý vì có độ cứng cao nhất (theo thang độ cứng Mohs). Kim cương được khai thác chủ yếu từ các ống nổ kimberlit và từ sa khoáng, do các ống này bị phá huỷ và tạo thành. Corindon cũng có độ cứng cao, chỉ đứng sau kim cương, được khai thác chủ yếu từ các mỏ pegmatit, các đới tiếp xúc giữa các tầng đá carbonat với các khối xâm nhập mafic và siêu mafic, một phần từ những sa khoáng do các mỏ nói trên bị phá huỷ và tái tạo ra.

- *Những nguyên liệu khoáng dùng trong các ngành công nghiệp khác nhau* chiếm một danh sách khá dài. Quan trọng nhất gồm asbet, barit và viterit, talc, đá talc và pyrophilit, felspat, mica, nguyên liệu dùng cho quang học và áp điện, đá quý.

Asbet (hay amian) là khoáng chất ở dạng sợi, khả năng chịu lửa và chịu axit cao, được tạo thành từ đá siêu mafic bị biến đổi nhiệt dịch và bị serpentinit hoá mạnh mẽ.

Barit và viterit là những khoáng chất có tỷ trọng lớn, được dùng nhiều trong kỹ thuật khoan sâu, đặc biệt là khoan thăm dò dầu khí, được khai thác chủ yếu từ các mạch nhiệt dịch và phần nào từ các sa khoáng của chúng.

Talc, đá talc và pyrophyllit có đặc tính chung là bóng và nhòn, nên được dùng nhiều trong các ngành công nghiệp giấy, cao su, y tế v.v... Các nguyên liệu này được khai thác từ những mỏ nằm trong các khối đá siêu mafic và phun trào bị biến chất và biến đổi nhiệt dịch mạnh.

Mica với các loại muscovit và phlogopit là những vật liệu cách điện tốt. Có thể khai thác từ những thể pegmatit chứa mica và các ổ trong đá gneis biến chất cổ.

Felspat là nguyên liệu quan trọng làm men sứ gốm, hiện nay đang được khai thác từ một kiểu mỏ duy nhất là các thể pegmatit.

Các nguyên liệu quang học và áp điện là những khoáng chất có tính trong suốt và có khả năng chuyển đổi áp lực thành điện năng. Trong số này đáng chú ý nhất là thạch anh áp điện và quang học, spat Băng đảo, fluorit. Các loại khoáng vật giá trị này được khai thác từ những mỏ pegmatit, nhiệt dịch và những sa khoáng do chúng bị phá huỷ tạo ra.

Đá quý bao gồm những loại khoáng vật có hình dáng tinh thể đẹp, màu sắc và độ phản quang cao, như rubi, topaz, saphir, granat, turmalin, mã não v.v... Chúng hoặc được khai thác cùng với kim cương từ các ống nổ kimberlit, hoặc từ những thể pegmatit, những mỏ skarn và những sa khoáng của chúng.

- *Vật liệu xây dựng* trong thiên nhiên gồm nhiều loại khác nhau như các loại cát, sỏi, đá vôi và các loại đá magma v.v... Phần lớn chúng được khai thác và sử dụng trực tiếp, hoặc thông qua những khâu chế biến mỹ thuật (các loại đá ốp lát).

c. Khoáng sản cháy và nhiên liệu. Tất cả những loại khoáng chất tự nhiên được khai thác và sử dụng với mục đích chính làm nhiên liệu cung cấp năng lượng đều được xếp vào nhóm này. Trước hết phải nói đến dầu mỏ và khí đốt tự nhiên. Chúng là những sản phẩm phân huỷ của các vật chất hữu cơ được tích đọng và chôn vùi trong các tầng trầm tích. Quá trình chuyển hoá diễn ra rất phức tạp trong những điều kiện yếm khí của các tầng sâu. Những kiến trúc có độ rộng cao là những nơi tập hợp, tạo ra những túi dầu và khí trong lòng đất.

Than đá là loại nhiên liệu rất quan trọng hiện nay. Đây là những sản phẩm biến chất cao của các tầng trầm tích chứa nhiều vật liệu thực vật bị chôn vùi trong lòng đất. Trước khi trở thành than đá, những vật liệu thực vật phải trải qua các giai đoạn than bùn, than nâu, cũng là những khoáng sản nhiên liệu có giá trị. Ngoài ra, trong số các khoáng sản cháy còn phải kể tới đá phiến cháy được hình thành từ trầm tích sét có chứa nhiều vật chất hữu cơ bị biến chất.

9.2. NGUỒN GỐC THÀNH TẠO CÁC MỎ KHOÁNG

Theo điều kiện thành tạo, các mỏ khoáng có hai nguồn gốc là nội sinh và ngoại sinh. Mỏ nội sinh được hình thành do các quá trình địa chất bên trong lòng đất và gồm mỏ nguồn gốc magma và mỏ nguồn gốc biến chất.

9.2.1. Mỏ nguồn gốc magma

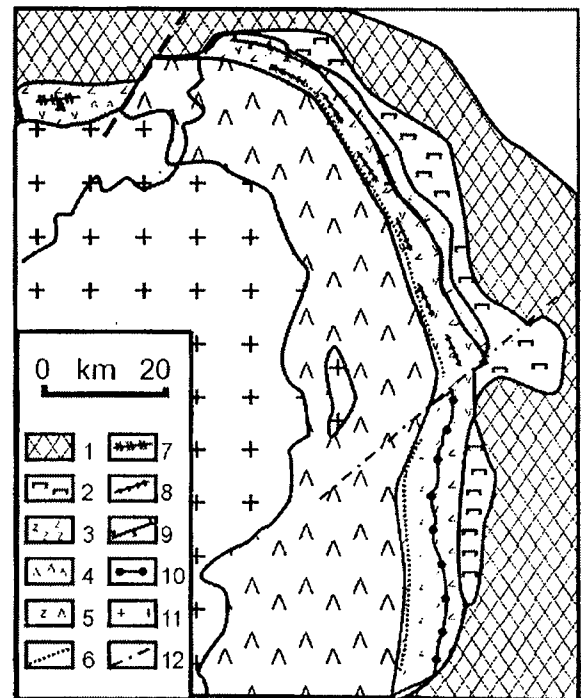
Hoạt động magma là điều kiện cần thiết để hình thành những mỏ khoáng thuộc nhóm này. Mối liên quan giữa hoạt động magma với các mỏ khoáng rất đa dạng, có thể là trực tiếp hoặc gián tiếp, có thể là cộng sinh hoặc mẫu tử, và các mỏ khoáng nhóm này lại có thể là magma thực sự, pegmatit, skarn và nhiệt dịch hậu magma.

a. Các mỏ magma thực sự. Các mỏ magma thực sự được hình thành trong các quá trình phân dị và kết tinh của các khối magma nóng chảy trong vỏ Trái Đất, trong những điều kiện nhiệt độ rất cao (khoảng 800 - 1500°C) và áp suất lớn (hàng trăm atmophe) ở độ sâu 3000 - 5000m. Chúng nằm ngay trong các khối magma xâm nhập và là đối tượng của nhiều loại khoáng sản kim loại (sắt, crom, platin, titan, đồng, nikel) và phi kim loại (kim cương, graphit, apatit v.v.).

Phần lớn các mỏ magma thực sự tập trung trong đá xâm nhập mafic, siêu mafic có thể do trong đó hàm lượng của sắt và một số các nguyên tố khác tăng cao, dễ tập trung tạo thành những tích tụ quặng, lượng oxit silic thấp, độ nhớt kém nên magma dễ linh động, dễ bị phân dị. Dựa vào phương thức hình thành tích tụ quặng trong các mỏ magma thực sự có thể phân biệt ba loại hình nguồn gốc là:

- 1) Mỏ magma sớm;
- 2) Mỏ magma muộn;
- 3) Mỏ magma dung ly.

Mỏ magma sớm được hình thành vào những giai đoạn sớm của quá trình phân dị kết tinh khối magma nóng chảy, do các tinh thể quặng thành tạo trước (pha cứng) được tách ra khỏi khối dung nham nóng chảy (pha lỏng) và tích đọng lại thành các thân quặng. Thân quặng có hình dạng không cân đối, ranh giới không rõ ràng và quặng có kiến trúc hạt tinh thể rõ rệt. Ví dụ kinh điển cho các mỏ magma sớm là khu mỏ quặng platin và cromit Bushwend ở Nam Phi (Hình 9.1).



Hình 9.1. Sơ đồ địa chất vùng mỏ Bushwend (Nam Phi)

1- Đá biến chất cổ; 2- Đới phía dưới; 3- Đới chứa quặng; 4- Đá norit; 5- Đá không phân chia; 6- Quặng sulfur Cu - Ni; 7- Vía chromit phía tây; 8- Vía chromit trong anorthit; 9- Vía chromit trung tâm; 10- Đới quặng chromit phía nam; 11- Đá granit; 12- Đứt gãy. (U. Cameron 1978).

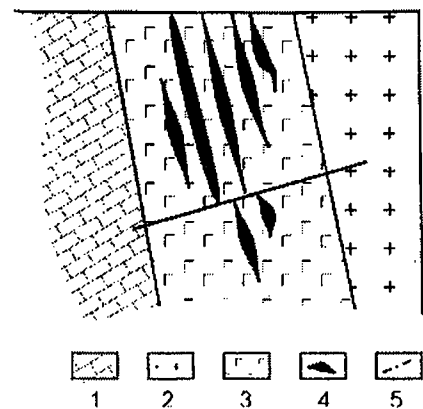
Khối xâm nhập Bushwend thuộc thể chậu (lopalit) xuyên lên giữa các tầng đá biến chất Arkei, trong đó có một dải đá mafic và siêu mafic phân via rộng tới 30km và kéo dài trên 200km. Các vỉa quặng dày 1 - 1,5m tạo thành những đới kéo dài tới hàng chục kilomet. Cromit tập trung ở phần dưới, còn trong các phần trên quặng sulfur chiếm ưu thế hơn. Các vỉa quặng được hình thành do kết quả tích đọng những khoáng vật quặng khó nóng chảy, kết tinh ở nhiệt độ cao và xuất hiện vào giai đoạn sớm trong khi hầu như toàn bộ khối magma còn đang ở trong trạng thái nóng chảy, nên các tinh thể khoáng vật quặng phát triển đầy đủ và rất tự hình. Xen vào khoáng không gian giữa chúng là những khoáng vật của các pha kết tinh muộn hơn sau này.

- *Mỏ magma muộn* được hình thành vào những giai đoạn kết tinh muộn hơn của khối magma, khi mà trong đó đã tích tụ được những hợp chất dễ bốc của clo, fluor, bor và nước, hoặc những hợp chất khó bốc của liti, beryli, wolfram, titan v.v... làm giảm độ nhớt của magma, giảm nhiệt độ kết tinh của các khoáng vật quặng. Những khoáng vật silicat tạo đá được kết tinh trước. Những dấu hiệu điển hình của các mỏ magma muộn là : 1) Các thân quặng có dạng tấm hoặc dạng mạch kéo dài; 2) Ranh giới giữa các thân quặng và đá vây quanh là rõ ràng, đột biến; 3) Khoáng vật quặng nằm xen giữa những khoáng vật phi quặng tạo đá và gắn kết chúng lại với nhau.

Các mỏ magma muộn là những đối tượng quan trọng đối với nhiều loại khoáng sản như cromit, titanomagnetit, apatit. Rất có thể những mỏ quặng titanomagnetit ở vùng Núi Chúa (Thái Nguyên) và cromit trong các khối xâm nhập Núi Nua (Thanh Hoá) thuộc vào kiểu nguồn gốc đang xét. Mỏ quặng titanomagnetit Kusino (vùng Ural - Nga) là một ví dụ tiêu biểu cho kiểu mỏ magma muộn (Hình 9.2). Khối xâm nhập gabro xuyên qua tầng đá vôi và lại bị các đá granit trẻ hơn xuyên cắt. Quặng titanomagnetit tạo thành những thể dạng mạch, dạng thấu kính và dạng ổ nằm tập trung trong đá gabro và đá amphibolit.

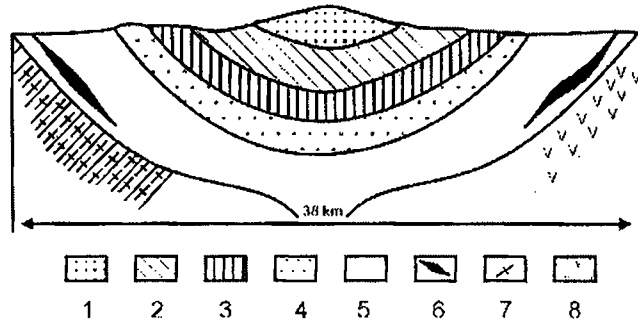
- *Các mỏ magma dung ly* được hình thành do kết quả phân chia dung nham magma ra thành hai phần sulfur và silicat khác nhau và không hoà trộn lẫn vào nhau. Nhiệt độ hạ thấp xuống dưới 1500°C magma bắt đầu bị phân ly ra thành dung nham silicat và dung nham sulfur, trong đó dung nham sulfur có tính năng động cao. Mỏ quặng sulfur đồng - nikel nằm trong đá xâm nhập mafic Sadbery ở Canada đã được hình thành theo cách này (Hình 9.3).

Trong phần đáy khối magma quặng sulfur được tích tụ lại thành những thể dạng tấm hoặc dạng vỉa và có tên gọi là những "vỉa quặng đáy". Trong các mỏ quặng sulfur đồng - nikel ở vùng Norilsk (LB Nga), ngoài những vỉa quặng đáy ra còn gặp những mạch quặng dốc đứng ở phần trên của khối xâm nhập siêu mafic.



Hình 9.2. Mặt cắt địa chất mỏ quặng titanomagnetit

1- Đá vôi; 2- Đá granit; 3- Đá gabro; 4- Thân quặng; 5- Đứt gãy. (V. Vakhromeyev, 1961).



Hình 9.3. Mặt cắt địa chất mỏ Sadbery - Canada

1- Cát kết; 2- Đá phiến; 3- Tuf; 4- Cuội kết; 5- Gabro, norit; 6- Thân quặng; 7- Granit và gneis; 8- Đá phiến lục (V. Smirnov 1981).

Các mỏ nguồn gốc magma thực sự không phổ biến lắm nhưng chúng là những đối tượng quan trọng của nhiều loại khoáng sản có giá trị. Các mỏ hay gặp là 1) Platin tự sinh trong đá siêu mafic; 2) Cromit trong đá dunit và peridotit; 3) Titanomagnetit trong đá gabro và amphibolit; 4) Sulfur đồng - nikel trong đá mafic và siêu mafic; 5) Các ống nổ kimberlit chứa kim cương trong đá siêu mafic; 6) Apatit trong đá syenit kiềm có nephelin; 7) Quặng kim loại hiếm; phóng xạ và phân tán trong các đá kiềm; 8) Quặng columbit trong đá granit (columbit là những khoáng vật phụ trong đá; song có thể tạo thành những sa khoáng có giá trị).

b. Các mỏ pegmatit. Pegmatit là những thành tạo địa chất rất độc đáo mà cho đến nay nguồn gốc của chúng vẫn đang còn nhiều vấn đề bàn luận. Trong pegmatit có thể lấy ra nhiều loại khoáng sản có giá trị khác nhau. Khoáng sản kim loại có Sn, W, Mo, Bi, các nguyên tố hiếm và phân tán như Be, Li, Nb, Ta, Zn, Ge, Hf, Cs, Rb, đất hiếm, các nguyên tố phóng xạ U, Ra, Th. Khoáng sản phi kim loại có muscovit, feldpat, thạch anh, turmalin, corindon, andalusit, đá quý và ngọc v.v...

Pegmatit là sản phẩm của quá trình hoạt động magma, liên quan với nhiều loại đá như granit và granodiorit, syenit và syenit-nephelin, gabro và norit hoặc các phức hệ đá siêu mafic - kiềm, nhưng pegmatit granit phổ biến rộng rãi và có ý nghĩa hơn cả.

Các thể pegmatit có thể nằm ngay trong các khối đá mẹ hoặc nằm trong đá vây quanh ở trên mái khối xâm nhập. Trong pegmatit granit, A. Fersman đã phân ra 5 đới theo thứ tự từ ngoài rìa vào giữa mạch như sau: 1) Đới aplit hạt nhỏ cấu trúc dạng porphyr; 2) Đới pegmatit vân chữ; 3) Đới các tinh thể lớn cấu trúc kiểu pegmatit; 4) Đới lấp đầy các lỗ hổng với cấu trúc tinh đám; 5) Đới khoáng hoá nhiệt dịch.

Đặc điểm nổi bật của pegmatit là có các tinh thể khoáng vật rất lớn (thường từ một vài đến hàng chục centimet), có khi khổng lồ như tinh thể microclin ở Na Uy nặng tới 100 tấn, hay tinh thể beryl ở Mỹ dài tới 5,5m và nặng tới 18 tấn.

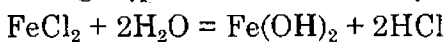
Thành phần khoáng vật của pegmatit granit cũng giống như đá mẹ sinh ra chúng gồm các khoáng vật tạo đá chính là thạch anh, feldpat và mica. Ngoài ra còn gặp một tập hợp những khoáng vật có chứa các hợp phần bốc như muscovit (chứa nước), topaz (chứa fluor), turmalin (chứa bor), beryl (chứa Be). Trong thành phần các khoáng vật

pyroclor, monazit, xenotim, ortit, columbit, tantalit, spodumen và lepidolit của pegmatit còn chứa những hợp chất của nhiều nguyên tố hiếm như Nb, Ta, Zr, Li, Rb, La, Ce, Sn, Y v. v... Các khoáng vật tạo quặng trong pegmatit tuy không phổ biến, song cũng có khi tạo thành những mỏ có giá trị công nghiệp như casiterit, wolframit, molybdenit, ilmenit và bismut.

c. *Các mỏ skarn.* Skarn là đá có thành phần chủ yếu gồm granat và pyroxen, được hình thành trên ranh giới tiếp xúc giữa đá magma xâm nhập và đá trầm tích carbonat. Tác động nhiệt của khối magma nóng chảy làm cho đá vây quanh bị tái kết tinh và đá vôi biến thành đá hoa, cát kết biến thành quartzit, còn đá phiến sét biến thành đá sừng. Những thay đổi sâu sắc trong thành phần vật chất của đá chỉ diễn ra dưới tác động của những sản phẩm hậu magma như hơi và dung dịch tạo ra những mỏ quặng skarn hay còn gọi là những mỏ biến chất tiếp xúc trao đổi. Đá vây quanh thuận lợi nhất cho việc thành tạo skarn là đá vôi, dolomit và marn. Đá xâm nhập thường là granit và granodiorit. Cũng có khi skarn liên quan với xâm nhập syenit và rất ít khi liên quan với xâm nhập mafic. Các mỏ skarn thường nằm ngay trong phạm vi tiếp xúc trực tiếp giữa khối xâm nhập và đá carbonat, song cũng có khi chúng ở cách xa ranh giới tiếp xúc tới 200 - 400m và hãn hữu có khi tới 1 - 2km.

Hình thái các thân quặng của mỏ skarn rất đa dạng; bên cạnh những thể lớn dày hàng chục, hàng trăm mét và kéo dài hàng trăm hoặc hàng nghìn mét, cũng có không ít những mạch nhỏ chỉ dày một vài mét, hoặc có khi chưa tới 1m. Các thân quặng dạng tấm, mạch rất phổ biến, song cũng có những thân dạng ổ, dạng trụ v.v...

Thành phần quặng chủ yếu của các mỏ skarn là những khoáng vật nhóm oxyt (magnetit, hematit, sheelit (CaWO_4), gausmanit, casiterit) và nhóm sulfur (pyrotin, pyrit, chalcopyrit, galenit, sphalerit, cobaltin, molybdenit, arsenopyrit...). Magnetit là một trong những khoáng vật quặng phổ biến nhất trong skarn và được hình thành từ những hợp chất sắt clorua dạng hơi thoát ra từ magma theo phương thức như sau:



Sau đó hydroxyt sắt tiếp tục tham gia phản ứng với sắt clorua, bị mất nước và tạo thành magnetit: $2\text{Fe}(\text{OH})_2 + \text{FeCl}_2 = \text{Fe}_3\text{O}_4 + 2\text{HCl} + \text{H}_2$

Những khoáng vật phi quặng chủ yếu trong skarn là granat và pyroxen. Ngoài ra cũng khá phổ biến những khoáng vật khác như epidot, hornblend, volastonit, clorit, thạch anh, canxit (calcit), fluorit, vesuvian, plagioclas, phlogopit v.v...

Thành phần khoáng vật rất phức tạp của skarn cho thấy chúng được thành tạo trong điều kiện nhiệt độ thay đổi rất nhiều (300 - 800°). Vật chất được huy động từ hai phía (khối xâm nhập và đá vây quanh) càng làm cho thành phần khoáng vật của skarn thêm phong phú. Quá trình hình thành skarn được D. Corjinsky và S. Vakhromeyev (1961) xem xét như một quá trình biến chất trao đổi thay thế hai chiều (bimetasomatos), trong đó các tổ phần trở được trao đổi khuyếch tán giữa một bên là carbonat (đá vôi, dolomit) và một bên là silicat (granitoid, porphyrit). Tổ phần trở từ phía đá vôi có CaO, từ phía silicat có SiO_2 và Al_2O_3 . Trong quá trình trao đổi bimetasomatos CaO từ đá vôi được

khuyếch tán về phía silicat, còn các oxyt nhôm và silic thì ngược lại. Kết quả là hình thành các đới skarn theo một thứ tự nhất định từ phía khối xâm nhập ra ngoài đá vây quanh như trong hình 9.4.

Liên quan với quá trình skarn có nhiều mỏ khoáng kim loại và phi kim loại khác nhau, trong đó nhiều mỏ có giá trị quan trọng:

- Quặng sắt chủ yếu là magnetit và hematit cùng với những khoáng vật sulfur khác như pyrit, chalcopyrit, pyrotin v.v... Các mỏ quặng sắt skarn nhiều khi có những trữ lượng rất lớn và chất lượng quặng rất cao, chẳng hạn như mỏ Thạch Khê (Hà Tĩnh).

- Quặng đồng với tập hợp pyrit, chalcopyrit, pyrotin, sphalerit và một lượng khá lớn magnetit, hematit.

- Quặng wolfram và molybden với những khoáng vật tạo quặng chính là sheelit ($CaWO_4$) và molybdenit, thường là liên quan với granit và granodiorit.

- Quặng đa kim với galenit và sphalerit

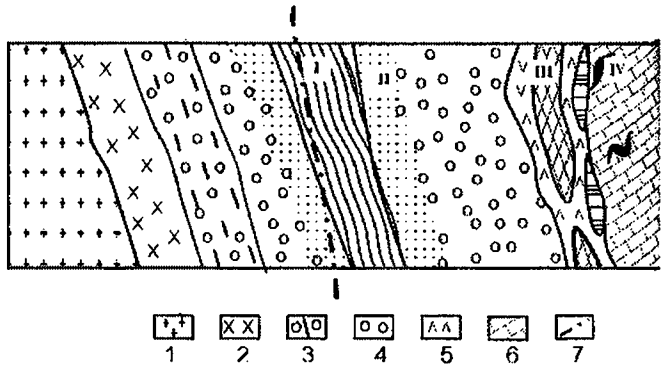
- Quặng thiếc với đại diện là casiterit, thường đi cùng với những sulfur chì - kẽm (như ở Quỳ Hợp - Nghệ An) hoặc với sheelit (Đại Từ - Thái Nguyên).

- Quặng kim loại hiếm như beryli và niobi thường gặp trong những mỏ skarn giữa đá vôi và đá kiềm.

- Khoáng sản phi kim loại trong các mỏ skarn phải kể đến asbet, kyanit, apatit, bor, graphit và đặc biệt là những loại đá quý như granat, rubi hay saphir (vùng Quỳ Hợp - Nghệ An).

d. Mỏ nhiệt dịch hậu magma

Mỏ nhiệt dịch hậu magma phổ biến rất rộng rãi trong vỏ Trái Đất và là những đối tượng có giá trị của nhiều loại khoáng sản khác nhau, trong đó có kim loại màu (Cu, Pb, Zn, Sn, Hg, Sb), kim loại đen (Fe, Mn, Ni, Co, W, Mo), kim loại quý (Au, Ag) và những khoáng sản phi kim loại như asbet, talc, barit, magnesit v.v... Các mỏ nhiệt dịch được hình thành từ những dung dịch nóng và hơi có chứa khoáng chất được thoát ra từ magma. Dung dịch hậu magma được thoát ra khỏi khối đá mẹ và xuyên vào các tầng đá vây quanh. Trong quá trình di chuyển của chúng, do áp suất và nhiệt độ giảm dần, lần lượt các tập hợp khoáng chất được kết tinh và tích đọng lại, do đó thành phần của dung dịch thay đổi dần theo đường đi. Không loại trừ khả năng các dung dịch hơi và nước được thoát nhiều lần từ những khối



Hình 9.4. Sơ đồ mỏ quặng skarn

1- Diorit thạch anh; 2- Diorit tiếp xúc; 3- Skarn pyroxen-granat; 4- Skarn granat; 5- Skarn xalit; 6- Đá vôi bị hoa hoá; 7- Đứt gãy. I - Quặng sọc dải; II- Quặng xam tán; III- Quặng chặt xít; IV- Quặng trong đá vôi. (D. Korjinsky 1968).

magma đang kết tinh. Mỗi lần như vậy, thành phần của dung dịch có thể thay đổi, vì thế các mỏ nhiệt dịch được hình thành từ những dung dịch khác nhau sẽ có thành phần quặng không giống nhau.

Về phương thức vận chuyển các vật liệu tạo khoáng trong dung dịch nhiệt dịch, số đông các nhà nghiên cứu cho rằng vật liệu tạo khoáng hoà tan trong dung dịch nhiệt dịch ở dạng keo (huyền phù). Hầu hết các hợp chất sulfur của kim loại đều có thể hoà tan ở dạng keo và được vận chuyển ở dạng các dung dịch keo có nồng độ kim loại rất cao và rất ít nước. Theo A. Betekhtin (1955) thì các kim loại được vận chuyển trong dung dịch nhiệt dịch ở dạng những hợp chất fluorur, clorua hoặc hợp chất với bor. Cũng có khả năng vật liệu được vận chuyển trong dung dịch ở dạng những hợp chất haloit dễ hoà tan.

Các mỏ nhiệt dịch có thể được thành tạo trong tất cả những loại đá vây quanh khác nhau, từ đá magma, biến chất đến trầm tích và núi lửa. Tác động tương hỗ giữa dung dịch nhiệt dịch với đá vây quanh thể hiện qua các quá trình biến chất trao đổi thay thế (metasomatose), trong đó các vật chất khoáng thay thế nhau nhưng vẫn giữ nguyên hình dạng, kích thước và thậm chí cả cấu trúc của vật chất ban đầu. Trong các quá trình này, đá hoặc khoáng vật có thể thay đổi thành phần hoá học, cuối cùng là đá vây quanh bị biến đổi và quặng được kết đọng lại thành các tích tụ trong các tầng đá khác nhau.

Những hiện tượng biến đổi đá vây quanh phổ biến là greizen hoá, sericit hoá, berezit hoá, thạch anh hoá, clorit hoá, listvenit hoá, dolomit hoá, propylit hoá, alunit hoá, caolinit hoá và silic hoá.

Greizen hoá là quá trình biến đổi các đá trầm tích, biến chất và magma có sự tham gia của dung dịch nhiệt dịch ở nhiệt độ cao, tạo thành đá greizen có thành phần chủ yếu là thạch anh và mica. Sericit hoá là hiện tượng biến đổi đá vây quanh rất phổ biến, đặc biệt là trong những mỏ nhiệt dịch nhiệt độ trung bình. Sericit là muscovit dạng vảy nhỏ, được hình thành do feldpat bị phân huỷ. Để bị sericit hoá nhất là các loại đá magma axit có chứa feldpat trong thành phần của mình.

Berezit hoá là quá trình phân huỷ feldpat tạo ra sericit, thạch anh đồng thời với pyrit hoá đá vây quanh. Thạch anh hoá là quá trình biến đổi nhiệt dịch rất phát triển trong các đá trầm tích và magma, trong đó đá phiến và cát kết hạt mịn biến thành đá sừng, đá vôi biến thành vôi silic.

Clorit hoá là hiện tượng biến đổi đá vây quanh rất phát triển. Thành phần khoáng vật chủ yếu của đá bị clorit hoá là clorit, thạch anh, sericit, đôi khi có biotit, amphibol, turmalin, granat và carbonat. Listvenit hoá là hiện tượng biến đổi nhiệt dịch của đá với sự tham gia của dung dịch có chứa nhiều axit carbonic. Listvenit là sản phẩm của quá trình biến đổi này với thành phần khoáng vật chủ yếu gồm carbonat, thạch anh, mica, clorit và pyrit xâm tán.

Dolomit hoá là hiện tượng biến đổi đá vôi thành dolomit do có thêm magie. Propylit hoá phát triển chủ yếu trong các đá phun trào magma mafic và trung tính

(andesit, dacit, basalt) và phần nào trong đá axít (ryolit). Các khoáng vật sẫm màu ở đây bị phân huỷ và tạo thành clorit, epidot, carbonat, sericit, alunít, zeolit, pyrit.

Độ sâu thành tạo của các mỏ nhiệt dịch có thể rất khác nhau, từ 3 - 5 km đến vài ba trăm mét cách mặt đất và thậm chí ở gần mặt đất. Nhiệt độ thành tạo của các mỏ nhiệt dịch cũng thay đổi từ 400° đến 50°. Theo độ sâu, các mỏ nhiệt dịch hậu magma được phân thành 3 nhóm chính là 1) Mỏ nhiệt độ cao; 2) Mỏ nhiệt độ trung bình và 3) Mỏ nhiệt độ thấp và viễn nhiệt.

Các mỏ nhiệt dịch nhiệt độ cao (300 - 400°) thường được thành tạo ở những độ sâu lớn và gần sát với những khối xâm nhập đá mẹ, nhiều khi nằm ngay trong phần vòm hoặc trong đới tiếp xúc của chúng. Thành phần quặng nhìn chung khá đơn giản. Có các kiểu mỏ như sau:

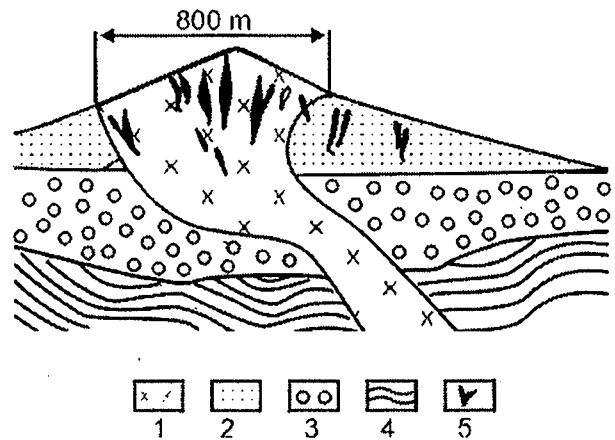
- Quặng vàng trong các mạch thạch anh chứa sulfur như pyrit, pyrotin, arsenopyrit v.v... trong đó vàng phân tán rất nhỏ.

- Quặng wolframit và casiterit trong các mạch thạch anh nằm ngay trong phần rìa các khối xâm nhập granit bị greizen hoá mạnh. Thành phần quặng chủ yếu gồm có wolframit, casiterit cùng ít sulfur lẫn với thạch anh. Kiểu mỏ này đã gặp ở vùng núi Pia Oác (Cao Bằng).

- Quặng molybden trong các mạch thạch anh thường có molybdenit đi kèm với pyrit và bismutin.

- Quặng arsenopyrit đi kèm với pyrit, pyrotin, bulangerit trong các mạch thạch anh.

- Quặng phức Sn, W, Bi, Ag có thành phần khá phức tạp (casiterit, stannit, wolframit, bismutin, argentit và các sulfur), nằm trong các thể xâm nhập nông. Các mạch thạch anh chứa quặng tuy không lớn, nhưng có hình dạng rất phức tạp, ví dụ như mỏ Potosi ở Bolivia (Hình 9.5).



Hình 9.5. Sơ đồ mặt cắt mỏ Potosi - Bolivia

1- Porphyr thạch anh; 2- Cát kết, tuf; 3- Cuội kết; 4- Đá phiến, quartzit; 5- Thân quặng Sn - W. (Evans 1975)

- Các loại quặng hợp Cu - Sn, Cu - Mo và Sn - Pb có thành phần khá phức tạp, chứa nhiều sulfur, nằm trong những mạch thạch anh quanh những thể xâm nhập nông axít và trung tính.

Các mỏ nhiệt dịch nhiệt độ trung bình (200 - 300°) phần lớn nằm khá xa, thường phát triển trong các tầng đá trầm tích hoặc biến chất phủ trên các khối xâm nhập. Mối liên quan giữa các mỏ này với magma thường không rõ ràng, chỉ là những quan hệ không gian hoặc gián tiếp. Khoáng sản trong những mỏ loại này có:

- Các mỏ quặng sulfur - casiterit (Sn, Pb, Zn), trong đó có casiterit và sulfur chì - kẽm lẫn với pyrit, pyrotin, arsenopyrit. Mạch quặng nằm trong các tầng trầm tích

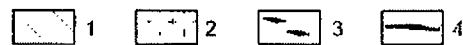
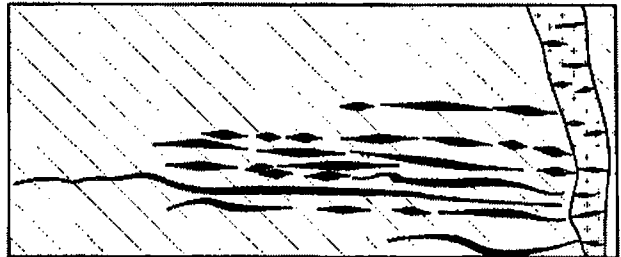
lục nguyên và cả trong các tầng đá phun trào, ví dụ như các mỏ thiếc vùng Sơn Dương - Bắc Tam Đảo.

- Quặng đồng porphyr và quặng molybden với những khoáng vật sulfur (chalcopyrit, quặng đồng xám, molybdenit) xâm tán lẫn trong đá quartzit thứ sinh.

- Quặng conchedan với pyrit là chủ yếu (tới 80%) và có chứa các sulfur Cu, Pb, Zn, As... phát triển trong các tầng trầm tích phun trào siêu mafic, tương tự như những mỏ ở vùng Ba Vi - Ba Trại.

- Quặng đa kim có chứa bạc với thành phần chủ yếu là galenit, sphalerit, quặng đồng xám, pyrit, pyrotin, arsenopyrit, bulangerit... Ngoài Pb, Zn ra, trong quặng này thường có Ag và Au cùng với những nguyên tố hiếm khác.

- Quặng vàng trong các mạch thạch anh, trong đó vàng cộng sinh với khoáng vật sulfur như pyrit, chalcopyrit, galenit v.v... Các mạch nhỏ tạo thành những đới và chuỗi xuyên cắt các thể tường đá granit và nằm cả trong các đá lục vây quanh, ví dụ như mỏ Berezov ở vùng Ural (Hình 9.6).



Hình 9.6. Sơ đồ mỏ quặng vàng Berezovo

1- Đá lục; 2- Đá granit porphyr; 3- Mạch quặng dạng bạc thang trong đá granit; 4- Mạch quặng trong đá lục (M. Borodaevsky 1961)

- Quặng carbonat sắt với khoáng vật chính là siderit, tạo thành những thấu kính hoặc các vỉa nằm trong các tầng trầm tích lục nguyên carbonat.

- Quặng Co - Ni - Ag gồm các mạch carbonat chứa quặng nằm trong các tầng đá phun trào và cuội kết cổ, ví dụ như mỏ coban ở Canada. Thành phần quặng khá phức tạp.

- Quặng phức 5 nguyên tố (Co - Ni - Ag - Bi - U) bao gồm một hệ thống các mạch thạch anh phân bố theo kiểu hình quạt trong đá granit (như các mỏ ở vùng Hồ Gấu Lớn - Canada). Thành phần khoáng vật của quặng rất phức tạp.

Các mỏ nhiệt dịch nhiệt độ thấp và viễn nhiệt (dưới 200^o) rất phổ biến và gặp ở nhiều vùng kiến tạo khác nhau của vỏ Trái Đất. Đối với các mỏ này thông thường mối quan hệ với đá magma là không rõ ràng, nhiều khi không thấy được. Thành phần quặng rất phức tạp, bao gồm nhiều tổ hợp các khoáng vật cộng sinh với nhau. Có những loại quặng chính như sau:

- Quặng antimon với khoáng vật chính là antimonit cùng nhiều sulfur khác trong các mạch thạch anh hoặc thạch anh - carbonat.

- Quặng thủy ngân hoặc thủy ngân - antimon gồm các mạch cinabar hoặc cinabar - antimonit cộng sinh với pyrit, thạch anh, canxit và fluorit. Các mạch như vậy phát triển trong các tầng trầm tích lục nguyên bị uốn cong thành những nếp lồi, ví dụ như ở mỏ Nikitovca - Ucraina (Hình 9.7).

- Quặng cát kết chứa đồng là loại hình mỏ đặc biệt, trong đó các khoáng vật sulfur chứa đồng như bornit, chalcopyrit thay thế cho xi măng carbonat trong cát kết. Do quan hệ giữa chúng với magma không xác lập được, các nhà nghiên cứu gọi các mỏ kiểu này là mỏ viên nhiệt.

- Quặng Au - Ag - Te có liên quan với những vùng hoạt động núi lửa trẻ. Propylit hoá rất phát triển trong các tầng đá phun trào chứa quặng. Thành phần chủ yếu của quặng gồm vàng, bạc tự sinh, một loạt các khoáng vật sulfur có chứa Au, Ag và Te cùng với thạch anh, calcedon, fluorit và carbonat.

- Quặng thủy ngân và arsen trong mạch thạch anh - carbonat chứa sulfur nằm giữa các đá phun trào bị thạch anh hoá, caolinit hoá và propylit hoá mạnh mẽ.

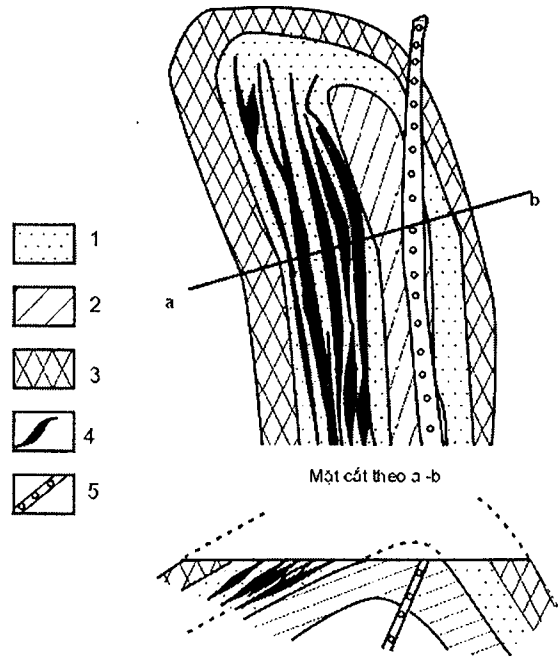
- Quặng barit gồm các mạch thạch anh hoặc thạch anh - carbonat chứa barit nằm trong các tầng đá lục nguyên hoặc lục nguyên - carbonat.

- Spat Bàng đảo trong các mạch phát triển trong các tầng trầm tích núi lửa.

9.2.2. Các mỏ nguồn gốc biến chất

Các mỏ nguồn gốc biến chất được hình thành do kết quả tác động của những biến đổi môi trường địa chất và thường trong những điều kiện nhiệt độ cao (300° và hơn nữa), áp suất lớn (hàng trăm, hàng nghìn atm) và khá sâu trong lòng đất.

Có nhiều kiểu biến chất khác nhau, song đối với việc hình thành các mỏ khoáng thì chỉ một số kiểu là có ý nghĩa, đó là quá trình hoá đá (diagenes) các thành tạo trầm tích, biến chất nhiệt, biến chất động lực, biến chất tiệm nhập và biến chất khu vực. Trong các quá trình biến chất này, trước hết thành phần hoá học và khoáng vật của đá và quặng bị biến đổi. Những khoáng vật và đá mới xuất hiện có khả năng bền vững hơn, thích ứng với những hoàn cảnh hoá lý mới. Chẳng hạn như từ các hydroxyt sắt tạo thành magnetit và hematit, từ pyrolusit và manganit \rightarrow braunit, bauxit \rightarrow corindon, opal \rightarrow thạch anh, vật liệu than carbon \rightarrow graphit, đá phiến sét biến chất thành đá phiến mica - granat v.v... Các mỏ nguồn gốc biến chất có thể được thành tạo do kết quả biến chất những mỏ đã có từ trước, hoặc do biến chất các tầng đá trầm tích hay magma, do đó có thể phân biệt hai loại mỏ có nguồn gốc biến chất là 1) các mỏ bị biến chất và 2) các mỏ biến chất.



Hình 9.7. Sơ đồ và mặt cắt địa chất mỏ quặng thủy ngân Nikitovka

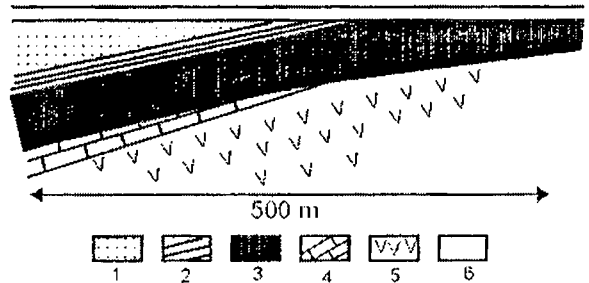
1- Cát kết; 2- Đá phiến lót dưới; 3- Đá phiến phủ trên; 4- Đứt gãy xuyên cắt; 5- Mạch quặng (P. Jacovlev 1975)

a. Các mỏ bị biến chất

Các mỏ bị biến chất được hình thành do các quá trình biến chất những mỏ có nguồn gốc khác nhau đã được thành tạo trước đó, như các mỏ quặng mangan hoặc sắt nâu trầm tích, các mỏ kim loại hậu magma, các mỏ than hoặc các mỏ phi kim loại khác. Các mỏ trầm tích thường là những đối tượng bị biến chất mạnh mẽ nhất, ví dụ như các mỏ sắt khổng lồ bị biến chất trong các miền vỏ lục địa cổ Tiền Cambri, một số mỏ quặng mangan khổng lồ ở Kazakhstan, Brasil, Ấn Độ và mỏ vàng Witoatesrand nổi tiếng ở Nam Phi. Tác nhân gây biến chất là nhiệt độ, áp suất và nước nóng chứa khoáng hoá. Biến chất trao đổi thay thế rất phát triển, trong đó khoáng vật cũ hầu như được thay thế hoàn toàn bằng những khoáng vật mới thành tạo. Ứng với ba tác nhân gây biến chất nói trên có thể phân ra ba kiểu mỏ là: 1). Bị biến chất nhiệt; 2). Bị biến chất động lực và 3). Nguồn gốc phức tạp.

Các mỏ bị biến chất nhiệt được hình thành do đốt nóng các mỏ khoáng do nhiệt độ cao từ những khối magma xâm nhập lên. Các mỏ này thường gặp trong những đới tiếp xúc giữa đá xâm nhập, đặc biệt là xâm nhập axit, với các đá trầm tích. Các thân quặng nằm trong đá biến chất thành phần amphibol - pyroxen. Sự vắng mặt của granat cho phép xem đây không phải là những thành tạo skarn. Do tác động nhiệt của các thể xâm nhập dạng trap đã hình thành những mỏ graphite từ những vỉa than trong các tầng trầm tích Carbon thượng ở Siberia (Hình 9.8).

- *Các mỏ bị biến chất động lực* xuất hiện do tác động của các lực kiến tạo hoặc do áp lực nén ép của các tầng đá nằm trên. Biến chất động lực có thể ảnh hưởng tới nhiều mỏ khoáng khác nhau, trước hết là những vỉa quặng sắt, mangan hoặc các vỉa than trong những vùng bị dồn ép và uốn nếp tạo núi mạnh mẽ. Các vỉa quặng có thể bị nén ép, phân phiến, biến dạng, cắt xén hoặc bị băm nát do những hệ thống khe nứt phức tạp. Hình dạng và thể nằm của các vỉa quặng cũng bị thay đổi, khác hẳn với tình trạng ban đầu. Cấu trúc bên trong của các thân quặng cũng có nhiều thay đổi. Quặng có thể bị tái kết tinh, bị băm vụn và có dạng dăm kết.



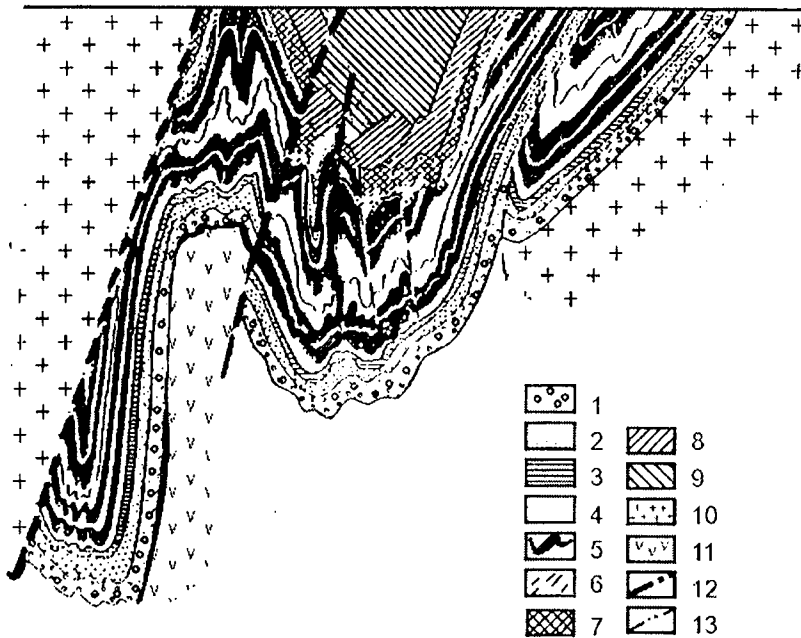
Hình 9.8. Sơ đồ mỏ quặng graphite
 1- Cát kết; 2- Đá phiến sét; 3- Vỉa graphite; 4- Đá hoa;
 5- Đá gabro; 6- Trầm tích bờ rời. (I. Romanovich 1982).

- *Các mỏ có nguồn gốc phức tạp* thường được hình thành do kết quả tác động phối hợp hai kiểu biến chất nói trên cùng với sự tham gia tích cực của các dung dịch hậu magma. Các mỏ quartzit sắt hoặc quặng vàng và urani trong cuội kết cổ là những ví dụ tiêu biểu cho kiểu mỏ này. Trong các mỏ quartzit sắt, ví dụ như ở vùng Krivoi Rog - Ucraina (Hình 9.9), các vỉa quặng trầm tích ban đầu đã biến thành những vỉa quặng quartzit chứa sắt được hình thành trong quá trình biến chất khu vực lâu dài và mạnh mẽ. Sau khi bị biến chất, quặng có thành phần magnetit - mactit, tạo thành những lớp rất

mỏng nằm xen kẽ nhịp nhàng với quartzit (jaspilit). Khi đó các lớp quartzit chứa quặng nằm giữa những lớp đá phiến kết tinh bị vỡ nhàu và uốn nếp rất phức tạp.

b. Các mỏ biến chất

Khác với những mỏ bị biến chất, các mỏ biến chất được hình thành từ các loại đá khác nhau thông qua quá trình biến chất. Thuộc vào nhóm này hầu hết là những mỏ khoáng phi kim loại được hình thành chủ yếu do biến chất khu vực, trong đó đáng chú ý nhất là những mỏ đá hoa, quartzit, đá lợp, vật liệu cao nhôm, graphit.



Hình 9.9. Mặt cắt địa chất mỏ quaczit sắt

1-9- Proterozoi: 1- Cát kết arko; 2- Phyllit; 3- Đá phiến talc; 4- Đá phiến kết tinh; 5- Quặng sắt; 6- Cát kết; 7- Đá phiến thạch anh; 8- Đá phiến graphit; 9- Đá phiến mica; 10-11- Arkei; 10- Đá granit; 11- Amphibolit; 12- Đút gãy; 13- Bất chỉnh hợp địa tầng. (Ia. Belevtsev 1969)

Đá hoa là đá vôi bị biến chất ở mức độ cao, vật liệu trầm tích carbonat bị tái kết tinh, tạo cho đá những màu sắc đẹp, có thể trở thành những vật liệu ốp lát trang trí có giá trị. Các mỏ đá hoa thường gặp trong trầm tích carbonat cổ Tiền Cambri hoặc đầu Paleozoi bị biến chất khu vực mảnh liệt.

Quartzit được hình thành từ cát kết hạt mịn thông qua những quá trình biến chất mạnh mẽ, mà chủ yếu là biến chất khu vực. Quartzit là vật liệu chịu lửa, vật liệu đá mài và là nguyên liệu hoá chất có giá trị.

Đá lợp (hay đá bảng) là đá phiến sét, đôi khi là đá philit, đá phiến silic, phiến mica hoặc phiến thạch anh - clorit. Điểm nổi bật của chúng là hạt mịn, phân phiến mỏng, có thể tách thành những tấm mỏng và phẳng. Đá có độ cứng tương đối cao, độ dẻo đáng kể và do bị nén ép chặt nên tỷ trọng khá lớn và khá bền vững, vì vậy đá trở thành vật liệu

lợp có giá trị. Đá phiến lợp ở Lai Châu có thể tách ra thành những tấm mỏng tới 0,5 - 1cm với kích thước tới 50 x 50cm.

Vật liệu cao nhôm bao gồm andalusit, silimanit và kyanit được dùng nhiều trong công nghiệp luyện kim như các vật liệu chịu lửa cao cấp, dùng trong công nghệ thiết bị điện như những vật liệu cách điện tốt và trong nhiều lĩnh vực khác nữa. Chúng thường gặp trong những tầng đá biến chất khu vực cao và được thành tạo chủ yếu do tầng trầm tích giàu nhôm bị biến chất, ví dụ như một số tập đá biến chất trong phức hệ Sông Hồng có tuổi Proterozoi.

Graphit phổ biến trong các đá biến chất cao như gneis và đá phiến kết tinh, được hình thành do những tầng trầm tích giàu vật chất hữu cơ bị biến chất mạnh mẽ và sâu sắc. Cũng giống như những khoáng sản biến chất khác, các mỏ graphit loại này gặp trong các tầng đá biến chất Tiền Cambri.

9.2.3. Các mỏ ngoại sinh

Các mỏ ngoại sinh được hình thành trong các quá trình phong hoá và lắng đọng trầm tích diễn ra trên bề mặt Trái Đất, bao gồm hai nhóm tương ứng là 1) Các mỏ phong hoá và 2) Các mỏ trầm tích.

a. Các mỏ phong hoá

Trong ba loại phong hoá (cơ học, lý học và sinh học) thì phong hoá hoá học có vai trò lớn hơn cả trong việc thành tạo các mỏ ngoại sinh. Có thể phân ra hai kiểu mỏ chính có liên quan với các quá trình phong hoá là các mỏ tàn dư và các mỏ thấm lọc.

Các mỏ tàn dư được thành tạo từ những khoáng chất khó phân huỷ, còn giữ lại trong các quá trình phong hoá. Những khoáng chất dễ bị hoà tan đã bị mang đi, để lại những vật chất bền vững không bị oxy hoá hay hòa tan trong dung dịch. Thông thường đó là những hợp chất oxyt và hydroxyt Fe, Al, Mn, silicat Ni, casiterit, vàng, platin, kim cương, sét, cát, phosphorit, v.v... Chúng tích đọng tại chỗ tạo thành những mỏ tàn dư vô phong hóa, những mỏ tàn tích hoặc sườn tích và những mỏ kiểu mũ sắt.

Vỏ phong hoá có thể phát triển trên hầu hết các loại đá magma, biến chất và trầm tích, song những vỏ phong hoá phát triển trên đá magma có ý nghĩa tạo khoáng lớn hơn cả. Trong điều kiện khí hậu nhiệt đới phát triển các kiểu vỏ phong hoá laterit, trong đó có tập hợp những khoáng vật bền vững như caolinit, các oxyt và hydroxyt Fe, Mn, Al, Mg, v.v... Các vỏ phong hoá cổ được hình thành trong những khoảng thời gian rất dài, do đó có chứa những mỏ khoáng giá trị với những khối lượng khổng lồ. Có những loại khoáng sản sau đây trong các vỏ phong hoá:

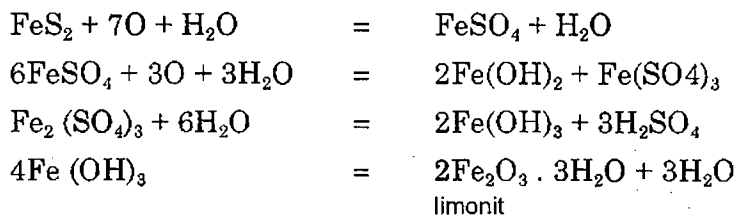
- Quặng sắt nâu (limonit) có chứa Ni và Cr trong các vỏ phong hoá phát triển trên đá magma siêu mafic (dunit, peridotit).

- Caolin gặp trong những vỏ phong hoá phát triển trên đá nhiều felspat như granit, granitogneis, gabro, diabas, v.v...

- Bauxit gặp trong những vỏ phong hoá phát triển trên đá giàu felspat ở điều kiện khí hậu nhiệt đới nóng ẩm, như các vỏ phong hoá trên đá basalt (bazan) ở Tây Nguyên.

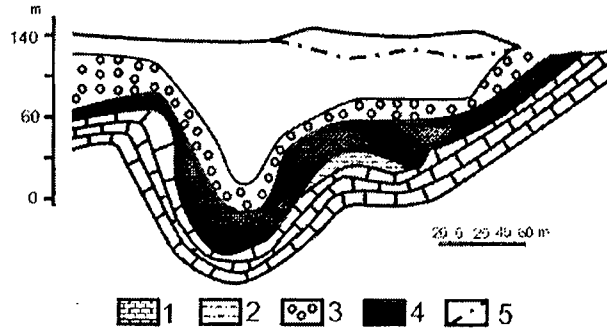
Các mỏ tàn tích và sườn tích được hình thành từ những sản phẩm phong hoá được giữ lại tại chỗ hoặc trượt trôi theo các sườn dốc. Thông thường đó là tích tụ những khoáng vật nặng vốn trước đây là những khoáng vật phụ trong thành phần của đá gốc, chẳng hạn như vàng, platin, wolframit, casiterit, monazit, zircon, cromit, rutin, ilmenit, magnetit v.v... Trong các quá trình phong hoá hoá học, những khoáng vật này bền vững, không bị phân huỷ và được giữ lại, trong khi những vật chất dễ bị phân huỷ khác bị rửa trôi. Tích tụ của chúng đạt tới những khối lượng đáng kể, có hàm lượng cao trong các tầng trầm tích bờ rời và tạo thành những mỏ sa khoáng tàn tích hoặc sườn tích.

Các mỏ kiểu mũ sắt được thành tạo ở phần trên của các thân khoáng sản do kết quả các quá trình phong hoá hoá học và một phần do phong hoá cơ học. Những khoáng vật sulfur trong điều kiện gần mặt đất rất dễ bị phân huỷ để tạo ra một tập hợp những hydroxyt sắt có tên gọi chung là limonit. Ví dụ sự phân huỷ của pyrit diễn ra theo những phản ứng sau:



Sản phẩm cuối cùng trong quá trình phân huỷ pyrit là limonit được lưu giữ lại trên đầu thân quặng sulfur và tạo thành kiểu mỏ mũ sắt. Cũng tương tự như vậy, trên các thân quặng mangan carbonat, các mũ thạch cao hoặc những mỏ phosphorit tàn dư được tạo ra do kết quả phong hoá đá carbonat có chứa $\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8$ ở dạng phân tán.

Các mỏ thấm lọc được tạo thành từ những vật liệu khoáng chất tương đối dễ hoà tan và bị nước trên mặt mang đi khỏi phạm vi vỏ phong hoá. Khi lưu thông theo các hệ thống khe nứt và kẽ hở ở phần trên của vỏ Trái Đất, thành phần của nước và nồng độ khoáng chất hoà tan trong đó bị thay đổi. Khoáng chất được kết đọng lại trong những điều kiện hoá lý phù hợp và tạo ra những mỏ khoáng có giá trị. Vật liệu có thể kết đọng ngay trong tầng trầm tích bờ rời trên mặt đất ở dạng những ổ kết hạch. Phương thức kết đọng có thể là lấp đầy các khe hở trong đá hoặc trao đổi thay thế. Khi nước trên mặt xuyên xuống sâu và hoà nhập với nước ngầm thì vật chất khoáng có thể xuyên theo những khe nứt vào sâu trong đá gốc. Chúng có thể tạo ra ở đây những mạch quặng nhỏ chằng chịt lấp đầy các hệ thống khe nứt khác nhau, hoặc cũng có thể vật liệu nặng tham gia vào thành phần xi măng gắn kết những mảnh vụn của đá bị nghiền nát do những nguyên nhân cơ học khác. Các mỏ thấm lọc có giá trị thường là những mỏ quặng oxyt sắt và mangan kiểu đầm lầy (Hình 9.10), những mỏ quặng silicat nikel và urani - vanadi trong các tầng cát kết hoặc đá vôi, các mỏ quặng borat ở dưới các mũ muối v.v...



Hình 9.10. Sơ đồ mặt cắt mỏ sắt nâu

1- Đá vôi; 2- Cuội kết; 3- Cuội, cát, sét; 4- Quặng sắt nâu; 5- Mực nước ngầm. (V. Aristov 1981)

b. Các mỏ trầm tích

Các quá trình lắng đọng trầm tích diễn ra trên bề mặt Trái Đất và chủ yếu ở trong các bồn nước. Vật liệu được trầm đọng có thể là các mảnh vụn của đá và quặng (với những kích cỡ rất khác nhau), những hợp chất hoá học mới được thành tạo trong tự nhiên hoặc các vật liệu hữu cơ. Phương thức lắng đọng trầm tích có thể là cơ học, hoá học và sinh học. Các mỏ quặng trầm tích cũng có thể được phân thành ba nhóm: 1) Trầm tích cơ học; 2) Trầm tích hoá học và 3) Trầm tích sinh học.

Các mỏ trầm tích cơ học được thành tạo từ những vật liệu mảnh vụn đá và quặng tách khỏi đá gốc nhờ quá trình phong hoá cơ học và được nước trên mặt đất vận chuyển đi trên những khoảng cách rất khác nhau. Kích thước của các mảnh vụn này rất khác nhau, từ những khối, những tảng có đường kính tới một vài mét đến những hạt cát, hạt bụi không quá 1mm chiều ngang. Chúng là những vật chất khoáng bền vững, không bị phân huỷ hoá học, trong số đó không ít là những tinh thể hoặc mảnh tinh thể khoáng vật quặng.

Vật liệu mảnh vụn được vận chuyển đi khỏi nơi sinh ra chúng một phần là do tác động của trọng lực (lăn theo các sườn dốc), song chủ yếu là do bị cuốn trôi theo các dòng nước chảy trên mặt đất, chúng dần dần nằm lại trên đường đi theo trật tự ngược với tỷ trọng và kích thước của chúng. Những mảnh to và nặng tích đọng ở gần nơi xuất phát, còn những hạt mịn và nhẹ trôi theo dòng nước đi rất xa, tạo thành những tầng trầm tích sông, hồ và biển. Các mỏ khoáng được hình thành từ những vật liệu mảnh vụn được gọi chung là các mỏ sa khoáng. Tùy theo vị trí địa hình mà các mỏ sa khoáng có thể là những sườn tích, bồi tích, đầm hồ hoặc ven biển. Trong sa khoáng tích tụ những khoáng sản có giá trị như vàng, kim cương, platin, cromit, wolframit, casiterit, rutin, zircon, monazit, corindon, rubi, saphir, granat, thạch anh, v.v...

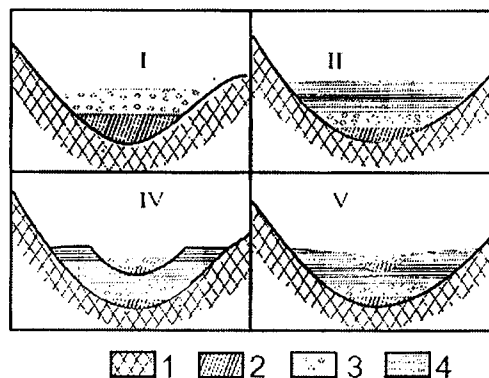
Trong số các kiểu mỏ sa khoáng thì sa khoáng bồi tích là đối tượng cần được quan tâm đặc biệt. Vật liệu tạo thành sa khoáng bồi tích thường đã được các dòng chảy mang đi khá xa, do vậy chúng thường là những hạt được mài gọt nhẵn nhụi. Nguyên nhân làm cho chúng ngưng đọng lại trên đường đi là những biến đổi động lực trong dòng chảy, chẳng hạn như những thay đổi trong lưu lượng nước, trong tốc độ hay hướng dòng chảy v.v... Các sa khoáng bồi tích có cấu tạo phân lớp khá rõ (Hình 9.11).

Sa khoáng bồi tích có thể được hình thành vào những thời đoạn khác nhau trong quá trình phát triển của thung lũng. Chúng có thể bị chôn vùi trong những thung lũng cổ, hoặc được nâng lên cao trở thành những sa khoáng bãi bồi hoặc các bậc thềm. Trong các mỏ sa khoáng bãi bồi (cổ và hiện đại) có thể khai thác nhiều loại khoáng sản kim loại và phi kim loại có giá trị như kim cương, đá quý, magnetit - ilmenit, cinaba, zircon, tantal - niobi, monazit, vàng, platin, thiếc và wolfram.

Các mỏ trầm tích hoá học được thành tạo trong những bồn nước (hồ và biển), do những vật chất khoáng trước đó hoà tan trong nước (ở các dạng dung dịch thực và keo) kết đọng lại. Những thay đổi trong điều kiện hoá lý như thay đổi nhiệt độ, nồng độ của dung dịch, sự hoà trộn các dung dịch với nhau hoặc thay đổi độ pH của môi trường v.v... là những nguyên nhân làm cho vật liệu bị kết tụ và trầm đọng xuống đáy các bồn nước.

Từ các dung dịch thực có thể hình thành các mỏ muối khi nồng độ của chúng tăng cao do nước bị bay hơi. Từ những dung dịch keo có thể hình thành những mỏ trầm tích quặng sắt, mangan và bauxit rất có giá trị. Nguồn cung cấp vật liệu tạo quặng là những vỏ phong hoá laterit, trong đó có những nguyên tố kim loại được giải phóng khỏi đá gốc trong các quá trình phân huỷ và oxy hoá. Một phần vật liệu cũng có thể được lấy từ những đới oxy hoá trên các mỏ quặng sắt và quặng sulfur. Nguyên nhân chủ yếu làm cho các dung dịch keo bị mất cân bằng và vật liệu quặng lắng đọng là sự hoà trộn dung dịch mang quặng với những dung dịch khác, chẳng hạn như nước biển. Nơi tích đọng các mỏ quặng Fe, Mn và Al trầm tích là những khu vực nước nông như các vũng, vịnh, hồ và đầm phá ven biển. Hình dạng đặc trưng cho các thân quặng là những vỉa dày từ một vài mét đến vài ba chục mét và kéo dài hàng trăm, thường là hàng nghìn mét. Bên cạnh dạng vỉa cũng có thể gặp các dạng thấu kính, hoặc những hình dạng không cân đối. Chúng thường nằm chình hợp với các tầng đá trầm tích chứa chúng và nhiều khi bị vỡ nhàu, uốn nếp cũng khá phức tạp.

Các mỏ trầm tích sinh học được hình thành nhờ có sự tham gia tích cực của thế giới sinh vật trên bề mặt Trái Đất. Một số loại sinh vật có khả năng tích tụ trong cơ thể một khối lượng đáng kể các nguyên tố nào đó; sau khi chết xác của chúng được tích đọng lại và trở thành những mỏ khoáng có giá trị, chẳng hạn như carbon trong các mỏ than đá, carbon và hydro trong các mỏ dầu và khí tự nhiên, canxi và carbon trong đá vôi, silic trong diatomit, canxi và phosphor trong phosphorit, v.v... Khoáng sản phi kim loại gồm có đá vôi, diatomit, phosphorit, lưu huỳnh và đá phiến chứa urani. Các mỏ khoáng cháy bao gồm than đá, dầu mỏ và khí đốt tự nhiên.



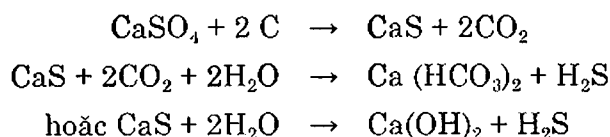
Hình 9.11. Sơ đồ 4 giai đoạn hình thành sa khoáng
1- Móng; 2- Cát; 3- Than bùn; 4- Trầm tích phủ trên.
(lu. Bilibin 1961).

Đá vôi thường là những tích tụ vỏ của một số loài sinh vật như san hô, cúc đá, huệ biển, bọt biển, tay cuộn, v.v... hoặc xác của một số loài tảo có chứa canxi carbonat.

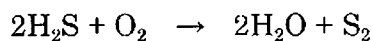
Diatomit là những tích tụ xác các loài tảo như diatome và radiolari chứa oxyt silic trong cơ thể của chúng. Khi chết và tích đọng xuống đáy biển hàng loạt, xác các loài tảo này có thể tạo thành những mỏ vật liệu chịu lửa chất lượng cao.

Phosphorit được hình thành từ những tích tụ xác sinh vật chứa phosphor trong cấu trúc cơ thể của chúng. Đối với một số loài sinh vật như cá, tay cuộn thì phosphor là một hợp phần quan trọng trong thành phần cơ thể, cả trong khung xương hay vỏ cứng cũng như trong phần thịt mềm. Phosphorit được hình thành ở những nơi mà sinh vật loại này bị huỷ diệt hàng loạt do sự thay đổi chế độ nhiệt trong nước biển, thay đổi độ sâu làm cho thay đổi áp lực nước biển liên quan với biển tiến hoặc biển thoái, gia tăng độ muối trong nước biển do bị bay hơi v.v ...

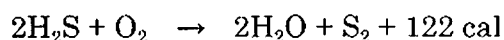
Lưu huỳnh có thể được ngưng đọng và tích tụ từ nước biển nhờ có sự tham gia tích cực của vi khuẩn yếm khí sinh sống trong môi trường thiếu oxy. Loại vi khuẩn này có thể phân huỷ không chỉ những vật chất hữu cơ, mà cả canxi sulphat có trong nước biển. Nhờ hoạt động của chúng mà nước biển có thể bị nhiễm bẩn bởi hydro sulfur. Quá trình phân huỷ các sulphat của vật chất hữu cơ nhờ sự tham gia của vi khuẩn diễn ra theo một phương thức chung như sau:



Hydro sulfur nổi lên trên và tiếp tục bị oxy hoá:



Ngoài ra, hydro sulfur cũng có thể bị phân huỷ bởi vi khuẩn yếm khí:



Lưu huỳnh là nguyên tố có hoạt tính cao, do đó trong thiên nhiên cũng rất dễ dàng diễn ra những quá trình tái kết tinh và tái tích đọng của nó.

Đá phiến chứa urani là những đá phiến sét có chứa nhiều vật chất hữu cơ và có hàm lượng U_3O_8 đạt tới 0,15 - 0,20%. Trong đá phiến màu đen không phát hiện được những khoáng vật quặng urani, song hàm lượng tăng cao của U có thể liên quan với các hợp chất hữu cơ hoặc các vật liệu sét.

Khoáng sản cháy chiếm vị trí đặc biệt trong số các mỏ khoáng có nguồn gốc trầm tích sinh học. Dưới đây sẽ xem xét những điều kiện thành tạo của hai đại biểu chính trong số các mỏ loại này là than đá và dầu mỏ.

Các mỏ than đá được hình thành từ những tích tụ thực vật bị chôn vùi. Thực vật hạ đẳng như các loại tảo chẳng hạn, khi chết bị chìm xuống đáy các bồn nước và tạo thành những lớp bùn. Tích đọng lâu dài, vật chất hữu cơ trong cơ thể tảo vốn nhiều chất đạm và chất béo, bị phân huỷ và trở thành than bùn. Trải qua những quá trình

biến chất muộn hơn, than bùn bị nén ép và trở thành than sapropelit hay than mỡ. Thực vật cao cấp chứa trong cơ thể một lượng chất đạm và chất béo ít hơn, mà thay vào đó là những hợp chất của carbon. Khi chết chúng được tích đọng lại và trong những điều kiện nhất định bị phân huỷ thành vật liệu mùn (humic). Từ những tích tụ xác thực vật cao cấp hình thành loại than humic.

Quá trình phân huỷ vật chất hữu cơ xác thực vật để trở thành than đá phải diễn ra trong môi trường yếm khí, không có sự xâm nhập của oxy trong không khí và nước ngầm. Trên mặt đất, do dư thừa oxy trong không khí, thực vật bị mục nát và phân huỷ hoàn toàn. Các quá trình hoạt động địa chất sau này như hoá đá, biến chất và nén ép kiến tạo v.v... là những yếu tố quyết định việc chuyển hoá vật liệu hữu cơ thực vật bị chôn vùi thành than đá.

Các tầng trầm tích chứa than trong phạm vi vỏ Trái Đất có thể thuộc vào những tuổi khác nhau, song chủ yếu bắt đầu từ kỷ Carbon. Trầm tích chứa than cổ nhất trên lãnh thổ Việt Nam có tuổi Permi ở Phó Bảng (Hà Giang), nhưng các mỏ than có giá trị công nghiệp lớn ở nước ta thuộc các tuổi Trias muộn và Neogen. Việc hình thành những tầng trầm tích chứa than chịu ảnh hưởng của hàng loạt những yếu tố khác nhau trong quá khứ địa chất, trước hết là khí hậu, địa hình mặt đất, thảm thực vật và đặc biệt là những vận động kiến tạo của vỏ Trái Đất. Các tầng chứa than gắn liền với những thành tạo lục địa và á lục địa, thường là trong những loạt biến tiến mở đầu cho việc hình thành những bồn trũng kiến tạo. Vận động kiến tạo mạnh mẽ càng làm cho những khu vực rộng lớn của lục địa, trên đó có những thảm thực vật phong phú bị chôn vùi xuống dưới những tầng trầm tích trẻ mới thành tạo. Mặt khác, vận động kiến tạo cũng là một trong những nguyên nhân làm cho các tầng chứa vật liệu thực vật bị biến chất mạnh mẽ và bị biến dạng phức tạp, tạo ra những vỉa than có chất lượng cao, như các mỏ trong vùng than Quảng Ninh.

Các mỏ dầu (thường hay đi kèm với khí đốt thiên nhiên) có nguồn gốc gắn liền với những tầng trầm tích hữu cơ. Mặc dù có những giả thuyết về nguồn gốc vô cơ của các mỏ dầu, nhưng giả thuyết về nguồn gốc hữu cơ của dầu mỏ hiện nay được đa số các nhà địa chất ủng hộ. Vật liệu tạo ra dầu mỏ là những tích tụ xác vi khuẩn và thực vật cấp thấp bị chôn vùi trong các tầng trầm tích được gọi là đá mẹ. Dầu mỏ được di chuyển từ các tầng đá mẹ dồn về tập trung trong các tầng đá chứa dầu (hay còn gọi là những tầng colector). Đó là những tầng đá trầm tích hạt thô, có độ gắn kết kém hoặc có nhiều khe hở và nứt nẻ.

Các tầng đá mẹ (hay còn gọi là tầng sinh dầu) thường là những tầng đá sét dẻo, trong đó dầu mỏ tồn tại trong trạng thái khuyếch tán hoặc phân tán. Các tầng tập trung dầu thường là cát hoặc cát kết và đá carbonat (đá vôi, dolomit) có nhiều lỗ hổng. Để có thể hình thành được các mỏ dầu, ngoài các tầng đá colector ra còn cần phải có những cấu trúc địa chất thuận lợi. Thông thường thì dầu mỏ di động do áp lực mao mạch và do bị nước đẩy ra khỏi các tập đá sét, xuyên vào các tầng đá colector ở trong các cấu trúc kiểu nếp lồi. Trong những khu vực này khí đốt, dầu và nước được phân bố phụ thuộc vào tỷ trọng của chúng. Trên cùng là khí, tiếp theo là dầu và thấp hơn là nước.

So với than đá, dầu mỏ có chứa nhiều hydro hơn và tỷ lệ C/H là 6,2 - 6,7, trong khi tỷ lệ này ở than là 16. Trong thành phần của dầu mỏ carbon (C) chiếm tới 82 - 87%, hydro (H) - 11,14%, còn lại khoảng 1% là những nguyên tố khác như O, N và S. Các hợp chất của carbon và hydro (hydro cacbua) có thể thuộc một trong những dãy sau: Metan (C_nH_{2n+2}); Naptan (C_nH_{2n}); Benzen (C_nH_{2n-6}).

Để tìm kiếm và phát hiện các mỏ dầu có thể dựa vào những dấu hiệu quan trọng như: 1) Có các tầng đá mẹ sinh dầu là những tầng trầm tích chứa bitum và các vật liệu hữu cơ; 2) Có mặt các tầng chứa dầu (colector) trong mặt cắt địa chất; 3) Có kiểu cấu trúc chứa dầu thuận lợi như các nếp lồi, các kiến trúc dạng vòm; 4) Có các tập đá sét không thấm nước phủ trên các tầng đá colector chứa dầu.

9.3. MỘT SỐ KHÁI NIỆM VỀ ĐIỀU TRA KHOÁNG SẢN

9.3.1. Dự báo khoáng sản

Dự báo khoáng sản là hình dung ban đầu về khả năng chứa khoáng sản của một vùng, một khu vực.

Trên cơ sở sử dụng tổng hợp những số liệu địa chất, địa hoá, địa vật lý và địa mạo để xem xét, đối sánh và đánh giá khả năng phát hiện ra khoáng sản trong những khu vực nghiên cứu. Tất cả những số liệu được đưa lên bản đồ, mặt cắt, cột địa tầng; nhằm vạch ra những dị thường trong các trường địa chất, địa hoá, khoáng vật, địa vật lý v.v... xác định những kiểu thành tạo địa chất, ranh giới phân bố những số liệu trong những khoảng giữa các điểm khảo sát v.v... Bản đồ dự báo được thành lập ở mọi tỉ lệ, trong đó chỉ ra các đới và diện tích có triển vọng để triển khai công tác tìm kiếm. Có thể xem bản đồ dự báo là bản đồ các dị thường vì trên đó thể hiện tất cả những hiện tượng dị thường để xác định và phân tích những tiền đề dự báo và phát hiện các mỏ khoáng. Bản đồ dự báo bao gồm nội dung địa chất, sinh khoáng và dự báo.

Nội dung địa chất. Bản đồ dự báo được xây dựng trên nền bản đồ kiến tạo hoặc bản đồ thành hệ - kiến trúc, trên đó đặc biệt lưu ý thể hiện những yếu tố liên quan với sự hình thành khoáng sản như dị thường, đứt gãy, thành tạo magma v.v...

Nội dung sinh khoáng (hay khoáng hoá) gồm những dẫn liệu về khoáng sản và các dị thường khoáng vật, địa hoá, địa vật lý. Mỏ và những biểu hiện quặng được ký hiệu theo qui ước chung. Quan hệ của chúng với các phức hệ đá, kiểu nguồn gốc, thành hệ quặng và những số liệu khác được trình bày trong một bảng riêng. Các vành phân tán khoáng vật và dị thường địa hoá được ký hiệu riêng cho đá gốc và cho trầm tích bờ rời.

Nội dung dự báo gồm những kí hiệu về ranh giới địa chất dự báo, diện tích có triển vọng và không triển vọng, những ký hiệu khác liên quan đến điều tra khoáng sản.

9.3.2. Tìm kiếm khoáng sản

Quá trình hình thành và qui luật phân bố của các mỏ không thể tách rời với lịch sử phát triển và cấu trúc địa chất của từng khu vực cụ thể. Do đó tất cả những tài liệu về địa

chất khu vực đều là những cơ sở khoa học được gọi chung là những tiên đề và dấu hiệu tìm kiếm khoáng sản.

a. Các tiên đề tìm kiếm

Tất cả những yếu tố địa chất có thể cho phép dự đoán khả năng có các tích tụ khoáng sản trong khu vực nào đó được gọi là các tiên đề tìm kiếm mỏ. Đó là các tiên đề địa tầng, thạch học, magma, địa hoá - khoáng vật, kiến trúc và địa mạo.

+ *Tiên đề địa tầng* dựa trên cơ sở những mối quan hệ có qui luật giữa các thành tạo khoáng sản với các thành tạo địa chất có tuổi nhất định. Nội dung cơ bản của các tiên đề này là xác định vị trí của các tầng chứa quặng trong cột địa tầng khu vực làm cơ sở cho việc dự báo và phát hiện các mỏ cùng loại trong khu vực đó.

Các mỏ ngoại sinh, đặc biệt là các mỏ trầm tích có các thân khoáng được thành tạo đồng thời và trong cùng hoàn cảnh địa chất với đá vây quanh; do đó luôn luôn có vị trí địa tầng nhất định; ví dụ than ở nước ta có trong trầm tích Trias thượng và Neogen.

Việc sử dụng các tiên đề địa tầng để dự báo và tìm kiếm mỏ quặng nội sinh có nhiều hạn chế hơn. Tuy nhiên, một số loại khoáng sản như vàng, wolfram, có những thời kỳ xuất hiện nhiều trong lịch sử vỏ Trái Đất. Tuổi của các phức hệ magma xâm nhập chứa quặng và của các mỏ quặng nội sinh liên quan với chúng giúp nhà địa chất xác định những thời kỳ khoáng hoá để dự báo và phát hiện những loại khoáng sản.

+ *Tiên đề trầm tích* dựa trên cơ sở phân tích mối quan hệ giữa các mỏ khoáng với các tầng đá trầm tích hoặc trầm tích - núi lửa sinh. Các thành hệ chứa quặng thực chất là những dạng đặc biệt của các thành hệ địa chất. Các bể than, muối khoáng, phosphorit, quặng sắt và mangan hay các vùng quặng hoá conchedan chứa đồng và da kim không thể tách rời với những thành hệ tương ứng như sắt - sét chứa than, halogen, dolomit - silic, cát - silic - sét gần bờ, spilit - diabas hay spilit - keratophyr và ngọc bích - silic. Trong việc dự báo các mỏ quặng nội sinh, vai trò của các tiên đề trầm tích có nhiều hạn chế. Chỉ có thể vạch ra những tầng hay lớp đá có thành phần thạch học trầm tích hoặc đặc tính cơ học thuận lợi cho việc hình thành các thân quặng hậu magma.

+ *Tiên đề magma* dựa vào những giả định về các mối quan hệ nguồn gốc giữa các mỏ khoáng với những biểu hiện magma xâm nhập hoặc á núi lửa. Tiên đề magma được sử dụng đối với những mỏ liên quan trực tiếp với những thành hệ magma chứa quặng. Các thành hệ đá mafic và siêu mafic là tiên đề cho điều tra các mỏ platin, kim cương, cromit, sulfur đồng - nikel, titanomagnetit và asbet; còn các thành hệ đá kiềm và siêu mafic kiềm thường chứa các mỏ tantal, niobi, zircon, thori, đất hiếm và apatit.

+ *Tiên đề địa hoá - khoáng vật* dựa trên cơ sở những mối quan hệ giữa khoáng sản với đặc điểm thành phần khoáng vật và hoá học của các loại đá. Những hiểu biết về các tập hợp khoáng vật tiêu biểu đóng vai trò quan trọng trong việc phân tích tướng, thành hệ đá và các mỏ khoáng, giúp nhiều cho việc phân chia các tầng đá thuận lợi cho tạo quặng.

+ *Tiền đề kiến trúc* dựa vào những qui luật phân bố của các mỏ khoáng trong những kiến trúc địa chất qui mô khác nhau. Trong mọi giai đoạn tìm kiếm khoáng sản theo những tỷ lệ khác nhau, các tiền đề kiến trúc đều được sử dụng có hiệu quả nếu qui mô của các yếu tố kiến trúc khống chế quặng phù hợp với qui mô của những diện tích mang quặng.

Các thân quặng đều có thể bị khống chế theo những dị thường trong bình đồ kiến trúc địa chất của các mỏ quặng hay trường quặng. Chúng có thể là nơi giao nhau của các khe nứt trong các lớp và các tập đá có những thuộc tính cơ lý tương phản nhau, những yếu tố kiến tạo nguyên thủy của các đá magma, những đới cà nát, dăm kết hay những yếu tố kiến trúc kiến tạo - núi lửa cục bộ v.v...

+ *Tiền đề địa mạo* dựa trên mối quan hệ không gian giữa sự phân bố khoáng sản với các dạng địa hình cổ và hiện đại của các khu vực nghiên cứu. Các tiền đề này được sử dụng có hiệu quả nhất trong dự báo và tìm kiếm mỏ sa khoáng và vỏ phong hoá chứa kim loại.

b. Các dấu hiệu tìm kiếm khoáng sản

Tất cả những yếu tố địa chất, địa hoá, địa vật lý và những yếu tố khác trực tiếp hoặc gián tiếp chứng tỏ sự có mặt của khoáng sản trong phạm vi những khu vực nghiên cứu của vỏ Trái Đất đều được xem là những dấu hiệu tìm kiếm khoáng sản. Chúng bao gồm: 1) Biểu hiện quặng hoá; 2) Các vành phân tán nguyên sinh; 3) Các vành phân tán thứ sinh; 4) Các dị thường địa vật lý; 5) Các đá gần quặng bị biến đổi; 6) Dấu vết khai thác cũ, tư liệu địa lý - lịch sử và những tài liệu khác.

+ *Biểu hiện quặng hoá* ở những vết lộ tự nhiên và nhân tạo (các vết lộ quặng) là những dấu hiệu quan trọng để suy đoán không chỉ về sự có mặt của khoáng sản, mà cả về thành phần và chất lượng của quặng.

+ *Vành phân tán nguyên sinh* là sự phân bố của các khoáng vật và các nguyên tố đồng hành (chỉ thị) với quặng hoá xuất hiện ở trong các đá vây quanh đồng thời với quá trình hình thành các tích tụ quặng. Chúng có kích thước lớn hơn các thân quặng nhiều lần và có thể được xem như những đới bên ngoài của các thân quặng đó. Kích thước của các vành phân tán nguyên sinh phụ thuộc trực tiếp vào hàm lượng của các nguyên tố trong các thân quặng và tỷ lệ nghịch với phong (nền) địa hoá của chúng trong các đá vây quanh.

+ *Vành và dòng phân tán thứ sinh* được hình thành do kết quả của các quá trình phong hoá trên bề mặt các thành tạo quặng, các quá trình vận chuyển, phân tán khoáng vật và các nguyên tố có ích. Các vành và dòng phân tán thứ sinh của các nguyên tố tạo quặng có thể gặp trong tất cả các môi trường tự nhiên như đá, nước, không khí và thực vật. Trong thân nhiều loài thực vật cũng có thể phát hiện ra hàm lượng tăng cao của một số các nguyên tố chỉ thị có trong đất trồng.

+ *Dị thường địa vật lý* phản ánh những thuộc tính của một số loại khoáng sản và cũng là dấu hiệu tìm kiếm khoáng sản. Những dị thường từ, xạ, điện với cường độ cao là những dấu hiệu trực tiếp của các mỏ sắt, thori - urani và sulfur tương ứng.

+ *Các đá gần quặng bị biến đổi (metasomatit)* là những dấu hiệu gián tiếp quan trọng của quặng hoá, nhất là đối với các mỏ hậu magma. Tùy theo đặc tính của những biến đổi gần quặng có thể suy đoán không chỉ về tiềm năng quặng hoá của diện tích nghiên cứu, mà cả về kiểu thành hệ, thành phần và chất lượng quặng. Thí dụ, liên quan với skarn có quặng magnetit, sheelit (CaWO_4), đồng, vàng và đa kim, với greizen có quặng liti, beryli thiếc, wolfram và molybden v.v...

+ *Những dấu tích khai thác cũ* như các công trình khai đào, máng tuyển hay bãi thải v.v... cũng là những dấu hiệu trực tiếp của quặng hoá. *Những tư liệu địa lý - lịch sử và khảo cổ* có thể cho biết sự khai khoáng trong quá khứ xa xưa, cũng là những dấu hiệu tìm kiếm gián tiếp. *Địa danh* đôi khi cũng được xem là những dấu hiệu tìm kiếm gián tiếp; ví dụ Ngân Sơn là vùng trước đây đã khai thác bạc, Thần Sa là vùng chứa quặng thuỷ ngân v.v..

Chương 10

VẬN ĐỘNG KIẾN TẠO CỦA VỎ TRÁI ĐẤT

10.1. CẤU TRÚC VỎ TRÁI ĐẤT. CÁC THUYẾT KIẾN TẠO

Sự vận động của vỏ Trái Đất là nguyên nhân của mọi biến cố có nguồn gốc nội sinh như hoạt động tạo núi, sự hình thành các thể đá magma (xâm nhập và phun trào núi lửa), động đất v.v.. Nói cho cùng thì nhiều biến cố trong hoạt động địa chất ngoại sinh lại cũng có nguồn gốc từ những vận động của vỏ Trái Đất, như sự hình thành các thể đá trầm tích trong các bồn, nhưng chính các bồn lại được hình thành từ kết quả của những chuyển động của vỏ Trái Đất. Việc nghiên cứu quy luật và lịch sử những vận động của vỏ Trái Đất và hệ quả của những vận động đó là nhiệm vụ của một ngành học lý thú trong địa chất học là kiến tạo học. Từ hình thái các cấu trúc địa chất, các nhà kiến tạo nghiên cứu nguồn gốc sinh thành của các dạng cấu trúc đó, cơ chế và lịch sử vận động để hình thành các dạng cấu trúc đa dạng và phức tạp của vỏ Trái Đất.

10.1.1. Cấu trúc vỏ Trái Đất

Bề mặt Trái Đất gồm các lục địa và các đại dương, nhưng các lục địa và đại dương cũng không đồng nhất về cấu trúc và lịch sử phát triển mà tùy thuộc vào cấu trúc của vỏ Trái Đất của từng nơi. Vỏ Trái Đất là phần trên cùng của các quyển phía trong của Trái Đất (trên đó là thủy quyển và khí quyển) và có cấu trúc khác nhau tùy theo đó là lục địa hay đại dương (Hình 1.5).

- *Vỏ đại dương*, như tên gọi của nó, kiểu vỏ này phân bố dưới các đại dương và từ trên xuống dưới gồm các lớp sau đây: *Lớp 1* gồm các sản phẩm trầm tích có bề dày từ 0m (như ở sống núi giữa đại dương) đến vài kilomet, nhưng trung bình khoảng 300m. Tốc độ sóng địa chấn $V_p = 2$; tỷ trọng $d = 1,93 - 2,3$. *Lớp 2* gồm chủ yếu là đá basalt (bazan), nên cũng có tên gọi là lớp basalt, và cũng có người gọi là lớp móng (basement) có bề dày vài kilomet. $V_p = 4 - 6$; $d = 2,55$. *Lớp 3* hay còn gọi là lớp đại dương được coi là có thành phần serpentin do hydrat hoá phần đỉnh của manti trên, có bề dày khoảng 5 - 6km; $V_p = 6,7$; $d = 2,95$.

- *Vỏ lục địa* có cấu trúc phức tạp hơn và gồm hai lớp : (1) *Lớp trầm tích* có bề dày vài kilomet; $V_p = 3,5$; $d = 2 - 2,5$. (2) *Lớp phức hợp* chủ yếu gồm các đá axit có bề dày từ 20 đến 70 km; V_p trung bình 6,2. Người ta cũng còn phân biệt trong lớp phức hợp này có hai phần là "lớp granit" ở phía trên với $V_p = 5,6$ và $d = 2,7$; dưới đó là gián đoạn Conrad rồi đến "lớp basalt" với $V_p = 6,5$. Ranh giới dưới của vỏ lục địa là gián đoạn

Moho (hay Mohorovich) được thể hiện rõ nét theo sóng địa chấn. Bề dày của vỏ lục địa khoảng 7 - 12 km ở dưới đại dương và trung bình khoảng 30 - 40km trên lục địa, có thể đạt tới 70 km ở chân các dãy núi (rễ núi).

- *Thạch quyển, manti và quyển mềm*. Manti nằm sát dưới vỏ Trái Đất (dưới ranh giới Moho) gồm manti trên và manti dưới. Phần lớn các nhà địa chất cho rằng vỏ Trái Đất cùng với phần mái của manti trên tạo thành *thạch quyển*; phần dưới đó của manti trên là quyển mềm (Asthenosphere). Quyển mềm có tính chất mềm dẻo nên thạch quyển có thể di chuyển trượt trên nó, do đó quyển mềm có vai trò rất lớn trong chuyển động của các mảng thạch quyển.

10.1.2. Nền và khiên – Hai dạng cấu trúc cổ của bề mặt vỏ Trái Đất

Trong cấu trúc hiện tại của bề mặt vỏ Trái Đất chúng ta gặp những *khiên* là nơi mà đá móng cổ, gồm các đá biến chất cao từ đá trầm tích và đá magma, lộ ra trên một diện khá rộng. Những đá biến chất cao và uốn nếp này chứng tỏ những hoạt động tạo núi phức tạp diễn ra ở Tiền Cambri, các khiên này trở nên ổn định trong Phanerozoï.

Bao quanh các khiên là những vùng rộng lớn, theo mặt cắt đứng những vùng này bao gồm hai yếu tố cấu trúc là móng biến chất, kết tinh tuổi Tiền Cambri ở bên dưới (giống như các đá của khiên) và tầng phủ ở trên gồm các đá trầm tích Phanerozoï. Thông thường người ta gọi những vùng như vậy là vùng nền, nhưng về tổng thể thì cần phải coi *nền* bao gồm khiên và địa dài kề cận (nơi không có móng lộ như ở khiên)¹, chúng tạo thành nhân của các lục địa. Nền là những phần ổn định của các lục địa từ đầu Phanerozoï đến nay; trên thế giới có các nền điển hình như nền Bắc Mỹ, nền Đông Âu và nhiều nền khác như Châu Phi, Siberia v.v..

Nền Bắc Mỹ bao gồm khiên Canada chiếm một diện tích rộng lớn ở đông bắc Canada, phần lớn diện tích Groenland, một phần bắc Hoa Kỳ. Trong phạm vi khiên Canada lộ cả đá Arkei và Proterozoï, trên bề mặt khiên chỉ đôi nơi có những lớp mỏng trầm tích băng hà Pleistocen. Những đá Arkei và Proterozoï này cũng phổ biến rộng rãi trên lãnh thổ Hoa Kỳ, dưới lớp phủ trầm tích Phanerozoï.

Nền Đông Âu hay còn gọi là nền Nga có khiên Baltic trên lãnh thổ Thụy Điển và Phần Lan, các đá Arkei và Proterozoï ở đây đã được nghiên cứu khá kỹ. Nền Nga bao trùm lãnh thổ rộng lớn của Liên Bang Nga cho đến tận dãy núi Ural, có trầm tích Phanerozoï phủ trên các móng kết tinh Arkei và Proterozoï. Các nền Siberia, Trung Quốc, Ấn Độ, Châu Phi, Australia cũng có cấu trúc tương tự.

Trong phạm vi các khiên, đá tuổi Arkei chiếm những diện tích khá lớn và là nhân của cấu trúc khiên. Mức độ biến chất và biến vị rất phức tạp nên việc nghiên cứu, định tuổi chúng nhiều khi dễ có sự nhầm lẫn nếu không sử dụng phương pháp định tuổi đồng vị phóng xạ.

¹ Thuật ngữ *nền* ứng với **платформа** (tiếng Nga) nhưng khác với platform (tiếng Anh) và plateforme (tiếng Pháp) tuy phiên âm gần giống nhau. Theo nội dung về cấu trúc địa chất, các thuật ngữ *nền, khiên, địa dài* dùng trong tiếng Việt lần lượt ứng với các thuật ngữ платформа, щит, và плита (tiếng Nga) và craton, shield, platform (tiếng Anh) hoặc craton, bouclier, plateforme (tiếng Pháp)..

10.1.3. Các thuyết kiến tạo

Có nhiều thuyết về kiến tạo đã ra đời trên cơ sở những quan điểm khác nhau, nhưng có thể phân biệt hai quan điểm chính là quan điểm tĩnh và quan điểm động. *Quan điểm tĩnh* cho rằng vị trí các lục địa không thay đổi, chúng vẫn đứng nguyên ở nơi xưa nay của chúng. Vận động chủ yếu của vỏ Trái Đất là theo phương thẳng đứng, những chuyển động theo phương nằm ngang chỉ có tính chất yếu ớt, và là những chuyển động phân dị từ các chuyển động theo phương thẳng đứng. Đại diện cho quan điểm tĩnh là thuyết địa mảng ra đời từ giữa thế kỷ 19, sau đó trong nửa đầu thế kỷ 20 thuyết này được phát triển rộng rãi ở nhiều nước nhất là ở Châu Âu và Bắc Mỹ. *Quan điểm động* cho rằng vỏ Trái Đất với các mảng thạch quyển có khả năng trượt chuyển theo phương nằm ngang và chính những chuyển động này là nguồn gốc của những hoạt động chủ yếu trong lịch sử phát triển của vỏ Trái Đất. Quan điểm động được thể hiện đầy đủ trong thuyết kiến tạo mảng.

10.2. THUYẾT ĐỊA MẢNG

Thuyết địa mảng ra đời từ thế kỷ 19 với khái niệm đầu tiên của các nhà địa chất Mỹ J. Hall (1849) và J. Dana (1873). Từ đó thuyết địa mảng đã được các nhà địa chất ở nhiều nước bổ sung và phát triển nhờ các công trình của nhiều nhà địa chất, trước hết là của E. Haug (1909), A. Arkhangelski (1923-1927), H. Still (1936-1940), N. Shatski (1932-1964), M. Key (1942-1944), V.V. Belousov (1948-1974), J. Aubouin (1949-1964) v.v... Người ta đã định nghĩa tỷ mỉ, xác định tính chất và phân chia nhiều loại hình địa mảng và xác định các giai đoạn phát triển của địa mảng.

10.2.1. Đặc tính của địa mảng

Theo quan niệm của J. Hall (1849), J. Dana (1873) và những người kế tục thì địa mảng là khu vực của vỏ Trái Đất hoạt động mạnh mẽ, bị sụp võng để hình thành trầm tích dày, hoạt động magma mạnh, về sau bị uốn nếp, nâng cao và trở thành khu vực uốn nếp phức tạp. Một địa mảng có những đặc điểm sau đây:

1) Hoạt động sụp lún mạnh mẽ, hình thành những khu biển sâu có dạng kéo dài hàng trăm kilomet, bề rộng không lớn. Tốc độ sụp võng và tốc độ trầm tích thường tương ứng nhau nên hình thành bề dày trầm tích lớn, tuy vậy trong giai đoạn đầu do tốc độ sụp võng lớn hơn nhiều tốc độ trầm tích nên khu vực trở thành miền biển sâu.

2) Hoạt động đứt gãy diễn ra mạnh mẽ; chính những đứt gãy sâu lại tiếp tục tạo nên sự sụp võng và hoạt động magma tích cực. Trong giai đoạn đầu của hoạt động địa mảng, magma thường thể hiện ở dạng phun trào, nhất là phun trào ngầm xen với đá trầm tích dưới đáy biển sâu. Trong giai đoạn cuối của địa mảng, hoạt động magma diễn ra dưới dạng xâm nhập, hình thành các thể nền (batholit).

3) Các thành tạo đá của địa mảng thường bị uốn nếp mạnh mẽ, trở thành những cấu trúc uốn nếp phức tạp, đảo lộn và nhiều đứt gãy. Các tác giả chủ trương thuyết địa mảng cho rằng tất cả các khu vực núi uốn nếp trên thế giới đều trải qua các giai đoạn phát triển địa mảng vào những thời đại địa chất khác nhau.

4) Đá của khu vực địa máng thường bị biến chất cao. Hoạt động biến chất do những nguyên nhân khác nhau nhưng trước hết là do chịu tác động của sự sụp võng sâu và lực ép lớn tạo nên áp suất và nhiệt độ cao trong quá trình phát triển địa máng.

10.2.2. Các giai đoạn hoạt động của địa máng

Quy luật chung của hoạt động địa máng là ban đầu khu vực bị sụp võng mạnh mẽ, tích đọng trầm tích dày, sau đó bị uốn nếp nâng cao (giai đoạn nghịch đảo kiến tạo) biến khu vực sụp võng thành khu vực núi uốn nếp nâng cao. Quá trình hoạt động địa máng từ sụp võng đến uốn nếp nâng cao được gọi là một chu kỳ kiến tạo, mỗi chu kỳ được phân thành 4 giai đoạn phát triển sau đây.

1) *Giai đoạn khởi đầu.* Trong giai đoạn này địa máng bắt đầu sụp võng và mở rộng phạm vi địa lý. Sự sụp võng với tốc độ lớn tạo biển sâu và độ dày trầm tích lớn, đồng thời cũng tạo nên hoạt động đứt gãy mạnh mẽ tạo magma phun trào và cũng có thể tạo xâm nhập siêu mafic. Thành phần đá thuộc thành hệ aspit và spilit - diabas - keratophyr. Cuối giai đoạn có thể có xâm nhập plagiogranit hay granit syenit.

2) *Giai đoạn trước tạo núi.* Thành hệ trầm tích điển hình của giai đoạn này là flysh, có tính phân nhịp và có vết in dạng chữ cổ (hieroglyphe) và carbonat biển sâu. Cuối giai đoạn này bắt đầu hiện tượng uốn nếp mạnh mở đầu cho hoạt động nghịch đảo kiến tạo. Hoạt động uốn nếp này kéo theo xâm nhập dạng batholit.

3) *Giai đoạn tạo núi sớm.* Hoạt động uốn nếp mạnh mẽ, hình thành những địa vồng dạng đảo, bắt đầu hình thành trầm tích thô dạng molas dưới và có thể có dạng molas chứa than hoặc molas chứa muối tùy theo điều kiện khí hậu ẩm hay khí hậu khô nóng. Hoạt động phun trào yếu đi rõ rệt và chủ yếu là phun trào lục địa.

4) *Giai đoạn tạo núi chính thức.* Trong giai đoạn này hoạt động tạo núi nâng cao diễn ra tích cực, tốc độ nâng cao lớn hơn hẳn tốc độ bào mòn. Cùng ngày hoạt động uốn nếp, nâng cao càng diễn ra mạnh mẽ tạo thành khu vực núi uốn nếp rộng lớn. Đồng thời, trong giai đoạn này cũng hình thành những vùng trũng giữa núi. Do hoạt động tạo núi nâng cao diễn ra mạnh mẽ nên địa hình trở nên tương phản để hình thành thành hệ molas trên. Thành hệ này gồm chủ yếu là cuội kết bồi tích, có thể xen cát kết; về sau trở thành trầm tích lục địa màu đỏ. Hoạt động đứt gãy mạnh trở lại, theo các đứt gãy đó magma xuyên lên hình thành phun trào lục địa thuộc thành hệ andesit - liparit (hay thành hệ porphyr). Đồng thời, hoạt động nhiệt dịch thành tạo các khoáng sản vàng, bạc, thiếc, wolfram, urani, antimon v. v..

Các nhà địa chất Pháp, Mỹ, Nga, Đức v.v.. đã đóng góp hàng đầu cho việc phát triển thuyết địa máng. Từ cuối thế kỷ 19 đến giữa thế kỷ 20 thuyết này dần dần được phổ biến rất rộng rãi trên thế giới và trở thành chỗ dựa để lý giải tiến trình lịch sử hoạt động của vỏ Trái Đất. Tuy nhiên, càng ngày người ta càng thấy thuyết địa máng không giải thích thoả đáng nhiều vấn đề về hoạt động và lịch sử vận động của vỏ Trái Đất, đặc biệt những vấn đề liên quan đến địa chất đại dương.

Một ví dụ điển hình về sự bất cập của thuyết địa máng là đã giải thích sự hình thành Nam Đại Tây Dương, Ấn Độ Dương là do sự sụp chìm của nền Gondwana. Nếu

vậy, dưới đáy các đại dương này phải có thành phần đá cổ và cấu trúc địa chất như ở Nam Mỹ, Châu Phi. Kết quả nghiên cứu đáy Nam Đại Tây Dương không xác nhận điều này. Tuổi già nhất của đá dưới đáy đại dương này chủ yếu là Jura - Kreta. Trong khi đó tuổi của đá ở Nam Mỹ và Châu Phi chủ yếu là Tiền Cambri.

Thuyết địa mảng cũng không giải thích được sự dịch chuyển ngang của các vùng vỏ Trái Đất như đang xảy ra hiện nay của đứt gãy San Andrea (Bắc Mỹ) cũng như hiện tượng vùng núi uốn nếp hiện nay vẫn đang cao thêm như dải núi Alpes, dải núi Himalaya v.v... và nguyên nhân gây động đất ở những vùng này.

Không phải mọi miền địa mảng đều mang các tính chất như đã nêu ở tiểu mục 10.2.1. mà có những miền hoạt động magma rất yếu. Vì thế các nhà địa chất chủ trương thuyết địa mảng đã phân biệt thêm nhiều kiểu địa mảng, trong đó kiểu địa mảng thực thụ (eugeosyncline) có đầy đủ những tính chất đã nêu trên kia và những kiểu địa mảng khác, ví dụ địa mảng thuần (miogeosyncline) là loại địa mảng hoạt động magma yếu, đá ít bị uốn nếp và bề dày không lớn lắm.

10.3. THUYẾT KIẾN TẠO MẢNG

10.3.1. Khái niệm ban đầu về kiến tạo mảng

Trên bản đồ địa lý thế giới chúng ta thấy hình thái bờ phía đông của Nam Mỹ và bờ phía tây của Châu Phi có thể khớp nhau, điều này gợi lên ý niệm ban đầu rằng các lục địa này xưa kia đã từng là một thể thống nhất rồi về sau tách rời nhau và di chuyển đến vị trí như ngày nay. Tuy nhiên, trước đây điều này chưa được biết đến, năm 1858 Antonio Snider-Pellegrini mới đề xuất rằng các lục địa đã từng liên kết với nhau trong Carbon muộn rồi sau đó mới tách nhau [A. Snider-Pellegrini 1858: Sự sáng tạo và bí ẩn được khám phá – *Creation and Its Mysteries Revealed*]. Snider-Pellegrini dựa trên cơ sở sự giống nhau của thực vật trong các tầng chứa than của Châu Âu và Bắc Mỹ và giải thích sự phá vỡ lục địa thống nhất này là do kết quả của một đại hồng thủy. Sau đó (1872) Elisée Reclus trong cuốn sách Trái Đất (*The Earth*) cho rằng sự trôi dạt lục địa không phải do đại hồng thủy mà liên quan với các hoạt động tạo núi, núi lửa và động đất. Cũng trong thời gian nói trên, nhà địa chất Edward Suess (người Áo) đã lưu ý về sự giống nhau của hoá thạch thực vật Paleozoi muộn của Ấn Độ, Australia, Nam Phi, Nam Mỹ, cũng như sự giống nhau của di tích băng hà trong các loạt địa tầng của những lục địa phía nam này. Hoá thạch thực vật *Glossopteris* trong các lớp chứa than nằm trên trầm tích băng hà của các lục địa phía nam này khác hẳn với những thực vật cùng thời của các lục địa phía bắc. Trong tác phẩm xuất bản năm 1885 (Diện mạo Trái Đất – *The Face of the Earth*), E. Suess đặt tên Gondwanaland (hay Gondwana²) cho siêu lục địa bao gồm những lục địa phía nam vừa kể trên. E. Suess cho rằng các lục địa này từng liên hệ với nhau qua những cầu nối, nhờ đó mà động vật, thực vật di cư được.

² Gondwana là tên một vùng ở Ấn Độ, nơi hoá thạch *Glossopteris* rất phong phú trong các trầm tích chứa than tuổi Paleozoi muộn.

Frank B. Taylor (1910) coi những lục địa hiện nay chỉ là những phần của những lục địa rộng lớn ở phía Nam cực đã bị phá vỡ rồi di chuyển về xích đạo. Ông cho rằng sự phá vỡ những lục địa ở phía nam cực này là do tác dụng của một lực thủy triều khổng lồ sinh ra khi Mặt Trăng trở thành vệ tinh của Trái Đất cách đây khoảng 100 triệu năm làm chậm sự quay của Trái Đất (ngày nay chúng ta đều biết là điều này không đúng). Một trong những cống hiến có ý nghĩa của Taylor là ông đã cho rằng sống núi ngầm dưới Đại Tây Dương (được phát hiện trong chuyến khảo sát 1872-1876 của tàu Challenger) có thể là vị trí mà theo đó các lục địa cổ tách rời nhau để hình thành Đại Tây Dương hiện nay.

Alfred Wegener và thuyết trôi dạt lục địa

Trên cơ sở những tư liệu phong phú về địa chất, cổ sinh vật và khí hậu do chính mình thu thập, Alfred Wegener (1915) công bố công trình nổi tiếng "Nguồn gốc lục địa và đại dương" (The Origin of Continents and Oceans), trong đó bằng hàng loạt bản đồ, ông trình bày một cách sinh động quan điểm về sự chuyển động của các lục địa. Ông đề nghị thuật ngữ Toàn lục (Pangea) để chỉ một siêu lục địa xưa kia đã từng là một khối thống nhất, sau đó bị tách vỡ thành các lục địa riêng biệt như hiện nay.

A. Wegener lưu ý rằng những loạt đá trầm tích tương tự nhau đã được tìm thấy ở những lục địa xa cách nhau; những rặng núi và băng tích trở nên xứng hợp nhau khi các lục địa được quy hợp thành một khối; những đường bờ của các lục địa khớp với nhau tạo thành một siêu lục địa. Hoá thạch của nhiều nhóm thực vật và động vật có cùng những đặc tính giống nhau lại được tìm thấy ở những lục địa xa cách nhau chứng tỏ rằng những lục địa này đã một thời từng kề liền nhau. Những dẫn liệu phong phú này chứng tỏ trong quá khứ các lục địa phải gắn liền nhau một thời.

Tiếp sau A. Wegener, nhà địa chất Nam Phi Alexander du Toit là người ủng hộ nhiệt tình thuyết trôi dạt lục địa, ông đối chiếu sự tương phản của băng tích ở Gondwana với trầm tích chứa than cùng tuổi của Bắc bán cầu. Để giải thích sự tương phản này về khí hậu, trên bản đồ ông đã xếp đặt lục địa nam (Gondwana) sát với nam cực và xếp các lục địa phía bắc liền nhau để các trầm tích chứa than nằm ở xích đạo và gọi khối lục địa phía bắc này là Laurasia.

Alexander du Toit lưu ý rằng hoá thạch bò sát nước ngọt *Mesosaurus* tuổi Permi được tìm thấy trong các đá cùng tuổi ở cả Brazil và Nam Phi. Về mặt sinh thái học thì động vật nước ngọt và động vật biển hoàn toàn khác nhau, do đó không thể hình dung rằng những bò sát nước ngọt lại có thể bơi qua Đại Tây Dương để sau đó tìm được một môi trường nước ngọt gần tương tự như nơi cư trú trước đây. Hơn thế nữa, nếu *Mesosaurus* có thể bơi qua Đại Tây Dương thì tại sao hoá thạch của chúng lại không gặp được ở những nơi khác ngoài Brazil và Nam Phi? Chỉ có thể cho rằng *Mesosaurus* đã chiếm lĩnh các hồ nước ngọt rộng lớn ở cả hai lục địa khi hai lục địa này từng là một khối chung liền nhau.

Dù những dẫn liệu hiển nhiên do A. Wegener, Alexander du Toit và những người khác đã đưa ra, trong nhiều thập kỷ phần lớn các nhà địa chất vẫn phủ nhận khả năng các lục địa đã từng di chuyển trong quá khứ.

Cổ từ đối với thuyết trôi dạt lục địa

Thuyết lục địa trôi dạt được hồi sinh vào những năm của thập kỷ 1950 nhờ những dẫn liệu nghiên cứu cổ từ của Trái Đất. Trái Đất được coi như là một thanh nam châm khổng lồ có các từ cực chính gần trùng hợp với địa cực địa lý. Từ trường của Trái Đất được coi là hệ quả của tốc độ quay khác nhau của vỏ ngoài và manti, cường độ của nó yếu nhất ở xích đạo và mạnh nhất ở cực.

Khi magma bị nguội, khoáng vật sắt mang từ tính được định vị cả về cường độ và hướng của từ tính theo từ trường của Trái Đất. Nhiệt độ mà khoáng vật sắt bị từ hoá gọi là điểm Curie. Trong điều kiện đá không bị nung nóng trên điểm Curie thì đặc điểm của từ tính sẽ được bảo tồn gọi là từ dư. Như vậy dung nham cổ sẽ cho ta dữ liệu được ghi lại về định hướng và cường độ của từ trường Trái Đất vào thời điểm mà dung nham bị nguội.

Kết quả đo cổ từ của dung nham ở Bắc Mỹ cho thấy từ cực bắc theo đá tuổi Silur ở đó nằm tại Tây Thái Bình Dương hiện nay, từ cực theo dung nham tuổi Permi lại ở Châu Á còn từ cực theo dung nham tuổi Kreta lại ở một điểm khác của Bắc Á. Khi đưa lên bản đồ các dữ liệu về cổ từ của tất cả các dung nham có tuổi khác nhau ở Bắc Mỹ ta thấy sự di chuyển của từ cực qua thời gian. Từ những dẫn liệu trên có thể giải thích bằng ba cách: 1) lục địa cố định và cực bắc địa từ di chuyển; 2) cực bắc địa từ đứng nguyên còn lục địa di chuyển; 3) cả lục địa và cực bắc địa từ di động.

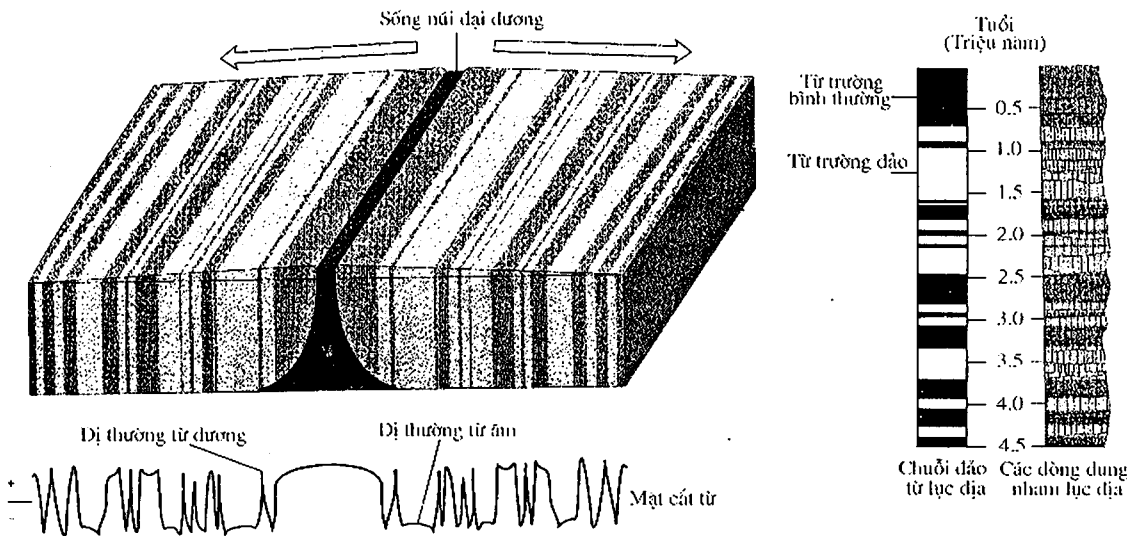
Phân tích dung nham ở tất cả các lục địa cho thấy mỗi lục địa có một loạt các từ cực riêng. Phải chăng đã có những từ cực bắc khác nhau cho mỗi lục địa? Điều này không phù hợp với lý thuyết tính toán về từ trường của Trái Đất. Từ cực được bảo tồn ở trạng thái vị trí của chúng so với cực địa lý bắc nam dù lục địa di chuyển. Khi ta cho các rìa lục địa trên bản đồ khớp nhau để cho tư liệu cổ từ hướng về cùng một từ cực thì các loạt đá và băng tích phù hợp nhau, những chứng liệu cổ sinh cũng xúng hợp với khung cảnh cổ địa lý được tái dựng.

Đảo từ và sự hình thành đáy biển

Coi từ trường hiện tại của Trái Đất là bình thường, tức là các từ cực bắc nam gần trùng với các địa cực địa lý bắc và nam. Nhưng nhiều thời kỳ trong quá khứ địa chất từ trường của Trái Đất đã lại đảo ngược. Hiện tượng đảo từ đã được phát hiện nhờ xác định sự định hướng của từ dư trong dung nham trên lục địa. Sự đảo từ lại cũng được phát hiện ở đá basalt biển trong quá trình lập bản đồ đại dương vào thập kỷ 1960 (Hình 10.1). Tuy nguyên nhân của hiện tượng đảo từ cho đến nay vẫn chưa rõ nhưng cứ liệu về chúng trong tư liệu địa chất đã được minh chứng. Cùng với sự phát hiện đảo từ, việc lập bản đồ đáy đại dương đã giúp phát hiện ra hệ thống sống núi ngầm dài 65 000 km, tạo

nên những rặng núi lớn nhất trên thế giới. Trong số đó quen biết nhất là rặng núi ngầm giữa Đại Tây Dương, chia đại dương này làm hai phần gần bằng nhau.

Từ các kết quả nghiên cứu hải dương học của những năm 50 của thế kỷ 20, đến năm 1962 Harry Hess đã đề xuất lý thuyết về sự mở rộng đáy biển để giải thích cho sự di chuyển lục địa. Ông cho rằng lục địa không di chuyển xuyên qua vỏ đại dương mà vỏ lục địa và vỏ đại dương chuyển động đồng thời. Đáy biển tách rời từ các sống núi đại dương, nơi mà vỏ mới được hình thành do sự xuyên lên của magma; khi magma nguội thì vỏ đại dương mới này sẽ chuyển dịch ngang từ dãy núi ngầm.



Hình 10.1. Đối xứng địa từ ở hai phía của dải núi ngầm đại dương (Wicander R. J. & Monroe S. 1993).

Dãy dị thường từ được bảo tồn trong vỏ đại dương ở hai phía của sống núi đại dương đồng nhất với chuỗi đảo từ đã biết từ các dung nham lục địa. Dị thường từ được thành tạo khi magma basalt xuyên vào sống núi đại dương; khi magma nguội xuống dưới điểm Curie, nó ghi lại từ cực của Trái Đất vào thời đó. Những xâm nhập sau đó sẽ xẻ vỏ được tạo trước thành hai nửa để chuyển dịch ngang từ sống núi đại dương. Những xâm nhập lặp lại sẽ sinh ra những loạt dị thường từ phản ánh các thời kỳ từ cực bình thường và đảo từ cực.

Khi magma xuyên lên và bị nguội dọc theo đỉnh sống núi ngầm thì nó cũng ghi lại từ trường vào thời điểm nó được thành tạo, kể cả các hiện tượng dị thường và đảo từ (Hình 10.1). Một vỏ mới đã được thành tạo, còn vỏ được thành tạo trước đó lại bị đẩy chuyển ngang xa sống núi ngầm. Những dải từ này thể hiện thời gian của từ cực bình thường hoặc đảo, song song và đối xứng dọc theo sống núi ngầm (nơi magma tạo thành vỏ mới) đã xác nhận lý thuyết của Hess về sự mở rộng đáy biển. Như vậy mảng được tạo thành từ các sống núi đại dương. Tư liệu tuổi phóng xạ cho thấy tuổi của vỏ đại dương cổ nhất là chưa đến 180 triệu năm trong khi tuổi của vỏ lục địa cổ nhất là 3,96 tỷ năm.

Vai trò của quyển mềm

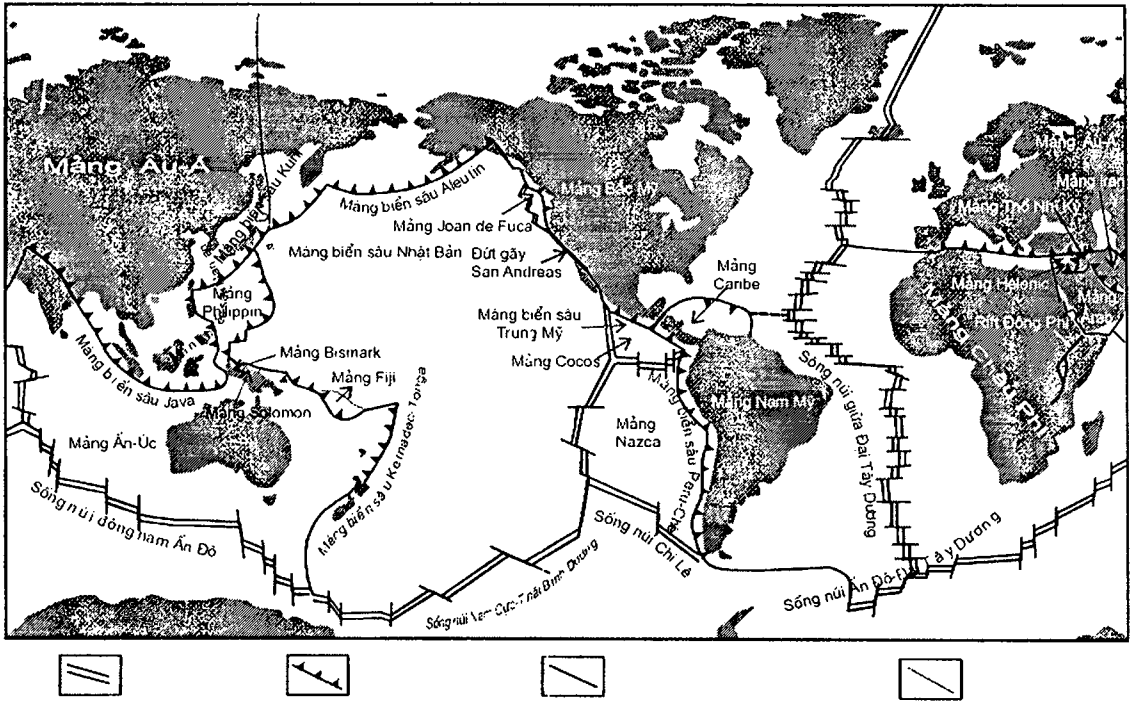
Bằng các phương pháp phát và ghi sóng địa chấn, các nhà địa chất và địa vật lý đã phát hiện ra *quyển mềm* (asthenosphere), một quyển mà khi sóng địa chấn đi qua cho thấy tính chất tương đồng với một quyển địa chất nhớt, thành phần vật chất ở đây có tính chất dẻo và mềm. Quyển này còn được gọi là *quyển lưu biến* (rheosphere) có vị trí được xác định từ khoảng sâu 100 km đến 700 km (ở đáy đại dương bề dày quyển mềm chỉ ở độ sâu khoảng 50 - 60km, song đạt tới 300 - 400km, còn ở lục địa phải ở bề sâu tới 100km mới gặp quyển này). Đây là nơi dự trữ cho mọi hoạt động của núi lửa, vì thế mà có sức bền yếu trước ứng lực, là một đới có các *dòng đối lưu* vận động liên tục và mạnh mẽ. Quyển mềm bao gồm cả phần trên của manti nhưng không phải bao giờ cũng trùng với đới có tốc độ sóng yếu. Việc phát hiện ra quyển mềm có ý nghĩa rất to lớn trong địa chất học nói chung và kiến tạo học nói riêng vì nó góp phần làm sống lại học thuyết trôi lục địa của A. Wegener. Nhờ đó những sự nghi ngờ về sự trôi ngang của các châu lục đã được giải quyết.

Sau những thành tựu nêu trên, *thuyết kiến tạo mảng* đã ra đời và nhanh chóng phát triển để hiện nay trở thành một thuyết có sức thuyết phục nhất trong địa kiến tạo nói riêng và địa chất học nói chung. Thuyết kiến tạo mảng tiêu biểu cho trường phái kiến tạo động, nhìn nhận sự vận động uốn nếp, tạo núi liên quan với sự dịch chuyển của các mảng, xem xét các quá trình phát triển địa chất trong mối quan hệ hữu cơ giữa sự vận động trong quyển mềm và biểu hiện của chúng trên bề mặt.

10.3.2. Các mảng thạch quyển

Nhờ phát hiện ra quyển mềm các nhà địa chất đã chứng minh được thạch quyển là bộ khung của các mảng cơ động trên quyển lưu biến này. Thạch quyển được chia thành sáu mảng chính và một số mảng phụ (Hình 10.2), luôn luôn vận động, liên quan lẫn nhau song cũng tương đối độc lập với nhau. Sự hoạt động của các mảng thạch quyển có mối liên quan chặt chẽ với các kiểu ranh giới giữa các mảng và có ba kiểu ranh giới chủ yếu là ranh giới phân kỳ (với sự tách giãn lục địa và đại dương), ranh giới hội tụ (với các đới hút chìm) và ranh giới chuyển dạng.

Mảng Thái Bình Dương chiếm hầu hết diện tích Thái Bình Dương, là mảng chỉ có vỏ đại dương. Ranh giới phía bắc là đới hút chìm Aleutin, phía tây là toàn bộ các mảng hút chìm Tây Thái Bình Dương kể từ mảng biển sâu Kuril cho đến mảng Puysegur ở phía nam, còn ranh giới phía nam và đông là các sống núi đại dương. Kể từ sống núi Đông Thái Bình Dương, tuổi địa chất tăng nhanh chóng khi tiến về phía tây của mảng, từ Kainozoi - Kreta - Jura, từ 80 triệu năm đến 160 triệu năm. Trên bề mặt đáy Thái Bình Dương người ta đã phát hiện được dấu tích của các điểm nóng (hot spots), đó là các dải núi lửa kéo dài như dải Hawaii, dải Tuamotu, dải Guyot Mac Donal. Dựa vào tuổi của các đá, chiều dài của từng dải và phương của chúng, người ta đã tính được hướng và tốc độ vận động của mảng Thái Bình Dương. Số liệu về dị thường từ cho phép xác định lịch sử phát triển của mảng Thái Bình Dương đã bắt đầu từ cách đây 190 triệu năm.



Ranh giới phân kỳ Ranh giới hội tụ Ranh giới chuyển dạng Ranh giới mảng chưa xác định rõ

Hình 10.2. Phân bố các mảng và kiểu ranh giới của chúng (Wicander R. J. & Monroe S. 1993)

Mảng Châu Mỹ chiếm toàn bộ diện tích lục địa Châu Mỹ và nửa phía tây của Đại Tây Dương. Ranh giới phía tây là một máng hút chìm, điển hình nhất là máng Chilê kéo dài hàng ngàn kilomet. Ranh giới phía nam là một đứt gãy chuyển dạng nối từ máng hút chìm Chilê đến máng hút chìm Pantagonia. Ranh giới phía đông là một sống núi đại dương điển hình nằm chính giữa và chia đôi Đại Tây Dương. Phần giáp ranh giữa mảng Thái Bình Dương và mảng Châu Mỹ là một số mảng phụ như mảng Nazca, mảng Cocos, mảng Caribe, mảng Rivera, mảng Gorda, mảng Juan de Fuca (Hình 10.2). Trong số đó mảng phụ Nazca lớn nhất, có ranh giới phía bắc, tây và nam là các sống núi đại dương còn ranh giới phía đông là máng hút chìm Chilê. Hiện nay trên sơ đồ phân bố các mảng thạch quyển người ta thường chia mảng Châu Mỹ thành mảng Bắc Mỹ và mảng Nam Mỹ, ranh giới giữa chúng là một đới trượt bằng trái dọc theo máng biển sâu Cayman và Porto Rico và một đới biến dạng hoà nhập nội đại dương ở phía đông của đới hút chìm Antilles. Giữa hai mảng này còn tách biệt một mảng phụ Caribe.

Mảng Châu Phi chiếm toàn bộ diện tích Châu Phi và phần đáy biển bao quanh, ranh giới phía bắc là đứt gãy chuyển dạng Acores - Gibraltar, ranh giới phía tây là nửa phía nam của sống núi Đại Tây Dương, ranh giới phía đông và nam là sống núi Ấn Độ Dương thuộc nhóm tách giãn chậm.

Giữa mảng Châu Phi và mảng Âu - Á có các mảng phụ như mảng Arabi, mảng Iran, mảng Thổ Nhĩ Kỳ, mảng Ai Cập và mảng Adriatic. Hiện nay hệ thống rift Đông Phi có

xu thế dần dần mở rộng. Vì vậy cũng có người lấy ranh giới này để tách mảng Châu Phi thành hai và gọi mảng phía đông là mảng Somali.

Mảng Ấn Độ - Australia (Ấn - Úc) gồm toàn bộ lãnh thổ Australia, bán đảo Ấn Độ và phần đáy biển bao quanh. Ranh giới phía bắc và phía đông là các mảng hút chìm, ranh giới phía tây nam là sống núi giữa Ấn Độ Dương. Mảng này hiện nay vẫn đang tiếp tục dịch chuyển về phía bắc với tốc độ trung bình 4cm/năm, xô húc vào mảng Âu - Á và đó là lý do làm cho dãy núi Himalaya tiếp tục được nâng cao.

Đã có cơ sở để tách mảng này thành hai, ranh giới giữa chúng là một đới hội tụ đang được hình thành ở phía nam Ấn Độ, trong Ấn Độ Dương – nơi có rất nhiều trận động đất đã ghi được. Đây là một đới uốn dạng sóng của bề mặt geoid có bước sóng khoảng 200 km và quá trình uốn nếp đã tác động đến toàn bộ thạch quyển đại dương. Trên một khoảng rộng chừng 2000 km này, do bị nén ép nên đã tạo ra các nếp uốn và các lớp phủ chèn tác động đến toàn bộ lớp phủ trầm tích. Số liệu địa tầng thu được từ các lỗ khoan cho thấy đới biến dạng này được tạo ra trong Miocen thượng (khoảng 7 triệu năm). Dọc theo ranh giới này tốc độ hội tụ lớn nhất là 1 cm/năm. Nhìn chung, do sự phân bố rộng rãi của hoạt động địa chấn mà từ lâu người ta đã cho rằng Ấn Độ và Australia thuộc một mảng thống nhất.

Mảng Âu - Á chiếm hầu hết diện tích lục địa Âu - Á và đáy các đại dương vây quanh. Ranh giới phía đông của nó là một đới biển ven rìa tích cực điển hình, trong khi đó ranh giới phía tây lại là một đới tĩnh ven rìa tiếp nối với phần phía bắc Đại Tây Dương cho tới nửa phía bắc sống núi Đại Tây Dương. Ranh giới phía nam của mảng này có cấu tạo phức tạp kéo dài từ đứt gãy chuyển dạng Acores - Gibraltar chạy qua Địa Trung Hải, nối tiếp với các dải núi Trung Á và tới vịnh Bengal lại nối liền với mảng biển sâu kéo dài cho tới quần đảo Timor của Indonesia. Trên toàn bộ ranh giới phía nam nhất là dọc theo các đới xô húc Alpes, dải Zagros, Himalaya, mảng này chịu các ứng suất nén. Cách xa các đới xô húc này, sự biến dạng của mảng yếu dần. Tại phía bắc, các sống núi đại dương làm ranh giới cho mảng này gặp nhau, hội tụ tại trung tâm Bắc Băng Dương. Ở phía đông của mảng Âu - Á, các mảng biển sâu Philipin và Nhật Bản cắt nhau tạo thành một mảng phụ Philipin hình thoi khá cân đối. Mảng biển sâu Philipin có hố biển sâu Marian đạt độ sâu hơn 11 km.

Đằng sau các các mảng hút chìm phía tây Thái Bình Dương là các bồn đại dương đã được mở ra trong Đệ Tam và đang được mở ra như bồn Okinawa. Lịch sử trước Kainozoi của mảng Âu - Á rất phức tạp và thể hiện các quá trình xô húc liên tiếp kể từ Paleozoi. Trong các giai đoạn khác nhau, mảng Âu - Á đã bị biến thành các mảng ghép từ các khối bồi tụ, đó là một điểm đặc biệt mà các mảng khác không có.

Mảng Châu Nam Cực – mảng chính thứ sáu của thạch quyển. Những tài liệu địa chất thu được trong thời gian gần đây dần dần làm sáng tỏ bản chất cấu trúc của mảng này. Trên bề mặt lục địa của mảng chỉ có khoảng 1% được lộ ra không có băng tuyết, còn lại bị phủ tới 30 triệu km³ băng, chiếm 70% khối lượng nước ngọt thế giới. Các lớp băng ở đây có bề dày trung bình 2440 m, có chỗ đạt tới 4000m. Các nhà địa chất đã phát

hiện ra có tới 6000 khối thiên thạch đã rơi xuống mảng này, trong khi đó các nơi khác trên bề mặt hành tinh chỉ phát hiện thấy 2400 khối.

10.3.3. Cơ chế hoạt động của các kiểu ranh giới mảng

Trong hoạt động địa chất của các mảng thì cơ chế vận động của các kiểu ranh giới giữa các mảng có một vai trò hết sức quan trọng. Có thể phân định rõ rệt ba kiểu cơ chế hoạt động của ranh giới mảng là *phân kỳ* (divergent), *hội tụ* (convergent) và *chuyển dạng* (transform); trong số đó kiểu ranh giới hội tụ lại phân làm một số loại. Chính dọc theo các kiểu ranh giới này mà các mảng được hình thành, tiêu biến hay trượt ngang từ mảng này qua mảng khác.

a. Ranh giới mảng phân kỳ

Ranh giới phân kỳ gặp ở những nơi mà các mảng đang tách giãn và vỏ đại dương mới đang hình thành. Loại ranh giới này thường thấy dọc các sống núi đại dương, hiếm hơn cũng gặp trên lục địa dưới dạng thung lũng rift. Dọc theo ranh giới mảng phân kỳ (cũng là dọc sống núi giữa đại dương) magma xuyên lên và các mảng chuyển động tách xa nhau. Khi magma nguội, những dải mới của vỏ đại dương được hình thành và ghi lại dấu ấn từ trường vào thời gian đó (Hình 10.1). Địa hình cao, đứt gãy thuận kết hợp với nhiều động đất có chấn tâm nông, dòng nhiệt cao và các dung nham basalt dạng gỏi (Hình 10.3) là những nét đặc trưng thường đi kèm với các sống núi đại dương này. Ranh giới mảng phân kỳ cũng thấy ở lục địa trong các giai đoạn sớm của sự tách giãn lục địa (Hình 10.5). Khi magma xuyên lên từ dưới một lục địa thì ban đầu vỏ bị phồng lên, căng giãn và bị mỏng đi. Những đứt gãy thuận và thung lũng rift bắt đầu hình thành dọc theo địa hào trung tâm gây nên động đất chấn tâm nông. Trong giai đoạn này magma điển hình xuyên nhập vào các khe đứt gãy thuận tạo thành các vữa, mạch cũng như phủ trên nền địa hào. Các thung lũng rift Đông Phi là ví dụ tốt cho giai đoạn tách giãn sớm lục địa (Hình 10.4).



Hình 10.3. Dung nham basalt dạng gỏi được thành tạo dọc sống núi giữa Đại Tây Dương (Wicander R. J. & Monroe S. 1993).

Trong quá trình trôi dạt thì lục địa bị vỡ, nếu magma tiếp tục xuyên lên thì hai phần của lục địa sẽ di chuyển rời nhau như hiện nay đang xảy ra dưới Hồng Hải. Bồn đại dương hẹp mới được hình thành tiếp tục mở rộng và sẽ trở thành bồn đại dương bành trướng như các bồn Đại Tây Dương và Thái Bình Dương hiện nay.

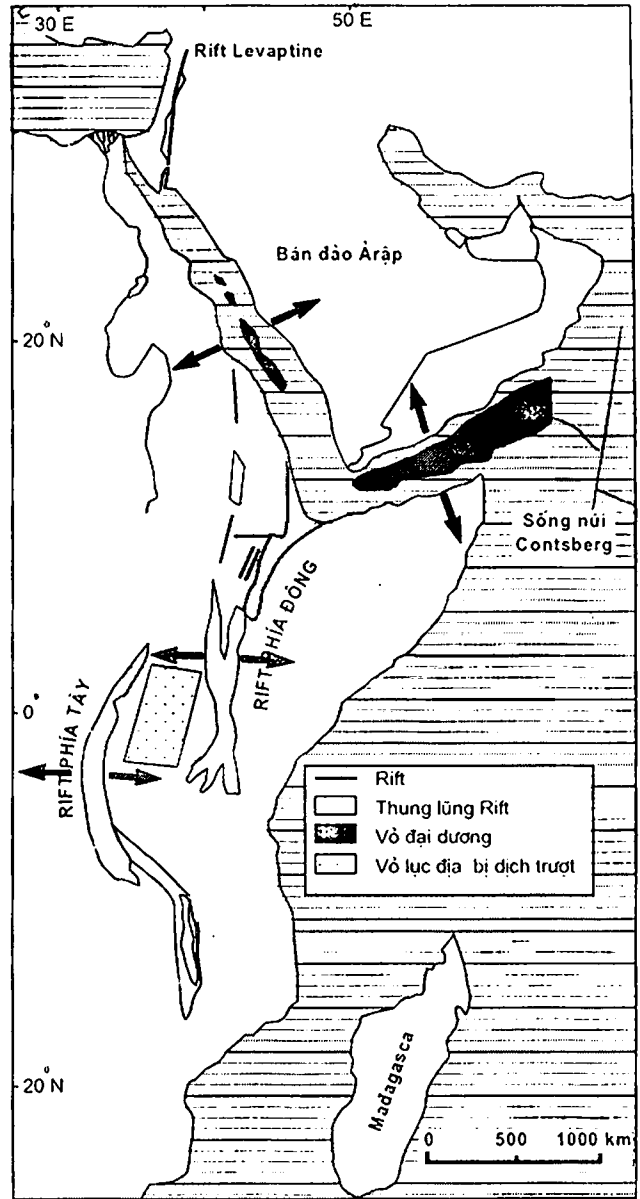
b. Ranh giới mảng hội tụ

Có ba kiểu ranh giới hội tụ: đại dương - đại dương, đại dương - lục địa và lục địa - lục địa. Trong hoạt động của ranh giới mảng hội tụ, các mảng tiến ngược chiều sáp lại nhau theo cơ chế nén ép và gồm ba loại: 1) Cơ chế hút chìm (subduction), 2) Cơ chế chồm trượt (obduction), 3) Cơ chế xô húc (collision).

Cả ba cơ chế hội tụ này cuối cùng đều tạo thành các đồi, các dải núi và tùy thuộc vào cơ chế vận động, tên các dải núi được gọi là dải hút chìm, dải chồm trượt và dải xô húc. Kết quả nén ép của hai mảng thạch quyển đã tạo ra các yếu tố kiến trúc đặc trưng là các đứt gãy chồm nghịch, các trượt bằng và các lớp phủ địa di.

Các dải núi được hình thành ở rìa các lục địa tích cực (hay còn gọi là rìa động) khi có một mảng đại dương (gọi là mảng chúi) chui xuống dưới một mảng lục địa hoặc một vòng cung đảo (gọi là mảng chồm). Thí dụ dải núi Andes là một dải núi được thành tạo theo cơ chế hút chìm rất điển hình (Hình 10.6). Dải này cao 7000 m, rộng 400 km được viền quanh bằng máng biển sâu Peru có độ sâu từ 4000 đến 6000 m. Dọc theo máng này đã phát hiện những thân xâm nhập granit khổng lồ, các lớp phun trào andesit bị biến chất ở nhiệt độ cao, áp suất thấp (tương đá phiến lục). Hộ quả của quá trình hút chìm khi một mảng đại dương chúi xuống một mảng lục địa hoặc một vòng cung đảo biểu thị như sau:

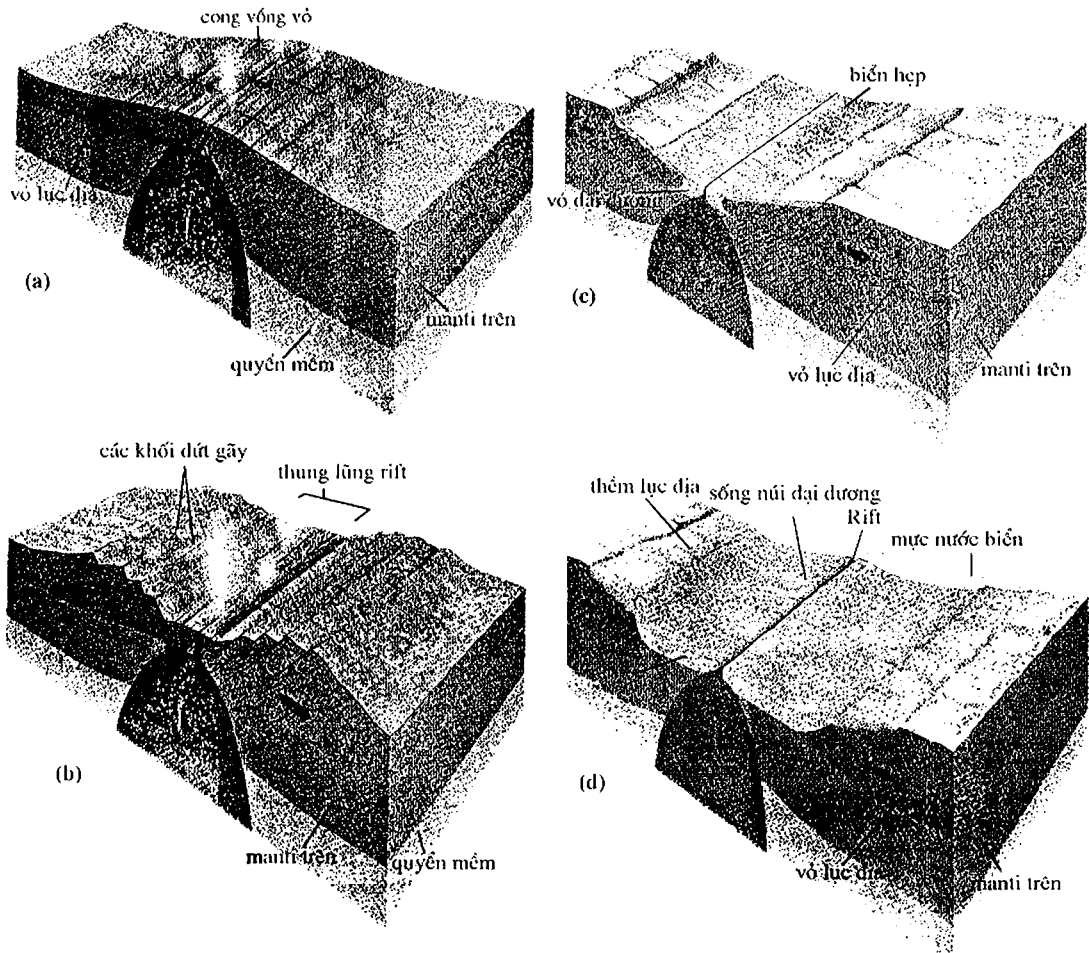
Về địa chấn. Phổ biến động đất với chấn tiêu mức vỏ, mức trung gian và mức sâu phân bố trên bề mặt Benioff cho tới độ sâu khoảng 700 km.



Hình 10.4. Thung lũng rift Đông Phi
Đông Phi đang tách giãn với phần còn lại của lục địa dọc
ranh giới mảng phân kỳ (Wicander R. J. & Monroe S. 1993)

Về trọng lực. Dĩ thường trọng lực âm rất lớn (- 200 miligal) thẳng góc với mảng biển sâu và khi sự hút chìm dừng lại, dĩ thường này dẫn đến một sự khôi phục đẳng tĩnh quan trọng, tạo ra vận động thẳng đứng dương.

Về trầm tích. Lớp phủ trầm tích của mảng chủi chỉ bị quyển mềm tiêu đi một phần và biến thành sản phẩm xâm nhập và hoạt động núi lửa thành phần kiềm vôi. Phần còn lại bị chặn lại và tạo thành một nêm bồi kết (accretionary prism), thường được xếp chồng dạng lớp phủ lợp ngói. Đôi khi người ta quan sát thấy ở đây các mảnh vụn của vỏ đại dương dưới dạng một thể hỗn mang hoặc một tổ hợp hỗn độn các loại đá khác nhau.



Hình 10.5. Lịch sử của một ranh giới mảng phân kỳ

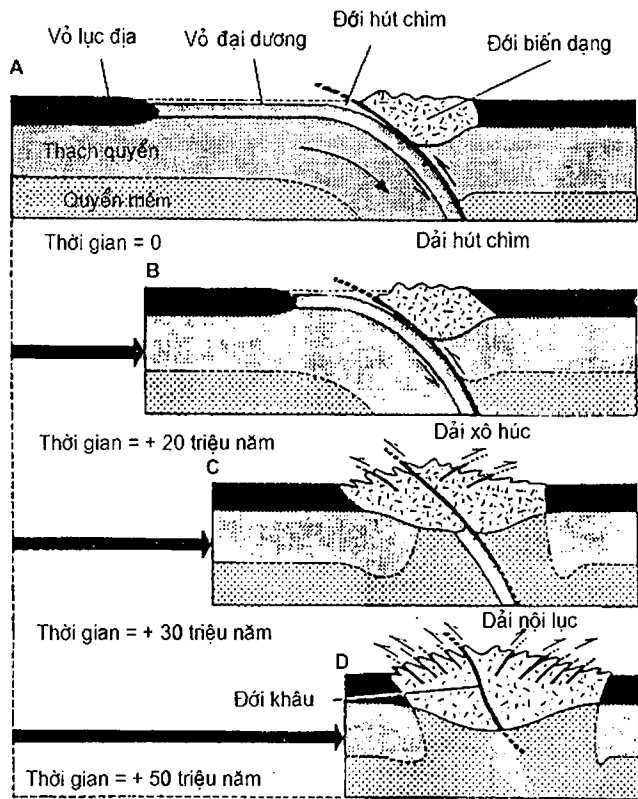
a - Magma dâng trôi dưới lục địa, đẩy vỏ lên tạo nhiều nút vỡ ; b - Khi vỏ bị kéo căng và mỏng đi, các thung lũng rift phát triển và dung nham chảy tràn trên đáy thung lũng ; c - Tiếp tục quá trình tách lục địa, các tuyến biển hẹp phát triển ; d - Khi quá trình mở rộng tiếp tục, hệ thống sống núi giữa đại dương được thành tạo, một bồn đại dương xuất hiện và tầng trưởng dần (Wicander R. J. & Monroe S. 1993).

Về biến chất. Các thành hệ trầm tích và lớp vỏ đại dương của mảng chủi khi xuống đến độ sâu 10 - 14 km thì bị biến chất trong điều kiện áp suất cao, nhiệt độ thấp, đặc trưng là các đá phiến xanh biển, trong khi đó thì các thành hệ của mảng phủ chòm lại bị biến chất trong điều kiện áp suất thấp, nhiệt độ cao mà đặc trưng là đá phiến lục và amphibolit.

Về magma. Sự có mặt của hơi nước được giải toả khi trầm tích bị hút chìm làm cho đá peridotit của manti trên biến thành basalt tholeit. Mặt khác, các đá amphibolit đã được sinh ra do biến chất áp suất thấp, nhiệt độ cao sẽ chuyển thành eclogit thạch anh. Ở độ sâu từ 100 km các thể granit sâu và đá phun trào andesit bị nóng chảy và phân dị thành đá magma nghèo sắt và giàu kali, như vậy vỏ lục địa mới được thành tạo.

- Các dải núi chồm trượt (Hình 10.7). Trong trường hợp chồm trượt, một phần của vỏ đại dương không chúi xuống dưới lục địa mà lại phủ chồm lên nó. Theo M. Mattauer thì sự chồm trượt được sinh ra khi một lục địa chúi xuống một vòng cung đảo và bị chặn. Khi đó lục địa không thể bị cuốn hút sâu hơn 60 km dưới manti. Sự phủ chồm của vỏ đại dương luôn hướng về phía lục địa và có thể đạt biên độ phủ chồm 100 km. Sự phủ chồm này sinh ra biến chất áp suất cao - nhiệt độ thấp (đá phiến xanh). Khi sự hút chìm dừng lại, do sự khôi phục đẳng tĩnh nên các đới vật chất nhẹ được nâng lên. Đó là trường hợp của toàn bộ dải Alps từ đảo Corse và các dải Tây Alps ở một giai đoạn phát triển của nó. Sự có mặt của các phức hệ ophiolit và các đá trầm tích kết hợp, nhất là radiolarit, đã cho phép xác định được các phức hệ ophiolit đặc trưng cho vỏ đại dương. Tuy nhiên, một số nhà kiến tạo khác (như J.H. Brunn) lại cho rằng cấu tạo của dải Alps không thể so sánh được với sự tồn tại của bề mặt các đại dương rộng lớn. Vì vậy các ophiolit này có lẽ là dẫn chứng cho một lớp vỏ nhỏ đại dương của các bồn nội cung. Như vậy việc thu nhỏ thạch quyển có thể hoặc là do sự hút chìm hoặc là do sự phủ chồm.

- Các dải núi xô húc. Các dải núi này được thành tạo trong tiến trình phát triển của các dải hút chìm và chồm trượt khi hai lục địa hội tụ và "chạm trán" nhau tại một đường khâu. G. Boillot đã phân biệt ba dạng xô húc tùy thuộc vào hình thái và bản chất của hai thể (mảng) xô húc.



Hình 10.6. Sự phát triển ba dạng tạo núi: AB - do hút chìm, C - do va đập xô húc, D - do biến dạng nội lục xuất phát từ đới hút chìm trực tiếp từ dưới vỏ lục địa. (M. Mattauer 1981)

- Xô húc giữa hai cung đảo sinh ra một dải uốn nếp nội đại dương (ví dụ dải Ta lang Mayu, biển Moluque ở Indonesia);

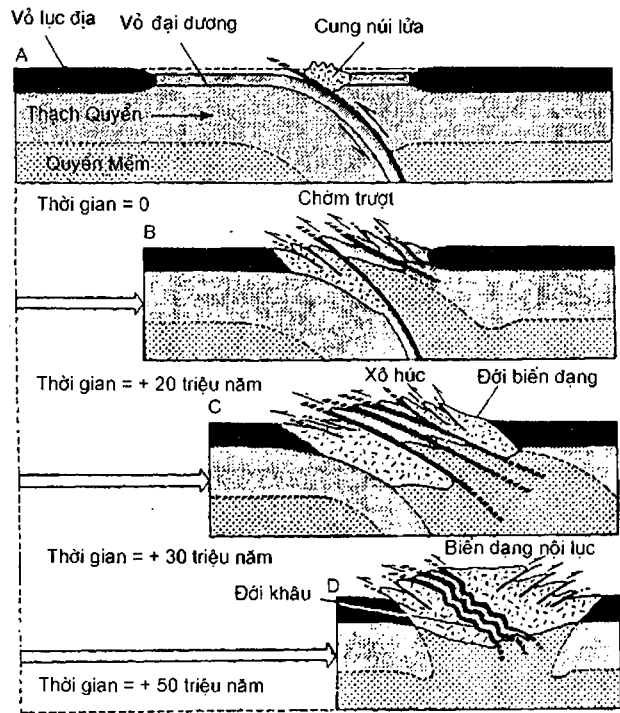
- Xô húc giữa một vòng cung đảo với một rìa lục địa, thí dụ dải California;

- Xô húc lục địa - lục địa, thí dụ Alps, Himalaya, Pyrene. Lớp phủ địa di các dải này rất lớn, có thể vượt 100 km. Rễ của các dãy núi xô húc có thể cắm sâu hơn 40 km, ở đó do đá bị nóng chảy nên tạo thành các thể batholit, tức là các xâm nhập đồng kiến tạo, ngày nay một số đã được lộ ra do bị bào mòn, (thí dụ dải Hercyni ở Tây Âu, Anh, khối Trung tâm Pháp).

Khi hai khối lục địa đã xô húc và tiếp tục xô húc nhau thì sự biến dạng được mở rộng, tạo nên các dải núi mới, M. Mattauer gọi là các dải nội lục (Hình 10.6 ; 10.7). Ở các dải này, các lớp phủ địa di, tính phân phiến lúc đầu ở thể nằm ngang hoặc gần ngang được dựng đứng lên, trong khi đó các thể xâm nhập muộn hoặc hậu kiến tạo được hình thành, các quá trình trượt ngang phát triển phong phú, đạt biên độ có khi hàng trăm kilomet, thí dụ như ở dải Himalaya. Các hiện tượng này thường kèm theo các trận động đất lớn, có khi rất xa đối dụng độ, thí dụ những trận động đất lớn xảy ra ở khu vực Bắc Kinh, tuy rất xa dãy Himalaya song do sự xô húc của mảng Ấn Độ vào mảng Âu - Á nên đã gây ra các trận động đất nêu trên.

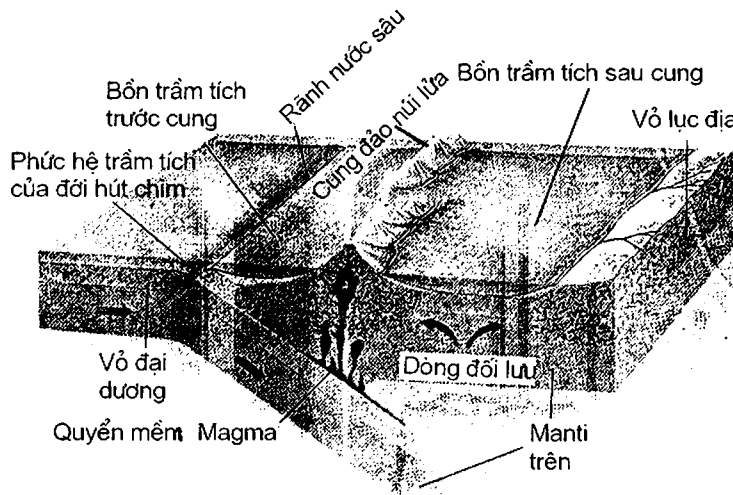
Trong tiến trình phát triển các dải núi do xô húc cũng xảy ra quá trình phong hoá bóc mòn các dải uốn nếp tạo núi này. Kết quả là tạo ra các sản phẩm trầm tích vụn thô bao gồm sỏi, cuội, cát, sét tích đọng dưới dạng molas trong các bồn trước núi. Thí dụ ở dải Alps, trũng molas tiền Alps tuổi Miocen trải dài từ bồn Aix - en - Provence đến bồn Viên của Áo là một trũng molas điển hình.

- *Ranh giới mảng hội tụ đại dương - đại dương.* Khi hai mảng đại dương hội tụ thì một trong chúng bị hút chìm dưới mảng kia dọc theo một ranh giới mảng đại dương - đại dương (Hình 10.8). Mảng hút chìm chui xuống dưới tạo thành vách ngoài của một máng đại dương. Một phức hệ hút chìm hình thành dọc theo vách trong, phức hệ này gồm những thể hình nêm và các trầm tích biển uốn nếp, đứt gãy phức tạp, thạch quyển đại dương của mảng bị kéo theo chui xuống thấp.



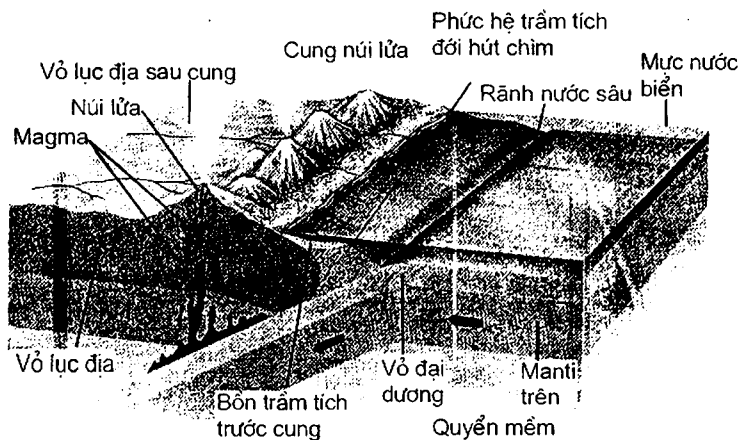
Hình 10.7. Sự phát triển ba dạng tạo núi: do chồm trượt, do xô húc, do biến dạng nội lục xuất phát từ đới hút chìm dưới một cung đảo núi lửa (M. Mattauer 1981)

Khi mảng bị hút chìm hạ thấp xuống đến manti, nó bị nung nóng và bị tan chảy từng phần sinh ra magma có thành phần andesit. Loại magma này có độ đặc kém hơn manti ở chung quanh và nổi lên trên bề mặt của mảng không bị hút chìm, tạo thành dải đảo núi lửa gọi là cung đảo núi lửa. Cung đảo này gần song song với mảng sâu đại dương và tách xa khoảng vài trăm kilomet. Các đảo Aleutin, dải đảo Nhật Bản và vùng đảo Philipin là những ví dụ tốt cho các cung đảo núi lửa do mảng hội tụ đại dương - đại dương.



Hình 10.8. Ranh giới mảng hội tụ đại dương - đại dương

Một mảng đại dương được thành tạo ở nơi một mảng đại dương bị hút chìm xuống dưới mảng khác. Một cung đảo núi lửa được hình thành trên mảng đại dương không bị hút chìm, magma được sinh ra và dâng lên từ mảng hút chìm (Wicander R. J. & Monroe S. 1993).



Hình 10.9. Ranh giới mảng hội tụ đại dương - lục địa

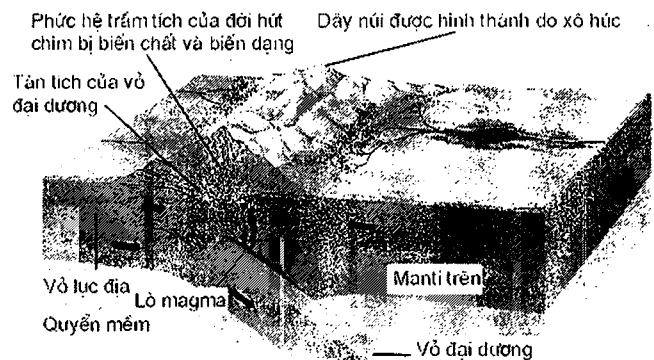
Khi một mảng đại dương bị hút chìm xuống dưới mảng lục địa thì một dải núi lửa andesit được hình thành trên mảng lục địa do kết quả của magma dâng lên (Wicander R. J. & Monroe S. 1993).

- Ranh giới mảng hội tụ đại dương - lục địa.

Khi vỏ đại dương bị hút chìm xuống dưới vỏ lục địa dọc theo một ranh giới đại dương - lục địa thì một phức hệ hút chìm dạng nêm của các đá bị uốn nếp phức tạp và đứt gãy, sẽ tạo thành vách trong của máng sâu đại dương. Giữa nó và lục địa là bồn trước cung chứa trầm tích vụn do quá trình bào mòn từ lục địa (Hình 10.9), những trầm tích này thường nằm ngang hoặc chỉ hơi bị biến dạng. Magma andesit được sinh ra từ sự hút chìm sẽ trôi lên ở phía dưới lục địa hoặc bị kết tinh như là pluton trước khi tiến đến bề mặt hoặc phun trào lên bề mặt tạo thành dải núi lửa andesit (cũng gọi là cung núi lửa). Một bồn sau cung có thể bị lấp đầy bằng các trầm tích vụn, vật liệu vụn núi lửa, dòng dung nham, xuất phát và dày dần về phía cung núi lửa. Ví dụ điển hình cho kiểu ranh giới mảng đại dương - lục địa là bờ Thái Bình Dương của Nam Mỹ, nơi mảng Nazca đang bị hút chìm xuống dưới Nam Mỹ. Máng Pêru-Chilê chỉ rõ vị trí của sự hút chìm và dải núi Andes được tạo nên do dải núi lửa trên mảng không bị hút chìm (Hình 10.2).

- Ranh giới mảng hội tụ lục địa - lục địa.

Trong kiểu ranh giới này, hai lục địa cách nhau bởi một đáy đại dương bị hút chìm dưới một lục địa. Rìa của lục địa thể hiện những yếu tố đặc trưng của sự hội tụ đại dương - lục địa. Khi đáy đại dương tiếp tục bị hút chìm thì hai lục địa sẽ xích lại gần nhau cho đến khi chúng xô húc nhau. Do thạch quyển lục địa, gồm vỏ lục địa và manti trên, kém đậm đặc hơn thạch quyển đại dương (vỏ đại dương và manti trên), nên nó không thể chìm xuống dưới quyển mềm. Mặc dù một lục địa có thể trượt một phần trên lục địa kia nhưng nó không thể bị tách hoặc đẩy xuống dưới đối hút chìm (Hình 10.10). Khi hai lục địa xô húc nhau, chúng sẽ được hàn nối với nhau dọc đối hút chìm trước đây. Tại ranh giới hội tụ mảng lục địa - lục địa khi đó một đai núi được hình thành gồm các đá trầm tích, đá xâm nhập, đá biến chất bị uốn nếp và những mảnh của vỏ đại dương. Ngoài ra toàn vùng sẽ có rất nhiều động đất. Dãy núi Himalaya do kết quả của sự xô húc lục địa - lục địa giữa Ấn Độ và Châu Á bắt đầu từ khoảng 40 đến 50 triệu năm trước đây và nay vẫn đang tiếp diễn.



Hình 10.10. Ranh giới mảng lục địa - lục địa
Khi hai mảng lục địa hội tụ, không mảng nào bị hút chìm vì độ dày lớn của chúng và tỷ trọng thấp ngang nhau (Wicander R. J. & Monroe S.)

c. Ranh giới mảng chuyển dạng

Kiểu ranh giới mảng thứ ba là ranh giới mảng chuyển dạng, chạy dọc theo các đứt gãy chuyển dạng, nơi mà các mảng trượt ngang mảng này qua mảng khác, về đại thể song song với hướng của chuyển động mảng. Thạch quyển không được sinh ra hoặc bị phá huỷ dọc theo ranh giới chuyển dạng, nhưng chuyển động giữa các

mảng diễn ra trong đới đá bị vỡ gãy mạnh mẽ và nhiều động đất chấn tâm nông. Phần lớn các đứt gãy chuyển dạng cát vôi đại dương, nhưng các đứt gãy chuyển dạng có thể bành trướng sang cả các lục địa. Một trong những đứt gãy chuyển dạng nổi tiếng là đứt gãy San Andreas ở California phân tách mảng Thái Bình Dương với mảng Bắc Mỹ (Hình 10.11). Động đất nhiều ở California là hệ quả của chuyển động dọc theo đứt gãy này.

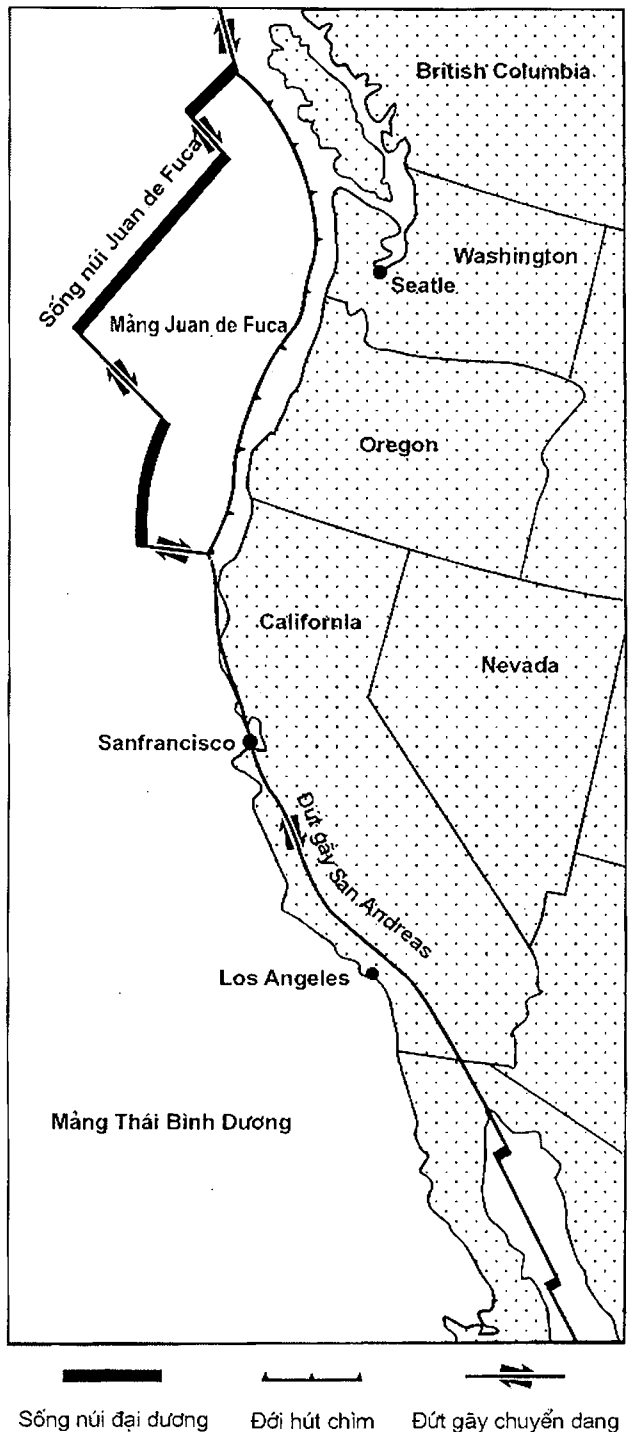
d. Điểm nóng và chùm manti

Một hoạt động đặc biệt gặp ở dưới cả các mảng đại dương và các mảng lục địa là các điểm nóng (hot spots); đó là sự định vị các cột magma khởi nguồn sâu trong manti hình thành chùm manti (mantle plume) trôi lên qua vỏ và thể hiện bằng các núi lửa (H.10.12.). Do các chùm manti giữ vị trí cố định còn các mảng ở phía trên lại di chuyển nên kết quả là các điểm nóng để lại một vết các núi lửa tắt, già dần gọi là gờ núi phi địa chấn. Dải đảo núi ngầm Emperor – Hawaii là một ví dụ về các gờ núi phi địa chấn và các điểm nóng.

10.3.4. Kiến tạo mảng và phân bố tài nguyên

a) Kiến tạo mảng và phân bố sự sống

Lý thuyết kiến tạo mảng là cách mạng và tiến bộ trong ứng dụng đối với địa chất học cũng giống như tiến hoá luận đối với sinh học. Điều lý thú là chính chứng liệu hoá thạch đã làm cho Wegener, Suess, du Toit và nhiều nhà địa chất khác tin chắc vào sự đúng đắn của lý thuyết trôi dạt lục địa. Cùng với điều đó, những lý luận về kiến tạo mảng và tiến hoá đã thay đổi cách thức chúng ta nhìn



Hình 10.11. Đứt gãy San Andreas
Ranh giới mảng chuyển dạng phân cách hai mảng Thái Bình Dương và Bắc Mỹ (Wicander R. & Monroe S.1993).

theo vĩ độ của thế giới. Vậy nên sự thay đổi khí hậu có tác động sâu sắc đối với sự phân bố và tiến hoá của sinh giới.

Sự phân bố của các lục địa và bồn đại dương không chỉ ảnh hưởng đến gió và dòng đại dương, mà còn tác động đến sự phân tỉnh bằng cách tạo nên các gờ chắn tự nhiên trở ngại hoặc vạch đường cho sự di cư sinh giới. Các núi lửa gian mảng, cung đảo, dãy núi ngầm giữa đại dương, các dãy núi và các đới hút chìm – tất cả đều từ kết quả của sự tương tác giữa các mảng; và sự định hướng, sự phân bố của chúng ảnh hưởng mạnh mẽ đến số lượng của các tỉnh và từ đó là toàn bộ sự đa hệ sinh học của hoàn cầu. Vậy là sự phân tỉnh và đa hệ sinh học sẽ cao nhất khi có rất nhiều vĩ mảng phân bố qua nhiều đới vĩ tuyến.

Khi một gờ chắn địa lý phân tách một khu hệ sinh vật đã một thời đồng dạng thì các loài có thể chịu sự phân dị. Nếu những điều kiện của một phía kia của gờ chắn khá khác biệt thì các loài phải thích ứng với điều kiện mới, hoặc phải di cư hoặc phải bị tiêu diệt. Do thích nghi với môi trường mới, các loài phải biến đổi đến mức các loài đó đã tiến hoá. Động vật không xương sống ở biển của hai phía đối diện eo đất Panama cho ta một ví dụ tốt về sự phân dị do hình thành gờ chắn địa lý. Trước khi xuất hiện sự nối liền Bắc và Nam Mỹ, quần xã động vật đáy biển nông đồng nhất. Sau khi xuất hiện eo đất Panama do sự hút chìm của mảng Thái Bình Dương (khoảng 5 triệu năm trước đây), thì quần xã nguyên thủy bị phân dị. Đáp ứng sự thay đổi môi trường, những loài mới đã xuất hiện ở hai phía đối diện của eo đất này.

b. Kiến tạo mảng và phân bố khoáng sản

Ngoài vai trò quan trọng đối với các vận động lớn của vỏ Trái Đất và ảnh hưởng đến sự phân bố và tiến hoá của sinh giới, chuyển động mảng cũng tác động đến sự phân bố tài nguyên thiên nhiên của Trái Đất. Do đó, các nhà địa chất đã sử dụng lý thuyết kiến tạo mảng trong tìm kiếm khoáng sản mới và giải thích về các khoáng sản đã biết.

Nhiều khoáng sản kim loại có liên quan với đá magma và liên hệ với hoạt động nhiệt dịch, vì thế sự liên quan chặt chẽ giữa ranh giới mảng và các khoáng sản quý giá này là điều không có gì ngạc nhiên.

Magma một phần sinh ra từ mảng bị hút chìm, nóng chảy rồi lại dâng lên bề mặt Trái Đất, khi bị nguội sẽ lắng đọng và tập trung nhiều quặng sulfur. Nhiều mỏ kim loại lớn của thế giới như thân quặng đồng porphyr ở Tây và Nam Mỹ lộ ra dọc các ranh giới mảng hội tụ cổ hoặc hiện tại.

Ranh giới các mảng phân kỳ cũng chứa nhiều tài nguyên có giá trị. Những chỗ thoát nhiệt dịch là nơi có sự tích đọng khoáng vật quặng đáng kể. Đảo Sip ở Địa Trung Hải rất giàu đồng và là nguồn cung cấp toàn bộ hoặc phần lớn nhu cầu của thế giới trong 3000 năm qua. Nhiều kim loại như đồng, vàng, chì, bạc, kẽm thường hình thành dạng sulfur ở Hồng Hải. Biển hẹp này đang được mở rộng do hệ quả của mảng phân kỳ và thể hiện ở giai đoạn sớm nhất trong sự trưởng thành của một bồn đại dương.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

- AUBOUIN J., 1967, Précis de Géologie, **Masson**, Paris.
- BARONNET A., 1988, Minéralogie, **Dunod**, Paris.
- BELLAIR P. & POMEROL Ch., 1982, Elément de Géologie, **Armand Colin**, Paris.
- BOILLOT G., 1996, La dynamique de la lithosphère, **Masson**, Paris.
- BONTÉ A., 1950, Introduction à la lecture des cartes géologiques, **Masson**, Paris.
- CONDIE K. C., 1988, Plate Tectonics and Crustal Evolution, 3rd Edition, **Oxford**, New York-Beijing-Frankfurt-Sao Paulo-Sydney-Tokyo-Toronto.
- DEBELMAS J. & MACLE J., 1991, Les grandes structures géologiques, **Masson**, Paris-Milan-Barcelone-Bonn.
- DERCOURT J. & PAQUET J., 1979, Géologie, Objets et Méthodes, **Dunod**, Université.
- ĐÀO ĐÌNH THỰC, HUỖNH TRUNG (Chủ biên), 1995, Địa chất Việt Nam, Tập II, Các thành tạo magma, **Cục Địa chất Việt Nam**, Hà Nội.
- EINSELE G., 1992, Sedimentary basins, Evolution, Facies and Sediment Budget, **Springer-Verlag**.
- FOUCAULT A., RAOULT J. F., 1988, Dictionnaire de Géologie, **Masson**, Paris-Milan-Barcelone-Mexico, 352 pgs.
- GORCHKOV G. & YAKOUCHOVA A., 1967, Géologie générale, **Ed. Mir**, Moscou.
- GRASS J. G., SMITH P. J., WILSON R. C. L., 1978, Vamos comprender a Terra, **Livraria Almedina**, Coimbra.
- KALEXNIK X. V., 1978, Những quy luật Địa lý chung của Trái Đất (Đào Trọng Năng dịch, Nguyễn Đức Chính hiệu đính), **Khoa học và Kỹ thuật**, Hà Nội.
- KEAREY P. & VINE F. J., 1990, Global tectonics, **Blackwell scientific** Publication, Oxford-London-Edinburg-Boston-Melbourne.
- KIẾN TẠO MẢNG (Tuyển tập), 1983, **NXB Khoa học và Kỹ thuật**, Hà Nội.
- LEINZ V., ESTAMISLAU DO AMARAL V., 1975, Geologia General, **Compahia Editora Nacional**, São Paulo. Brazil.
- LOUNSBURY J. F. & LAWRENCE O., 1973, Earth Science, **Harper & Row**, Pub. New York-Evanston-san Francisco-London.
- MERCIER J. & VERGELEY P., 1992, Tectonique, **Dunod**, Paris.

- MILOVSKY A.V. & KONONOV O.V., 1988, Mineralogy, **Mir Publisher**, Moscow.
- NGUYỄN KIM CƯỜNG, 1991, Địa chất Thủy văn, NXB Khoa học và Kỹ thuật, Hà Nội.
- NGUYỄN VĂN CHIẾN, 1967, Địa chất Đại cương, ĐHTH Hà Nội (in roneo).
- NGUYỄN VĂN CHIẾN, TRỊNH ÍCH, PHAN TRƯỜNG THỊ, 1973, Thạch học, NXB Đại học và Trung học chuyên nghiệp.
- NGUYỄN XUÂN TÙNG, TRẦN VĂN TRỊ (Chủ biên), 1992, Thành hệ địa chất và địa động lực Việt Nam, NXB Khoa học và Kỹ thuật, Hà Nội.
- PAULIC S., 1968, Cartographiie geologica, Ed. **Didactica si pedagogica**, Bucuresti.
- REMAINÉ J., 2001, Biểu Địa tầng quốc tế mới và thuyết minh kèm theo, **Địa chất A. 262/ 1-2/2001:32-42.**
- SARUGIN M. M., 1962, Địa chất Đại cương (2 tập), Trương Cam Bảo và Cao Liêm dịch, NXB Giáo dục.
- SITTER U. W., 1985, Structural Geology, New York - Toronto - London, **McGraw Hill Company Inc.**
- TẠ HOÀ PHƯƠNG, 1983, Trái Đất và sự sống, **Khoa học và Kỹ thuật**, Hà Nội.
- TABRUCK E. J. & LUTGENS F. K., 1997, Earth Science (Eight Edit.), **Prentice-Hall, Inc.**
- TỔNG DUY THANH, 1977, Địa sử (Lịch sử phát triển vỏ Trái Đất), NXB Đại học và THCN, Hà Nội.
- TỔNG DUY THANH, VŨ KHÚC, PHAN CỰ TIẾN, 1994, Quy phạm Địa tầng Việt Nam, **Cục Địa chất Việt Nam**, Hà Nội
- TRẦN VĂN TRỊ (Chủ biên), 1977, Địa chất Việt Nam (Phần Miền Bắc), NXB Khoa học và Kỹ thuật, Hà Nội.
- VŨ KHÚC & BÙI PHÚ MỸ (Chủ biên), 1989, Địa chất Việt Nam, Phần I, Địa tầng, **Tổng cục Mỏ-Địa chất**, Hà Nội.
- UNESCO, 2000, Explanatory note to the international stratigraphic chart (Introduction by J. Remane – Chairman of the International Commission on Stratigraphy), **Courtesy of the Division of Earth Sciences, UNESCO, Paris.**
- WICANDER R. J. & MONROE S., 1993, Historical Geology, **Wesst Publishing Compagny**, Minneapolis, St New York, Los Angeles, San Francisco.
- АЖГИРЕЙ Г. Д., 1966, Структурная геология, Изд. МГУ.
- АРИСТОВ В., 1984, Методика геохимических поисков твёрдых полезных ископаемых, "Недра", Москва.
- АРИСТОВ В., РОКОВ А., 1996, Локальный прогноз и методика поисков основных промышленных типов месторождений твёрдых полезных ископаемых, МГУ, Москва.

- БЕТЕТИН А. Г., 1961, Курс Минералогии, Научно-Техническое Издат, Москва.
- ВАХРОМЕЕВ В., 1961, Месторождения полезных ископаемых, Геолтехиздат, Москва.
- ВОЛФСОН Ф., АРХАНГЕЛЬСКАЯ Н., 1987, Стратиформные месторождения цветных металлов, "Недра", Москва.
- ГЗОВСКИЙ И. В., 1975, Основы Тектонофизики, Изд. "Наука", Москва.
- ГОРШКОВ Г. П., ЯКУШОВА А. Ф., 1962, Общая Геология, Издательство МГУ, Москва.
- ИЗОХ Э. П., ЛЕ ДЫК АН, 1988, Геологическая позиция тектитов и их значение для четвертичной геологии и геоморфологии Вьетнама, "Наука", Новосибирск, Сборник Научных трудов.
- МИХАЙЛОВ А., 1973, Структурная геология и геологическое картирование, "Недра", Москва.
- СМИРНОВ В., 1969, Геология полезных ископаемых, "Недра", Москва.
- СМИРНОВ В., 1981, Геология полезных ископаемых, "Недра", Москва.
- ЧУКИН И. С. 1960, Общая Геоморфология, Издательство МГУ, Москва.

NHÀ XUẤT BẢN ĐẠI HỌC QUỐC GIA HÀ NỘI

16 Hàng Chuối - Hai Bà Trưng - Hà Nội

Điện thoại: (04) 9724852; (04) 9724770. Fax: (04) 9714899

Chịu trách nhiệm xuất bản:

• *Giám đốc:* PHÙNG QUỐC BẢO
Tổng biên tập: NGUYỄN BÁ THÀNH

Chịu trách nhiệm nội dung:

Hội đồng nghiệm thu giáo trình
Trường Đại học Khoa học Tự nhiên - ĐHQGHN

Người nhận xét: GS. TS TÔ LINH
GS. TS TRẦN NGHI

Biên tập: NHƯ QUỲNH
NGỌC QUYÊN
QUỐC THẮNG

Biên tập tái bản: NGUYỄN THẾ HIỆN

Trình bày bìa: NGỌC ANH

GIÁO TRÌNH ĐỊA CHẤT CƠ SỞ

Mã số: 1K - 02 ĐH2008

In 1000 cuốn, khổ 19 x 27 cm tại Nhà in Đại học Quốc gia Hà Nội

Số xuất bản: 106 - 2008/CXB/160 - 14/ĐHQGHN, ngày 23/1/2008

Quyết định xuất bản số: 02 KH/XB

In xong và nộp lưu chiểu quý I năm 2008.