

TRƯỜNG ĐẠI HỌC THỦY LỢI VIỆT NAM
BỘ MÔN ĐỊA KỸ THUẬT

-----***-----

BÀI GIẢNG
ĐỊA CHẤT CÔNG TRÌNH VÀ MÔI TRƯỜNG

**(DÙNG CHO SINH VIÊN CÁC NGÀNH KỸ THUẬT CÔNG TRÌNH VÀ CÔNG
NGHỆ KỸ THUẬT XÂY DỰNG)**

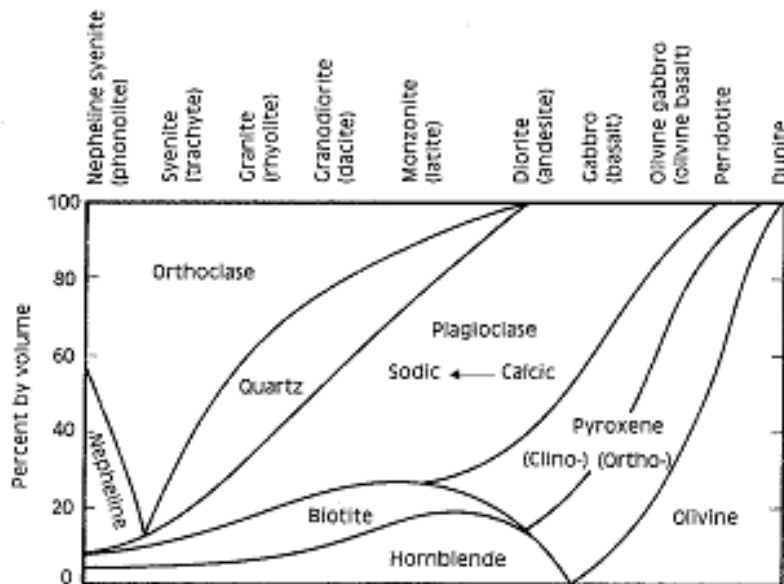
HÀ NỘI
12/2008

Chương I: Địa chất đại cương

1.1 Đá macma

Theo nguồn gốc, đá trong tự nhiên được phân chia thành ba nhóm: macma, trầm tích và biến chất – Đá macma là loại đá có lượng nhiều nhất trong lớp vỏ trái đất (bảng 1.1). Đá macma được hình thành do sự đông cứng của dòng dung dịch macma nóng chảy. Dung dịch macma có thể hình thành trong lớp vỏ hoặc phần trên quyển manti của trái đất. Chúng bao gồm các hỗn hợp nóng chảy của một số pha lỏng, nhưng phổ biến nhất là pha silicat phức tạp. Do đó, đá macma tạo thành chủ yếu từ các khoáng vật silicat. Hơn thế nữa, 6 lớp khoáng vật silicat là: Olivin ($(Mg,Fe)_2SiO_4$), piroxen (ví dụ như augit $(Ca,Mg,Fe^{+2},Fe^{+3},Ti,Al)_2(Si,Al)_2O_6$), amphibol (ví dụ như hocblend $(Ca,Na,K)_{2-3}(Mg,Fe^{+2},Fe^{+3},Al)_5Si_6(Si,Al)_2O_{22}(OH,F)_2$), mica (ví dụ như biotit $K_2(Mg,Fe^{+2})_6-4(Fe^{+3},Al,Ti)_{0-2}(Si_{6-5}Al_{2-3}O_{20})O_{0-2}(OH,F)_{4-2}$), muscovit $K_2Al_4(Si_6Al_2O_{20})(OH,F)_4$), fenspat (ví dụ như octoclaz $KAlSi_3O_8$, albet $NaAlSi_3O_8$ và anotit $CaAl_2Si_2O_8$) và các khoáng vật silic (ví dụ như thạch anh SiO_2), các thành phần trên được định lượng theo các hợp phần quan trọng nhất. Hình 1.1 cho thấy hàm lượng tương đối của các loại khoáng vật này trong các loại đá macma phổ biến nhất.

Đá macma có thể phân thành đá macma xâm nhập và macma phun trào tùy thuộc vào điều kiện thành tạo. Đá macma xâm nhập được kết tinh phía trong vỏ trái đất, trong khi đá macma phun trào được đông cứng phía trên bề mặt trái đất từ dung nham macma của núi lửa. Các khối đá macma xâm nhập được phân chia tiếp thành khối lớn và khối nhỏ dựa trên kích thước của chúng. Khối lớn được hình thành ở sâu trong lòng đất, khối nhỏ hình thành ở gần mặt đất. Hầu như các đá macma xâm nhập sâu là granit – granodiorit, trong khi đó bazan là loại đá macma phun trào chủ yếu.



Hình 1.1. Hàm lượng tương đối của các khoáng vật các loại đá macma thường gặp (trong ngoặc là đá phun trào)

Bảng 1.1: Phân loại đá theo Hiệp hội Địa chất công trình Quốc tế

Nguồn gốc/Nhóm		Trầm tích vụn cơ học				Vụn núi lửa			Hóa học/hữu cơ		
Cấu tạo thường gặp		Phân lớp									
Thành phần		Các mảnh vụn đá, thạch anh, fenspat và các khoáng vật sét				Có ít nhất 50% các hạt là cacbonat*			Có ít nhất 50% các hạt nhỏ có nguồn gốc từ đá macma		
Các hạt là mảnh vụn đá											
60	Hạt rất thô	Vụn thô	Cuội tầng	Các hòn mảnh nhẵn cạnh: Cuội kết			Sỏi cacbonat	Cuội kết chứa vôi	Hạt tròn cạnh: Cuội kết núi lửa	Đá muối: Halit, Anhydrit	
	Hạt thô		Sỏi sạn	Các hòn mảnh sắc cạnh: Dăm kết					Hạt sắc cạnh: Dăm, tuff, lapiti núi lửa	Thạch cao	
Các hạt chủ yếu là các mảnh vụn khoáng vật											
Kích thước hạt (mm)	Hạt vừa	Có tính cát	Cát kết	hạt chủ yếu là các mảnh vụn			Cát cacbonat	Đá vôi có canxit hạt	Tro bụi	Đá vôi	
			Cát	Cát thạch anh: 95% thạch anh, lỗ rỗng có hoặc không có xi măng lấp đầy Arkose: 75% thạch anh, gần tới 25% fenspat, lỗ rỗng có hoặc không có xi măng lấp đầy Greivac: 75% thạch anh, 15% hạt là các mảnh vụn của đá và fenspat					Tuff núi lửa	Đá đolômit Đá phiến silic, đá sùng Đá phiến silic	
0,06	Hạt nhỏ	Có tính sét	Bụi	Bột kết: 50% hạt có đường kính hạt bụi			Đá sét kết	Đá bột kết - vôi	Đá vôi - phần	Tro bụi nhỏ hoặc tuff	Than bùn,
0,002	Hạt rất nhỏ		Sét	Sét kết: 50% hạt có đường kính hạt sét			Đá phiến sét	Đá sét vôi	Đá vôi hạt mịn	Tro có hạt rất nhỏ hoặc tuff	Than đá, than non

Bảng 1.1: Phân loại đá theo Hiệp hội Địa chất công trình Quốc tế (tiếp theo)

Nguồn gốc/Nhóm		Đá biến chất	Đá macma				
Cấu tạo thường gặp		Dạng phiến	Dạng khối				
Thành phần	Thạch anh, fenspat, mica kết tinh thành các khoáng vật tối màu		Khoáng vật sáng màu như: thạch anh, fenspat, mica		Khoáng vật sáng và sẫm màu	Khoáng vật sẫm màu	
			Đá axit >65% silicat	Đá trung tính 55-65% silicat	Đá bazơ 45-54% silicat	Đá siêu bazơ <45% silicat	
60	Hạt rất thô		Pecmatite			Piroxenit	
2	Hạt thô	Đá Gơ nai (ortho, pata xen kẽ các lớp khoáng vật sắc cạnh dạng hạt và dạng tấm)	Đá hoa Granulit	Granit	Diorit	Gabro	Peridotit
Kích thước hạt (mm)	Hạt vừa	Đá phiến mecmatit	Quaczit	Microgranit	Microdiorit	Dolerit	Serpentin
			Đá sừng	Amphibonit			
0,06	Hạt nhỏ	Phyllite (Đá phiến dạng vảy)	Riolilt	Andezit	Bazan		
0,002	Hạt rất nhỏ	Đá phiến, Milonit					
	Thủy tinh		Thủy tinh núi lửa sáng màu hoặc Thủy tinh núi lửa có màu thay đổi (Obsidian and pitchstone)		Thủy tinh núi lửa màu đen (Tachylyte)		
	Vô định hình		Tro bụi, thủy tinh núi lửa				



Hình 1.2 Một mạch ở bờ biển phía nam đảo Skye, Scotland



Hình 1.3 Một lớp nằm trên đá cát kết cổ màu đỏ (tuổi Devon) – Núi đá vùng Salisbury

1.1.1 Đá macma xâm nhập

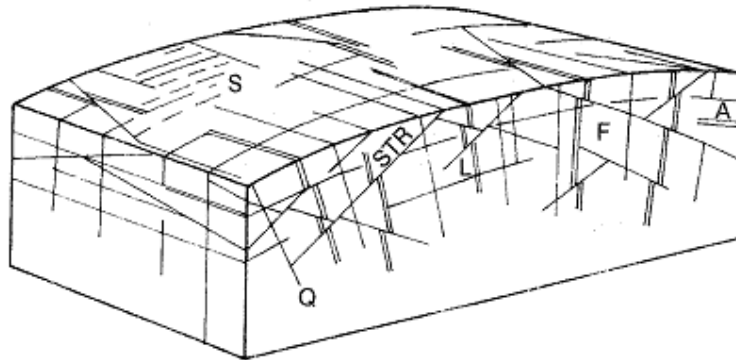
Thể mạch và thể lớp là các dạng nằm không phổ biến của đá macma xâm nhập. Dạng mạch là các thể macma xâm nhập không chỉnh hợp, chúng thường cắt qua các loại đá vây quanh với góc nghiêng lớn (hình 1.2). Do vậy, diện xuất lộ ít chịu ảnh hưởng bởi điều kiện địa hình, trên thực tế mạch macma xâm nhập thường kéo dài theo tuyến thẳng. Mạch macma xâm nhập thường có bề rộng tới vài chục mét, nhưng bề rộng trung bình thường là một vài mét. Chiều dài của chúng biến đổi, đôi khi tới vài trăm kilomet. Mạch thường xuất hiện dọc theo các đứt gãy – nơi tạo ra những đường thoát tự nhiên của dung nham macma từ trong lòng đất. Phần lớn các mạch được tạo thành từ bazan. Đa mạch được tạo thành từ hai, ba hoặc nhiều đợt xâm nhập của cùng một loại vật liệu nhưng xảy ra ở những thời điểm khác nhau trong khi đó các mạch macma phức hợp hình thành từ hai hay nhiều đợt xâm nhập của dung nham có thành phần khác nhau.

Thể lớp thường tương đối mỏng (bề dày của thể lớp có khi lên tới vài trăm mét). Thể lớp thường ít nhiều song song với nhau khi macma xâm nhập theo hướng nằm ngang mặc dù thể nằm của chúng sau đó có thể bị biến đổi do quá trình uốn nếp. Chúng thường có diện phân bố lớn. Khi thể lớp hình thành ở trong địa tầng đá trầm tích, dung nham xâm nhập dọc theo bề mặt các lớp đá (hình 1.3). Tuy nhiên, một thể lớp riêng lẻ có thể xâm nhập từ lớp này lên lớp khác. Do các thể lớp nằm dọc bề mặt các lớp đá nên thể nằm của chúng được coi như là chỉnh hợp và diện lộ của chúng tương tự như diện lộ của các đá khác. Hầu hết thể lớp có các thành phần macma bazơ nhưng cũng có thể có nhiều thành phần và đặc tính khác nhau.

Thể nằm chủ yếu của đá macma xâm nhập gồm có các thể: nền, cán và bướu. Thể nền có kích thước rất lớn, thường gồm các loại đá granit hoặc granodiorit. Dĩ nhiên, nhiều thể nền có vết lộ trên mặt đất rất rộng lớn, thể nền thường không giới hạn đáy và ranh giới tiếp xúc được xác định rõ và thường dốc ra phía ngoài khỏi nền. Tuy nhiên, một số thể nền granit được tạo bởi tổ hợp bất quy tắc của các via. Chúng ít nhiều có sự phân tầng, xác định được đáy và gọi là khối granit dạng via. Thể bướu

được phân biệt với thể cán bởi chúng có diện lộ hình tròn. Cả hai thể này có kích thước giới hạn, thông thường nhỏ hơn 100km². Chúng có khả năng là các khối macma thể nền ở dưới sâu đi lên.

Những đặc điểm về cấu trúc có xu hướng phát triển thuận lợi nhất ở phần rìa của các khối granit thể nền. Hầu hết các khe nứt và đứt gãy nhỏ trong các khối macma ở thể nền có liên quan với hình dạng của khối macma xâm nhập. Khe nứt ngang hoặc khe nứt Q nằm vuông góc với dòng chảy (hình 1.4). Khe nứt dọc song song với dòng chảy và dốc đứng là khe nứt S hoặc khe nứt dọc. Khe nứt chéo được định hướng góc 45° so với hướng dòng chảy. Khe nứt nằm ngang thường phát triển trong và sau quá trình xâm nhập và chúng có thể được phân ra tương ứng thành các khe nứt nguyên sinh và thứ sinh. Đứt gãy thường và đứt gãy nghịch chồm xảy ra trong vùng ranh giới giữa khối macma xâm nhập có kích thước lớn và đất đá vây quanh. Đứt gãy ngang – phẳng thường là kết quả của quá trình tách dẫn song song với hướng dòng chảy. Chúng thường bị giới hạn ở những phần trên cùng của khối macma.



Hình 1.4 Các kiểu cấu tạo trong đá macma thể nền. Q= khe nứt xiên; S= khe nứt dọc; L= khe nứt phẳng ngang; F=phương phát triển của các cấu tạo; A= mạch aplit

1.1.2 Hoạt động núi lửa và sự hình thành đá macma phun trào

Vành đai núi lửa có liên quan với ranh giới của các mảng vỏ trái đất (hình 1.5). Các mảng vỏ trái đất có thể là các lục địa, đại dương rộng lớn hoặc cả đại dương và lục địa. Vỏ trái đất tại đáy đại dương thường cấu tạo bởi các vật liệu bazan trong khi lớp vỏ trái đất tại các lục địa thường cấu tạo bởi bazan và granit. Tại các ranh giới mảng phá hoại, các mảng đại dương bị các mảng lục địa nhấn chìm. Sự hạ thấp của các mảng đại dương cùng với các quá trình trầm tích, hình thành đới có nhiệt độ cao dẫn đến các quá trình nóng chảy và tạo thành dung dịch macma. Những loại đá macma được hình thành như vậy thường có thành phần biến đổi, một số có thể giàu các khoáng vật nhóm silicat như andezit hoặc riolit. Đá riolit thường có liên quan tới hoạt động phun trào mạnh mẽ. Ngược lại, tại các vùng thường xảy ra hoạt động tách dẫn của vỏ trái đất, hoạt động của núi lửa có liên quan đến hoạt động của phần manti trên. Loại dung dịch macma này thường có thành phần là bazan và do tính nhớt kém hơn so

với các loại dung dịch andezit và riolit nên hoạt động nổ tương đối ít và dòng dung nham phun trào linh động hơn. Ví dụ, các núi lửa ở đảo Hawaii nằm ở trung tâm của các mảng và xuất phát từ các lò macma bên trong cấu trúc trái đất nó đốt nóng và xuyên qua các mảng nằm trên.

Hoạt động núi lửa xảy ra khi macma di chuyển lên bề mặt trái đất hoặc qua các khe nứt hoặc miệng núi lửa trung tâm. Trong một số trường hợp, thay vì chảy thành dòng, dung nham macma được nổ phun vào không khí bởi sự giải thoát nhanh các khí. Những mảnh vụn núi lửa được hình thành do hoạt động phun nổ. Hoạt động phun trào của núi lửa thường diễn ra từng đợt hơn là liên tục. Giữa các đợt phun trào, có thể xảy ra việc thoát khí và hơi nước từ các miệng núi lửa nhỏ được gọi là các lỗ phun fumaron nhưng trong một số núi lửa hiện tượng đó không xảy ra và trạng thái ngưng nghỉ có thể kéo dài trong nhiều thế kỷ.

Khi macma được phun ra, ở áp lực thấp chúng được phân chia thành dung nham nóng sáng và pha khí. Hơi nước có thể chiếm trên 90% lượng khí thoát ra trong suốt quá trình phun trào. Một số loại khí khác xuất hiện bao gồm: carbon dioxit, carbon monoxit, sulphur dioxit, sunfua trioxit, sunfua hydro, clorua hydro và florua hydro. Một lượng nhỏ các khí metan, ammoniac, nitơ, hydro thiocyanat, sunfua carbon, silicon tetrafluorit, clorua sắt, clorua nhôm, clorua amoniac và agon.... cũng được tìm thấy trong hỗn hợp khí núi lửa.

Ở áp suất cao, khí được giữ trong dung dịch, nhưng khi áp suất giảm, khí được thoát ra khỏi dung nham. Mức độ khí thoát ra xác định khả năng phun nổ của đợt phun trào. Hoạt động phun nổ xảy ra khi dung nham không cho khí thoát ra nhanh do dung nham macma có độ nhớt cao. Lượng khí trong dung dịch macma chỉ đóng vai trò thứ yếu trong hoạt động phun nổ.



Hình 1.6 Tro bụi bao phủ cảnh vật, núi lửa Lassen, công viên Quốc gia, California. Tro bụi được phun từ miệng núi lửa gần đó

Như đã đề cập ở trên, các mảnh vụn núi lửa được hình thành bởi tác dụng phun nổ của núi lửa. Chúng có thể bao gồm các mảnh vụn nham thạch, các mảnh vụn của nham thạch đông cứng từ trước hoặc các mảnh vụn của đá gốc, cả hai loại sau được nổ vỡ từ họng núi lửa. Kích thước của các mảnh vụn biến đổi rất lớn. Loại lớn nhất được ném vào không khí là “bom núi lửa” có thể nặng tới trên 100 tấn trong khi loại nhỏ nhất là tro núi lửa rất mịn. Bom núi lửa bao gồm các kết tụ dung nham (đã đông cứng) hoặc các mảnh vụn của đá vách. Tên gọi lapilli dùng cho các mảnh vụn có đường kính khoảng từ 10-50mm. Xi than hoặc xỉ núi lửa là các dạng vật liệu có hình dạng đặc biệt của lapilli (hình 1.6). Chúng thường là thủy tinh, có vữa hoặc nhiều bọt khí, đặc trưng cho bọt của macma khi phun trào. Tro bụi là loại mảnh vụn có kích thước nhỏ nhất. Macma axit thường tạo ra nhiều tro hơn macma bazơ vì các loại dung nham axit thường quánh hơn, do đó khí rất khó thoát ra trong khi các dung nham bazơ khí có thể thoát ra dễ dàng. Các lớp tro thường biến đổi theo phương ngang cũng như theo phương thẳng đứng: càng xa miệng núi lửa, kích thước tro bụi càng giảm dần và do các vật liệu nặng sẽ rơi xuống trước nên tro bụi thường có sự phân dị theo thành phần hạt (các hạt lớn thường ở đáy lớp còn các hạt nhỏ ở phía trên). Sự phân bố trong không gian của tro bụi chịu ảnh hưởng bởi hướng gió thổi nên nơi nào khuất gió sẽ tích tụ nhiều vật liệu hơn nơi đầu gió. Những loại đá chứa các mảnh vụn là cuội núi lửa nằm trong khối nền hạt mịn được gọi là cuội hoặc dăm kết núi lửa tùy thuộc vào mảnh vụn đó được mài tròn hay sắc cạnh. Sau khi mảnh vụn núi lửa rơi trở lại mặt đất chúng trở nên cứng hơn và được gọi là tuff. Tuff thường có phân lớp rõ ràng và sự tích tụ của các lần phun trào riêng biệt có thể được phân chia bởi các lớp mỏng đất thổ nhưỡng cỏ hoặc các bề mặt xâm thực cỏ. Mảnh vụn núi lửa tích tụ dưới đáy biển thường lẫn một lượng lớn các vật liệu trầm tích khác và được gọi là tuffit.

Nham thạch nóng sáng rơi xuống đất, khi khói bụi hoặc tro bụi bị nung nóng mãnh liệt chúng gắn lại với nhau. Vì các hạt nóng chảy hoàn toàn và tạo thành trạng thái “giả nhót” đặc biệt ở phần dưới của các vật liệu tích tụ. Thuật ngữ đá tro bụi thường dùng để mô tả các loại đá được tạo thành trong các điều kiện như vậy. Nếu đá tro bụi được tạo thành trên các sườn dốc, chúng bắt đầu chảy, do đó chúng tương tự như dòng chảy dung nham macma. Đá tro bụi có liên quan với những đám mây núi lửa (xem chương 3).

Dung nham phun ra từ núi lửa ở nhiệt độ cao hơn điểm đông cứng một chút. Trong suốt quá trình di chuyển, nhiệt độ dung nham giảm dần cho tới khi quá trình đông cứng xảy ra trong khoảng 600-900°C phụ thuộc vào thành phần hóa học và hàm lượng khí. Dung nham bazơ đông cứng ở nhiệt độ cao hơn dung nham axit. Tốc độ di chuyển của dòng dung nham được xác định bởi gradien độ dốc di chuyển xuống và độ nhớt – thông số được quyết định bởi thành phần (đáng chú ý là hàm lượng silic), nhiệt độ và hàm lượng các chất dễ bay hơi....Do vậy, dòng dung nham bazơ di chuyển nhanh hơn và xa hơn dòng dung nham axit. Thực tế, có dòng dung nham bazơ đã di chuyển được với vận tốc 80km/h.

Mặt trên cùng của dòng dung nham mới đông cứng phát triển rất nhiều các cấu tạo như: gò, đồi, dây thừng, gợn sóng (hawaii): gồ ghề, xù xì, có những mảnh nhỏ, xỉ tảng hoặc có gai; hoặc từng khối (hình 1.7). Hiển nhiên, phần trên mặt của dòng dung nham sẽ đông cứng trước phần dưới. Ống, lỗ rỗng do bọt khí được hình thành phụ thuộc vào lượng khí thoát ra, đây chính là sự cản trở tốc độ dòng dung nham khi chảy. Ống dẫn khí là những ống hướng lên phía trên từ đáy, thường có chiều dài từ vài cm và đường kính một centimet hoặc nhỏ hơn (hình 1.8). Chuỗi lỗ rỗng chứa bọt khí được tạo thành khi khí thoát ra không đủ mạnh để tạo thành dòng, ống khí.

Những dòng nham thạch mỏng khi chảy có thể bị gián đoạn bởi các khe nứt chạy song song hoặc vuông góc với hướng chảy. Các khe nứt có thể phát triển theo các hướng khác nhưng thường không phổ biến. Các khe nứt trực giao với bề mặt thường có dạng đa giác, một số ít xuất hiện khối nứt hình cột (trụ). Các khe nứt phát triển khi dung nham nguội lạnh. Khối nứt cột điển hình phát triển trong các khối macma bazan có bề dày lớn (hình 1.9). Các cột bị các khe nứt ngang (có thể phẳng hoặc hình đĩa) cắt qua. Sau đó, chúng có thể bị lồi lên hoặc võng xuống. Không nên nhầm lẫn khe nứt này với khe nứt phẳng hình thành trong dung nham khi chúng trở lên nhót hơn lúc nguội lạnh nên xảy ra sự cắt nhẹ dọc các bề mặt dòng chảy.

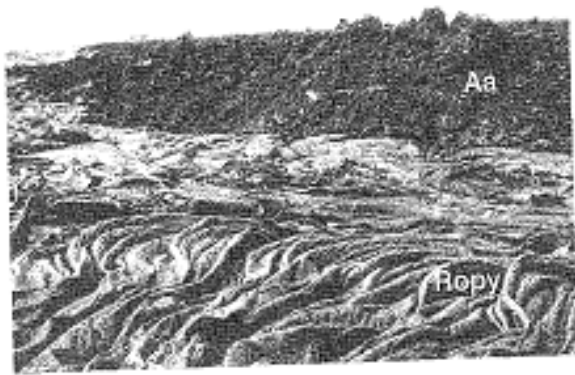


Fig. 1.7 Pahoehoe (ropy) lava (foreground) and aa lava (background), Hawaii.

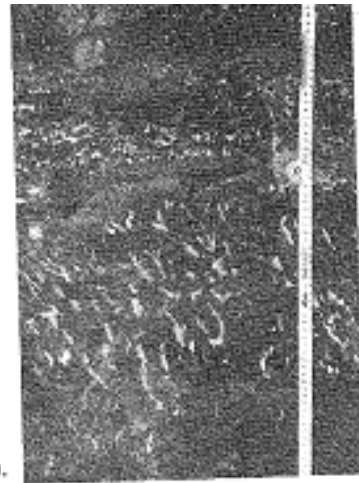
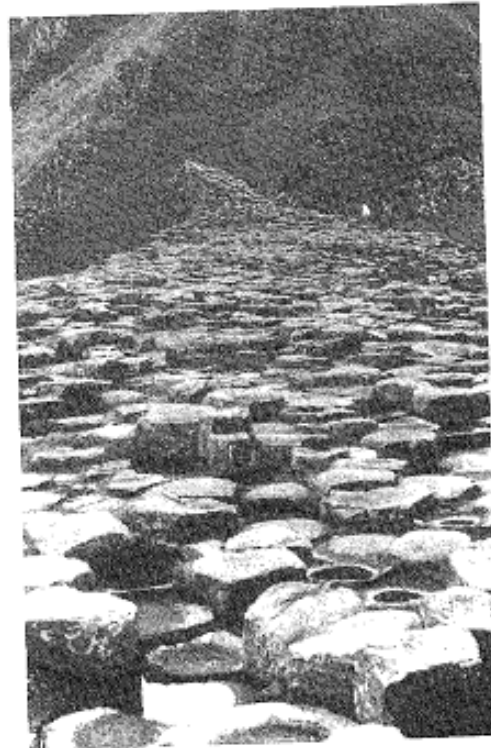


Fig. 1.8 Pipes and vesicles in basaltic lava. Transfer Tunnel, Lesotho Highlands Water Project, Lesotho.



Hình 1.9. Bazan hình trụ, đường qua vùng Giant, Bắc Ireland

1.1.3 Kiến trúc của đá macma

Mức độ kết tinh là một trong các yếu tố quan trọng nhất của kiến trúc. Đá macma xâm nhập có thể bao gồm tập hợp các tinh thể dạng hạt, thủy tinh tự nhiên hoặc hỗn hợp các tinh thể dạng hạt và thủy tinh theo tỷ lệ nhất định. Điều này phụ thuộc vào mức độ đông cứng và thành phần của dòng dung nham macma. Nếu đá chủ yếu được hình thành từ vật liệu là các tinh thể khoáng vật, chúng được mô tả là toàn tinh. Hầu hết các đá macma là toàn tinh. Ngược lại, các đá gồm toàn bộ các vật liệu thủy tinh gọi là

thủy tinh. Thuật ngữ á kết tinh, nửa kết tinh hoặc khuyết kết tinh dùng để chỉ các loại đá trung gian giữa vật liệu thủy tinh và kết tinh. Kiến trúc ẩn tinh khi kích thước của các tinh thể riêng lẻ chỉ quan sát được dưới kính hiển vi và kiến trúc vi tinh nếu chúng chỉ quan sát được dưới kính hiển vi với độ phóng đại nhỏ hơn. Hai kiểu kiến trúc này thường đặc trưng cho đá thủy tinh và được mô tả chung là kiến trúc ẩn tinh với đặc điểm: mắt thường không thể phân biệt được các tinh thể riêng lẻ. Khi các khoáng vật của đá có kích thước lớn có thể nhận biết được bằng mắt thường thì đá có kiến trúc hiển tinh. Có ba cấp độ kích thước thường được sử dụng là: hạt nhỏ, hạt vừa và hạt thô được xác định bằng giới hạn đường kính nhỏ hơn 1 mm, 1-5mm và lớn hơn 5mm.

Kiến trúc hạt là kiểu kiến trúc trong đó không có các vật liệu thủy tinh và các tinh thể ở dạng hạt. Nếu các hạt có kích thước xấp xỉ nhau, người ta gọi đó là kiến trúc đều hạt, và ngược lại là kiến trúc không đều hạt. Kiến trúc đều hạt đặc trưng cho các đá xâm nhập sâu. Nhiều đá núi lửa và đá xâm nhập trung bình có kiến trúc không đều hạt, hai loại quan trọng nhất của kiểu kiến trúc không đều hạt là kiến trúc poocfia và kiến trúc khảm. Trong trường hợp kiến trúc poocfia các tinh thể lớn hoặc ban tinh được tạo thành nhóm trong khối nền hạt nhỏ. Kiểu kiến trúc poocfia có thể được chia ra vĩ poocfia hoặc vi poocfia tùy thuộc vào chúng có thể được phân biệt bằng mắt thường hay không. Kiến trúc khảm được đặc trưng bởi sự xuất hiện các tinh thể nhỏ bao quanh các tinh thể lớn hơn.

Tùy thuộc vào đá sáng hay sẫm màu, các khoáng vật tạo đá quan trọng nhất thường được chia ra là mafic và felsic. Các khoáng vật felsic bao gồm: thạch anh, muscovit, fenspat và fenpatoit trong khi đó mafic gồm các khoáng vật: olivin, piroxen, amphibon và biotit. Chỉ số màu của đá là thuật ngữ thể hiện hàm lượng phần trăm các khoáng vật mafic có trong đá đó. Đá sáng màu thường chứa ít hơn 30% các khoáng vật sẫm màu, đá có màu trung bình chứa khoảng 30-60% khoáng vật sẫm màu và đá sẫm màu sẽ chứa khoảng 60-90% khoáng vật tối màu và đá rất sẫm màu chứa trên 90% hàm lượng các khoáng vật này. Thông thường, các đá macma axit thường sáng màu trong khi đó các đá bazơ và siêu bazơ thường sẫm hoặc rất sẫm màu.

1.1.4 Phân loại đá macma

Granit và granodiorit là hai loại đá mac ma xâm nhập sâu phổ biến nhất. Chúng có đặc trưng là hạt thô và kiểu kiến trúc hạt (hình 1.10). Mặc dù thuật ngữ granit dùng ở đây là thiếu rõ ràng, một loại đá granit thông thường được định nghĩa là loại đá mà trong đó thạch anh chiếm nhiều hơn 5% và ít hơn 50% quacfeloit (hỗn hợp thạch anh, fenspat, fenpatoit...), fenspat kali chiếm 50-95% tổng hàm lượng fenspat, khoáng vật plagiocla là natri-canxi, và nhóm mafic chiếm từ 5 đến 50% tổng số hàm lượng tạo thành. Trong nhóm granodiorit khoáng vật plagiocla là oligocla hoặc andezin và có ít nhất là gấp đôi hàm lượng fenspat kiềm, loại sau chiếm 8-20% trong đá. Khoáng vật plagiocla tạo thành một tập hợp thạch anh – kali – fenspat. Thuật ngữ pecmatit đề cập đến các loại đá có hạt thô đến rất thô và thường có liên quan đến đá granit. Pecmatit hình thành như các đê, dải lớn, mạch, thấu kính hoặc những túi ổ không có quy luật trong các loại đất đá

vây quanh. Aplit hình thành dưới dạng mạch, thường dày khoảng một vài centimet và điển hình trong các đá granit. Chúng thường có kiến trúc hạt mịn, đều hạt. Không có sự khác biệt quan trọng nào giữa thành phần của pecmatit và aplit, cả hai đều được kết tinh từ dung dịch macma.

– Đá Ryolit là loại đá phun trào axit và thường có liên quan tới andezit. Nhìn chung, chúng được coi như là phun trào tương đương của granit, thường sáng màu đôi khi xuất hiện dưới dạng dải theo hướng dòng chảy. Chúng có thể có kiến trúc toàn tinh nhưng thường chứa hàm lượng đáng kể thủy tinh. Đá Ryolit thường có kiến trúc pocfia, các ban tinh có kích thước khác nhau và tương đối phong phú, khối nền là thủy tinh, ẩn tinh hoặc vi ẩn tinh. Bọt khí thường xuất hiện trong các loại đá này. Đá macma axit xâm nhập sâu vừa phổ biến nhất là pocfirít, pocfia thạch anh. Pocfia thạch anh có thành phần tương tự như riolit nhưng thường có thể nằm dạng vĩa và mạch.



Hình 1.10 Mẫu lát mỏng của đá granit chứa fenspat, thạch anh và biotit



Hình 1.11a Mẫu lát mỏng của đá bazan chứa augit (pyroxene) và canxit placioclaza hình que với một số mahetit có xen kẽ thủy tinh
b. Bazan olivin nổi rõ olivin bao quanh bởi plagioclaza fenspat và augit hình que



Sienit là loại đá xâm nhập sâu có kiến trúc hạt và thường bao gồm fenspat kali, các khoáng vật đi kèm khác: plagiocla axit, một số khoáng vật mafic thường là biotit và hocblen. Diorit là đá macma xâm nhập sâu vừa, kiến trúc hạt, thành phần gồm: plagiocla và hocblen mặc dù sau đó chúng có thể bị thay thế một phần hoặc toàn bộ bởi biotit và piroxen. Plagiocla trong dạng oligocla và andezit là fenspat chiếm ưu thế. Nếu octocla xuất hiện trong đá thì chúng chỉ đóng vai trò là các khoáng vật phụ. Trachit và andezit

là các kiến trúc hạt mịn tương đương với sienit và diorit. Andezit là loại thường gặp hơn. Trachit thường có kiến trúc poocfia với hầu hết các ban tinh có thành phần là fenspat kali. Khối nền thường là hỗn hợp sanidine (khoáng vật được hình thành ở nhiệt độ cao từ fenspat kali) có kiến trúc toàn tinh, dạng que, dài. Andezit thường có kiến trúc poocfia với khối nền toàn tinh. Plagioclaz (plagioclaz và andezit) có fenspat chiếm ưu thế, phần lớn rõ tinh thể. Khoáng vật plagioclaz của khối nền (có kiến trúc toàn tinh) thường chứa hàm lượng natri nhiều hơn ở dạng ban tinh. Sanidine thường có trong các khối nền, và được vây quanh bằng các tinh thể plagioclaz. Hocblen là khoáng vật phổ biến nhất tạo thành từ nguyên tố sắt và magiê, có thể xuất hiện như các tinh thể rõ hoặc trong các khối nền, như biotit và piroxen.

Gabro và norit là các loại đá xâm nhập sâu bazơ phổ biến nhất với kiến trúc hạt. Chúng có màu sẫm (tối màu). Plagioclaz, phổ biến là labradorit (nhưng cũng có thể là bitaunit) thường là khoáng vật chủ yếu trong đá gabro và norit. Augit là dạng phổ biến nhất của khoáng vật piroxen được tìm thấy trong các loại đá gabro và thường là nửa tự hình hoặc tha hình. Norit thì không giống gabro, chủ yếu gồm octopiroxen thay cho clinopiroxen (ví dụ augit), hypersthene từ piroxen là chính. Bazan là loại đá macma phun trào, tương đương gabro và norit, tạo thành chủ yếu bởi plagiocla và piroxen xấp xỉ bằng nhau hoặc vượt trội hơn hàm lượng của plagiocla (hình 1.11). Điều này đã tạo ra đặc tính quan trọng nhất của đá macma phun trào. Bazan được hình thành ở các dạng mạch, lớp và nút núi lửa. Bazan có nhiều kiểu kiến trúc khác nhau, có thể là kiến trúc toàn tinh hoặc không toàn tinh, đều hạt hoặc không đều hạt, vĩ poocfia hay vi poocfia. Dolerit có thành phần khoáng vật tương tự bazan và thuộc loại xâm nhập nhỏ. Chúng có kiến trúc hạt nhỏ đến vừa, thường đều hạt, nhưng khi chúng gần kề bazan thì có kiến trúc poocfia. Tuy nhiên, các ban tinh chỉ chiếm dưới 10% của đá.

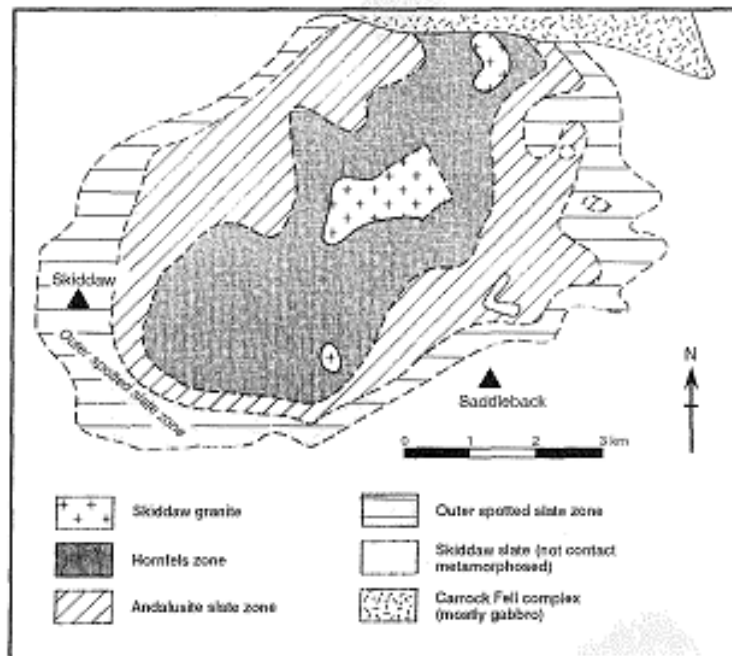
1.2 Quá trình biến chất và đá biến chất

Đá biến chất được tạo thành từ những loại đá có trước bị biến đổi thành phần khoáng vật, kiến trúc, cấu tạo xảy ra trong các điều kiện hóa lý của môi trường mà đá đang tồn tại. Quá trình biến đổi dẫn tới sự chuyển đổi từ từ ở trạng thái rắn. Sự thay đổi các điều kiện nhiệt độ và/hoặc áp suất là các nhân tố cơ bản gây ra các phản ứng biến chất trong đá. Một khoáng vật thường ổn định dưới những điều kiện nhiệt độ và áp suất giới hạn. Có nghĩa là khi vượt qua giới hạn này, sự biến đổi khoáng vật sẽ xảy ra để phù hợp với môi trường mới. Dựa trên cơ sở địa chất, có thể phân chia ra hai loại biến chất. Một loại xảy ra trong phạm vi hẹp (khu vực xác định) trong khi loại kia xảy ra trong phạm vi rộng lớn. Loại thứ nhất gồm có biến chất nhiệt hoặc biến chất tiếp xúc và loại thứ hai là biến chất khu vực.

1.2.1 Hiện tượng biến chất nhiệt (biến chất tiếp xúc)

Biến chất nhiệt xảy quanh khối macma xâm nhập, vì thế nhân tố chủ yếu gây biến chất ở đây là nhiệt độ, vùng bao quanh khối đá bị biến chất hình thành vành đai

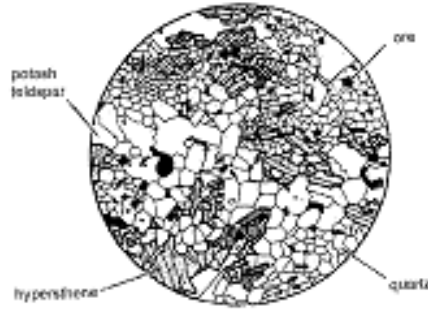
tiếp xúc (hình 1.12). Kích thước của vành đai tiếp xúc phụ thuộc vào nhiệt độ và kích thước của khối macma xâm nhập, lượng nhiệt, khí nóng và dung dịch thủy nhiệt thoát ra từ khối macma và loại đá xung quanh. Vành tiếp xúc phát triển trong đá trầm tích loại sét sẽ rộng hơn trong đá trầm tích chứa cát hoặc chứa vôi. Điều này là do các khoáng vật sét là thành phần chính trong các đá trầm tích chứa sét khi gặp các thay đổi nhiệt độ thì nhạy cảm hơn khoáng vật thạch anh trong cát hoặc khoáng vật canxit trong đá vôi. Các vành biên chất tiếp xúc hình thành trong đá macma xâm nhập hoặc các loại đá đã bị biến chất trước đây cũng kém rõ nét hơn trong các đá trầm tích loại sét. Trong vành tiếp xúc, thường có một chuỗi nối tiếp các biến đổi của khoáng vật từ đá gốc vây quanh đến đá xâm nhập là do các ảnh hưởng của sự gia tăng gradient nhiệt mà các khối macma nóng chảy cung cấp. Thông thường, trình tự biến chất thường thay đổi từ ngoài vào trong, từ những vùng nhỏ phân phối cục bộ đến các loại đá phiến và cuối cùng là đá sừng. Đá sừng là sản phẩm biến chất nhiệt ở mức độ cao. Chúng thường là các đá sẫm màu, kiến trúc hạt nhỏ cài móc nhau, có andaluzit $[Al_2OSiO_4]$, cordierit $[(Mg,Fe^{+2})_2Al_3Si_5AlO_{18}]$, thạch anh, biotit, muscovit, microclin hoặc octoclaz và plagiocla natri (hình 1.13).



Hình 1.12 Bản đồ địa chất của đá granit và vùng ảnh hưởng của chúng, vùng Cumbria, nước Anh

Quá trình biến chất của đá cát kết thạch anh dẫn đến sự tái kết tinh thạch anh để tạo thành quartzit có mức độ biến chất cao hơn, kiến trúc thô hơn. Ở mức độ phân lớp mạnh hơn có xu hướng phát triển và tạo thành đá gonai. Đá macma phun trào axit và macma xâm nhập có sức kháng lại quá trình biến chất nhiệt, thực vậy, chúng thường chỉ bị ảnh hưởng ở nhiệt độ rất cao khi đó có thể tạo thành đá gonai. Mặt khác, khi chịu biến

chất nhiệt các loại đá macma phun trào thường tạo ra các đá sừng hocblen và sừng piroxene.



Hình 1.13 Mẫu lát mỏng thạch học của đá sừng (x35)

1.2.2 Hiện tượng biến chất động lực

Ứng suất là nhân tố quan trọng nhất trong quá trình biến chất động lực. Biến chất động lực được tạo ở phạm vi hẹp và có tính địa phương cao, có thể xảy ra dọc các đứt gãy, các đới phá hủy kiến tạo lớn. Trên diện rộng, chúng thường có liên quan tới sự uốn nếp, hơn thế nữa, đôi khi cũng khó phân biệt giữa quá trình và hiệu quả của biến chất động lực với biến chất khu vực ở mức độ thấp. Ở nhiệt độ thấp, quá trình tái kết tinh ở mức tối thiểu và kiến trúc của đá được quyết định chủ yếu bởi các quá trình cơ học. Dăm kết hoá là quá trình đá bị nứt vỡ, tạo thành các mảnh vụn đá sắc cạnh với kích thước khác nhau. Quá trình này thường có liên quan tới các đứt gãy và các đới phá hủy kiến tạo. Mảnh vụn của dăm kết kiến tạo thường bị nứt nẻ và các hạt vật liệu có thể bị biến dạng lâu dài. Nếu trong quá trình nghiền nát, các mảnh vụn bị xoay tròn, rồi cuối cùng được làm tròn cạnh và bị bao bọc bởi các vật liệu dạng bột. Đá được tạo thành thường được gọi là cuội kết nhiều vụn. Milonit là sản phẩm của quá trình nghiền nát đá, chúng không chỉ liên quan tới ứng suất cắt rất lớn mà còn chịu tác dụng của áp lực hông. Do vậy, quá trình milonit hóa liên quan tới các đứt gãy lớn. **Milonit tạo bởi các mảnh vụn nằm xen lẫn các vật liệu hạt mịn.** Trong phần lớn các trường hợp biến chất động lực mãnh liệt nhất, vật liệu nghiền nát có thể bị nóng chảy để tạo ra đá thủy tinh như pseudotachylit.

1.2.3 Biến chất khu vực:

Đá biến chất khu vực có phạm vi hàng trăm hoặc thậm chí tới hàng nghìn kilomet vuông và được phát hiện có tuổi Tiền Cambri và trong các đá gốc bị xói mòn của các vùng núi uốn nếp. Theo đó, thuật ngữ khu vực dùng để chỉ cho loại đá biến chất này. Đá biến chất khu vực có liên quan tới cả quá trình gia tăng nhiệt độ và áp suất. Yếu tố quan trọng là nhiệt độ và trong quá trình biến chất nhiệt độ ở vùng lân cận có thể lên tới 800°C. Đá macma xâm nhập được phát hiện trong phạm vi có phân bố đá biến chất khu vực, nhưng sự ảnh hưởng của chúng thường có giới hạn. Đá biến chất khu vực có

thể hình thành khi áp suất nén đẳng hướng vượt quá 3 kilobar, dưới trị số này, ví dụ dưới 2 kilobar, thì hình thành đá biến chất tiếp xúc.

Biến chất khu vực là quá trình biến đổi từ từ, có nghĩa là tại một khu vực nào đó có các đá ban đầu giống nhau về thành phần, các vùng biến chất có thể được đặc trưng bởi các nhóm khoáng vật khác nhau. Mỗi vùng biến chất được đặc trưng bởi một khoáng vật quan trọng và sự biến đổi thành phần khoáng vật này có thể được liên hệ với sự thay đổi các điều kiện nhiệt độ, áp suất. Ranh giới của mỗi vùng này được gọi là các đường đẳng mức độ biến chất, có cùng điều kiện biến chất.

Đá phiến sét là sản phẩm của quá trình biến chất khu vực với mức độ thấp của đá trầm tích loại sét. Khi biến chất ở mức độ cao hơn, đá phiến sét biến thành philit với sự hình thành các tinh thể chlorit $[(Mg,Al,Fe)_{12}(Si,Al)_8O_{20}(OH)_{16}]$ và mica kích thước lớn hơn. Đá phiến mica được hình thành theo cách này. Hàng loạt các khoáng vật như granat $[(Mg,Fe^{+2},Mn,Ca)_3Al_2(SiO_4)_3]$, kianit $[Al_2SiO_5]$, staurolit $[2Al_2SiO_5 Fe^{+2}(OH)_2]$ và sillimanit $[Al_2 SiO_5]$ có thể xuất hiện trong đá phiến dưới tác dụng của sự gia tăng nhiệt độ. Ở nhiệt độ cao, đá phiến có thể biến chất thành đá gonai. Dưới tác dụng của biến chất khu vực, đá cát kết bị biến đổi thành quazit có kiến trúc hạt biến tinh. Đá cát kết mica có lượng vật liệu sét thích hợp khi biến chất hình thành đá phiến mica thạch anh. Quá trình biến chất của đá cát kết acko và cát kết fenspat có thể làm tái kết tinh các khoáng vật fenspat và thạch anh tạo ra granulit với kiểu kiến trúc hạt biến tinh. Các loại đá cacbonat sạch dưới tác dụng của biến chất khu vực có thể tái kết tinh hoàn toàn tạo ra đá hoa canxit hoặc đá hoa dolomit có kiến trúc hạt biến tinh. Các khoáng vật silic có mặt trong các đá cacbonat thường tái kết tinh như thạch anh. Sự có mặt của mica trong các loại đá này làm cho chúng có cấu tạo phiến đặc trưng, như đá hoa cấu tạo phiến hoặc đá phiến vôi. Khi hàm lượng mica phong phú tồn tại dưới dạng các thấu kính hoặc các lớp liên tục thì đá tạo ra có cấu tạo phân lá.

Thạch anh và mica muscovit là thành phần quan trọng nhất trong đá biến chất khu vực được tạo thành từ đá macma axit, đá phiến thạch anh muscovit là sản phẩm điển hình ở mức độ biến chất thấp hơn. Ở mức độ biến chất cao hơn, muscovit biến đổi thành fenspat kali, nên sau đó thành gonai fenspat thạch anh và granunit phổ biến. Một số loại đá gonai có thể bị phân phiến mạnh mẽ (hình 1.14). Khi biến chất khu vực với mức độ thấp, đá macma bazơ biến đổi thành đá phiến lục, ở mức độ trung bình biến thành amphibolit và ở mức độ cao biến thành granulit piroxen và eclogit.

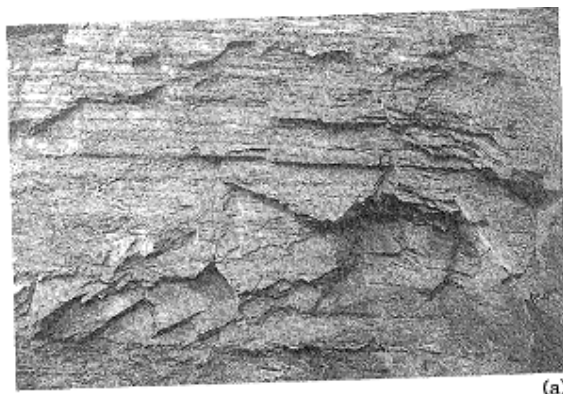


Hình 1.14 Đá gơ nai bị phân phiến và uốn nếp, phía Bắc Mosjoen, Na Uy

1.2.4 Kiến trúc và cấu tạo của đá biến chất

Hầu hết các đá biến chất có sự định hướng của các khoáng vật. Sự định hướng thường biểu hiện rõ ở các khoáng vật dạng tấm hoặc dạng que, làm cho đá dễ tách theo một hướng nào đó so với các hướng khác. Ví dụ thường thấy nhất là tính dễ tách trong đá phiến sét, tương tự như cấu tạo phiến ở đá biến chất mức độ cao. Tính phân phiến là sự phân tách các khoáng vật riêng biệt thành các dải hoặc thấu kính định hướng song song với nhau.

Sự dễ tách xảy ra trong đá biến chất mức độ thấp (hình 1.15a) và đặc trưng cho đá phiến sét và đá philit. Nó không phụ thuộc vào tính phân lớp của đá ban đầu, các phiến thường giao cắt các phân lớp với góc lớn và được phản ánh bằng các khoáng vật có tính định hướng cao, đặc biệt các khoáng vật thuộc nhóm mica. Các khe nứt tách một phần được xác định bởi các khe nứt song song gần nhau mà không phụ thuộc vào bề mặt định hướng bởi các khoáng vật trong khối đá (hình 1.15b). Không như tính dễ tách, khe nứt tách không phụ thuộc vào loại đá.



(a)

Hình 1.15 (a) Điểm lộ đá phiến gần Barmouth, Wales cho thấy tính dễ tách nghiêng ra phía ngoài



(b)

(b) Khe nứt phân tách hình thành trong nếp uốn Horton, tuổi Silua, gần Stainforth, North Yorkshine

Tính phân phiến phát triển trong đá khi nhiệt độ và áp suất tăng làm cho các khoáng vật được sắp xếp lại bởi quá trình nóng chảy cục bộ và kết tinh lại. Khi xảy ra tái kết tinh dưới tác dụng của ứng suất cắt, các khoáng vật sẽ sắp xếp định hướng trong đá mới tạo thành. Các khoáng vật được sắp xếp thành các lớp song song dọc theo hướng vuông góc với mặt phẳng của ứng suất cắt làm cho đá có tính phân phiến (hình 1.16). Các khoáng vật đóng vai trò quan trọng nhất trong việc tạo tính phân phiến là các khoáng vật có hình kim, que, vảy hoặc tấm mà chủ yếu là các khoáng vật nhóm mica. Các khoáng vật dạng tấm, vảy càng nhiều thì tính phân phiến càng cao.

Tính phân phiến trong đá biến chất là đặc điểm dễ nhận biết nhất bởi các dải song song hay thấu kính mỏng được tạo bởi các tập hợp khoáng vật tương phản như fenspat - thạch anh và amphibol – clorit – mica (hình 1.14). Sự định hướng song song này trùng với hướng phân phiến nếu trong các tầng đá lân cận cũng có sự định hướng như vậy. Do vậy, sự phân phiến được xem như cùng chịu tác dụng của một hệ ứng suất và biến dạng gây ra tính phân phiến đó. Tuy nhiên, ở nhiệt độ cao, ảnh hưởng của ứng suất giảm đi, vì thế các đá biến chất mức độ cao thể hiện tính phân phiến không rõ ràng trong. Ngược lại, trong các đá biến chất mức độ thấp, tính phân phiến thể hiện rõ hơn. Hơn nữa, ở mức độ biến chất cao, các khoáng vật dạng tấm được thay thế bởi các khoáng vật mới như granat, kyanit, sillimanit, diopsit (píroxen $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})(\text{SiO}_3)_2$) và octoclaz.



Hình 1.16 Đá phiến bị uốn nếp với các mạch thạch anh, đảo Arren, Scotland

1.2.5 Biến chất trao đổi

Hoạt động biến chất trao đổi có liên quan tới những quá trình trao đổi chất trong khối đá ở môi trường chứa khí và nước, kết quả của những phản ứng hóa học dẫn đến sự thay thế các khoáng vật. Có hai kiểu biến chất trao đổi là biến chất trao đổi thành khí có liên quan tới các dòng khí có nhiệt độ cao và biến chất trao đổi thủy nhiệt có liên quan tới các dung dịch nóng chảy. Sự thay thế trong nguyên tử, phân tử thường tạo ra sự thay đổi ít nhiều trong kiến trúc của đá. Thành phần của môi trường vận chuyển và biến đổi không ngừng bởi sự trao đổi diễn ra giữa các vật liệu đó và đá gốc chịu tác động. Các loại khí và dung dịch nóng chảy thường bắt nguồn từ các lò magma và các tác động biến

chất thường được chú ý đặc biệt là từ các khối granit xâm nhập vì nồng độ các chất dễ bay hơi trong macma axit nhiều hơn trong macma bazơ.

Các loại khí và dung dịch nóng chảy sẽ lợi dụng các chỗ yếu của cấu trúc bất kỳ trong đá như các đứt gãy hoặc bề mặt khe nứt dễ xâm nhập. Do chúng tạo ra các đường thoát dễ dàng hơn nên hoạt động biến chất trao đổi tập trung dọc theo các vị trí này. Chúng cũng có thể di chuyển qua các khoảng rỗng trong đá, tốc độ thâm nhập phụ thuộc vào độ rỗng, hình dạng lỗ rỗng của đá và gradient của áp suất và nhiệt độ. Hoạt động biến chất trao đổi đặc biệt tập trung dọc các khe nứt và các mạch nứt, dẫn đến sự thay thế mạnh mẽ một số khoáng vật nhất định. Chẳng hạn, khoáng vật fenspat trong đá granit hoặc gơnai có thể bị kaolinit hóa mạnh và đá vôi có thể bị yếu đi thành hợp thể hạt được liên kết yếu.

1.3 Đá trầm tích

Đá trầm tích được hình thành ở phần ngoài cùng của lớp vỏ trái đất, bao phủ $\frac{3}{4}$ diện tích các châu lục và phần lớn đáy biển. Bề dày của chúng thay đổi, có chỗ tới 10kilomet. Phần lớn các đá trầm tích có nguồn gốc thứ sinh, chúng được hình thành từ các mảnh vụn của các đá có trước. Nhân tố làm phá hủy đá ở đây gồm có quá trình phong hóa, hoạt động địa chất của dòng sông, biển, gió và băng hà. Nước, gió và băng cùng với tác dụng của trọng lực đã vận chuyển các mảnh vụn trước khi chúng được tích tụ. Người ta ước tính rằng các loại đá sét, đá cát kết đều có nguồn gốc vật liệu từ các quá trình phá hủy cơ học và chúng chiếm 75 đến 95% các loại đá trầm tích. Một số loại đá trầm tích được hình thành do sự kết tủa từ các dung dịch hóa học, sinh hóa trong khi một số khác có nguồn gốc hữu cơ. Vì thế, đá trầm tích có thể phân chia thành hai nhóm chính là trầm tích vụn hoặc trầm tích ngoại sinh và trầm tích sinh hóa hay còn gọi là trầm tích nội sinh. Tuy nhiên, đặc trưng mà tất cả các loại đá trầm tích đều có là chúng được tích đọng từ các vật liệu có trước và đặc trưng bởi tính phân lớp hoặc phân tầng.

Kích thước của các mảnh vụn của đá trầm tích bị ảnh hưởng của quá trình vận chuyển. Lượng vận chuyển cùng với tác nhân tác động có ảnh hưởng quan trọng khi xác định đặc tính của đá trầm tích. Ví dụ, các vật liệu không được tuyển lựa khi quãng đường vận chuyển ngắn (loại trừ cát ở bãi biển) như khi vận chuyển dưới tác dụng của băng hà. Với quãng đường dài hơn khi vận chuyển bằng nước hoặc gió, các vật liệu không chỉ được tuyển lựa kỹ càng mà còn có kích thước nhỏ dần. Tính chất của đá trầm tích cũng bị ảnh hưởng bởi đặc tính của môi trường trầm tích. Chẳng hạn, các vết sóng lăn tăn hoặc phân lớp cắt ngang đặc trưng cho đá trầm tích vùng nước nông.

Thành phần của đá trầm tích phụ thuộc một phần vào thành phần của đá gốc ban đầu và độ ổn định của các khoáng vật tạo đá đó, một phần khác phụ thuộc vào nhân tố tác động vào đá gốc ban đầu và thời gian tác động. Do đặc tính ổn định, thạch anh thường gặp trong các loại đá macma, biến chất và cũng là một khoáng vật phong phú trong đá

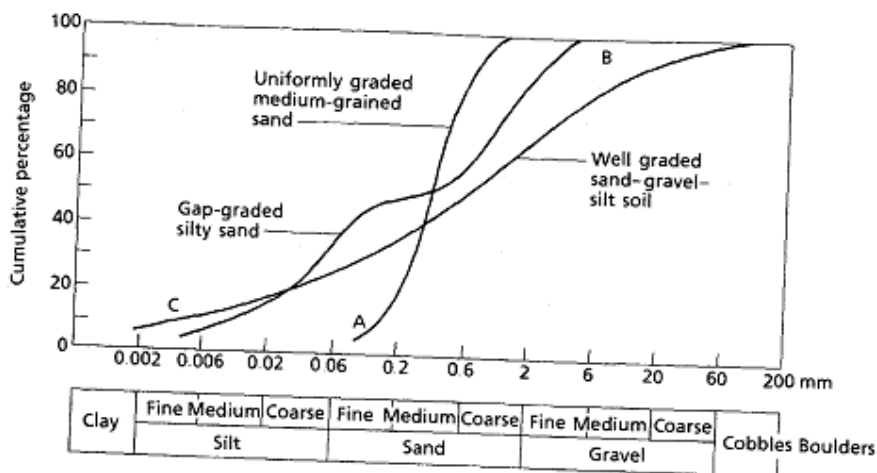
trầm tích. Hầu hết các khoáng vật silicat khác cuối cùng đều bị biến đổi hoàn toàn thành các khoáng vật sét.

Trong giai đoạn tạo đá, các vật liệu sẽ được gắn kết với nhau thành đá cứng bằng hai quá trình cố kết và ximăng hóa. Quá trình cố kết phụ thuộc vào thành phần, kiến trúc của đá và áp lực tác dụng lên đá, đáng chú ý ở đây là áp lực địa tầng. Quá trình cố kết của vật liệu trầm tích trong nước phụ thuộc vào sự thoát nước. Độ rỗng của các vật liệu trầm tích sẽ giảm khi cố kết xảy ra, các mảnh vụn riêng rẽ sẽ được sắp xếp lại gần nhau hơn, thậm chí chúng có thể bị biến dạng. Áp lực hình thành trong quá trình cố kết có thể tạo ra hỗn hợp khác của các khoáng vật và hình thành các hỗn hợp mới. Các trầm tích hạt mịn độ rỗng thường lớn hơn các loại hạt thô hơn, vì thế có độ cố kết lớn hơn, chẳng hạn với bùn hoặc sét có độ lỗ rỗng ban đầu lên tới 80% trong khi đó cát và bụi chỉ có 45 đến 50%.

Quá trình ximăng hóa phụ thuộc vào sự liên kết giữa các hạt trầm tích do các vật liệu kết tủa trong các lỗ rỗng và làm giảm độ lỗ rỗng. Trong quá trình ximăng hóa, các vật liệu có thể nhận được từ sự hòa tan một phần của các hạt hoặc các nguồn khác nhau do dòng nước vận chuyển đến. Ngược lại, do rửa lữa ximăng có thể lại tách ra khỏi từ đá trầm tích. Loại và lượng ximăng sẽ ảnh hưởng đến cường độ của đá trầm tích. Loại xi măng quyết định đến màu sắc của đá. Ví dụ, đá cát kết với ximăng là silic hoặc cacbonat canxi thường có màu xám trắng, ximăng sidezit (cacbonat sắt) có màu da bò, xi măng hematit (oxit sắt) có màu đỏ, ximăng limonit (oxit sắt được thủy hóa) có màu nâu. Tuy nhiên, xi măng gắn kết thường có nhiều loại vật liệu khác nhau, các hạt nhỏ thường xen lẫn vào lỗ rỗng giữa các hạt giúp gắn kết các hạt với nhau.

Kiến trúc của đá trầm tích đặc trưng bởi kích thước, hình dạng và sự sắp xếp của các hợp phần, Kích thước của đá trầm tích vụn cơ học có thể phân chia thành 3 nhóm là cỡ hạt thô (như sỏi, cuội ...), cỡ hạt cát (như cát và cát kết...) và cỡ hạt sét (như đá sét kết...). Tuy nhiên, kích thước của các hạt là thông số không dễ dàng xác định chính xác, với các hạt và mảnh vụn trong đá trầm tích vụn cơ học là các vật thể phát triển ba phương không có quy luật. Bởi vì các hạt có kích thước bé, hạt cát và bụi không thể xác định trực tiếp bằng rây và quy luật trầm lắng riêng. Có thể sử dụng kính hiển vi điện tử để xác định cho nhóm hạt sét. Nếu một loại đá có cường độ rất cao (rất cứng), việc phá vỡ, tách hạt ra là không thể. Trong các trường hợp như vậy, một lát mỏng đá được lấy và phân tích kích thước hạt có thể sử dụng kính hiển vi thạch học và vi kế. Kết quả phân tích thành phần hạt có thể biểu diễn trên đồ thị hoặc đường cong tần suất. Nhưng thông dụng hơn cả kết quả thường được biểu diễn trên đường cong tần lũy (hình 1.17). Mức độ phân chia đường kính các hạt có thể xác định từ đường cong, nếu đường cong dốc hơn thì trầm tích được tuyển lựa tốt hơn. Hình dạng của hạt là thông số cơ bản cần xác định với các hạt nhưng rất khó đánh giá định lượng. Hình dạng thường được đánh giá bởi các dấu hiệu mức độ tròn cạnh và độ tròn của hạt bằng mắt hoặc bằng cách so sánh với các hình dạng chuẩn. Đá trầm tích là hỗn hợp của các hạt, một số có dạng định

hướng, chẳng hạn như dạng dẹt của các khoáng vật trong đá phiến sét hoặc các khoáng vật dạng vẩy của đá cát kết.



Hình 1.17 Đường cong tích lũy các cỡ hạt của một số loại trầm tích

1.3.1 Phân lớp và cấu tạo trầm tích:

Đá trầm tích được phân biệt bởi sự phân tầng của chúng, các bề mặt lớp thường quyết định đến tính không liên tục của khối đá trầm tích, (hình 1.18). Chẳng hạn, khoảng cách giữa chúng, các đặc tính (như tính cá biệt, lượn sóng hay thẳng, khe nứt hở hay kín, bề mặt nhẵn hay gồ ghề...) là những vấn đề đặc biệt quan trọng trong xây dựng. Một lớp riêng lẻ có thể được coi như là bề dày trầm tích có cùng thành phần trong cùng một điều kiện thành tạo. Tuy nhiên, các phân lớp mỏng là kết quả của các dao động nhỏ và vận tốc của môi trường hay cung cấp vật liệu. Cả hai nguyên nhân này đã tạo ra các lớp mỏng xen kẽ với các hạt có kích thước khác nhau chút ít. Nhìn chung, phân lớp mỏng có liên quan tới sự có mặt các lớp mỏng các khoáng vật hình tấm, đặc biệt là mica. Chúng có đặc điểm là thường định hướng song song theo bề mặt lớp, và có liên quan tới tính dễ tách theo mặt lớp của đá. Bề mặt của những phân lớp mỏng này thường nhẵn và phẳng. Tính phân lớp mỏng đặc trưng nhất cho đá sét kết, nhưng chúng có thể xuất hiện trong đá bột kết và cát kết, đôi khi có trong một số loại đá vôi.

Sự phân lớp theo chiều dòng chảy hay xiên chéo đặc trưng cho các đá trầm tích có nguồn gốc sông, ven biển, biển và gió, và đặc biệt nhất được phát hiện trong đá cát kết (hình 1.19). Trầm tích gió thường phân lớp theo đụn. Phân lớp xiên chéo bị hạn chế trong một đơn vị trầm tích riêng lẻ và bao gồm các phân lớp mỏng xiên chéo với góc nghiêng thay đổi trong khoảng 20-30° so với mặt lớp thực. Bề dày các lớp có thể biến đổi rất lớn, chẳng hạn, các vi lớp xiên chéo có kích thước chỉ vài milimet trong khi các lớp đụn kích thước có thể trên 100mét.

Mặc dù phân lớp tăng cấp theo độ hạt xảy ra trong một số loại đá trầm tích khác nhau, đặc biệt là trong đá greywack. Đơn vị trầm tích được tăng cấp từ hạt có kích thước

lớn (thô) ở đáy và nhỏ dần ở phía trên mặt. Các lớp có bề dày thay đổi từ vài milimét tới vài mét. Các lớp dày hơn thì thường có kích thước hạt thô hơn.



Hình 1.18 Tính phân lớp rõ rệt của đá trầm tích, vùng Caithness Flagstones, Latheronwheel, Scotland



Hình 1.19 Phân lớp xiên chéo, xuất lộ ở vùng Coconino Sandstone, Nevada

1.3.2 Các loại đá trầm tích:

Sỏi là các mảnh vụn tròn cạnh chưa cố kết tích đọng lại, kích thước nhỏ nhất giới hạn là 2mm. Thuật ngữ dăm (mảnh vụn) dùng để mô tả các mảnh vụn đá góc cạnh. Thành phần của sỏi trầm tích không chỉ phản ánh nguồn gốc đá của vùng đó được tạo ra mà còn chịu ảnh hưởng của các nhân tố liên quan tới sự hình thành khí hậu khu vực nó tồn tại và môi trường trầm đọng. Hai nhân tố sau (khí hậu và môi trường trầm đọng) đã làm các thành phần của vật liệu không ổn định biến đổi ở mức độ khác nhau. Địa hình cũng ảnh hưởng đến tính chất của trầm tích sỏi. Chẳng hạn, sỏi được tạo ra ở địa hình thấp thường nhỏ và cuội sỏi thường có xu thế trở lại như các mạch thạch anh, quartzit, phiến thạch anh, phiến silic... Ngược lại, các địa hình cao thường liên quan tới tốc độ xói

nhanh, tạo ra các hạt thô, như sỏi chưa gắn kết. Khi sỏi được gắn kết lại, chúng tạo ra sỏi kết, khi mảnh vụn được gắn kết, chúng tạo ra dăm kết.

Cát bao gồm hỗn hợp rời rạc các khoáng vật dạng hạt và các mảnh vụn đá. Thông thường, chúng có xu thế bị không chế bởi một số khoáng vật trong đó chủ yếu là thạch anh. Khi cát gắn kết lại với nhau thì tạo ra đá cát kết. Ôxít silic là vật chất xi măng thông dụng trong đá cát kết cũng như là xi măng cacbonat đặc biệt là canxit $[CaCO_3]$. Xi măng chứa sắt và thạch cao cũng phát hiện được trong đá cát kết. Xi măng đáng chú ý là loại chứa cacbonat và thạch cao có thể bị hòa tan bởi các chất lỏng thấm qua lỗ rỗng. Thạch anh, fenspat và các mảnh vụn cơ học là ba thành phần hạt vụn cơ bản tạo thành đá cát kết, và khi sử dụng theo lượng các vật liệu gắn kết có thể chia ra thành các nhóm đá cát kết, đá cát kết có lượng chất gắn kết nhỏ hơn 15% được chia thành 3 nhóm: Octoquaczit hay arenit thạch anh chứa trên 95% thạch anh; acko tạo bởi fenspat có 25% hoặc nhiều hơn vật liệu vụn và cát kết có 25% hoặc lớn hơn các mảnh vụn đá. Greywack là đá cát kết có chứa trên 15% vật liệu gắn kết là các mảnh vụn.

Bột là trầm tích vụn được hình thành từ các đá có trước, chủ yếu bởi quá trình phá hủy cơ học. Chúng được tìm thấy trong các trầm tích sông, hồ, biển và chúng có xu thế đan xen vào các trầm tích loại cát và sét. Bột cũng xuất hiện trong cát và sét ở cửa sông và trầm tích châu thổ. Bột có thành phần chủ yếu là các hạt thạch anh có kích thước nhỏ. Hoàng thổ là trầm tích gió với các hạt chủ yếu có kích thước hạt bột và thường là thạch anh, ít hơn là fenspat và các khoáng vật sét. Bột kết là do các hạt bột hóa đá, với cấu tạo có thể là dạng khối hoặc phân lớp mỏng. Vì lớp cắt nhau phát triển trong một số loại đá bột kết, các phân lớp mỏng có thể bị xoắn lại. Bột kết có thành phần chủ yếu là thạch anh thường có xi măng là oxít silic. Thường gặp bột kết nằm xen kẽ với phiến sét hoặc cát kết hạt mịn, khi đó bột kết thường tạo thành các dải mỏng.

Trầm tích sét chủ yếu là hỗn hợp của các khoáng vật sét và thạch anh hạt nhỏ. Cách tạo thành thông thường nhất là sự phá vỡ sản phẩm của đá chủ yếu tạo thành từ khoáng vật silicat. Khoáng vật sét là các silicat chứa nhôm được thủy hóa với cấu tạo tấm mỏng, và được gọi là các silicat dạng lá (filosilicat). Có ba nhóm khoáng vật chủ yếu là kaolinit, Ilit and montmorillonit. Kaolinit $[Al_4Si_4O_{10}(OH)_8]$ được tạo thành bởi quá trình biến đổi fenspat, feldspathoit và một số silicat nhôm tùy thuộc vào tác dụng thủy nhiệt. Phong hóa dưới điều kiện axit cũng tạo điều kiện cho quá trình kaolinit hóa. Kaolinit là khoáng vật sét chủ yếu trong các quá trình tồn tại và vận chuyển các hạt sét và là thành phần quan trọng trong đá phiến sét. Kaolinit cũng được tìm thấy với hàm lượng khác nhau trong các vật liệu chịu lửa, đất laterit và các loại đất khác. Nó cũng đóng vai trò quan trọng trong các khoáng vật sét trong tầng sét làm sứ kết hạch sét. Các trầm tích kaolin có liên quan tới các đá granit, granodiorit, gơnai và granulit. Ilit $[K_2-3Al_8(Al_{2-3}, Si_{13-14})O_{40}(OH)_8]$ thường gặp trong đất sét và phiến sét. Trong băng tích và đất hoàng thổ chúng được tìm thấy với các lượng biến đổi, nhưng ít gặp trong các loại đất khác. Chúng phát triển như là sản phẩm của quá trình biến đổi giữa fenspat, mica hoặc các silicat chứa sắt hoặc magie dưới tác dụng của phong hóa hoặc được tạo ra từ các

khoáng vật sét khác trong suốt quá trình tạo đá. Ilit cũng có nguồn gốc thủy nhiệt. Sự phát triển của Ilit dưới tác dụng phong hóa lần quá trình thủy nhiệt được hỗ trợ bởi môi trường có tính kiềm. Montmorillonit $[Al_4Si_8O_{20}(OH)_4.nH_2O]$ phát triển khi đá macma bazơ bị phong hóa trong điều kiện thoát nước kém. Sự có mặt của magie là cần thiết để hình thành khoáng vật này, nếu đá ở trong điều kiện thoát nước tốt, nó sẽ được mang đi ngay và tạo điều kiện để hình thành kaolinit. Điều kiện môi trường kiềm cũng thuận lợi để tạo ra montmorillonit. Montmorillonit hình thành trong các loại đất và các trầm tích chứa sét như phiến sét hình thành từ đá macma bazơ. Nó là thành phần chủ yếu của sét bentonit (một loại sét giàu montmorillonites có tính trương nở cao) được tạo thành do tro bụi núi lửa có tính bazơ bị phong hóa. Hoạt động thủy nhiệt cũng có thể tạo ra montmorillonit. Sét tàn tích (sét có nguồn gốc tàn tích) là sản phẩm của quá trình phong hóa. Trong những vùng có khí hậu ẩm ướt, sét tàn tích có khuynh hướng trở nên giàu hydroxit sắt, nhôm và làm nghèo kiệt vôi, magie và kiềm. Thậm chí, oxit silic bị phá hủy trong điều kiện nóng ẩm sẽ tạo ra các nhôm ngậm nước và oxit sắt hay còn gọi là laterit. Thành phần của các trầm tích được vận chuyển biến đổi vì những vật liệu này chủ yếu là các sản phẩm của quá trình mài mòn (thường là các hạt bột) và các vật liệu sét tàn tích được vận chuyển.

Sét kết phân lớp mỏng (shale) là loại đá trầm tích thường gặp được phân biệt bởi sự phân lớp mỏng. Loại đá trầm tích có thành phần, kích thước hạt tương tự nhưng không có cấu tạo phân lớp mỏng đặc trưng được gọi là đá sét kết (mudstone). Trên thực tế, không có hình thái nào phân biệt rõ rệt giữa các đá sét kết phân lớp mỏng và sét kết, loại này có thể xếp vào loại kia. Khi hàm lượng silic và canxit tăng lên thì tính phân phiến trong đá phiến sét giảm đi; trong khi đó, nếu hàm lượng hữu cơ trong đá phiến sét tăng lên, các phiến sẽ rất mỏng. Các phiến thông thường có bề dày từ 0,05 đến 1,0mm, thông dụng nhất là từ 0,1 đến 0,4mm. Khoáng vật sét và thạch anh là các thành phần cơ bản tạo thành sét kết và phiến sét. Khoáng vật fenspat thường gặp trong đá phiến sét có hàm lượng hạt bột nhiều hơn. Trong đá phiến sét cũng có thể chứa một hàm lượng nhất định cacbonat đặc biệt là canxit và thạch cao. Hơn thế nữa, đá phiến sét – cacbonat thường được xếp là đá vôi sét. Đá phiến sét – cacbonat có màu đen thường chứa hàm lượng chất hữu cơ cao và chứa hàm lượng nhất định khoáng vật pyrit $[FeS_2]$. Đá này thường bị phân phiến rất mỏng.

Thuật ngữ đá vôi dùng cho các loại đá có chứa hàm lượng cacbonat trên 50%, quá nửa trong số đó là các khoáng vật canxit hoặc aragonit $[CaCO_3]$. Nếu thành phần cacbonat đóng vai trò chủ yếu trong khoáng vật đolomit $[(Ca,Mg)CO_3]$ thì đá đó có tên là đolomit (loại đá này cùng tên với khoáng vật nên có thể gây nhầm lẫn). Đá vôi và đá đolomit chiếm khoảng 20 đến 25% các loại đá trầm tích. Chúng được tạo thành với nhiều nguồn gốc khác nhau. Một số có nguồn gốc cơ học, thể hiện ở các mảnh vụn cacbonat vận chuyển và trầm lắng hoặc chúng được tích tụ tại chỗ. Một số là sản phẩm của quá trình kết tủa hóa học và sinh vật. Đá vôi được hình thành từ các vật liệu vận chuyển từ nơi khác đến (đá vôi ngoại lai hay đá vôi được vận chuyển) có kết cấu tương

tự như đá cát kết và cũng thể hiện cấu tạo lớp nằm ngang hoặc gợn sóng. Ngược lại, đá cacbonat được tạo thành tại chỗ hay đá vôi bản địa không thấy sự khác biệt do tác động của dòng chảy và phân tầng kém. Ngoại trừ, một số loại đá vôi bản địa có dấu hiệu phân lớp rõ, ấn tượng nhất là đá vôi dạng tảo có tính phân lớp stromatolit là đá vôi dạng tảo. Đá cacbonat có thể chứa một hàm lượng đáng kể tạp chất, có thể kể đến là thạch anh và các khoáng vật sét. Khi khoáng vật sét tăng tạo ra đá vôi sét hạt mịn, loại này có thể nằm dạng lượn sóng hoặc dạng hạch, các lớp bị các phân lớp mỏng phiến sét xen kẽ.

Trầm tích do bốc hơi (trầm tích muối) có vị trí không quan trọng như các loại đá trầm tích khác. Chúng được tạo thành từ sự kết tinh từ nước muối, hàm lượng muối sẽ tăng cao khi nước biển hoặc nước hồ bị bốc hơi. Muối cũng có thể được tích tụ phía dưới bề mặt nước biển, mang tới bề mặt của bể nước cạn hoặc đồng bằng ven biển (xem chương 9) bằng phẳng do tác dụng của mao dẫn. Các thí nghiệm đã chỉ ra rằng, lượng nước biển nguyên thủy bị giảm 50% do quá trình bốc hơi, sau đó, một lượng nhỏ oxit sắt và cacbonat canxi kết tủa. Thạch cao $[CaSO_4, nH_2O]$ bắt đầu tạo thành khi lượng nước giảm 1/5 so với ban đầu. Đá muối (halite, NaCl) bắt đầu kết tủa khi lượng nước còn lại là 1/10 và cuối cùng muối kali và magie bắt đầu kết tinh khi nước biển chỉ còn lại 1,5%. Trình tự này được cho là phổ biến và được quan sát ở một số trầm tích muối. Hơn thế nữa, hàng loạt sự thay thế phức tạp có thể xảy ra trong các loại đá muối, ví dụ đá cacbonat có thể được thay thế bởi đá anhydrit $[CaSO_4]$ và các đá sunfat bởi halit.

Các tàn dư hữu cơ sẽ tích tụ thành hai loại trầm tích cơ bản là than bùn - khi bị chôn vùi sẽ tạo thành than đá và than bùn. Than bùn thường giàu hàm lượng hạt bột hoặc gần như toàn bộ là vật chất hữu cơ, những vật chất này được lắng đọng ở đáy những bồn trũng. Những điều kiện thành tạo như thế có thể tạo ra than nền hoặc than boghead. Than bùn thường chứa hàm lượng đáng kể các hợp chất vô cơ, ngược lại, than mùn chứa hàm lượng chất vô cơ thấp. Than bùn có diện phân bố hẹp và không bị các lớp vật liệu khác phủ lên. Trầm tích than bùn được tích tụ trong những môi trường thoát nước kém, tại những nơi này axit hữu cơ thành tạo và thúc đẩy các quá trình oxi hóa - khử. Chính các quá trình này đã ngăn cản vi khuẩn phá hủy các vật chất hữu cơ. Than bùn tích tụ ở bất kỳ chỗ nào mà vật chất hữu cơ có tốc độ trầm đọng vượt quá tốc độ phân hủy. Một khối lượng lớn than bùn mới có thể tạo thành những vỉa than dày, chẳng hạn để tạo được vỉa than dày 1 mét cần khoảng 15 mét than bùn.

Đá silic và phiến silic là hai loại đá trầm tích silic (có nguồn gốc hóa học) thường gặp nhất. Đá silic là loại đá cứng chắc bao gồm một hoặc nhiều các khoáng vật nhóm silicat như opax, canxedoan hoặc thạch anh vi tinh thể. Chúng có thể tồn tại như những lớp mỏng hoặc những kết hạch trong các đá cacbonat khối chủ.

Một số loại đá trầm tích có chứa nhiều sắt. Cacbonat sắt $[FeCO_3]$ thường nằm xen kẽ đá silic hoặc có thể hỗn hợp với sét ở tỷ lệ thay đổi như trong quặng sắt chứa sét. Một số thành hệ chứa sắt tạo thành chủ yếu là oxit sắt trong đó khoáng vật hematite $[Fe_2O_3]$ đóng vai trò chủ yếu. Quặng sắt đầm lầy chủ yếu là hỗn hợp đất với hydroxit sắt.

1.4 Địa tầng học và sự phân lớp đất đá

Địa tầng học là một nhánh của khoa học địa chất liên quan tới việc nghiên cứu và làm sáng tỏ sự phân chia các tầng đất đá thông qua các dấu hiệu nhận biết, mô tả, sự sắp xếp (cả theo bề rộng và chiều sâu), sự phân bố trong không gian và mối quan hệ giữa các đơn vị địa tầng. Người ta gọi và mô tả các đơn vị địa tầng trong thực tế là các thành hệ. Việc này là cần thiết để tránh phức tạp khi thể hiện các mặt cắt địa tầng, giúp việc thể hiện trở lên đơn giản và có lô gíc.

Sự lắng đọng vật liệu trầm tích liên quan tới sự tạo thành vật liệu trên bề mặt địa hình hay nói cách khác, bề mặt địa hình có ảnh hưởng đến thể nằm của các lớp tạo thành. Ở giai đoạn đầu của quá trình trầm đọng, các lớp vật liệu lắng chìm ban đầu ít nhiều bị ảnh hưởng bởi bề mặt địa hình nơi mà quá trình tích tụ vật liệu đang diễn ra. Quá trình trầm đọng tiếp theo, tính không đều của bề mặt ban đầu được lấp đầy và các lớp hình thành nằm theo mặt phẳng ngang. Tuy nhiên, khi một lớp vật liệu trầm tích được hình thành, chúng có thể bị xáo động bởi sự trầm đọng sau đó trước khi quá trình tạo đá xảy ra. Hơn nữa, các vật liệu khác nhau có mức độ cố kết khác nhau ví dụ cát hoặc bùn có quá trình cố kết khác nhau, ở trên các khối nâng bị chôn vùi có thể tạo ra các lớp nằm nghiêng.

Các thay đổi trong suốt quá trình trầm đọng có liên quan tới sự phân tầng đất đá đến mức tính phân lớp là đặc trưng của các đá trầm tích. Sự gián đoạn bình thường của các vật liệu trầm tích không tạo ra tính phân lớp trong đá. Sự thay đổi thành phần các vật liệu trầm đọng sẽ tạo ra sự phân tầng trong đất đá. Một vài sự thay đổi nhỏ của loại vật liệu trầm đọng có thể tạo nên sự phân tầng rõ rệt, đặc biệt là nếu chúng có tác động đến màu sắc của đá được tạo thành. Sự thay đổi về kích thước hạt cũng có thể tạo ra tính phân lớp không ổn định và sự thay đổi về kiến trúc của đá, đây là dấu hiệu có thể phân biệt các tầng đất đá khác nhau cũng như sự thay đổi mức độ cố kết và xi măng hóa.

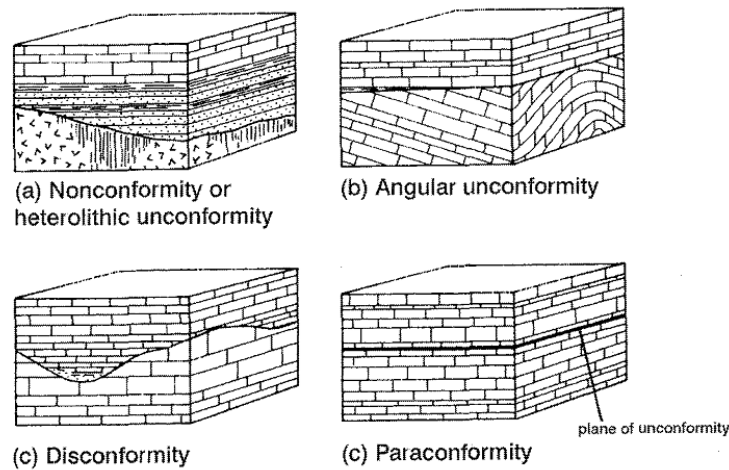
Phạm vi và mức độ đồng đều của các lớp đá trầm tích biến đổi trong các giới hạn rộng. Điều này là do tính ổn định theo phương ngang và mức độ phân lớp đồng đều phản ánh tính ổn định và đồng đều của nhân tố tác động trầm tích. Ví dụ, cát có thể lắng đọng ở một khu vực nào đó trong khi bùn có thể trầm đọng ở nơi cạnh đó. Vì thế, các biến đổi thành phần thạch học theo phương ngang phản ánh sự khác biệt trong môi trường trầm đọng. Mặt khác, một thành hệ với các đặc trưng thạch học riêng mà có thể được thể hiện trên bản đồ như là một đơn vị địa tầng (phân vị địa tầng) không hẳn đã được tạo thành trong cùng một khoảng thời gian. Các phân vị địa tầng cơ bản như vậy gọi là phân vị địa tầng không đồng thời được mang đến khi các bồn trũng trầm đọng được hình thành (phát triển hoặc thoái trào), chẳng hạn như hiện tượng biển tiến hoặc biển thoái. Trong quá trình mở rộng bồn trũng, các vật liệu trầm đọng phía dưới cùng không rộng như các lớp phía trên. Các lớp tiếp theo phủ kín lên các lớp đã được hình thành. Ngược lại, khi bồn trũng trầm đọng co hẹp lại, tình huống trái ngược xảy ra, các lớp tiếp sau sẽ hẹp hơn. Dấu hiệu này gọi là sự chòem gắn liền với quá trình biển thoái.

Các vật liệu mà bị giới hạn bởi dòng chảy hay trầm đọng trên phạm vi hẹp tạo ra các lớp (tầng) không liên tục. Ngược lại, địa tầng ổn định thường được tạo bởi các vật chất lắng đọng trên phạm vi rộng lớn. Ngoài ra, sự uốn nếp và đứt gãy địa tầng cùng với quá trình bào mòn không liên tục cũng tạo ra sự gián đoạn địa tầng.

Do vật liệu trầm tích được trầm đọng, lớp trên cùng của một hệ địa tầng liên tục là trẻ nhất. Một tầng đất đá bất kỳ đều có thể xác định được tuổi căn cứ vào vị trí, quan hệ giữa chúng với các tầng đất đá xung quanh. Đây gọi là quy luật thứ tự xếp chồng của quá trình trầm tích. Quy luật này có thể áp dụng cho tất cả các loại đá trầm tích trừ khi chúng bị đảo lộn thể nằm do hoạt động uốn nếp hoặc các đứt gãy nghịch chồm lên các lớp đất đá trẻ hơn. Khi hóa thạch xuất hiện trong lớp đất đá, có thể dựa vào đó để phân biệt chính xác các tầng đất đá. Hơn nữa, nếu không có dấu tích hóa thạch trong đá, có thể dựa trên cấu trúc do sóng tạo nên để phân biệt như vết hằn do sóng, phân lớp xiên chéo, phân lớp theo cấp hạt, khe nứt bùn, sự xói rửa và lấp đầy các lòng dẫn.

1.4.1 Không chỉnh hợp

Không chỉnh hợp thể hiện sự gián đoạn trong hồ sơ địa tầng và xảy ra khi không có các vật liệu trầm được mang tới hoặc đá bị xói mòn mang đi trong các khoảng thời gian dài hoặc ngắn khác nhau. Các lớp đá nằm trên và dưới các bề mặt không chỉnh hợp được mô tả là các lớp không chỉnh hợp. Bốn dạng cấu trúc có liên quan tới không chỉnh hợp được minh họa trong hình 1.20. Ở hình 1.20(a) đá phân tầng nằm trên đá macma hoặc biến chất được gọi là không chỉnh hợp khác tương đá (đá trầm tích phủ lên trên đá móng là macma hoặc biến chất).



Hình 1.20 Các loại không chỉnh hợp

Ở hình 1.20(b) gọi là không chỉnh hợp góc, nó được thể hiện bởi hai tầng đất đá không cùng góc nghiêng. Trong không chỉnh hợp góc lớp dưới cùng trong các tầng đất đá nằm phía trên (theo trật tự địa tầng) thường nằm trên bề mặt có tuổi khác biệt. Đây gọi là hiện tượng phủ chồm. Không chỉnh hợp như trong hình 1.20(c), các lớp đá nằm ở phía trên và phía dưới bề mặt không chỉnh hợp song song với nhau, giữa hai tầng đất đá được phân biệt bằng một bề mặt xói mòn không bằng phẳng. Khi quá trình lắng đọng vật liệu

trầm tích bị gián đoạn trong một khoảng thời gian đáng kể nhưng không có các hiện tượng uốn nếp, nghiêng, hoặc các hiện tượng xói mòn. Khi đó, các lớp đất đá trầm tích được hình thành sau thường song song với các bề mặt đá đã tồn tại. Trong trường hợp này, sự gián đoạn trầm tích chỉ được minh họa bởi sự không đầy đủ của hóa thạch có trong đất đá còn sót lại, loại không chính hợp này gọi là giả chỉnh hợp (hình 1.20 d).

Dấu hiệu của một không chỉnh hợp thường xác định bởi bề mặt xói mòn. Ngoài ra, dấu hiệu còn là sự tồn tại của các tầng đất phong hóa (sản phẩm của quá trình phong hóa) ở phía dưới các bề mặt không chỉnh hợp, chẳng hạn như đất chứa hóa thạch là một ví dụ. Sự gián đoạn của các mặt lớp, nếp uốn, đứt gãy, khe nứt, mạch,.. ở phía dưới các bề mặt không chỉnh hợp là các dấu hiệu khác thể hiện sự tồn tại của chúng mặc dù các đứt gãy nghịch chồm với quy mô lớn cũng tạo ra các cấu trúc tương tự. Sau khi tạo thành không chỉnh hợp, các vật liệu trầm tích thường bắt đầu với cuội kết và cuội sỏi tạo ra đá đỏ thường có nguồn gốc từ các lớp đá phía dưới các bề mặt không chỉnh hợp.

1.4.2 Thời gian địa chất

Địa tầng học phân biệt đơn vị địa tầng (đơn vị đất đá) và đơn vị thời gian. Một đơn vị địa tầng gọi là tầng hoặc thành hệ có nhiều các đặc tính vật lý để có thể nhận biết, đo đạc hoặc mô tả, lập bản đồ và phân tích. Một đơn vị địa tầng đôi khi còn được gọi là một phân vị thạch địa tầng. Một đơn vị địa tầng riêng được hình thành trong một khoảng thời gian xác định. Như vậy, địa tầng học không chỉ bàn tới các tầng đất đá mà còn bàn về và quan hệ giữa tuổi với các tầng đất đá khác nhau. Từ đó chúng ta nhận biết được đơn vị thời gian và đơn vị địa tầng – thời gian. Đơn vị thời gian là các khoảng thời gian liên tục và kế tiếp nhau, lớn nhất là nguyên đại địa chất gồm có hai đơn vị thời gian là tiền Cambri và Phanerozoic. Một nguyên đại được phân chia thành nhiều đại và các đại lại được phân chia thành nhiều kỷ (bảng 1.2). Một kỷ lại được phân chia thành nhiều thế. Đơn vị thời gian địa chất và đơn vị địa tầng được so sánh trực tiếp, cứ mỗi khoảng thời gian địa chất có một đơn vị địa tầng tương ứng. Ví dụ, đơn vị địa tầng – thời gian tương ứng một kỷ được gọi là hệ. Thực ra, thời gian phân chia thành các đơn vị thời gian được xác định từ các tầng đất đá tương đương với đơn vị địa tầng – thời gian. Một đơn vị địa tầng – thời gian về mặt lý thuyết được định nghĩa là các tầng đất đá được giới hạn bởi một khoảng thời gian không cần chú ý tới đặc trưng thạch học của các tầng đất đá đó. Hóa thạch tồn tại trong đá là cơ sở để xác định thời gian. Các đơn vị địa tầng thời gian lý tưởng được giới hạn bởi các khoảng thời gian hoàn toàn độc lập, tuy nhiên các đơn vị địa tầng – thời gian thực tế phụ thuộc vào bất kỳ dấu hiệu sẵn có nào.

Các hệ thống địa chất (thang địa tầng) là các đơn vị địa tầng - thời gian dựa trên thể sự liên tục địa tầng có mặt ở những vùng nhất định trong quá khứ. Hay nói cách khác, trong hệ thống mang tính địa phương, đơn vị địa tầng – thời gian cũng là đơn vị đất đá. Ranh giới của các đơn vị địa tầng – thời gian là những gián đoạn về cấu tạo và hệ động vật hoặc có sự thay đổi rõ rệt về thạch học. Các không chỉnh hợp chính thường được chọn làm các ranh giới. Các đơn vị địa tầng thời gian cơ bản của vùng có thể không phân biệt được hay dễ phân chia theo các cách trên. Trong đó, thực tế mặc dù các

hệ được dùng mang tính quốc tế, có thể một số hệ không thức hợp với một số vùng lớn sự. Thành hệ của các hệ địa chất được xây dựng dần dần cùng sự phát triển địa chất đã được xác lập cuối cùng vào những năm cuối thế kỷ 19. Các hệ được chia ra thành các thống.

Bảng 1.2 Niên biểu địa chất

	Đại	Kỷ	Sắp xếp thời gian (Ma)
PHANEROZOIC	KAINOZOI	Đệ tứ	2 – 0
		Đệ tam	66 – 2
	MEZOZOI	Kreta	144 – 66
		Jura	208 - 144
		Triass	245 - 208
	PALEOZOI muộn	Pecmi	286 – 245
		Cacbon	360 - 286
		Devon	408 - 360
	PALEOZOI sớm	Silua	438 - 408
		Ocdovic	495 - 438
		Cambri	545 - 495
	PROTEROZOI	Tiền Cambri	2500 – 545
	ARCHAEAN		3800 - 2500
	PRE-ARCHAEAN		3800 - 4600

1.4.3 Đối chiếu so sánh địa tầng

Đối chiếu so sánh địa tầng (đối sánh địa tầng) là quá trình mà quan hệ thời gian giữa địa tầng ở các vùng khác nhau được thiết lập. Do đó, đối sánh địa tầng là biểu hiện tương quan là sự tương đương giữa các đơn vị địa tầng. Các dấu hiệu của cổ sinh vật học và thạch học là hai tiêu chuẩn cơ bản nhất được sử dụng trong các đối sánh. Tính liên tục về mặt vật lý đôi khi cũng được sử dụng trong đối sánh, đó có thể là dựa vào một lớp, một bề mặt phân lớp cùng tồn tại liên tục tại một điểm lộ đá phân tầng. Việc lần theo dấu vết của các mặt lớp theo phương ngang bị giới hạn vì các lớp riêng lẻ hoặc các mặt lớp bị biến mất, bị phân cắt do đứt gãy hoặc bị mất đi do xói mòn hay bị vùi lấp, xáo trộn bởi các lớp khác. Do đó, các vết lộ hiếm khi cho phép lần tìm các lớp theo phương ngang trên một khoảng cách đáng kể. Một cách thực tế hơn là lần theo một phần của thành hệ tuy nhiên, điều này có thể sai lệch nếu các lớp thay đổi có tính chất lặp lại.

Tại những nơi diện lộ không liên tục, đối sánh vật lý phụ thuộc vào sự tương đồng thạch học có nghĩa là dựa trên việc so sánh các loại đá khác nhau ngang qua các gián đoạn để nhận biết những lớp đá liên quan. Đặc điểm thạch học thường được dùng để so sánh các trường hợp như trên, bao gồm các tính chất riêng biệt tinh vi trầm tích ở trong một loại đá như một hệ khoáng vật độc đáo, các đặc trưng rất nhỏ, đáng chú ý hay các lớp đánh dấu đặc biệt. Các điểm khác biệt, đặc biệt là các dấu hiệu khác thường

nhieu hơn, sẽ được kết hợp lại với nhau để có được các tương quan tin cậy hơn. Dù có đúng như thế, phải sử dụng thận trọng các đặc trưng trên và ở các nơi có thể cần dùng các hóa thạch để khẳng định tương quan đó.

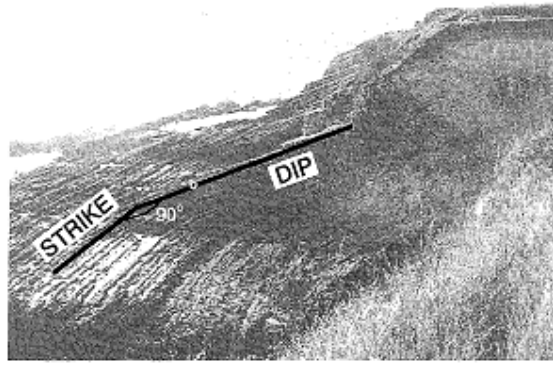
Khi một thành hệ được nhận biết được bằng một hệ hóa thạch đặc biệt cho phép ta dùng định luật liên tục của hệ động vật. Định luật cho rằng các lớp có tuổi khác nhau được đặc trưng bởi các hóa thạch hay các nhóm hóa thạch không giống nhau. Bằng cách này, có thể dùng các hóa thạch đặc biệt hay hóa thạch chỉ tầng làm phương pháp nhận biết các lớp có cùng tuổi. Cho đến khi tương quan được chú ý, các hóa thạch chỉ tầng phải được phân bố địa lý rộng rãi và trong phạm vi địa tầng giới hạn. Nói chung, các sinh vật có kết cấu phức tạp cho các hướng dẫn tốt nhất với sự tương quan. Sự có mặt của các nhóm đặc trưng trong các lớp có tuổi riêng biệt cho phép phân biệt các vùng. Một vùng được xác định khi lớp trầm tích trong khoảng thời gian riêng biệt khi tồn tại của một hệ động vật hay hệ thực vật đã cho. Trong một số trường hợp, các vùng dựa trên sự tập hợp hoàn toàn các động vật trong khi ở các trường hợp khác lại dựa trên các thành viên của một vùng đặc biệt hoặc lớp. Mặc dù, một vùng của hệ động vật hay hệ thực vật được xác định bằng cách tham khảo một tập hợp các hóa thạch và thường được mang tên theo một số nhóm đặc trưng và hóa thạch này được gọi là hóa thạch chỉ đới. Giả thiết là các nhóm của đới có khoảng thời gian tương tự tại các vùng khác nhau.

1.5 Cấu tạo địa chất

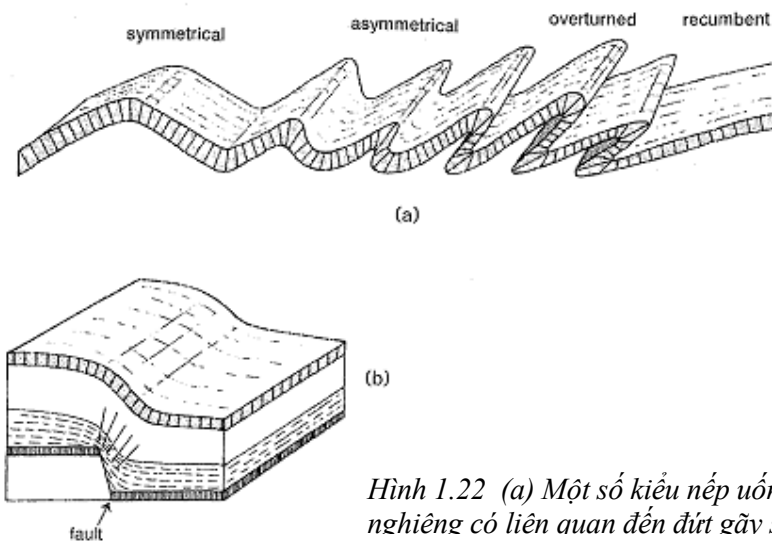
Khi các lớp đá bị biến dạng do các chuyển động của vỏ quả đất, đá bị uốn cong hay nứt nẻ hình thành hai sản phẩm tiêu biểu là nếp uốn và đứt gãy. Một nếp uốn được hình thành khi mặt lớp đá ít nhiều bị biến dạng tạo ra các bề mặt lượn sóng, trong khi đó, một đứt gãy hình thành một bề mặt gián đoạn dọc theo đó lớp đá ở hai bên dịch chuyển tương đối với nhau.

1.5.1 Nếp uốn

Có hai hướng quan trọng liên quan tới lớp đá bị uốn nếp đó là đường phương và đường hướng dốc. Góc nghiêng lớn nhất gọi là góc dốc của các lớp đất đá và thường được phân biệt với góc dốc biểu kiến (hình 1.21). Góc dốc biểu kiến là góc dốc có trị số nhỏ hơn vì có hướng bất kỳ trung gian giữa đường hướng dốc và đường phương. Đường phương là phương nằm ngang của lớp đá bị uốn nếp và vuông góc với đường hướng dốc thực (hình 1.21).



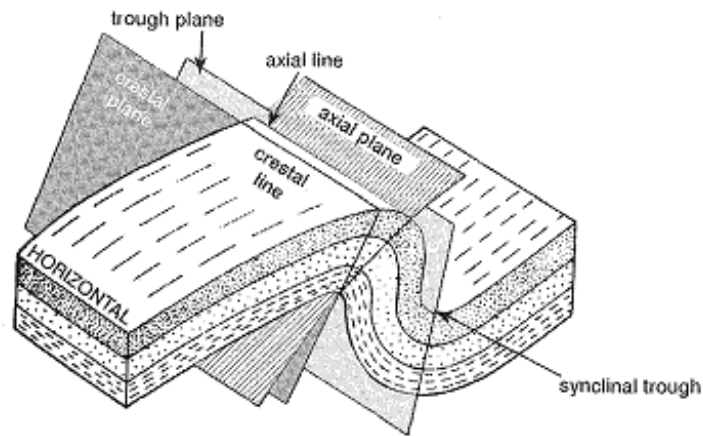
Hình 1.21 Minh họa góc dốc và đường phương của đá trầm tích tại điểm lộ tại bờ biển gần Cambrai, California



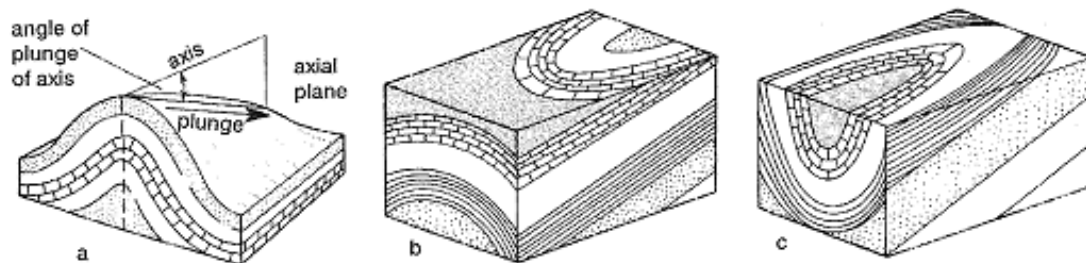
Hình 1.22 (a) Một số kiểu nếp uốn (b) Nếp uốn đơn nghiêng có liên quan đến đứt gãy sâu

Nếp uốn thường có hình lượn sóng biến đổi lớn kích thước. Các nếp uốn đơn giản được chia thành hai loại là nếp lồi và nếp lõm. Ở nếp lồi, các lớp đất đá bị lồi lên trên, còn với nếp lõm, các lớp đất đá thường uốn cong hướng xuống. Nếp lồi và nếp lõm được gọi là đối xứng nếu cả hai cánh sắp xếp đối xứng so với mặt trục, do đó góc nghiêng ở hai bên sườn sẽ bằng nhau. Các dạng khác với các dạng trên gọi là nếp uốn không đối xứng, (hình 1.22). Với nếp uốn đối xứng, mặt trục của nếp uốn thẳng đứng trong khi với nếp uốn không đối xứng mặt trục nằm nghiêng. Đường đỉnh của một nếp lồi là đường nối các điểm cao nhất và đường rãnh là tập hợp các điểm của phần thấp nhất của một nếp lõm. Biên độ của nếp uốn là sự chênh lệch theo phương thẳng đứng giữa đỉnh và rãnh còn chiều dài của nếp uốn là khoảng cách nằm ngang từ đỉnh này tới đỉnh khác hoặc rãnh này tới rãnh khác. Bản lề của nếp uốn là đường thẳng hoặc cong kéo dọc theo phần cong nhất của nếp uốn. Đường bản lề còn được gọi là đường trục. Cánh của nếp uốn hình thành giữa các bản lề và mỗi nếp uốn có hai cánh. Mặt trục là mặt phẳng chia nếp uốn thành hai phần và thường đi qua đường bản lề. Nếp uốn hạn chế về chiều dài và khi độ uốn giảm dần, thế nằm của đường trục biến đổi, có nghĩa rằng đường trục dốc dần so với phương ngang. Nếp uốn đó gọi là nếp uốn dốc chúi hoặc nếp

uốn chìm (hình 1.24). Mức độ chìm có thể thay đổi dọc theo đường phương của nếp uốn và có thể xảy ra sự đảo ngược hướng. Khi đó đường trục có thể có hình lượn sóng, các vùng mặt lõm hướng lên gọi là miền võng trong khi các vùng có mặt lồi hướng lên gọi là miền nâng. Khi hoạt động uốn nếp mạnh, hình thành nếp uốn nghiêng đảo, cả hai cánh cùng nghiêng về một hướng với trục nhưng với góc dốc khác nhau (hình 1.22a). Với nếp uốn nằm, các lớp đá hoàn toàn đảo lộn, vì thế một cánh đảo ngược lại và hai cánh nằm cùng phía so với mặt trục với góc dốc nhỏ (hình 1.22a). Nếu các lớp đá nằm ngang hoặc gần ngang nghiêng dốc đột ngột thì hình thành đơn nghiêng (hình 1.22b). Dọc theo đường phương, các đơn nghiêng có thể xoắn dần hoặc chuyển thành một đứt gãy thuận. Thực tế, chúng thường là kết quả hoạt động của đứt gãy phía dưới sâu.



Hình 1.23 Các yếu tố cơ bản của nếp uốn



Hình 1.24 (a) Sơ đồ minh họa nếp lồi cắm xuống (b) Nếp lồi cắm xuống (c) Nếp lõm chéch lên

1.5.2 Đứt gãy:

Đứt gãy là một đặc trưng của đá, được hình thành khi lớp đá kề nhau bị dịch chuyển (hình 1.25). Biên độ dịch chuyển có thể thay đổi từ vài chục milimet tới vài trăm kilomet. Trong nhiều trường hợp, đứt gãy là các khe nứt không nham nhỡ nhưng trong các trường hợp khác đứt gãy không hạn chế là một khe nứt đơn lẻ mà là một đới phá hủy.



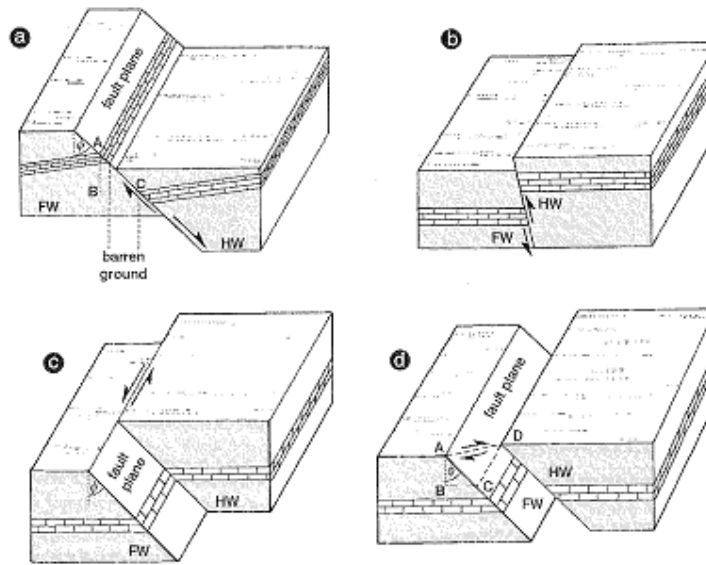
Hình 1.25 Đứt gãy Howick trong đất đá có tuổi Cacbon tại điểm lộ dọc bờ biển nước Anh. Đứt gãy có chiều dài khoảng 200m, cánh hạ phía bên trái, đới phá hủy rộng khoảng 1m

Đường phương và đường hướng dốc của mặt trượt của đứt gãy có thể được mô tả tương tự như với các yếu tố thể nằm của lớp đá. Góc nghiêng của mặt trượt là góc tạo bởi mặt trượt và phương thẳng đứng. Cánh trên của đứt gãy ý nói là nằm trên bề mặt mà dọc theo đó xảy ra sự dịch chuyển còn cánh dưới là phần đất đá nằm dưới bề mặt đó. Độ dịch chuyển đo theo phương thẳng đứng gọi là biên độ dịch chuyển đứng trong khi theo phương ngang gọi là biên độ ngang. Khi dịch chuyển dọc theo mặt đứt gãy là theo phương thẳng đứng thì chuyển động các phần tầng đá ở hai bên mặt đứt gãy tương đối với nhau được gọi là cánh nâng và cánh hạ .

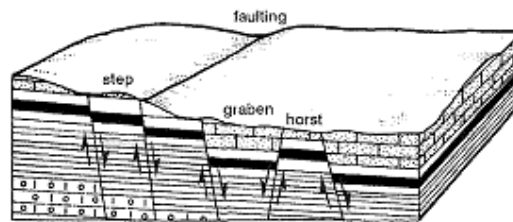
Các đứt gãy có thể được phân loại dựa theo hướng dịch chuyển, theo sự dịch chuyển tương đối của cánh trên và cánh dưới và theo quan hệ thể nằm của đứt gãy với các tầng đất đá xung quanh. Theo hướng dịch chuyển các đứt gãy được chia thành ba loại: đứt gãy nghiêng dốc, đứt gãy bằng và đứt gãy xiên chéo. Với đứt gãy nghiêng dốc, sự dịch chuyển diễn ra dọc theo hướng dốc của đứt gãy, trong đứt gãy bằng sự dịch chuyển xảy ra dọc theo đường phương và trong đứt gãy xiên chéo – dịch chuyển diễn ra chéo góc mặt đứt gãy (hình 1.26). Theo sự dịch chuyển tương đối của các tầng đất đá ở hai cánh thì đứt gãy được chia thành đứt gãy thuận, đứt gãy nghịch và đứt gãy ngang. Đứt gãy thuận được hình thành khi cánh trên vận động hướng xuống trong khi với đứt gãy nghịch, cánh dưới vận động xuống. Đứt gãy nghịch kéo theo sự chập địa tầng tại chỗ đứt gãy, khác với đứt gãy thuận gây ra sự khuyết địa tầng tại chỗ đó. Với đứt gãy ngang, không có cánh nào của đứt gãy dịch chuyển lên hoặc xuống cả. Dựa vào thể nằm của đứt gãy với các lớp đất đá, phân chia ra: đứt gãy dọc lớp, đứt gãy nghiêng (hoặc đứt gãy cắt lớp) và đứt gãy xuyên chéo. Đứt gãy dọc lớp là đứt gãy mà có phương song song

với các lớp đất đá dịch chuyển, còn đứt gãy cắt là đứt gãy nghiêng so với bề mặt các lớp đá, đứt gãy xiên chéo chạy chéo góc với đường phương tầng đá.

Ở những vùng không trải qua biến dạng kiến tạo mạnh mẽ, đứt gãy thuận và nghịch thường có góc nghiêng mặt trượt vượt quá 45°. Góc nghiêng có trị số thấp hơn con số trên thường liên quan tới vùng uốn nếp mạnh. Khi có hàng loạt các đứt gãy thuận chạy song song với nhau, phần đất đá hạ thấp xuống ở cùng một phía, vùng đó gọi là vùng đứt gãy theo bậc (hình 1.27). Địa hào và địa lũy được hình thành như vậy và minh họa trên hình 1.27.



Hình 1.26 Các kiểu đứt gãy: (a) đứt gãy thuận; (b) đứt gãy nghịch; (c) đứt gãy ngang; (d) đứt gãy xiên chéo. FW=cánh hạ; HW=cánh nâng; AB=cự ly dịch chuyển theo phương ngang; BC=cự ly dịch chuyển theo phương đứng; ϕ =góc nghiêng của mặt trượt



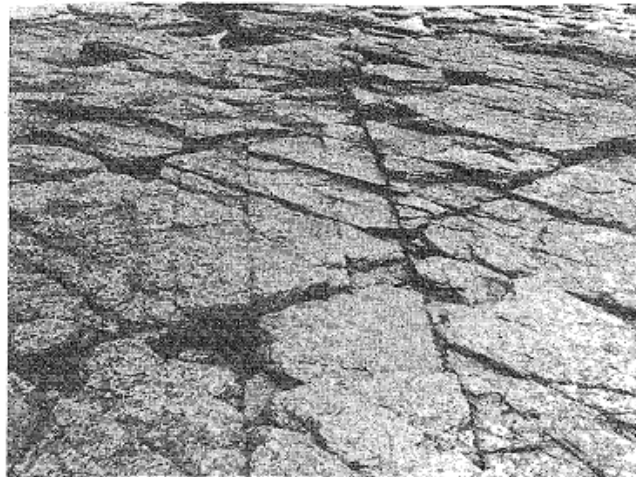
Hình 1.27 Sơ đồ minh họa các cấu trúc: đứt gãy bậc, địa lũy và địa hào

Mặc dù, thường khó nhận biết một đứt gãy nhưng các tác động của chúng có thể phản ánh trên địa hình. Chẳng hạn, một khối đá bị nghiêng bởi đứt gãy, thường có hàng loạt các vách trượt được hình thành. Nếu đá ở hai phía của đứt gãy có độ cứng khác nhau, thì các vách đứng (vách trượt) có thể hình thành dọc theo đứt gãy do mức độ xói mòn. Các mặt nhỏ hình tam giác hình thành dọc theo các vách trượt, liên quan tới các vùng đất cao. Chúng thể hiện các dấu tích để lại sau khi các sông chảy nhanh cắt các

thung lũng sâu thành vách đứng. Các vách đứng nhỏ là biểu hiện của các đứt gãy hoạt động và gặp ở gần chân núi, nơi chúng chạy song song với chân các dãy núi... Mặt khác, các sườn dốc đứng tự nhiên có thể nổi bật với các đứt gãy chéo. Các mặt cắt sông có thể bị cắt ngang bởi các đứt gãy hoặc trong vùng nâng kiến tạo gần đây, dòng chảy của chúng thực tế tương đối thẳng do chảy dọc theo các đứt gãy. Các suối cũng thường phát triển theo đứt gãy. Đứt gãy có thể tạo ra các thác nước trên sông. Tuy nhiên, cần chú ý rằng các đặc trưng địa lý tự nhiên đề cập ở trên có thể hình thành mà không cần có đứt gãy. Do vậy chúng không là một dấu hiệu chứng tỏ sự dịch chuyển địa tầng. Các đứt gãy tạo ra đường thoát, do đó chúng thường kết hợp với sự tạo khoáng, sự silic hóa và xâm nhập dạng mạch.

1.5.3 Các cấu trúc không liên tục của đá:

Khối đá bị mất tính liên tục khi có bề mặt yếu xuất hiện trong khối đá. Mặc dù các cấu trúc không liên tục không nhất thiết đều là các mặt phân tách mà hầu hết đá đều có. Độ bền kháng kéo của khối đá khi đó là yếu hoặc gần như không có. Các cấu trúc không liên tục có kích thước thay đổi từ các khe nứt nhỏ đến các đứt gãy có kích thước lớn. Các cấu trúc không liên tục thường gặp nhất là các khe nứt và bề mặt phân lớp (hình 1.28). Ngoài ra, có thể gặp các bề mặt phân phiến hoặc các thớ tách.



Hình 1.28 Hệ khe nứt trong đá vôi sét, phía Nam Cullernose, Northumberland, England

Khe nứt là những mặt vỡ mà dọc theo đó đá không hoặc bị dịch chuyển rất ít và có mặt ở trong tất cả các loại đá. Tại mặt đất, khe nứt có thể mở rộng do kết quả của quá trình bóc mòn, đặc biệt là tác dụng phong hóa hoặc sự giải phóng ứng suất dư.

Các khe nứt chạy song song với nhau được gọi là hệ khe nứt, hai hoặc nhiều hệ khe nứt giao cắt nhau với các góc không đối gọi là hệ thống khe nứt. Nếu một hệ khe nứt chiếm ưu thế, đó sẽ là hệ khe nứt nguyên sinh, các hệ khác được gọi là hệ khe nứt thứ sinh. Nếu các khe nứt phẳng song song hoặc gần như song song với nhau thì chúng được mô tả là có tính hệ thống, nếu chúng không có quy luật thì gọi là không có tính hệ thống. Dựa vào kích thích có thể phân chia khe nứt chủ đạo, khe nứt chính và khe nứt

phụ. Khe nứt chủ đạo xuyên cắt qua một số tầng đá kéo dài ổn định trên hàng trăm mét. Khe nứt chính là các khe nứt nhỏ hơn nhưng là các cấu trúc xác định rõ ràng và khe nứt phụ thường không cắt qua bề mặt các lớp đá.

Khe nứt được hình thành do phá hoại kéo hay cắt hay kết hợp cả hai dạng phá hoại trên. Hầu hết các khe nứt là các cấu trúc sau khi nén được hình thành do sự giải phóng ứng suất dư sau khi uốn nếp xảy ra. Một số khe nứt nhỏ bị giới hạn trong không gian thường có liên quan tới các nếp uốn, đó là các khe nứt kéo hướng tâm, chúng có thể được hình thành trong quá trình uốn nếp. Các khe nứt cũng được hình thành trong các loại đá macma khi chúng đông cứng, nguội lạnh và trong các trầm tích ứ đọng khi chúng trở nên khô ráo. Phổ biến nhất trong đó là các khe nứt dạng cột trụ ở các dòng dung nham, mạch hoặc lớp macma xâm nhập. Các khe nứt ngang, dọc, chéo và nằm thoải có liên quan với các khối macma xâm nhập granit lớn đã mô tả ở phần trên. Khe nứt dạng phiến hoặc dạng bản tường định hướng tương tự như các khe nứt nằm thoải. Khi chúng nằm gần nhau hoặc phát triển mạnh mẽ có thể tạo ra cấu tạo giả lớp với các đá vây quanh. Cũng cần chú ý rằng, tần suất phát triển hệ thống khe nứt dạng phiến có quan hệ với chiều sâu lớp phủ, hay nói cách khác lớp phủ đá càng mỏng thì càng dễ phát triển hệ thống khe nứt dạng phiến. Điểm này đưa ra mối liên quan giữa sự bóc bỏ lớp phủ do bóc mòn, giải phóng ứng suất dư và sự phát triển khe nứt dạng phiến.

Sức chống cắt và tính biến dạng của khối đá chịu ảnh hưởng lớn bởi kiểu cấu trúc không liên tục, đặc điểm hình dạng và mức độ phát triển của chúng. Tài liệu về khoảng cách các cấu trúc không liên tục hoặc ở các vết lộ tự nhiên hay các mẫu lõi khoan sẽ giúp ta đánh giá kết cấu của khối đá. Các mặt phân lớp thường là các mặt gián đoạn chủ yếu trong các đá trầm tích và khoảng cách giữa chúng được mô tả trong bảng 1.3.

Bảng 1.3 Mô tả tính phân lớp và khoảng cách khe nứt

Mô tả tính phân lớp	Mô tả khoảng cách giữa các khe nứt	Giới hạn khoảng cách
Phân lớp rất dày	Đặc biệt rộng	Trên 2m
Phân lớp dày	Rất rộng	0,6-2m
Phân lớp trung bình	Rộng	0,2-0,6m
Phân lớp mỏng	Tương đối rộng	60mm-0,2m
Phân lớp rất mỏng	Tương đối hẹp	20-60mm
Phân phiến	Hẹp	6-20mm
Phân phiến mỏng	Rất hẹp	Dưới 6mm

Các giới hạn giống như vậy có thể được dùng để miêu tả khoảng cách giữa các khe nứt. Do các khe nứt thể hiện các bề mặt mềm yếu của khối đá, khi chúng càng lớn và càng gần nhau hơn thì càng làm suy giảm cường độ hiệu quả của khối đá. Tính liên tục của mặt khe nứt là sự kéo dài của khe nứt đó. Đây là một trong các tính chất định lượng khó khăn nhất vì các khe nứt thường liên tục ra ngoài phạm vi vết lộ đá và kết quả là trong

các trường hợp như thế không thể đánh giá sự liên tục của chúng. Tính liên tục có thể được mô tả như sau:

Tính liên tục rất thấp	Nhỏ hơn 1m
Tính liên tục thấp	1-3m
Tính liên tục trung bình	3-10m
Tính liên tục cao	10-20m
Tính liên tục rất cao	Trên 20m

Kích thước của khối nứt cho chỉ số đánh giá khối đá, vì kích thước khối nứt và cường độ chống cắt giữa khối nứt quyết định đặc trưng cơ học của khối đá. Dưới đây là các thuật ngữ mô tả kích thước khối nứt:

- (1) Nguyên khối – Chỉ có một số khe nứt hoặc khoảng cách giữa các khe nứt rất rộng
- (2) Dạng khối tảng – Các kích thước gần như đều nhau
- (3) Dạng tấm – Một kích thước thường nhỏ hơn hai kích thước còn lại
- (4) Dạng cột – Một kích thước thường lớn hơn hai kích thước còn lại
- (5) Không đồng đều – Hình dạng và kích thước biến đổi nhiều
- (6) Dạng nghiền vụn – Khe nứt chia cắt mạnh mẽ giống như các viên đường (hoặc dạng vụn cát)

Kích thước các khối nứt có thể được mô tả định lượng như bảng 1.4:

Bảng 1.4: Mô tả định lượng kích thước khối đá nứt:

Thuật ngữ	Kích thước khối nứt (m³)	Khoảng cách mắt liên tục tương đương trong khối đá	Tổng số khe nứt thể tích (khe nứt/m³)
Rất rộng	>8	Đặc biệt rộng	<1
Rộng	0,2 - 8	Rất rộng	1-3
Trung bình	0,008 – 0,2	Rộng	3-10
Nhỏ	0,0002 – 0,008	Tương đối rộng	10-30
Rất nhỏ	<0,0002	Thấp hơn cấp tương đối rộng	>30

Các khe nứt có thể mở rộng hay khép kín. Sự mở rộng này ảnh hưởng lớn tới cường độ và hệ số thấm của khối đá. Độ mở rộng này phụ thuộc rất nhiều vào mức độ phong hóa của khối đá (bảng 1.5). Một số khe nứt bị lấp đầy một phần hoặc toàn bộ. Loại và lượng vật liệu lấp nhét không những có ảnh hưởng tới hiệu quả gắn kết bề mặt các khe nứt, do vậy không ảnh hưởng đến độ bền khối đá mà còn ảnh hưởng đến tính thấm của khối đá. Nếu vật liệu lấp nhét đủ dày, bề mặt các khe nứt sẽ không tiếp xúc nhau do đó, cường độ của mặt nứt phụ thuộc vào vật liệu lấp nhét đó.

Đặc điểm tự nhiên của bề mặt các khe nứt cũng ảnh hưởng đến tính chất của khối đá, như khi bề mặt của chúng càng nhẵn thì sự di chuyển dọc theo các khe nứt càng dễ

dàng hơn. Tuy nhiên, bề mặt các khe nứt thường gồ ghề nên cần chú ý đến tính uốn lượn, độ nhám và đặc tính của vách khe nứt. Độ uốn lượn và độ nhám có ảnh hưởng khác nhau đến sức chống cắt của khe nứt. Độ uốn lượn là tính nhấp nhô bậc một của bề mặt khe nứt mà không dễ bị cắt qua trong quá trình dịch chuyển. Do đó, tác dụng độ uốn lượn không làm thay đổi sự dịch chuyển dọc theo bề mặt khe nứt. Độ uốn lượn không làm ảnh hưởng đến ma sát của các bề mặt không liên tục. Mặt khác, độ nhám được xem tính không đều bậc hai đủ nhỏ để bị cắt qua trong quá trình dịch chuyển. Sự gia tăng độ nhám của vách các khe nứt làm gia tăng góc ma sát hiệu quả dọc theo bề mặt khe nứt. Ảnh hưởng này sẽ giảm hoặc mất đi khi có mặt các vật liệu lấp nhét.

Cường độ kháng nén của đá ở vách các khe nứt là một nhân tố rất quan trọng ảnh hưởng đến cường độ kháng cắt và tính biến dạng của khối đá, đặc biệt nếu đá ở vách khe nứt tiếp xúc trực tiếp với nhau. Phong hóa (và sự biến đổi) thường tập trung dọc theo bề mặt các cấu trúc không liên tục do đó làm giảm cường độ của chúng. Các vật liệu phong hóa có thể được đánh giá theo mức độ và các chỉ số của chúng (xem phần 1.6).

Bảng 1.5 Mô tả độ mở của bề mặt các khe nứt

Mô tả	Độ mở (mm)
Chặt khít	0
Cực kỳ hẹp	<2
Rất hẹp	2-6
Hẹp	6-20
Tương đối hẹp	20-60
Tương đối rộng	60-200
Rộng	>200

Thấm của nước qua khối đá thường xảy ra dọc theo các cấu trúc không liên tục, tuy nhiên, với một số loại đá trầm tích, thấm qua lỗ rỗng cũng có thể đóng vai trò quan trọng. Dự báo về mực nước dưới đất, đường thấm có thể xảy ra, áp lực gần đúng của nước dưới đất... thường cho biết những vấn đề xảy ra trong quá trình thi công. Có thể đánh giá định tính tính thấm qua các khe nứt hở hoặc được lấp đầy theo bảng 1.6.

Bảng 1.6. Tính thấm nước qua các khe nứt

Mức độ thấm	Các khe nứt hở (không có chất lấp nhét)	Các khe nứt kín (đầy chất lấp nhét)
1	Các khe nứt rất kín và khô, nước không thể chảy dọc chúng được	Các vật chất lấp nhét cố kết chặt và khô, không có dòng thấm đáng kể do tính thấm rất nhỏ
2	Các khe nứt khô ráo và không có dấu hiệu của dòng nước	Vật chất lấp nhét bị ẩm ướt nhưng không xuất hiện nước tự do
3	Các khe nứt khô ráo nhưng có	Vật liệu lấp nhét ẩm ướt, đôi khi có ri

dấu hiệu của nước chảy, chẳng hạn có rỉ sắt ...

4	Các khe nứt ẩm ướt nhưng không có nước thoát ra	Vật liệu lấp nhét có dấu hiệu bị rửa trôi phía ngoài, nước chảy ra liên tục (khoảng 1 lít/phút)
5	Các khe nứt thể hiện có nước thấm ra, đôi khi nước nhỏ giọt nhưng không có dòng chảy liên tục	Vật liệu lấp nhét bị rửa trôi cục bộ, nước chảy dọc các khe, rãnh (ước chừng lít/phút, và mô tả áp lực như cao, thấp, trung bình...)
6	Các khe nứt cho thấy nước chảy liên tục (ước chừng lít/phút, và mô tả áp lực như cao, thấp, trung bình...)	Vật liệu lấp nhét bị rửa trôi mạnh mẽ, gần như hoàn toàn, áp lực nước lớn đặc biệt là tại vị trí xuất lộ đầu tiên (ước chừng lít/phút, và mô tả áp lực)

Các khe nứt trong khối đá làm giảm khả năng chống cắt hiệu quả thấp nhất theo hướng song song với chúng. Do đó, cường độ của khối đá nứt nẻ rất không đẳng hướng. Khe nứt không tạo ra sức chống kéo trong khi sức chống nén vẫn cao. Tuy nhiên, chúng có thể biến dạng dưới tác dụng nén nếu có những đới vỡ vụn cục bộ, các vật liệu lấp nhét có khả năng bị nén dọc theo khe nứt hở và đá ở vách khe nứt bị biến đổi.

Đã có một số cố gắng để liên hệ giữa mật độ khe nứt với chất lượng khối đá chưa bị phong hóa và để xác định ảnh hưởng của chúng tới tính biến dạng của khối đá. Ví dụ, chỉ số chất lượng khối đá (RQD) dựa trên tỷ lệ phần trăm lõi khoan thu được khi khoan với đường kính 57,2mm hoặc lớn hơn bằng mũi khoan kim cương. Coi như các lỗ khoan được tiến hành đúng như trên, phần trăm lõi khoan thu được phụ thuộc vào cường độ và mức độ không liên tục của khối đá. RQD được tính bằng tỷ lệ phần trăm giữa tổng chiều dài các đoạn lõi khoan có chiều dài $\geq 100\text{mm}$ và tổng chiều dài hiệp khoan. Tuy nhiên, RQD không xem xét đến độ mở và đặc điểm khe nứt. Một hạn chế nữa của thông số RQD là khi khoảng cách giữa các khe nứt lớn hơn 100mm, RQD có thể rất tốt (100%) nhưng không phản ánh được tính nứt nẻ của khối đá thực tế (bảng 1.7). Hạn chế này sẽ được khắc phục khi sử dụng chỉ số mô đun nứt nẻ. Chỉ số này là số lượng khe nứt trên một mét chiều trong khối đá nghiên cứu (bảng 1.7). Ảnh hưởng của các khe nứt trong khối đá có thể dự báo dựa trên việc so sánh vận tốc sóng nén hiện trường với vận tốc sóng âm trong phòng thí nghiệm từ một mẫu đá nguyên trạng. Khi hai giá trị vận tốc này khác nhau thì chứng tỏ các khe nứt ở hiện trường. Tỷ số vận tốc (V_{cf}/V_{cl}) với V_{cf} và V_{cl} là vận tốc sóng nén của khối đá ngoài hiện trường và của mẫu đá nguyên trạng trong phòng, tỷ số này gần bằng 1 cho khối đá chất lượng tốt (hoặc các khe nứt kín) nhưng khi mức độ nứt nẻ mạnh hơn, tỷ số vận tốc truyền sóng giảm (xem bảng 1.7). Dự báo giá trị mô đun biến dạng của khối đá nứt nẻ có thể dựa theo hàng loạt thí nghiệm hiện trường

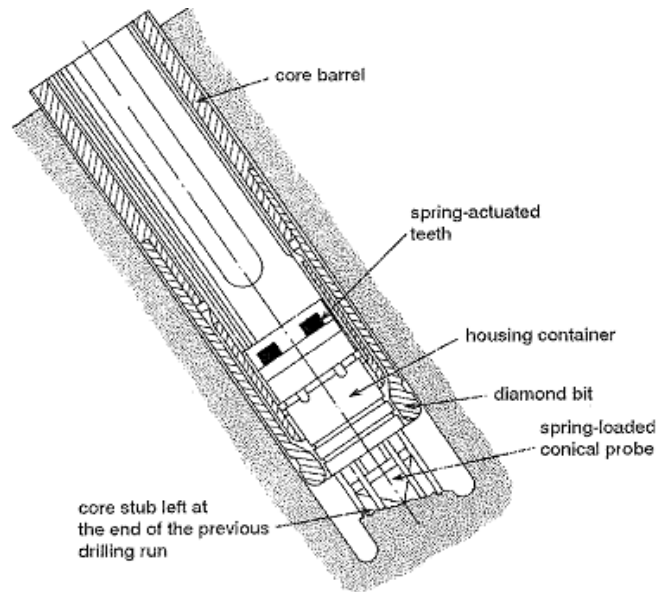
(xem chương 8). Các giá trị thu được từ các thí nghiệm như vậy thường nhỏ hơn kết quả thí nghiệm mẫu đá nguyên dạng trong phòng thí nghiệm. Khi khối đá bị nứt nẻ càng mạnh thì hai giá trị này càng khác biệt. Do đó, nếu tỷ số giữa hai giá trị môđun biến dạng này thu được từ một số vị trí trên hiện trường, chất lượng khối đá có thể được đánh giá bằng chỉ số khối đá (j) là tỷ số khả năng biến dạng khối đá và mẫu đá liền khối (xem bảng 1.7).

Bảng 1.7 Phân loại chất lượng khối đá dựa trên ảnh hưởng của các khe nứt

Chất lượng khối đá	RQD (%)	Tần suất khe nứt /m	Tỷ số vận tốc truyền sóng (V_{ct}/V_{cl})	Chỉ số khối đá (j)
Rất kém	0-25	>15	0,0-0,2	-
Kém	25-50	15-8	0,2-0,4	<0,2
Trung bình	50-75	8-5	0,4-0,6	0,2-0,5
Tốt	75-90	5-1	0,6-0,8	0,5-0,8
Rất tốt	90-100	<1	0,8-1,0	0,8-1,0

Một phương pháp đơn giản được sử dụng rộng rãi nhất trong việc thu thập các số liệu nứt nẻ của đá là đo vẽ trực tiếp ngoài hiện trường. Khảo sát trực tiếp được tiến hành, chỉ các cấu trúc được thấy là quan trọng sẽ được đo đạc và ghi chép. Trong khi đo vẽ chủ quan cần nỗ lực tập trung vào các nhóm khe nứt quan trọng. Ngược lại, trong đo vẽ khách quan tất cả các khe nứt cắt qua theo một đường cố định (đường đo) hoặc diện tích (diện tích đo vẽ khe nứt) của bề mặt đá được đo vẽ và ghi chép. Trên đường đo, khoảng cách dọc theo thước tại mỗi vị trí khe nứt cắt qua được ghi chép lại cũng như góc phương vị cho mỗi khe nứt (sẽ cho hướng dốc của khe nứt). Góc nghiêng của cực theo phương thẳng đứng được ghi lại tương đương với góc nhị diện của mặt phẳng và mặt ngang. Phương vị và góc dốc của các khe nứt được xác định ngoài thực địa bằng địa bàn. Việc xác định chiều dài của các khe nứt cung cấp thông tin về tính liên tục của nó. Việc đo đạc cần được tiến hành trong khoảng chiều dài khoảng 30m để đảm bảo là công tác khảo sát có tính đại diện. Cần ít nhất khoảng 200 số liệu đo đạc cho mỗi khu vực nghiên cứu đảm bảo tính tin cậy thống kê. Bảng thống kê chi tiết mô tả khe nứt trình bày trong bảng 1.29

Giá trị dữ liệu thể hiện tính không liên tục của đá thu được từ các lõi đá lấy từ các lỗ khoan phụ thuộc vào chất lượng đá, nếu đá có chất lượng kém lõi khoan có thể bị mất trong toàn bộ quá trình khoan. Tuy nhiên, rất khó có thể xác định được tính liên tục, mức độ phân tách và đặc điểm của khe nứt. Vật liệu lấp nhét, đặc biệt là các vật liệu mềm yếu khó được phát hiện trong quá trình khoan thăm dò. Lõi khoan có thể được lấy bằng các dụng cụ chuyên dụng (hình 1.30). Lấy mẫu toàn phần là phương pháp cho thông tin về khoảng cách, độ mở và vật chất lấp nhét của khe nứt (hình 1.31). Phương pháp này được sử dụng hiệu quả với mọi khối đá, từ đá liền khối tới đá phong hóa mạnh.

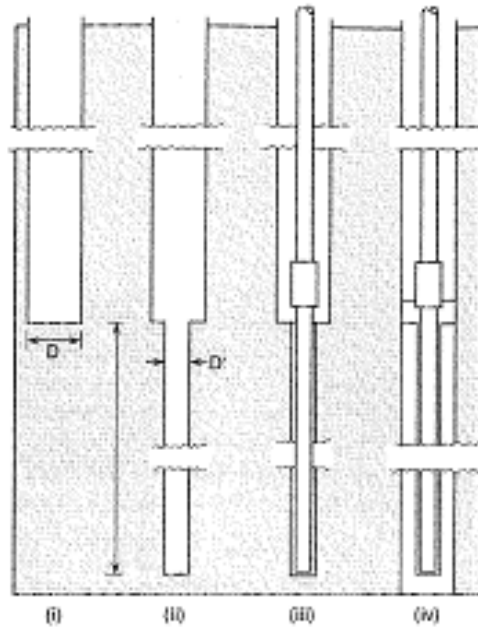


Hình 1.30 Thiết bị lấy mẫu đá trong lỗ khoan

Kỹ thuật quan sát dọc lỗ khoan khảo sát có thể được dùng để thu thập được các thông tin về khe nứt. Phương pháp này sử dụng kính tiềm vọng, máy quay trong lỗ khoan hoặc truyền hình mạch kín. Qua kính tiềm vọng trong lỗ khoan có thể theo dõi trực tiếp và định hướng quan sát từ phía ngoài lỗ khoan. Tuy nhiên, nó chỉ hiệu quả trong độ sâu khoảng 30m từ mặt đất. Máy quay trong lỗ khoan (drill hole camera) có thể định hướng chụp ảnh từng mặt cắt dọc thành lỗ khoan. Truyền hình trong lỗ khoan cung cấp các hình ảnh trực tiếp và ghi lại trên băng đĩa. Cả ba hệ thống này đều có hạn chế là đòi hỏi các điều kiện tương đối rõ ràng để quan sát và có ứng dụng hạn chế phía dưới mực nước ngầm, đặc biệt nếu nước trong lỗ khoan có màu tối đen, thiết bị xem có thể tạo ra bức ảnh âm thanh dọc thành lỗ khoan. Một ưu điểm khác của các thiết bị này là không cần bơm rửa lỗ khoan trước khi dùng.

Nhiều thông tin liên quan đến khe nứt có thể thu nhận được từ các bức ảnh chụp tại điểm lộ. Các bức ảnh có thể chụp theo phương ngang từ các khối đá trên mặt đất hoặc theo phương thẳng đứng, đôi khi là theo các góc xiên tại các điểm lộ. Những bức ảnh có thể có hoặc không có các điểm định vị. Các bức ảnh không định vị được chụp

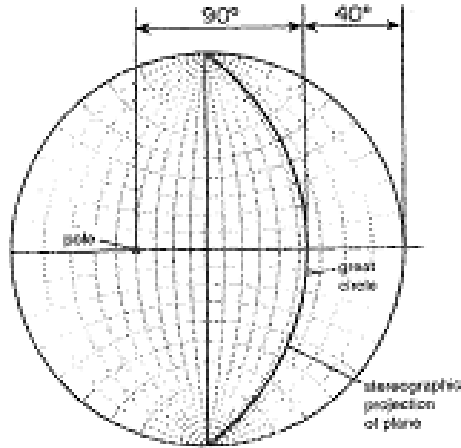
bằng các máy ảnh cầm tay. Chuỗi ảnh (stereo-pairs) thu được bằng cách chụp hai bức ảnh của cùng một bề mặt từ vị trí cách 5% khoảng cách giữa các mặt dọc đường song song với bề mặt cần chụp. Từ những bức ảnh này có thể sơ họa được những nét chính về các khe nứt và phân chia sơ bộ bề mặt thành những vùng có cấu tạo khác nhau. Đôi khi, các thông tin cũng không được truyền tải chính xác từ chúng tới bản đồ và mặt bằng. Nói cách khác, các thông tin về khe nứt có thể xác định chính xác trên bản đồ và trên mặt bằng thông qua các bức ảnh được định vị. Các bức ảnh định vị thu nhận được từ ảnh hàng không với các điểm khống chế trên mặt đất hoặc bằng máy đo kinh vĩ ảnh dựa trên mặt đất. Ảnh hàng không với tỷ lệ phù hợp đã khẳng định được hiệu quả cao trong khảo sát, nghiên cứu khe nứt. Các bức ảnh chụp được với máy đo kinh vĩ ảnh có thể sử dụng với máy so mẫu tạo hiệu ứng nổi và tạo ra được các mô hình lập thể. Đo đạc các vị trí hoặc điểm trên mô hình có thể làm được với độ chính xác xấp xỉ 1 trên 5000 khoảng cách trung bình của đối tượng. Theo đó, một điểm trên bề mặt ảnh từ 50m có thể định vị chính xác khoảng 10mm. Với cách này, tần suất, sự định hướng, tính liên tục của khe nứt có thể đánh giá được. Kỹ thuật này cho phép khảo sát các bề mặt không thể tới gần được hoặc nguy hiểm với khảo sát.



Hình 1.31 Trình tự lấy mẫu: (i) điểm bắt đầu lấy mẫu; (ii) khoan tạo lỗ (iii) nổi cần khoan ; (iv) lấy mẫu lên

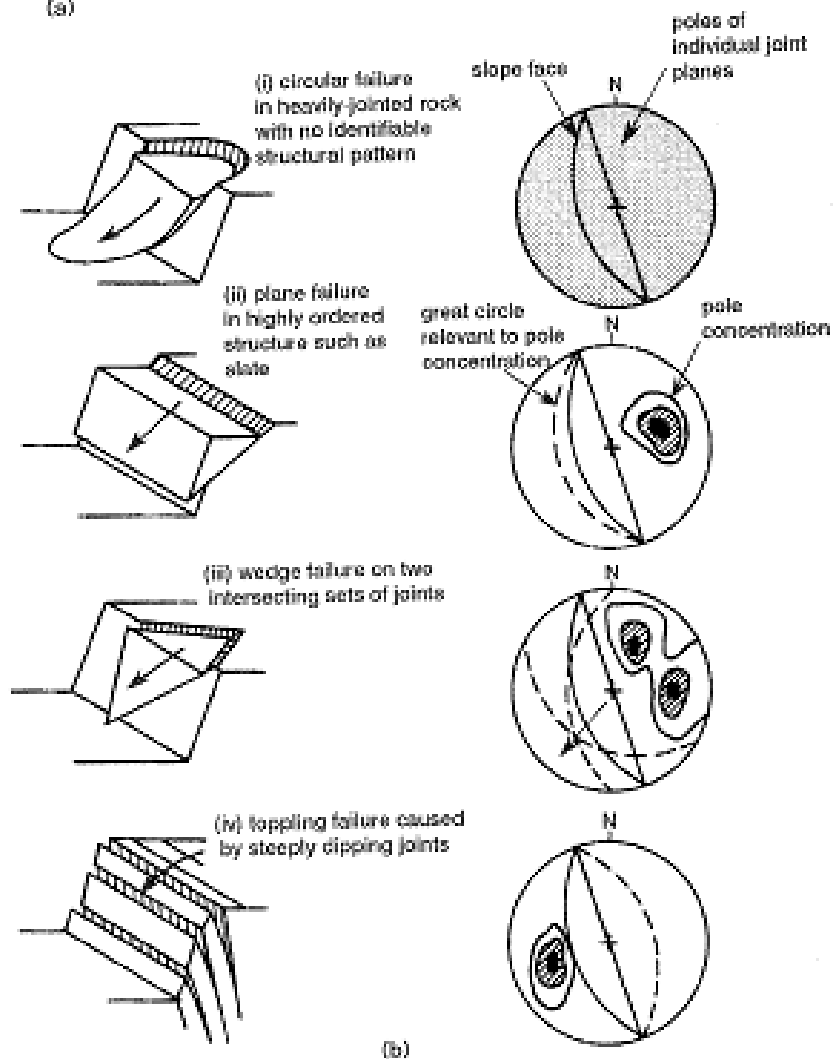
Dữ liệu từ việc khảo sát khe nứt thường được vẽ và chiếu cầu (plotted on a stereographic projection). Việc sử dụng phép chiếu cầu, thông thường là lưới Schmidt hoặc Wulf, có nghĩa là vết của mặt phẳng trên mặt cầu có thể được dùng để xác định góc dốc và phương vị vết hướng dốc của các khe nứt. Hay nói cách khác, góc nghiêng và góc định hướng của một mặt nào đó được thể hiện bằng một vòng tròn to hay còn gọi là cực vuông góc với mặt phẳng, chúng được vẽ ra một tấm bia trên lưới lập thể (hình 1.32). Khi ghi chép, mô tả ngoài hiện trường về hướng (góc phương vị) và góc dốc của

khe nứt thì thể hiện theo phương pháp cực sẽ thuận lợi hơn phương pháp vòng tròn. Phương pháp cực có thể đánh dấu bằng đường đồng mức, từ đó thể hiện được hướng tập trung. Điều này giúp việc đánh giá ảnh hưởng của khe nứt trong khối đá khi xây dựng (hình 1.32b).



(a)

Hình 1.32 (a) Phép chiếu cầu với mặt phẳng và cực (b) Các kiểu trượt điển hình của mái dốc trong đá và việc thể hiện chúng trên phép chiếu cầu



(b)

1.1 Hiện tượng phong hóa

Phong hóa đá được gây ra bởi sự phá hủy cơ học, biến đổi hóa học và hoạt động của sinh vật. Tác nhân gây phong hóa không giống như hiện tượng xói mòn, không làm rửa trôi các mảnh vụn được tạo ra trên bề mặt đá gốc. Bởi vậy, trừ khi các sản phẩm phong hóa bị vận chuyển đi, chúng thường tồn tại như lớp vỏ bảo vệ, ngăn cản quá trình phong hóa. Để phong hóa diễn ra liên tục, đá phải liên tục được lộ ra, nghĩa là các sản phẩm phong hóa cần được vận chuyển đi bởi tác dụng của trọng lực, nước chảy, gió hoặc di chuyển của dòng băng.

1.1.1 Các hình thức phong hóa:

Phong hóa vật lý (hay còn gọi là phong hóa cơ học) thường diễn ra ở các vùng khí hậu có sự thay đổi rõ rệt nhiệt độ giữa ngày và đêm. Sự thay đổi này không cần phải nhất thiết có biên độ lớn như tác động đông cứng, tan băng có thể xảy ra trong giới hạn nhiệt độ nhất định.

Ngoài ra, khi nước trong lỗ rỗng đóng băng, độ lỗ rỗng, kích thước lỗ rỗng và mức độ bão hòa cũng đóng vai trò quan trọng. Khi nước đóng băng, thể tích tăng khoảng 9% làm gia tăng áp lực tác dụng lên các lỗ rỗng đặc biệt là đá bão hòa nước. Quá trình này càng thể hiện rõ hơn khi nước trong lỗ rỗng thoát ra thay thế phần mặt ngoài của nước đá do tác dụng đóng băng. Khi băng hình thành, áp lực băng tăng lên nhanh chóng cùng quá trình giảm nhiệt độ nước tới mức tại nhiệt độ -22°C băng có thể tạo ra áp lực tới 200Mpa. Thông thường, đá có hạt thô chống lại tác dụng đóng băng tốt hơn các đá có hạt mịn. Kích thước lỗ rỗng tới hạn cho quá trình đóng băng – tan băng diễn ra ổn định là 0,005mm. Hay nói cách khác, đá có kích thước lỗ rỗng trung bình lớn hơn cho phép tiêu thoát và giải phóng chất lỏng khỏi mặt trước đường băng dễ hơn và kém nhạy cảm với sự đóng băng hơn. Tác động đóng băng là tác động xen kẽ nhau gây ra các khe nứt, vết nứt và một số có khoảng rỗng được mở rộng. Khi quá trình tiến triển, các vụn đá góc cạnh dần bị vỡ ra từ đá gốc.

Tác dụng cơ học của phong hóa có thể quan sát dễ dàng trên các sa mạc nóng, nơi có dao động nhiệt độ ngày – đêm lớn làm đá bị giãn nở - co giảm thể tích. Vì đá là vật liệu dẫn nhiệt kém làm các tác động đó chủ yếu tập trung ở phía ngoài làm đá bị phá hủy. Theo cách này, các mảnh của đá được vỡ tách khỏi đá mẹ được gọi là quá trình tróc vỡ. Tác động tróc vỡ tập trung ở các góc và các cạnh của khối đá, làm cho khối đá dần trở nên tròn hơn.

Phong hóa hóa học làm các khoáng vật bị biến đổi và hòa tan đá. Sự biến đổi có thể diễn ra bởi các quá trình: oxi hóa, thủy hóa, thủy phân và cacbonat hóa trong khi dung dịch được tạo ra khi nước bị axit hoặc kiềm hóa. Phong hóa hóa học cũng hỗ trợ cho sự phân vụn khối đá bằng cách làm suy yếu cấu trúc và bằng cách xâm nhập vào các cấu trúc yếu bất kỳ (hình 1.33). Khi quá trình phân hủy diễn ra trong đá, những vật liệu bị biến đổi thường chiếm một thể tích lớn hơn lúc trước và trong quá trình đó nội ứng suất được hình thành. Nếu quá trình tăng thể tích này diễn ra ở phần ngoài của khối đá, chúng có thể bị tách ra khỏi đá gốc ban đầu. Đồng thời với quá trình tăng thể tích, dung trọng khối đá sẽ bị giảm tương ứng với sự tăng độ rỗng và giảm cường độ.

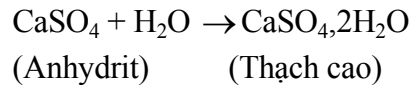


Hình 1.33 Phong hóa cầu trong đá bazan, Tideswell, Derbyshire, England.

Trong điều kiện không khí khô, đá bị phá hủy rất chậm chạp. Sự có mặt của độ ẩm, hơi nước sẽ làm gia tăng tốc độ phá hủy lên đáng kể, trước hết là do bản thân nước là một tác nhân gây phong hóa rất tích cực, thứ hai là nước giữ trong nó thành phần các chất hòa tan sẽ phản ứng với các khoáng vật tạo đá. Các chất quan trọng nhất là: oxi tự do, cacboni dioxit, axit hữu cơ, axit nitrit. Oxi tự do là tác nhân quan trọng trong quá trình phân hủy đá có chứa các chất có khả năng oxi hóa như, sắt các hợp chất với lưu huỳnh đặc biệt dễ bị ôxi hóa. Tốc độ oxi hóa tăng nhanh hơn với sự có mặt của nước. Ngoài ra, nước có thể tự tham gia vào các phản ứng ví dụ như hình thành các hydrat. Tuy nhiên, vai trò chủ yếu là một chất xúc tác. Axit cacbonic được tạo ra khi cacbonic dioxit hòa tan vào nước và chúng tạo ra môi trường có pH khoảng 5.7. Hàm lượng khí cacbonic chủ yếu không phải được cung cấp từ khí quyển mà từ các khoảng rỗng chứa khí trong đất với hàm lượng cao hơn hàng trăm lần ngoài khí quyển. Một phần khí cacbonic khác được tạo ra từ quá trình phân hủy các vật chất hữu cơ trong tự nhiên. Ngoài ra, axit humic được tạo ra do quá trình phân hủy đất mùn

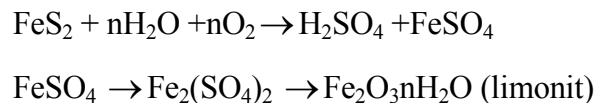
trong nước của đất và chúng thường có pH trong khoảng 4,5 đến 5,0 một số trường hợp cá biệt giá trị pH có thể nhỏ hơn 4.

Phản ứng thường gặp nhất trong quá trình phong hóa là sự hòa tan các khoáng vật dễ hòa tan và thêm các vật chất vào nước tạo thành các hydrat (quá trình thủy hóa). Dung dịch hòa tan thường đi liền với quá trình ion hóa, chẳng hạn quá trình phong hóa đá thạch cao và cacbonat. Quá trình thủy hóa và loại nước xảy ra với một số khoáng vật, ví dụ thường gặp là anhydrit và thạch cao:



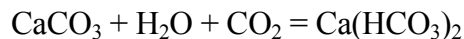
Phản ứng trên làm gia tăng thể tích khoảng 6% và làm cho đá bị phá vỡ mạnh hơn. Các oxit sắt và các hydroxit là các sản phẩm của quá trình phong hóa, thông thường các oxit sắt có màu đỏ sẫm, các hydroxit có màu vàng hoặc nâu sẫm.

Hợp chất chứa sunfua dễ dàng bị oxi hóa dưới tác dụng của phong hóa, Vì sự thủy phân của ion kim loại bị hòa tan, dung dịch tạo thành từ các oxit hóa các muối sunfit là axit. Ví dụ, khi pyrit bị oxi hóa:



Đầu tiên tạo ra sunfat sắt và axit sunfuric. Ôxi hóa thêm sau đó cho ta sunfat sắt hóa trị ba. Oxit sắt rất không tan hoặc oxit được thủy hóa hình thành nếu trong điều kiện axit cao.

Đá vôi được tạo thành chủ yếu bởi canxi cacbonat, khi phong hóa thường diễn ra phản ứng sau:

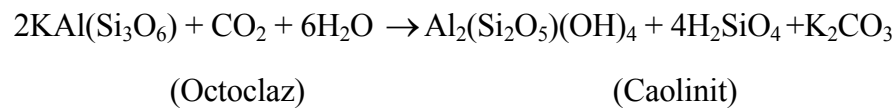


Khi nhiệt độ nước vào khoảng 25°C, khả năng tan của CaCO₃ thay đổi từ 0,01 đến 0,05g/l phụ thuộc vào mức độ bão hòa với cacbon dioxid. Các loại đá đolomit có tính hòa tan thấp hơn các loại đá vôi.

Sự phong hóa các khoáng vật silicat chủ yếu là thủy phân, Nhiều nguyên tố silic được phóng thích do tác dụng phong hóa tạo ra các axit silicic, phần lớn trong số đó tồn tại dưới dạng keo hoặc vô định hình của silic. ilicat mafic thường bị phân hủy mạnh mẽ hơn các silicat felsic và trong quá trình đó chúng phóng thích magie, sắt và lượng ít hơn là canxi và các chất kiềm. Olivin thường không ổn định và biến đổi thành

sepetin, rồi phong hóa tiếp thành khoáng vật tan và các khoáng vật cacbonat. Clorit là sản phẩm phong hóa phổ biến nhất của augit (piroxen chính) và của hocblend (amfibon chính).

Quá trình phong hóa hóa học phân hủy khoáng vật fenspat thành các khoáng vật sét và là sản phẩm tàn dư phong phú nhất. Quá trình thủy phân trong nước được cacbonat yếu có thể làm rửa lữa bazơ khỏi các fenspat và tạo ra các khoáng vật sét tồn tại ở dạng keo. Các chất kiềm sẽ được tách ra trong các dung dịch như các cacbonat ra khỏi octoclaz (K_2CO_3) và albit (Na_2CO_3) và như bicacbonat ra khỏi anocit ($Ca(HCO_3)_2$). Một số khoáng vật silic được thủy phân tạo thành các axit silicit. Mặc dù chưa hiểu hết chính xác phản ứng, phương trình sau sẽ diễn tả gần đúng quá trình thủy phân diễn ra trong đá:



Các hạt keo sét cuối cùng kết tinh như hỗn hợp các khoáng vật sét nhỏ bé.

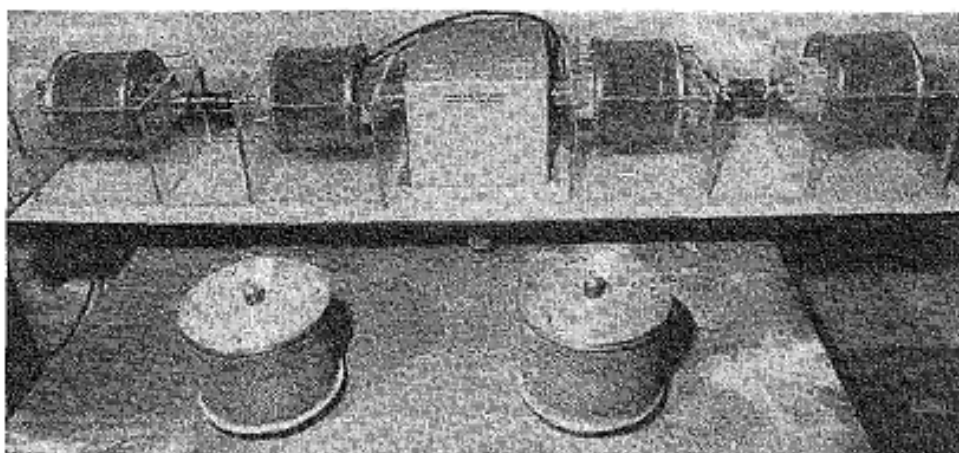
Sét là các silicat nhôm bị thủy hóa (hydrat hóa) khi chúng chịu tác dụng phong hóa hóa học mãnh liệt ở các chế độ nhiệt đới ẩm, chúng có thể bị biến đổi tạo thành laterit hoặc bauxit. Quá trình này có liên quan tới sự loại bỏ các vật liệu chứa silic dưới tác dụng của nước bị cacbonat hóa. Sự rửa lữa mạnh các khoáng vật có thể hòa tan khỏi bề mặt đá kéo dài suốt mùa mưa. Trong suốt mùa khô tiếp theo, nước dưới đất được dâng lên tới bề mặt dưới tác dụng mao dẫn và các khoáng vật sẽ bị kết tủa khi nước bay hơi. Khoáng vật thường gồm có các peroxit sắt được thủy hóa hoặc đôi khi là nhôm, hiếm hơn là mangan. Sự kết tủa của các hydroxit không hòa tan làm gia tăng tính không thấm nước của đất lateritic. Cuối cùng, sự hình thành laterite dừng lại vì không thể xảy ra sự rửa lữa thêm nữa, kết quả là các tầng đất laterite thường có bề dày nhỏ hơn 7m.

Động vật và thực vật đóng vai trò quan trọng trong việc phá vỡ và phân hủy đá, thực tế cho thấy, chúng đóng vai trò quan trọng trong việc tạo lên các tầng đất. Rễ cây thâm nhập vào các khe nứt trong đá, tách chẻ đá ra, trong khi đó hệ thống rễ cỏ phát triển tự nhiên sẽ phá vỡ các mảnh vụn đá thành các hạt đất. Các động vật gặm nhấm đào bới hang cũng tạo nên sự phá hủy cơ học các loại đá. Hoạt động của vi khuẩn, nấm đóng vai trò lớn trong việc phân hủy xác chết hữu cơ. Ngoài ra, vi khuẩn còn có vai trò khác như làm giảm hàm lượng sắt hoặc lưu huỳnh trong đất.

1.1.2 Kiểm tra độ bền và mức độ phong hóa

Một số lượng lớn các thí nghiệm được tiến hành để đánh giá về độ bền của đá. Một trong số đó thường được dùng là thí nghiệm tơi – bền, thí nghiệm này cho phép đánh giá cường độ của đá trong điều kiện khô và ẩm đặc biệt là trong đá sét kết hoặc các loại đá đã trải qua các mức độ biến đổi nhất định. Mẫu được sấy khô và cân trọng lượng, đưa vào thùng thí nghiệm thí nghiệm hình tang trống. Sau đó, thùng quay được gắn với trục roto đặt ngập nửa thùng trong bồn nước và quay khoảng 10 phút. (hình 1.34). Mặt ngoài của tang trống được tạo lỗ sàng kích thước 2mm để cho các mảnh vụn vật liệu tạo thành có thể thoát ra ngoài trong khoảng thời gian thí nghiệm. Sau khi dừng lại, lấy vật liệu trong buồng thí nghiệm ra sấy khô và cân trọng lượng. Chỉ số tơi – bền là tỷ số trọng lượng vật liệu sau và trước khi thí nghiệm nhân với 100%, các mức độ đánh giá thể hiện như sau:

Rất thấp	<25%
Thấp	25-50%
Trung bình	50-75%
Cao	75-90%
Rất cao	90-95%
Đặc biệt cao	>95%



Hình 1.34 Thiết bị thí nghiệm tơi – bền (Slake-durability apparatus)

Sự phá hủy của các đá được gắn kết xảy ra trong quá trình bão hòa khi áp lực trương nở (hay ứng suất trương nở bão hòa nội tại σ_s) phát sinh do lực hút dính mao dẫn vượt quá độ bền chống cắt. Có thể tính gần đúng từ mô đun biến dạng (E) như sau:

$$E = \sigma_s / \epsilon_D \quad (1.1)$$

Trong đó: ε_D là hệ số trương nở tự do, có thể xác định bằng máy đo độ trương nở dọc trục của mẫu được sấy khô sau khi ngâm bão hòa trong nước khoảng 12 giờ, hệ số ε_D có thể được xác định như sau:

$$\varepsilon_D = \frac{\text{Thay đổi chiều dài sau khi trương nở}}{\text{Chiều dài ban đầu}} \quad (1.2)$$

Người ra phân loại độ bền phong hóa dựa theo hệ số trương nở tự do (free-swelling coefficient) và cường độ kháng nén một trục của mẫu đá (hình 1.35). Ngoài ra, đã có nhiều nỗ lực ra phương pháp phân loại khối đá phong hóa theo quan điểm xây dựng. Theo hướng này, người ta cố tìm ra một số hệ số thí nghiệm đơn lẻ để phân loại mức độ phong hóa. Khi kết hợp với hệ thống phân loại, nhược điểm cố hữu của các hệ số đơn lẻ này sẽ được khắc phục. Chẳng hạn, hệ số phong hóa (K) dựa trên vận tốc sóng siêu âm trong đá theo hệ thức sau:

$$K = (V_u - V_w)/V_u \quad (1.3)$$

Trong đó: V_u và V_w lần lượt là vận tốc sóng siêu âm trong mẫu đá tươi chưa bị phong hóa và trong mẫu đá bị phong hóa. Sự phân chia mức độ phong hóa theo vận tốc sóng siêu âm được trình bày trong bảng sau:

Mức độ phong hóa	Vận tốc sóng siêu âm (m/s)	Hệ số phong hóa
Tươi (nguyên khối)	>5000	0
Phong hóa nhẹ	4000-5000	0-0,2
Phong hóa vừa	3000-4000	0,2-0,4
Phong hóa mạnh	2000-3000	0,4-0,6
Phong hóa rất mạnh	<2000	0,6-1,0

Ngoài ra, người ta còn sử dụng búa Schmidt và thí nghiệm cường độ nén điểm cũng được sử dụng để đánh giá nhanh mức độ phong hóa (bảng 1.8)

Các kỹ thuật phân tích thạch học cũng được sử dụng để xác định mức độ phong hóa phản ánh qua sự biến đổi thành phần khoáng vật và kiến trúc của chúng. Yếu tố được sử dụng để đánh giá gồm sự thay đổi màu sắc, sự tan rã và phân hủy trong khối đá. Khi phân tích dưới kính hiển vi, thành phần khoáng vật, mức độ biến đổi, tần suất của các vi khe nứt có thể được sử dụng để đánh giá. Một biện pháp khác để đánh giá mức độ phong hóa dựa trên việc mô tả đặc tính địa chất đơn thuần của khối đá ngoài hiện trường và những mô tả đặc trưng cho từng mức độ phong hóa sẽ liên quan đến việc xây dựng (hình 1.36). Hầu hết việc phân loại đá phong hóa như trên đều dựa trên mức độ phá hủy hóa học xuất hiện trên khối đá và chủ yếu là dùng cho sự phong hóa

của đá granit. Tuy nhiên, việc phân loại mức độ phong hóa đá cũng đang tiếp tục phát triển. Thông thường, với một loại đá, mức độ phong hóa sẽ thay đổi một cách dần dần, trên bề mặt sẽ có mức độ phong hóa mạnh nhất. Trong trường hợp điều kiện địa chất phức tạp, việc phân loại như trên giúp ích cho việc lập các bản đồ phân vùng mức độ phong hóa tại địa điểm xây dựng.

Bảng 1.8: Các chỉ số phong hóa của đá granit

Mức độ (kiểu) phong hóa	Sự hấp thụ nhanh (%)	Dung trọng khối đất (Mg/m³)	Cường độ nén điểm (Mpa)	Cường độ kháng nén một trục (nở hông) (Mpa)
Tươi (nguyên khối)	< 0,2	> 2,61	> 10	> 250
Bị đổi màu cục bộ *	0,2 - 1,0	2,56 - 2,61	6 - 10	250 - 150
Bị đổi màu hoàn toàn *	1,0 - 2,0	2,51 - 2,56	4 - 6	100 - 150
Phong hóa vừa	2,0 - 10,0	2,05 - 2,51	0,1 - 4	2,5 - 100
Phong hóa mạnh/phong hóa hoàn toàn	> 10	< 2,05	< 0,1	< 2,5

* *Phong hóa nhẹ*