

Địa động lực

Nguyễn Văn Vượng. Khoa Địa chất,
Trường Đại học Khoa học Tự nhiên (ĐHQGHN).

Giới thiệu

Quá trình địa động lực là quá trình vận động địa chất do những nguồn lực khác nhau gây ra, làm cho bề mặt Trái Đất và môi trường địa chất bị biến đổi. Địa động lực học là một nhánh của lĩnh vực Vật lý địa cầu, chuyên nghiên cứu nguyên nhân và kết quả của các lực kiến tạo gây ra chuyển động và biến dạng bề mặt và địa hình Trái Đất. Thuật ngữ Địa động lực trong ngôn ngữ Âu-Mỹ là Geodynamics bắt nguồn từ tiếng Hy Lạp cổ, trong đó "geo" có nghĩa là Trái Đất hoặc thuộc về Trái Đất, "dynamic" là động lực.

Đối tượng nghiên cứu của địa động lực là các lực gây ra hoạt động kiến tạo và các hệ quả của chúng. Các nguồn lực này được sinh ra do sự thay đổi tỉ trọng trên bề mặt hoặc trong Trái Đất. Chúng chủ yếu là các nguồn lực nội sinh, nhưng cũng có thể do ngoại lực, ví dụ như lực hút của Mặt Trăng và Mặt Trời hoặc là lực gây ra do Trái Đất quay.

Một lĩnh vực lớn của địa động lực là đo lường và xây dựng các mô hình định lượng cho các nguồn lực và sự biến dạng của vỏ, thạch quyển phía dưới và manti sâu. Để hiểu rõ về mối quan hệ giữa nguồn lực tác động và sự biến dạng, cần biết chi tiết về tính lưu biến của Trái Đất phụ thuộc vào nhiệt độ, áp suất và thời gian tác động của lực.

Địa động lực hiện đại nghiên cứu và giải quyết những vấn đề liên quan đến kiến tạo mảng và sự truyền nhiệt trong Trái Đất. Đồng thời, cũng giải quyết các vấn đề về tính lưu biến của manti và vỏ, thạch quyển chịu tác động trực tiếp của quá trình

truyền nhiệt qua các cấu trúc khác nhau như quá trình tách giãn, quá trình xô húc tạo núi, quá trình biến chất, quá trình magma, v.v...

Địa động lực quá trình tách giãn và tạo bồn trầm tích

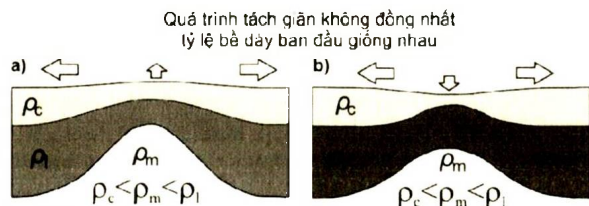
Quá trình tách giãn chủ động và thụ động

Thạch quyển lục địa bị tách giãn dưới tác động của những nguồn lực khác nhau, dẫn đến vát mỏng thạch quyển lục địa, khiến bề dày của lục địa giảm đi đáng kể. Ngày nay, các nhà địa chất giải thích khá thống nhất về cơ chế tách giãn của vỏ lục địa. Mọi quá trình tách giãn ở mức độ khác nhau đều có mối liên hệ với các dòng đối lưu đi lên từ quyển mềm.

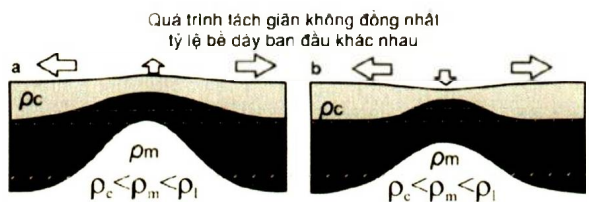
Thông thường, quá trình tách giãn được chia thành quá trình tách giãn chủ động và quá trình tách giãn thụ động. Quá trình tách giãn chủ động xảy ra nếu sự tách giãn xuất hiện do tác động của nội lực tại khu vực bị tách giãn, ví dụ như sự sụp đổ do trọng lực của khu vực có năng lượng cao. Tách giãn chủ động còn được gọi là tách giãn do manti. Quá trình tách giãn thụ động xảy ra nếu lực gây ra tách giãn là ngoại lực. Quá trình tách giãn thụ động còn được gọi là quá trình tách giãn do ứng suất căng thạch quyển.

Sự tách giãn không nhất thiết kéo theo sự sụt lún. Như ta đã biết, tỷ trọng của vỏ lục địa thấp hơn tỷ trọng quyển mềm nằm dưới và tỷ trọng của manti thạch quyển lại cao hơn. Tách giãn có kéo theo sự

lún chìm hay không còn phụ thuộc vào lực căng tách giữa vỏ và manti ở vùng thạch quyển [H.1]. Ngoài ra bề dày ban đầu của mảng bị tách giãn cũng là yếu tố ảnh hưởng đến sự sụt lún [H.2].



Hình 1. Ảnh hưởng của quá trình căng giãn không đồng nhất dẫn đến sự nâng trôi/ sụt lún bề mặt trong quá trình tách giãn thạch quyển. ρ_c , ρ_i và ρ_m lần lượt là tỷ trọng của vỏ, manti và quyển mềm. Ở hình a, tách giãn gây ra sự nâng trôi bề mặt do phần manti thạch quyển bị căng giãn nhiều hơn vỏ. Ở hình b, tách giãn gây nên lún chìm do phần vỏ bị căng giãn nhiều hơn phần manti (Kurt Stuewi., 2007).



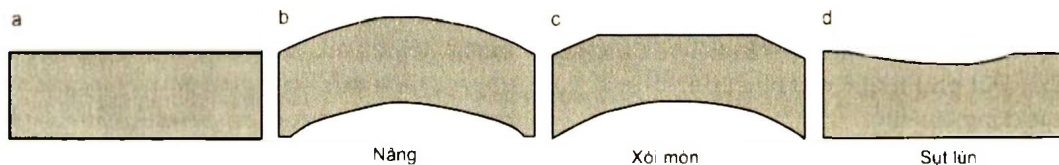
Hình 2. Sự ảnh hưởng của tỉ lệ độ dày ban đầu giữa vỏ (phần sáng màu) và phần manti của thạch quyển (phần sẫm màu) đến bản chất của sự chuyển động thẳng đứng bề mặt trong suốt quá trình tách giãn thạch quyển đồng nhất. ρ_c , ρ_i và ρ_m lần lượt là tỷ trọng của vỏ, manti và quyển mềm. Ở hình a, tách giãn dẫn đến sự nâng trôi bề mặt, do bề dày của manti chiếm phần lớn thạch quyển. Ở hình b, tách giãn gây nên lún chìm do vỏ có bề dày lớn (Kurt Stuewi., 2007).

Các tính toán của McKenzie (1978) cho thấy do sự cân bằng nhiệt với thạch quyển lục địa nên quá trình tách giãn dẫn đến sụt lún bề mặt chỉ xảy ra nếu bề dày ban đầu của vỏ là 14km. Nếu bề dày của vỏ mỏng hơn thì sự tách giãn thạch quyển sẽ dẫn đến sự nâng trôi. McKenzie có hai luận điểm quan trọng khi đưa ra mô hình tách giãn như sau: *Thứ nhất*, quá trình lún chìm hiện tại của một bồn trầm tích là lún chìm theo đứt gãy do hoạt động tách giãn gây ra và lún chìm nhiệt do quá trình nguội lạnh của vỏ thạch quyển. Những cách lún chìm này đều phụ thuộc vào hệ số tách giãn. *Thứ hai*, quá trình lún chìm do tách giãn xảy ra nhanh nhưng tốc độ lún chìm nhiệt lại giảm chậm theo thời gian.

Cơ chế hình thành bồn trầm tích

Sự sụt lún và tiến hóa của các bồn trầm tích có thể không phải do cơ chế tách giãn; nhiều kiểu bồn trầm tích được hình thành do sự hội tụ trong quá trình làm dày vỏ. Tuy nhiên, quá trình tách giãn lục địa và hình thành các bồn trầm tích vẫn liên quan mật thiết với nhau. Các bồn trầm tích được hình thành do hậu quả của quá trình tách giãn vỏ Trái Đất bị chi phối trực tiếp bởi các dòng nhiệt đi lên từ quyển mềm. Quá trình tách giãn này kéo theo sự sụt lún tạo thành bồn trầm tích, vật chất đa nguồn gốc được lắng đọng trong phạm vi của bồn trầm tích và trải qua quá trình thành đá (diagenese) để trở thành các hệ tầng trầm tích. Như vậy, tốc độ sụt lún của các bồn trầm tích phụ thuộc và tỷ lệ thuận với tốc độ tách giãn của vỏ. Dựa vào tốc độ sụt lún, các bồn trầm tích được chia thành ba kiểu là các mảng sụt, các bồn chính thống và các bồn trung gian.

Quá trình sụt lún bồn trầm tích có thể theo một trong những cơ chế sau – sụt lún đẳng tĩnh, sụt lún do oằn võng và sụt lún nhiệt, ba cơ chế này liên quan mật thiết với nhau. *Sụt lún đẳng tĩnh* là do sự thay đổi bề dày thạch quyển, ví dụ như thạch quyển bị kéo căng – bề dày sẽ mỏng đi, do đó sự sụt lún xảy ra để thiết lập lại cân bằng đẳng tĩnh. *Sụt lún do oằn võng* do sự uốn cong đàn hồi của thạch quyển gây ra. Nếu thạch quyển chịu một tải trọng lớn thì sẽ bị uốn cong và tạo thành bồn gắn kể với tải trọng đó. Nếu mảng có độ cứng lớn – các bồn được tạo thành sẽ rộng và nông; ngược lại nếu mảng có độ cứng nhỏ hơn – các bồn được tạo thành sẽ hẹp và sâu. Tuy vậy, thể tích bồn không chỉ phụ thuộc vào độ cứng của mảng thạch quyển ban đầu. *Sụt lún nhiệt* xảy ra khi tỷ trọng của thạch quyển thay đổi do sự nguội lạnh thạch quyển. Do đó, lún chìm nhiệt cũng là một dạng của sụt lún đẳng tĩnh, ngoại trừ sự thay đổi bề dày thạch quyển do nhiệt mà không theo cơ chế cơ học. Ngươi lạnh thạch quyển chỉ xảy ra ở vùng thạch quyển có nhiệt độ thay đổi; do vậy lún chìm nhiệt cũng chỉ xuất hiện ở những nơi thạch quyển bị nung nóng từ trước. Thạch quyển bị lún chìm nhiệt trong điều kiện nguội lạnh bằng đúng thạch quyển được nâng lên trong điều kiện nung nóng. Do vậy, không có bồn trầm tích nào được hình thành chỉ theo cơ chế lún chìm nhiệt. Các bồn trầm tích được tạo thành hầu như đều trải qua các quá trình bào mòn, căng giãn, nâng và sụt lún nhiệt [H.3].



Hình 3. Một trong những mô hình đầu tiên về sự phát triển của bồn trầm tích (Sleep 1971). Lực địa nâng lên do quá trình tách giãn, ví dụ là do chùm manti phun trào mang theo các thành phần vật chất của quyển mềm. Vùng nâng lên bị bào mòn, làm mỏng đi. Khi quá trình nâng trôi kết thúc, lực địa trở về vị trí ban đầu và hình thành một bề mặt trầm tích nông (Kurt Stuewi., 2007).

Ingersoll & Busby (1995) đã phân loại sáu cơ chế sụt lún khi nghiên cứu 26 loại bồn trầm tích khác nhau trên thế giới:

- Sụt lún do làm mỏng vỏ, chủ yếu do sự căng giãn vỏ/thạch quyển hoặc do bào mòn bề mặt.
- Sụt lún do thạch quyển bị dày lên chủ yếu do sự nguội lạnh sau căng giãn hoặc sự tăng trưởng các hợp phần nóng chảy có nguồn gốc từ quyển mềm.
- Sụt lún do trầm tích và tải trọng từ núi lửa gây nên để cân bằng đẳng tĩnh.
- Sụt lún do tải trọng kiến tạo gây nên để bù trừ cân bằng đẳng tĩnh.
- Sụt lún do phần vỏ có tỉ trọng lớn chồm trượt lên trên phần vỏ có tỉ trọng bình thường hoặc do sự thay đổi trạng thái khoáng vật ở phần sâu.
- Sụt lún liên quan đến dòng chảy nhớt của quyển mềm, chủ yếu là do mảng thạch quyển nguội lạnh bị hút chìm vào manti quyển mềm.

Ở quy mô thạch quyển, các cơ chế chủ đạo chi phối quá trình lún chìm và nâng trôi quy mô khu vực bao gồm: 1) Các quá trình liên quan đến sự tái lập cân bằng đẳng tĩnh khi bề dày thạch quyển thay đổi; 2) Các quá trình liên quan đến thay đổi tải trọng tác động lên bề mặt hoặc gần bề mặt Trái Đất; 3) Các quá trình liên quan đến dòng chảy nhớt của quyển mềm.

Sự thay đổi bề dày vỏ và thạch quyển như trường hợp vỏ đại dương mới được hình thành di chuyển rời xa trục tách giãn sẽ bị nguội lạnh và dày dần lên dẫn đến sụt lún. Trong khi đó, vỏ và thạch quyển bị làm dày cơ học trong quá trình tạo núi sẽ dẫn đến hiện tượng nâng trôi. Vỏ và thạch quyển cũng có thể bị làm mỏng đi do căng giãn cơ học, do bào mòn bề mặt, do bị tách mỏng ở phần sâu hoặc do phần rễ của các dãy núi nằm sâu trong thạch quyển bị biến đổi. Tất cả các kiểu thay đổi này đều liên quan đến sự tái lập cân bằng đẳng tĩnh.

Tác động của tải trọng cũng như của việc thoát tải và của trường ứng suất kiến tạo sẽ làm biến đổi địa hình bề mặt Trái Đất từ quy mô nhỏ đến quy mô khu vực. Ví dụ tải trọng của của núi lửa hoặc của dãy núi lửa ngấm dưới biển tác động lên thạch quyển đại dương sẽ làm oằn võng bề mặt địa hình dẫn đến lún chìm. Tương tự như vậy, các đai núi trên lục địa cũng có thể làm oằn võng thạch quyển lục địa. Bề dày các lớp trầm tích cũng góp phần làm gia tăng tác động oằn võng lên vỏ thạch quyển.

Hiệu ứng động lực của dòng chảy nhớt trong quyển mềm, dòng đối lưu manti và chùm manti, sự lún chìm hay nâng trôi đều do hiệu ứng nổi liên quan đến sự thay đổi nhiệt độ trong manti. Do sự thay đổi nhiệt độ được truyền dẫn thông qua dòng chảy nhớt nên sự thay đổi độ cao địa hình bề mặt Trái Đất là một quá trình động.

Các bồn được hình thành do cơ chế tách giãn hoặc làm mỏng thạch quyển lục địa nằm trong một chuỗi tiến hóa (Kinsman 1975; Veevers 1981). Giai

đoạn sớm của tiến trình này tương ứng với sự phát triển của các rift nội lục. Những rift này có thể phát triển thành trung tâm tách giãn đại dương hoặc cũng có thể tiêu biến đi. Với sự hình thành đáy đại dương và sự trôi dạt của các lục địa ra xa trung tâm tách giãn, rìa lục địa thụ động được phát triển. Tiến trình này có thể gọi là chuỗi quá trình giãn-tách và trôi dạt để tạo các bồn đại dương.

Các bồn hình thành do sự oằn võng, uốn cong thạch quyển thuộc hai nhóm. Sự oằn võng thạch quyển đại dương do thạch quyển nằm gần đới hút chìm và tạo thành các máng nước sâu đại dương. Sự oằn võng của thạch quyển lục địa trong quá trình đụng độ giữa hai mảng thạch quyển dẫn đến sự hình thành bồn trước lục địa.

Phân loại bồn trầm tích

Trên cơ sở ba cơ chế sụt lún đã nêu, Dickinson (1976) đã phân loại các bồn trầm tích như sau.

Ria thụ động và bồn căng giãn dạng rift

Bồn dạng rift hình thành trên ranh giới tách giãn, nơi quyển mềm trôi lên và do quá trình tách giãn lục địa tạo nên. Quá trình căng giãn xảy ra trong khoảng thời gian hình thành bồn dạng rift có thể là quá trình căng giãn đối xứng hoặc không đối xứng so với trục tách giãn. Sụt lún liên quan tới sự đến bù đẳng tĩnh thường kéo theo một pha lún chìm nhiệt muộn hơn; trong pha này sự nguội lạnh thạch quyển đã làm tăng bề dày của nó. Do đó, quá trình sụt lún của bồn căng giãn dạng rift có thể chia thành 2 pha – pha tạo rift và pha oằn võng, mỗi pha đều có môi trường trầm tích đặc trưng riêng. Trong pha rift, quá trình lắng đọng trầm tích xảy ra nhanh, mạnh mẽ và đi kèm với sự phát triển của bán địa hào cùng những cấu trúc kiến tạo khác. Trong pha oằn võng, quá trình lắng đọng trầm tích xảy ra chậm và bình ổn hơn.

Bồn chuyển dạng hay bồn kéo tách (pull - apart basin)

Kiểu bồn này được thành tạo do quá trình tách giãn lục địa. Sự khác biệt lớn nhất giữa kiểu bồn kéo tách và bồn căng giãn dạng rift thể hiện ở chỗ bồn kéo tách thường nhỏ hơn do pha tách giãn kết thúc sớm hơn. Trong quá trình hình thành bồn chuyển dạng không bao giờ có pha tạo rift. Kiểu bồn này thường được giới hạn ít nhất là ở hai phía bởi các đứt gãy trượt bằng và hình dạng bồn thường là hình chữ nhật hoặc hình thoi. Bồn này hình thành cả trên các ranh giới chuyển dạng của một mảng và cả trong nội mảng. Do kích thước nhỏ, quá trình truyền nhiệt ở bồn không chỉ diễn ra theo phương thẳng đứng mà còn theo chiều đi sang hai bên, quá trình làm mỏng manti thạch quyển cũng hạn chế. Vì vậy, quá trình hình thành bồn chuyển dạng thường không có pha oằn võng. Một vài ví dụ về dạng bồn này là Thung lũng chết ở California, bồn Vienna ở Australia.

Bồn trước núi

Bồn trước núi được hình thành trong quá trình xô húc của hai mảng lục địa và là kiểu bồn tương tự với bồn trước cung và bồn sau cung. Cơ chế sụt lún cơ bản là sự uốn cong đàn hồi của mảng để chống lại các tải trọng nội mảng và ngoại mảng. Dựa vào vị trí, bồn trước núi có thể được chia thành hai nhóm. Nhóm gồm các bồn trũng rìa trước núi được tạo thành gần đới hút chìm trong bối cảnh xô húc giữa hai mảng và bồn trũng sẽ nằm ở mảng bị hút chìm bên dưới. Ví dụ cho kiểu bồn này là bồn trầm tích chứa than gần dãy Alpes hay ở Himalaya. Các bồn sau cung trước núi được nằm ở mảng nằm trên trong đới hút chìm. Ví dụ cho kiểu bồn này là bồn ở phía đông dãy Andes, bồn trầm tích molas ở dãy Alpes. Tốc độ sụt lún của bồn trũng rìa trước núi có thể sử dụng để xác định tốc độ hút chìm cũng như sự đụng độ giữa hai mảng.

Bồn trước cung và bồn sau cung

Bồn trước cung được tạo thành ở trước cung đảo khi nhìn từ lục địa ra phía đại dương. Có một vài mô hình để giải thích nguồn gốc của bồn, nhưng chưa có mô hình nào được coi là hoàn chỉnh. Ta có thể kể đến một vài mô hình: 1) Trong sự hút chìm, một mảng đại dương chui xuống dưới một mảng khác dẫn đến sự tăng gấp đôi độ dày của mảng tại khu vực hai mảng chống lên nhau; do tỉ trọng của mảng đại dương lớn hơn tỉ trọng của quyển mềm bên dưới nên khi độ dày bị tăng lên gấp đôi sẽ dẫn đến sự sụt lún và hình thành bồn trước cung. 2) Một mảng nguội lạnh hơn bị hút chìm dưới một mảng có nhiệt độ nóng hơn sẽ làm mảng bên trên bị nguội lạnh đi và do đó dẫn đến sự sụt lún nhiệt và tạo thành bồn trầm tích. 3) Tải trọng do cung đảo từ mảng bên trên và tải trọng do các nệm tầng trường nổi lên từ bên dưới sẽ làm mảng bị uốn cong đàn hồi và hình thành bồn trầm tích. Các bồn ở trên mảng đại dương được thành tạo ở sau một đới hút chìm được gọi là bồn sau cung.

Bồn sụt lún nội lục

Bồn sụt lún nội lục là các trũng đơn lẻ và trên bình đồ gần như đẳng thước, hiện tượng sụt lún không bị khống chế do đứt gãy mà do vòm nhiệt dâng lên trong manti. Bồn này thường sụt lún không quá 2km. Hình dạng của bồn thường là dạng tròn đẳng thước, tốc độ sụt lún chậm, thể hiện cơ chế của sự sụt lún nhiệt. Tuy nhiên nguồn gốc của các bồn dạng này vẫn còn chưa rõ ràng. Ví dụ cho kiểu bồn này là bồn Michigan ở Mỹ.

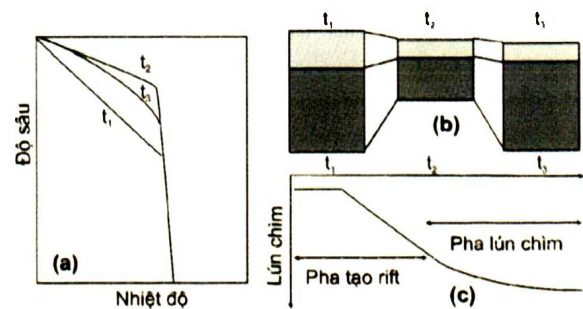
Mô hình tách giãn lục địa

Mô hình McKenzie và những mô hình liên quan

Kết quả phân tích các quá trình lún chìm cho thấy rất nhiều bồn trầm tích trải qua giai đoạn đầu lún chìm với tốc độ rất nhanh, sau đó tốc độ này giảm dần trong một khoảng thời gian dài. Mô hình nổi

tiếng của McKenzie (1978) đã giải thích thành công cơ chế này. Giống như nhiều mô hình khác ở cùng thời điểm đó (như mô hình của Le Pichon 1982), mô hình McKenzie là mô hình một chiều cho rằng sự lún chìm bề mặt là một hệ quả của quá trình tách giãn thạch quyển.

Trong mô hình McKenzie, lịch sử lún chìm được chia thành hai pha – pha tạo rift và pha lún chìm. Mô hình này cũng đã chỉ ra những ví dụ mà ở đó quá trình tách giãn cơ học của thạch quyển (pha tạo rift) xảy ra trong thời gian ngắn hơn so với quá trình cân bằng nhiệt (pha lún chìm). Trên thực tế, mô hình ban đầu của McKenzie (1978) giả định rằng pha căng giãn (pha tạo rift) xảy ra ngay lập tức [H.4].



Hình 4. Cơ chế lún chìm của bể trầm tích theo mô hình McKenzie (1978) và mô hình của Jarvis & McKenzie (1980). Hình (a) là biểu đồ địa nhiệt tại 3 thời điểm: trước tách giãn (t_1), thời điểm cuối của pha căng giãn nhanh (t_2) và trong quá trình cân bằng nhiệt của thạch quyển (t_3). Hình (b) mô tả bề dày của vỏ (vùng sáng màu) và bề dày của phần manti (vùng sẫm màu) ở ba thời điểm trên. Hình (c) là đường cong lún chìm tương ứng với các giai đoạn ở hình (a) và (b) (Kurt Stuewe, 2007).

- *Tách giãn cuối cùng.* Đối lập với giả thuyết của mô hình McKenzie, một số bằng chứng cho thấy quá trình căng giãn cơ học ở nhiều bồn trầm tích không xảy ra ngay lập tức, nhưng có thể so sánh được với khoảng thời gian cân bằng khuếch tán nhiệt của thạch quyển. Ví dụ tách giãn chậm và pha tạo rift và pha lún chìm diễn ra trong khoảng thời gian bằng nhau. Để tính toán khoảng thời gian hữu hạn của pha tạo rift, Jarvis & McKenzie (1980) và Cochran (1983) đã mở rộng mô hình của McKenzie. Jarvis và McKenzie (1980) đã đề ra quy luật của khoảng thời gian căng giãn (t) chỉ có thể được xem xét trong mô hình về sự phát triển của bồn trầm tích theo mối quan hệ sau:

$$t < \frac{60}{\beta^2} \quad \text{nếu } \beta < 2 \text{ hoặc}$$

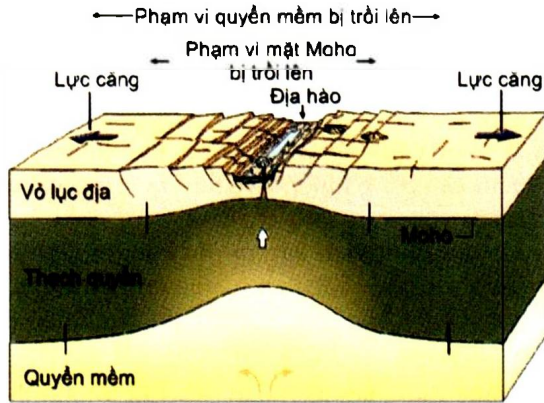
$$\text{hoặc } t < 60 \left(1 - \frac{1}{\beta}\right)^2 \quad \text{nếu } \beta > 2$$

Trong đó β là hệ số làm mỏng vỏ

Nếu thời gian (t) ngắn thì có thể cho rằng quá trình căng giãn xảy ra ngay lập tức và xảy ra trước các quá trình cân bằng nhiệt.

- *Mô hình tách giãn lục địa hai chiều.* Phần lớn các bồn tách giãn có cấu trúc hình học một chiều. Tuy

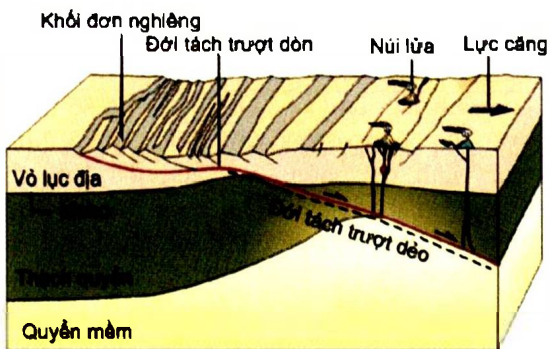
vậy, sự căng giãn thạch quyển xảy ra ở hai chiều nên các bồn tách giãn theo hai hướng, mô hình lún chìm trong pha lún chìm phải được xác định theo hai chiều dẫn nhiệt. Một trong những mô hình hai chiều xuất hiện sớm nhất là mô hình của McKenzie (1978) [H.5], Buck (1988), Issler (1989) và Wees (1992). Những mô hình này giả định rằng tách giãn xảy ra đối xứng so với trục tách giãn.



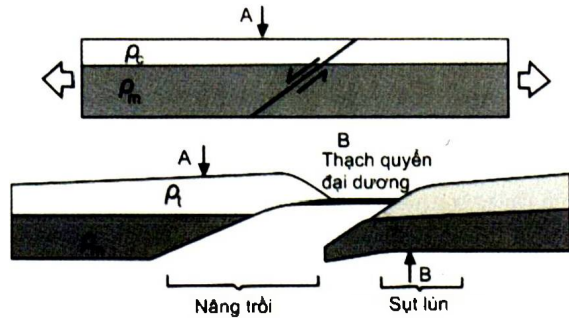
Hình 5. Mô hình tách giãn tạo bồn đối xứng của McKenzie (1978), (Frisch và nnk., 2011.)

Mô hình tách giãn không đồng nhất

Một trong những mô hình đầu tiên đề cập đến sự tách giãn không đồng nhất của thạch quyển do Oxburgh đưa ra (1982). Ông cho rằng cả vỏ và phần manti thạch quyển đều tách giãn không đồng nhất, nhưng vỏ tách giãn cực đại theo chiều ngang so với vị trí tách giãn cực đại của manti. Wernicke (1985) [H.6] và Lister cùng nhóm nghiên cứu (1986) là những người đầu tiên đã phát hiện ra vai trò của đứt gãy thuận với góc nhỏ cắt qua toàn bộ thạch quyển. Mô hình này dựa trên những nghiên cứu trước của Lister và Etheridge (1989) và Lister cùng nhóm nghiên cứu (1991) đã áp dụng mô hình này vào bờ đông của Australia để giải thích về cơ chế nâng trôi của các dãy núi ở Australia và sự sụt lún thạch quyển lục địa ở bờ tây New Zealand [H.7].



Hình 6. Mô hình tách giãn tạo bồn bất đối xứng của Wernicke (1985), (Frisch và nnk., 2011).



Hình 7. Tách giãn thạch quyển do đứt gãy thuận với góc nhỏ cắt qua toàn bộ thạch quyển. Hình trên mô tả vị trí hai mảng thạch quyển trước tách giãn, hình dưới mô tả vị trí hai mảng thạch quyển sau khi bị chia cắt và sự phát triển của rìa lục địa thụ động. Lưu ý rằng ở vị trí A, tách giãn làm giảm bề dày của phần manti thạch quyển; ở vị trí B, tách giãn chỉ làm giảm bề dày vỏ. Lister cùng nhóm nghiên cứu (1986) và Wernicke (1985) đã chứng minh quá trình nâng trôi của mảng bên trái ở vị trí A (đông Australia) và quá trình sụt lún của mảng bên phải ở vị trí B (tây New Zealand) là do sự thay đổi tỉ lệ bề dày giữa vỏ và manti (Kurt Stuewi., 2007).

Các mô hình tách giãn địa động lực

Mô hình tách giãn địa động lực là mô hình giải thích quá trình tách giãn lục địa dựa trên cơ chế giả định. Một trong những câu hỏi có thể được giải thích bằng mô hình động lực liên quan đến nguyên nhân chấm dứt tách giãn. Nhiều bồn tách giãn từ khi bắt đầu tạo rift và hình thành rìa lục địa thụ động (ví dụ trung tâm tách giãn Đông Phi của Biển Đỏ), trong khi ở những bồn khác, quá trình tách giãn bị hạn chế (ví dụ bồn Michigan ở Châu Mỹ, bồn Cooper ở Australia và bồn Pannon ở Châu Âu). Ta có thể giải thích sự chấm dứt tách giãn theo hai nguyên nhân sau:

- Nguyên nhân bên ngoài. Trong trường hợp quá trình chấm dứt tách giãn chỉ tác động đến các mảng xung quanh, tách giãn được khống chế bởi các điều kiện ranh giới mảng. Lực và tốc độ tách giãn tạo bồn có thể sẽ giảm.

- Nguyên nhân bên trong. Tách giãn có thể chấm dứt do tính lưu biến của mảng tăng lên. Trong trường hợp này điều kiện ranh giới mảng không thay đổi, các lực ranh giới mảng có thể không đổi. Quá trình tách giãn tự suy giảm.

Tương tự như cách gọi quá trình tách giãn chủ động và bị động, hai quá trình trên cũng có thể được gọi là quá trình chấm dứt tách giãn chủ động và bị động.

- *Mô hình của Houseman và England.* Mô hình một chiều giải thích quá trình tách giãn lục địa được Houseman & England đề xuất (1986) là một mô hình đơn giản có thể dùng để giải thích lý do quá trình tách giãn tự suy giảm. Mô hình này giải thích cả về cơ chế và nhiệt mà trong đó tách giãn xảy ra do cả chế độ nhiệt và tính lưu biến tăng.

Địa động lực quá trình hội tụ và tạo núi

Khi hai mảng thạch quyển lục địa di chuyển lại gần nhau, sự xô húc sẽ xảy ra giữa hai mảng. Khác với hai mảng đại dương khi xô húc không gây ra biến dạng mạnh, hai mảng lục địa khi xô húc sẽ gây ra biến dạng mạnh mẽ ở cả hai mảng. Sự khác biệt cơ bản đó là do ba lý do sau.

- Do sự khác biệt về bề dày mảng;
- Do sự khác biệt về tỉ trọng mảng;
- Do sự khác biệt về độ bền của mảng;

Thạch quyển lục địa có bề dày lớn hơn, độ bền kém hơn và tỉ trọng nhỏ hơn rất nhiều so với thạch quyển đại dương. Do tỉ trọng nhỏ hơn và bề dày lớn hơn như vậy nên mảng lục địa rất khó bị hút chìm xuống dưới. Tuy nhiên, do độ bền yếu, mảng lục địa sẽ dễ bị biến dạng nội mảng như chùng gôi, uốn nếp hơn so với mảng đại dương. Kết quả của sự biến dạng này là sự tạo núi, biến chất và một chuỗi những hoạt động kiến tạo ngày nay chúng ta vẫn thấy ở những vành đai tạo núi hoạt động hoặc được bảo tồn trong các đá biến chất của đai tạo núi cổ. Sự hình thành các dải núi trên lục địa là kết quả tất yếu của một quá trình hội tụ - nén ép của hai mảng khi chúng chuyển động lại gần nhau. Dựa vào cơ chế thành tạo, người ta phân chia các cấu trúc nén ép lục địa thành các loại như các dải núi nội lục, các dải núi hút chìm, các dải núi chòm trượt, các dải núi xô húc, các cấu trúc bồi tụ gắn kết.

Ở nơi hai mảng lục địa xô vào nhau làm cho các mảng bị biến dạng và chịu nén ép - kết quả là một mảng chui xuống hoặc trượt lên trên và sẽ tạo nên các dãy núi rộng lớn. Dấu hiệu dễ nhận thấy nhất là rìa phía bắc của mảng Ấn Độ chui xuống dưới một phần của mảng Âu-A, nâng lên tạo thành dãy núi Himalaya. Khi hai mảng đại dương và lục địa xô vào nhau, sẽ tạo nên cung đảo, khi đó, mảng đại dương sẽ chui xuống bên dưới mảng lục địa. Cung đảo được hình thành từ các núi lửa, do mảng nằm dưới bị nóng chảy, phun trào trên mảng nằm trên.

Tiến hóa nhiệt trong quá trình hội tụ tạo núi

Nhiều kết quả nghiên cứu cho thấy hai mảng đụng độ sẽ dẫn đến sự nung nóng các đá ở dưới sâu. Ở các đai tạo núi ngày nay, sự nung nóng đó được thể hiện ở dòng địa nhiệt tăng. Trong các đai tạo núi cổ, sự gia tăng dòng nhiệt được bảo tồn trong các đá biến chất. Tuy nhiên, quá trình nung nóng và biến dạng trong quá trình hội tụ không nhất thiết phải xảy ra đồng thời. Trên thực tế ở nhiều đai tạo núi có thể quan sát thấy đỉnh biến chất xuất hiện muộn hơn so với các pha biến dạng làm dày vỏ. Các yếu tố trong mối quan hệ giữa biến dạng và quá trình biến chất có thể được giải thích bằng sự so sánh đơn giản về khoảng thời gian của 3 quá trình sau: 1) Khoảng thời gian xảy ra quá trình làm dày vỏ. 2) Khoảng thời

gian xảy ra quá trình cân bằng nhiệt ở vỏ. 3) Khoảng thời gian xảy ra quá trình trôi lộ. Sự so sánh trên đã tạo tiền đề và cơ sở cho mô hình của England và Richardson (1977). Đây là một trong những mô hình đơn giản đầu tiên - đưa cả quá trình biến dạng và biến chất trong đai tạo núi vào trong một mô hình đơn.

Những nguyên lý cơ bản của quá trình tiến hóa nhiệt

England và Richardson (1977) cho rằng các mối quan hệ sau đây là nguyên lý cơ bản cho những đặc điểm về nhiệt ở các đai tạo núi.

- Quá trình làm dày vỏ xảy ra trong khoảng thời gian chưa đến 10 triệu năm, nhanh hơn nhiều so với quá trình cân bằng nhiệt ở vỏ xảy ra trong vài chục triệu năm.

- Khoảng thời gian xảy ra cân bằng nhiệt tương đương với khoảng thời gian của quá trình trôi lộ, đặc biệt là quá trình bào mòn (cả hai quá trình đều diễn ra trong khoảng vài chục triệu năm).

Khoảng thời gian biến dạng và trôi lộ phụ thuộc vào điều kiện biên của đai tạo núi. Khoảng thời gian cân bằng nhiệt hoàn toàn độc lập với các quá trình địa chất, tuân theo quy luật truyền dẫn nhiệt và độ dài của thể cân bằng. Những mối quan hệ trên làm phát sinh các giai đoạn trong các quá trình tiến hóa kiến tạo của đai tạo núi hội tụ như sau.

- Tiến hóa nhiệt trong quá trình làm dày vỏ - thực tế là quá trình biến dạng lục địa xảy ra nhanh hơn rất nhiều so với quá trình cân bằng nhiệt trên quy mô bề dài bề rộng của vỏ và có hai hệ quả: 1) Làm dày vỏ dẫn đến chôn vùi các đá không đủ nhiệt độ. 2) Phần lớn các tương tác của cơ chế nung nóng và nguội lạnh chi phối sự tiến hóa nhiệt của các đai tạo núi xuất hiện sau quá trình làm dày vỏ.

- Cơ chế nhiệt tiếp theo sau quá trình làm dày vỏ. Có hai cơ chế dẫn đến quá trình nhiệt như sau.

○ Trước quá trình làm dày vỏ, chế độ địa nhiệt ổn định thiết lập đạt trạng thái cân bằng giữa dòng nhiệt bề mặt ở ngoài lớp vỏ, dòng nhiệt đi từ manti vào vỏ và sản sinh ra nhiệt phóng xạ trong vỏ. Trạng thái cân bằng này bị xáo trộn do quá trình làm dày vỏ và nhiệt độ giảm đi. Nếu dòng nhiệt không đổi, quá trình nung nóng sẽ xuất hiện và thiết lập lại trạng thái cân bằng địa nhiệt.

○ Quá trình làm dày vỏ làm tăng tổng số lượng các nguyên tố phóng xạ theo chiều sâu của vỏ. Nhiệt lượng sản sinh do phóng xạ tăng lên làm cho gradient địa nhiệt thay đổi đột ngột. Vì vậy, quá trình nung nóng diễn ra để đạt được trạng thái cân bằng nhiệt khác.

- Cơ chế nguội lạnh theo sau quá trình làm dày vỏ. Sự dày lên của vỏ không chỉ dẫn đến quá trình nung nóng mà còn dẫn đến tạo núi và theo sau là một loạt các quá trình khác như bào mòn, tách giãn làm mỏng vỏ do sụp trọng lực, trôi lộ các đá biến

chất sâu. Có hai quá trình nguội lạnh tương tác với quá trình nung nóng như sau.

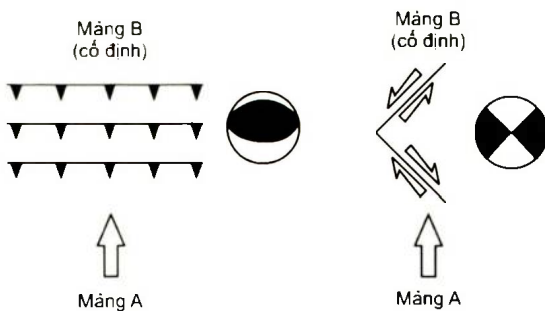
- Sự bóc mòn lớp vỏ ngoài loại bỏ các nguyên tố sản sinh nhiệt ở lớp vỏ đó. Điều này dẫn đến dòng nhiệt cân bằng giảm trong toàn bộ vỏ.

- Tất cả đá sẽ nguội lạnh và giảm nhiệt đến nhiệt độ của bề mặt trong khoảng thời gian chúng trôi lộ lên bề mặt Trái Đất. Các đá ở gần hơn – trôi lộ lên bề mặt sớm hơn, các đá càng bên càng bị nguội lạnh.

Cơ chế của các quá trình hội tụ lục địa

- Điều kiện biên của quá trình tạo núi. Địa tạo núi có thể phụ thuộc vào cả điều kiện biên về ứng suất và vận tốc gây ra biến dạng. Sự đụng độ giữa mảng Ấn Độ và mảng Âu - Á là một ví dụ về điều kiện biên với vận tốc không đổi – quá trình hội tụ giữa hai mảng diễn ra từ từ suốt 50 triệu năm qua, mặc dù năng lượng của dãy Himalaya đã tăng một cách đáng kể trong suốt thời gian này và hiện nay đang chống lại lực tác động của mảng Ấn Độ.

- Bình đồ hay mặt cắt. Điều kiện biên giống nhau có thể dẫn đến sự phân phối về lực căng rất khác nhau [H.8]. Ở Hình 8, trong cả 2 mô hình, mảng A đều di chuyển về phía mảng B. Tuy nhiên, ở mô hình bên trái, quá trình hội tụ được bù đắp bằng sự xô húc chồm phủ địa di. Ở mô hình bên phải, quá trình hội tụ dẫn đến tạo núi xảy ra đồng thời với tách giãn. Mặc dù tổng vận tốc ở biên là như nhau nhưng ứng suất căng lại khác nhau. Hai mô hình này khác nhau là do điều kiện biên xét theo chiều thẳng đứng là khác nhau.



Hình 8. Sơ đồ về quá trình xảy ra trong điều kiện biên giống nhau và gây ra hai trường ứng suất khác nhau. (theo Jackson và McKenzie, 1988; England và Jackson 1989). Sơ đồ bên trái mô tả quá trình hội tụ được bù đắp bằng sự xô húc. Sơ đồ bên phải mô tả quá trình hội tụ dẫn đến tạo núi xảy ra đồng thời với trượt bằng (Kurt Stuewi., 2007).

- Nguồn lực trong quá trình tạo núi. Quá trình tạo núi có thể do một số nguồn lực cơ bản gây ra như sau.

- Động lực: động lực là lực tác động từ bên ngoài đến quá trình tạo núi, ví dụ lực đẩy sống núi hay lực kéo mảng.

- Nội lực: nội lực là các lực tác động từ bên trong đến thạch quyển, là lực chống lại các ngoại lực và được giới hạn bởi độ bền của các đá trong thạch quyển.

- Năng lượng tiềm năng: là lực do sự khác biệt về năng lượng của một đai tạo núi với môi trường xung quanh và được gọi là lực trọng trường hay lực nổi ngang.

Nâng trôi và trôi lộ

Trong thập kỷ qua, nhiều nghiên cứu liên ngành địa mạo và kiến tạo đã được thực hiện, góp phần làm sáng tỏ quá trình tạo núi. Những kết quả nghiên cứu liên ngành cho thấy sự tương tác giữa hai quá trình khác nhau xảy ra theo hai hệ quy chiếu khác nhau. 1) Sự tiến hóa của bề mặt và các dạng địa hình trên bề mặt Trái Đất. 2) Sự tiến hóa về độ sâu và khoảng cách giữa các đá trong vỏ Trái Đất. Sự khác nhau của hai hệ quy chiếu là:

- Khoảng cách đến bề mặt thạch quyển chưa bị biến dạng, được sử dụng để mô tả quá trình tiến hóa bề mặt trong địa mạo.

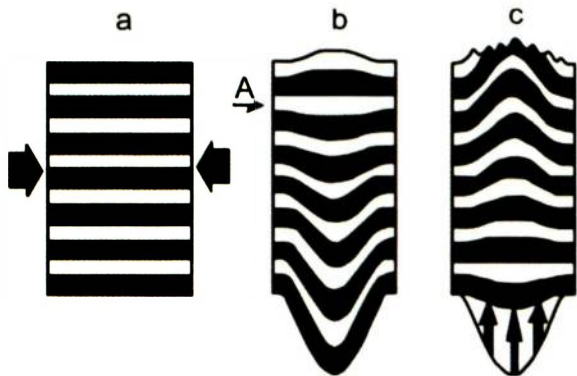
- Khoảng cách đến bề mặt thạch quyển thông thường, được sử dụng để mô tả về độ sâu và áp suất của đá trong vỏ thạch quyển.

Chuyển động tương đối của các loại đá so với bề mặt thạch quyển, tùy theo hướng chuyển động hướng lên bề mặt được gọi là *trôi lộ*, hoặc đi sâu xuống lòng đất – *chôn vùi*. Trong lĩnh vực địa mạo, khái niệm trôi lộ được sử dụng để mô tả các đá đã tồn tại hoàn toàn trên bề mặt từ trước, ví dụ như sự trôi lộ hóa thạch hay sự trôi lộ của một châu thổ. Trong lĩnh vực kiến tạo, khái niệm trôi lộ được sử dụng để mô tả quá trình chuyển động lên trên không làm lộ đá hoàn toàn (sự trôi lộ một phần), hay quá trình chuyển động lên trên bề mặt của các đá sinh ra ở dưới sâu (ví dụ sự trôi lộ của nhân vòm biến chất). Khái niệm trôi lộ thường được dùng để thay thế cho sự bóc mòn.

Chuyển động tương đối của các loại đá so với bề mặt thạch quyển chưa bị biến dạng, tùy theo hướng chuyển động lên trên hoặc xuống dưới đối với một hệ quy chiếu từ bên ngoài, được gọi là *nâng trôi* hoặc *lún chìm*. Thông thường, khái niệm nâng trôi hoặc lún chìm được sử dụng để mô tả những quá trình chuyển động thẳng đứng so với bề mặt ngang. Do đó, khi mô tả chuyển động của một loại đá so với một loại đá khác của vỏ, khái niệm nâng trôi hoặc lún chìm thường đi kèm với một hệ quy chiếu riêng, ví dụ nâng trôi của loại đá này so với loại đá kia ở hai cánh của đứt gãy.

Nâng trôi và trôi lộ đều được đo với các đơn vị khoảng cách. Tốc độ của quá trình nâng trôi và trôi lộ được đo bằng vận tốc ($m.s^{-1}$). Gọi vận tốc của quá trình nâng trôi là v_{up} , vận tốc của quá trình trôi lộ là v_{ex} , vận tốc nâng trôi tương đối của đá so với một hệ quy chiếu đã được xác định là v_{ro} , ta có công thức: $v_{ro} = v_{ex} + v_{up}$. Trong đó v_{ro} là biến số được sử dụng phổ biến nhất, tuy nhiên lại rất khó để xác định trực

tiếp từ những quan sát và thí nghiệm thực tế [H.9]. Nếu quá trình trôi lộ không xảy ra thì $v_{ro} = v_{up}$



Hình 9. Sơ đồ mô tả chuyển động thẳng đứng của đá trong đai tạo núi đã được đền bù đẳng tĩnh. a) vỏ trước khi bị biến dạng; b) vỏ sau khi trải qua quá trình co ngắn, tất cả các đá nằm dưới độ sâu A đều chuyển động đi xuống; c) vỏ sau khi trải qua quá trình trôi lộ do bào mòn, cấu trúc mái vòm quan sát thấy trên bề mặt lúc này là cấu trúc được hình thành hoàn toàn do quá trình trôi lộ, không phải do co ngắn (Kurt Stuewi., 2007).

Địa động lực quá trình magma

Trên thế giới, sự phun trào basalt đã xảy ra ở nhiều khu vực với diện tích phun trào vô cùng lớn. Những vùng đó được gọi là các tỉnh thạch học lớn hay gọi tắt là LIP (Large Igneous Province) [H.10]. Bên cạnh những loại đá được hình thành ở sống núi giữa đại dương, LIP là khu vực lớn thứ 2, tập trung phần lớn các loại đá magma mafic trên Trái Đất. LIP là đặc điểm đặc trưng của địa chất Phanerozoic mà hầu như không được biết đến từ Proterozoic hoặc Arkei. LIP bao gồm 3 loại:

- Basalt lũ lục địa
- Chuỗi núi lửa ở rìa các lục địa bị tách giãn

- Cao nguyên đại dương

Có rất nhiều tranh luận liên quan đến sự hình thành LIP, nhưng thông thường những khu vực dạng LIP được thành tạo do sự hoạt động của chùm manti. Ban đầu, chùm manti được coi như một phần của hệ thống đối lưu manti của Trái Đất. Nhưng ngày nay nó được biết đến như một đặc điểm phụ, không liên quan đến đối lưu trong manti. Ngày nay, chỉ 2 loại chùm manti được quan tâm.

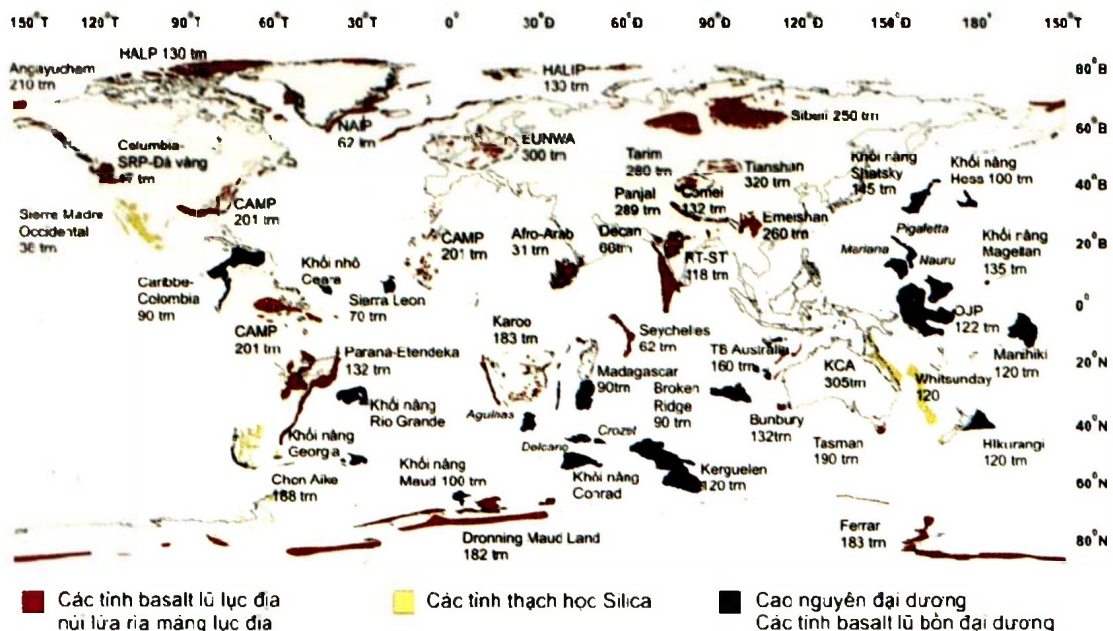
- Chùm manti bắt nguồn từ ranh giới nhân - manti có phần thân hẹp và phần đầu lớn. Loại manti này liên quan với hoạt động tách giãn kèm theo nâng trôi của lớp thạch quyển nằm trên.

- Chùm manti được hình thành từ sự phun trào nhiệt của quyển mềm do tách giãn thạch quyển thụ động. Những loại chùm manti này là hệ quả của tách giãn nhưng chúng có thể gây nên một quá trình mở rộng nhanh.

Sự phân lớp manti thạch quyển

Phần manti của thạch quyển lạnh hơn và có tỉ trọng lớn hơn so với quyển mềm nằm dưới. Do đó phần manti thạch quyển có thể có lực nổi âm (so với vỏ Trái Đất) và có thể coi như nó bị rơi xuống quyển mềm. Nếu điều này xảy ra, đai tạo núi nằm phía trên sẽ bị thay đổi đáng kể về năng lượng tiềm năng, về độ cao bề mặt và cấu trúc nhiệt. Có rất nhiều cơ chế giải thích tại sao hiện tượng manti chìm trong quyển mềm lại xảy ra. Trong đó, có 2 cơ chế sau đây.

- Sự phân lớp của toàn bộ phần manti thạch quyển từ vỏ dọc theo Moho
- Dòng đối lưu đưa phần rế manti thạch quyển dày và không ổn định được hình thành trong quá trình làm dày thạch quyển đi vào quyển mềm.



Hình 10. Sự phân bố các tỉnh thạch học lớn trên thế giới (gsbulletin.gsapubs.org).

Địa động lực quá trình biến chất

Quá trình biến chất áp suất thấp – nhiệt độ cao

Ở nhiều khu vực trên hành tinh, đặc biệt ở các khiên tiền Cambri, có thể thấy nhiều vùng địa hình đã trải qua quá trình biến chất ở nhiệt độ cao bất thường so với độ sâu xảy ra quá trình biến chất. Nói cách khác, tỷ lệ đạt đến áp suất và nhiệt độ cao nhất ở những vùng địa hình này cao hơn nhiều so với gradient địa nhiệt thông thường ở đó, hoặc so với sự mô phỏng bằng các mô hình biến chất khu vực. Những vùng địa hình này thường được gọi là vùng biến chất “áp suất thấp, nhiệt độ cao” (viết tắt theo tiếng Anh: LPHT=Low Pressure High Temperature); địa hình và quá trình biến chất thường liên quan đến kiểu biến chất Buchan. Địa hình LPHT xuất hiện ở tất cả các lớp, từ tương phiến lục ở áp suất nhỏ hơn hoặc bằng 1 kilobar đến tương granulit ở áp suất nhỏ hơn 3 hoặc 4 kilobar. Vấn đề về nguồn nhiệt của các quá trình biến chất vẫn đang còn nhiều tranh cãi. Về nguyên tắc, có hai nguồn nhiệt được nhắc đến là nguồn ngoại nhiệt và nguồn nội nhiệt.

- Các nguồn ngoại nhiệt

Một số nhà nghiên cứu biến chất cho rằng tỷ lệ T - P của điều kiện đỉnh biến chất đối với kiểu biến chất LPHT là quá cao để đạt được bằng sự truyền dẫn địa nhiệt. Do đó, các nguồn nhiệt của quá trình biến chất phải bắt nguồn từ bên ngoài, hay được gọi là các nguồn ngoại nhiệt. Ví dụ, các nguồn ngoại nhiệt có thể bắt nguồn từ những độ sâu lớn trong địa hình đó, như magma hay dung dịch magma. Quá trình này có thể coi là quá trình biến chất tiếp xúc. Những lập luận quan trọng nhất về mô hình ngoại nhiệt này là:

- Nếu nhiệt độ ở bề mặt địa hình tăng lên do sự truyền dẫn nhiệt của thạch quyển đến mức làm thay đổi bề dày hình học của vỏ và manti thạch quyển, thì có nghĩa là tỷ lệ P-T đo được tương ứng nhiều hoặc ít hơn gradient địa nhiệt thông thường. Tỷ lệ P-T đặc trưng của địa hình LPHT cho thấy chế độ địa nhiệt ở đáy của thạch quyển (khoảng 1.200°C) sẽ nằm ở độ sâu khoảng 30km. Ngày nay, chúng ta thấy bề dày của thạch quyển rất nhỏ ở những vùng có hoạt động tách giãn hay ở những khu vực tạo rift lục địa. Ngược lại, địa hình LPHT đặc trưng cho cấu trúc hội tụ và là bằng chứng của việc vắng mặt ranh giới mảng. Đó chính là do tác động của các nguồn ngoại nhiệt.

- Ở nhiều địa hình LPHT, quá trình biến chất xảy ra cùng với sự biến dạng. Điều này trở nên dễ hiểu nếu quá trình biến chất do các nguồn ngoại nhiệt gây ra. Tuy nhiên, cách giải thích này khác với các mô hình trước đây đã cho rằng biến chất khu vực là kết quả của các quá trình truyền dẫn nhiệt.

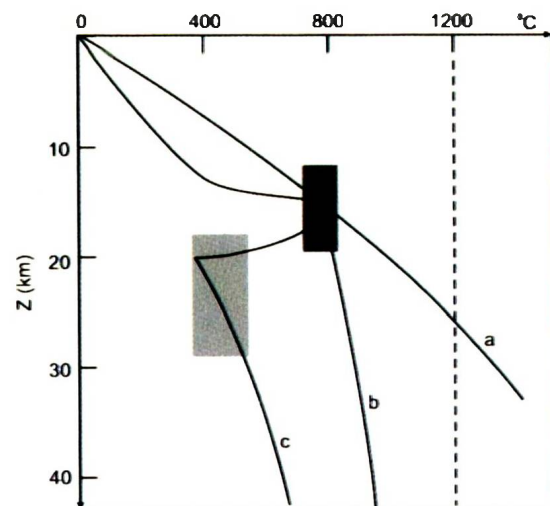
- Nhiều địa hình LPHT được biểu thị bằng đường cong nguội lạnh đẳng áp. Điều này đã chỉ ra

rằng tỷ lệ nguội lạnh lớn hơn rất nhiều so với tỷ lệ chôn vùi hay trôi lộ.

- Các nguồn nội nhiệt

Khác với những điều đã trình bày ở trên, một số nhà nghiên cứu khác cho rằng cả các thể magma hay những bằng chứng về sự xâm nhập chất lỏng đã tìm thấy ở vùng địa hình trải qua quá trình biến chất LPHT đều không giải thích được bằng sự tác động của các nguồn ngoại nhiệt vào những vùng này. Vì vậy, nguyên nhân gây nên quá trình biến chất LPHT sẽ giống với nguyên nhân gây nên dạng biến chất khu vực Barrovi. Để giải thích cho sự xuất hiện các tỷ lệ đỉnh biến chất PT, một loạt các mô hình đã cho rằng nguyên nhân là do độ dày hình học bất thường của vỏ và manti thạch quyển. Ví dụ, bề dày vỏ và manti thạch quyển quá mỏng sẽ tạo điều kiện thích hợp cho quá trình biến chất LPHT.

Gần đây một khả năng khác được chú ý đến đó là do nhiệt phóng xạ quá cao sinh ra trong vỏ (Chamberlain & Sonder 1990; Sandiford & Hand, 1998). Điều này có thể dẫn đến sự hình thành hình dạng đường cong địa nhiệt [H.11], giải thích chi tiết về sự đốt nóng từ bên trong và bên ngoài địa hình biến chất. Để nghiên cứu quá trình địa động lực các quá trình biến chất – có nhiều chương trình phần mềm được sử dụng để mô hình hóa cơ chế thay đổi nhiệt độ và áp suất.



Hình 11. Ba mô hình khác nhau về minh giải địa nhiệt ở địa hình LPHT. a) Địa nhiệt tăng đều. Ở mô hình này, đáy của tầng thạch quyển đã được xác định nhiệt độ là 1200°C nằm ở độ sâu 30km. b và c). Hai mô hình khả thi khác về địa nhiệt được xác định bằng quá trình biến chất LPHT và có thể được áp dụng cho thạch quyển có bề dày thông thường (Kurt Stuewe., 2007).

Quá trình biến chất áp suất cao

Đá biến chất đã được chôn vùi ở độ sâu trên 60km chiếm một phần nhỏ, nhưng phổ biến của các tổ hợp thạch học ở nhiều đai tạo núi. Thuật ngữ “biến chất áp suất cao” (hay “biến chất áp suất siêu cao” xuất hiện coesit) đều có những ý nghĩa riêng. Sự

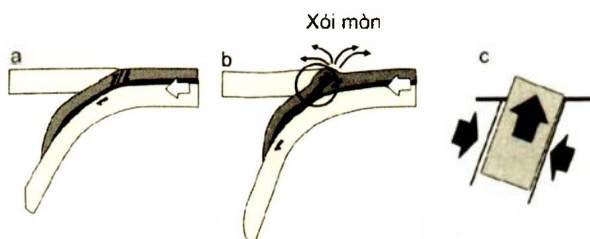
bộc lộ của các loại đá từ những độ sâu lớn được xem như là một vấn đề mang tính chất hai chiều và một loạt các mô hình đã được đề xuất để giải thích vấn đề này. Có thể nhóm những mô hình này dựa trên bản chất của nguồn lực gây trôi lộ như sau.

- Nhóm các mô hình giải thích dựa trên nguồn lực tác động từ bên ngoài đến các quá trình biến chất (nâng trôi).

- Nhóm các mô hình giải thích dựa trên lực nổi do sự khác biệt về tỷ trọng gây ra.

- Nhóm các mô hình giải thích dựa trên quá trình tách giãn do lực trọng trường gây ra.

Hình 12 so sánh sự phân loại các quá trình trôi lộ khác nhau. Cơ chế thứ 3 không gây ra sự bóc lộ nếu đá ở độ sâu lớn hơn 30km. Hai cơ chế đầu đóng vai trò quan trọng trong việc làm nâng trôi vùng địa hình có áp suất cao. Ngày nay, mô hình giải thích về sự nâng trôi của đá áp suất cao phổ biến nhất là mô hình của Chemenda [H.12], dựa trên sự tương tác phức tạp của các quá trình mà ba mô hình trên đã đề cập ở đới hút chìm. Tuy nhiên, cần lưu ý rằng những quan sát về các quá trình biến chất áp suất cao không nhất thiết được hiểu là đá có độ sâu chôn vùi lớn.



Hình 12. Sự trôi lộ các đá theo mô hình của Chemenda (1996). Hình a và b mô tả 2 bước lặp lại trong quá trình hút chìm và trôi lộ của nê-m-tăng-trường, hình c là sơ đồ của quá trình trôi lộ ở khu vực được khoanh tròn trong hình b (Kurt Stuewi., 2007).

Trôi lộ do ngoại lực

Các cơ chế trôi lộ của nhóm đầu tiên có thể được đặc trưng bằng các yếu tố như nâng trôi, đứt gãy trượt bằng, và trôi lộ kiểu “dòng chảy góc”. Ở quá

trình nâng trôi thẳng đứng, vật chất bị hai khối đá cứng hơn ép ở hai bên, cấu trúc hình hoa là một ví dụ. Sự nâng trôi không làm các đá tự bị bào mòn nhưng quá trình này nâng các đá lên và tại vị trí đó các đá có thể lộ ra do quá trình bào mòn.

Mô hình “dòng chảy góc” hoàn toàn khác biệt. Trong suốt quá trình phát triển của nê-m-tăng-trường, đá có thể được trôi lộ mà không có tác động của sự bào mòn bề mặt. Tuy nhiên, quá trình đó chỉ có thể xảy ra nếu độ nhớt của đá rất thấp và các đá bóc lộ xuất hiện độc lập với hỗn hợp mềm xung quanh.

Trôi lộ do lực đẩy Archimed

Nếu đá biến chất áp suất cao có tỷ trọng nhỏ hơn so với môi trường xung quanh – có thể cho rằng đá trôi lộ qua vỏ chỉ do tác động của lực đẩy Archimed. Ví dụ, cơ chế trên có thể xảy ra nếu các vật liệu từ vỏ Trái Đất bị đưa xuống manti. Một số loại đá biến chất áp suất cao phổ biến nhất là eclogit, được bao quanh bởi các đá có tỷ trọng thấp hơn và ở tầng sâu hơn được trôi lộ trên mặt đất. Các nhà địa chất Châu Âu đã quan sát thấy eclogit ở phía đông dãy núi Alpes thường xuyên được đá carbonat bao quanh. Họ cho rằng tổ hợp eclogit – carbonat có tỷ trọng thấp hơn so với tỷ trọng chung của khu vực, do vậy sự trôi lộ có thể do lực đẩy Archimed gây nên.

Tài liệu tham khảo

- Harsh K. Gupta (Edit), 2011. *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*. Springer. 1578 pgs.
- Kurt Stuewi, 2007. *Geodynamics of the lithosphere: Quantitative description of geological problems*. Springer-Verlag. 504 pgs.
- Scott E. Bryan, Richard E. Ernst, 2008. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs) *Earth-Science Reviews*, Volume 86, Issue 1: 175-202.
- Kornprobst J., 2003. *Metamorphic Rocks and Their Geodynamic Significance*. Kluwer Academic Publishers. 225 pgs.
- Wolfgang Frisch., Martin Meschede and Ronald Blakey, 2011. *Plate Tectonics: Continental Drift and Mountain Building*. Springer-Verlag. 217 pgs.