

1 TRÁI ĐẤT LÀ MỘT HÀNH TINH

1.1 HỆ MẶT TRỜI

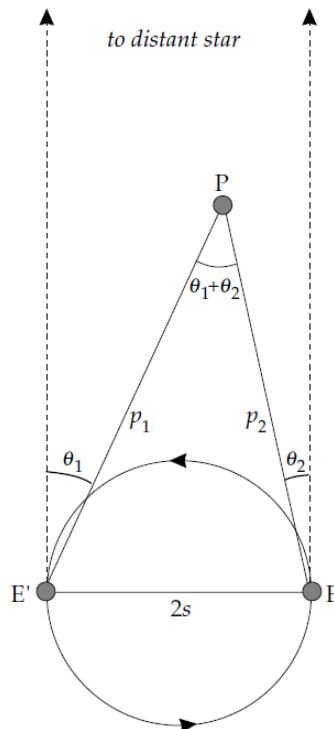
1.1.1 Khám phá và mô tả các hành tinh

Người ta cần phải đi đến một nơi xa xôi, hoang vắng, tránh xa các ảnh hưởng ô nhiễm của môi trường mới có thể biết được bầu trời vào ban đêm dưới mắt người xưa như thế nào. Nhìn từ nơi hoang dã, bầu trời xuất hiện dưới mắt thường giống như một vòm các điểm sáng, cố định tương đối với nhau trong không gian. Các nhà quan sát thời kỳ sớm trước đây nhận thấy rằng dạng các sao thường xuyên di chuyển và sử dụng hiện tượng này làm cơ sở để xác định thời gian của các sự kiện. Hơn 3000 năm trước, vào khoảng thế kỷ thứ mười ba trước Công nguyên, năm và tháng được tập hợp trong lịch làm việc của người Trung Quốc, và khoảng 350 trước Công nguyên, nhà thiên văn học Trung Quốc Shih Shen đã biên soạn một danh mục gồm 800 ngôi sao. Người Hy Lạp cổ đại quan sát thấy một số thiên thể di chuyển qua lại trên nền trời cố định này và gọi chúng là các hành tinh, có nghĩa là những kẻ lang thang. Ngoài Mặt trời và Mặt trăng, mắt thường có thể phân biệt được các hành tinh Sao Thủy, Sao Kim, Sao Hỏa, Sao Mộc và Sao Thổ.

Các khái niệm hình học đã được đưa vào thiên văn học bởi nhà triết học Hy Lạp Thales vào thế kỷ thứ sáu trước Công nguyên. Bước tiến này đã cho phép người Hy Lạp phát triển thiên văn học lên đỉnh cao nhất trong thế giới cổ đại. Aristotle (384 -322 BC) đã tóm tắt các công trình Hy Lạp đã được thực hiện trước thời của ông và đề xuất một mô hình vũ trụ với Trái đất là trung tâm. Mô hình địa tâm này đã thấm nhuần trong niềm tin tôn giáo và duy trì ảnh hưởng cho đến cuối thời Trung cổ. Đó không phải là mô hình không thể thay đổi; Aristarchus of Samos (c.310, c.230 TCN) đã xác định kích thước và khoảng cách của Mặt trời và Mặt trăng so với Trái đất và đề xuất một vũ trụ nhật tâm (trung tâm là mặt trời). Các phương pháp lượng giác được phát triển bởi Hipparchus (190 -120 BC) cho phép xác định khoảng cách thiên văn bằng cách quan sát các vị trí góc của các thiên thể. Ptolemy, một nhà thiên văn học Greco-Ai Cập vào thế kỷ thứ hai sau Công nguyên, đã áp dụng các phương pháp này cho các hành tinh đã biết và có thể dự đoán chuyển động của chúng với độ chính xác đáng kể với thiết bị đã có vào thời đó.

Cho đến khi phát minh ra kính viễn vọng vào đầu thế kỷ XVII, dụng cụ chính được các nhà thiên văn học sử dụng để xác định vị trí và khoảng cách của các thiên thể là thước đo độ cao thiên văn. Thiết bị này bao gồm một đĩa bằng gỗ hoặc kim loại với chu vi được khắc độ, tại tâm của nó được chột một con trỏ di động được gọi là alidade. Khoảng cách góc có thể được xác định bằng cách nhìn vào một vật thể với alidade và đọc ra độ cao của nó từ thang chia độ. Không biết ai là Người phát minh ra dụng cụ đo độ cao thiên thể, nhưng người ta thường gán cho Hipparchus (190 -120 trước Công nguyên). Nó vẫn là một công cụ quan trọng cho các nhà hàng hải cho đến khi phát minh ra kính lục phân vào thế kỷ thứ mười tám.

Các quan sát góc được chuyển đổi thành khoảng cách bằng cách áp dụng phương pháp thị sai. Điều này được minh họa đơn giản bằng ví dụ sau.



Hình. 1.1 Minh họa về phương pháp thị sai trong đó hai góc đo được (θ_1 và θ_2) được sử dụng để tính khoảng cách (p_1 và p_2) của một hành tinh từ Trái đất theo (các) khoảng cách Trái đất-Mặt trời.

Hãy xem xét hành tinh P khi nhìn từ Trái đất tại các vị trí khác nhau trong quỹ đạo quanh Mặt trời (Hình 1.1). Để đơn giản, coi hành tinh P là một vật thể đứng yên (tức là, bỏ qua chuyển động quỹ đạo của hành tinh). Góc giữa một quan sát trên hành tinh đến một ngôi sao cố định sẽ thay đổi do chuyển động quỹ đạo Trái đất quanh Mặt trời.

Gọi góc cực đại đo được là (θ_1 và θ_2) và khoảng cách từ trái đất đến mặt trời là s ; khoảng cách giữa các vị trí cực đại E và E' của quỹ đạo là $2s$. Khoảng cách p_1 và p_2 của hành tinh từ trái đất được tính theo phương trình khoảng cách bằng cách áp dụng định luật lượng giác sines:

$$\frac{p_1}{2s} = \frac{\sin(90 - \theta_2)}{\sin(\theta_1 + \theta_2)} = \frac{\cos \theta_2}{\sin(\theta_1 + \theta_2)} \quad (1.1)$$

$$\frac{p_2}{2s} = \frac{\cos \theta_1}{\sin(\theta_1 + \theta_2)}$$

Các phép tính lượng giác tiếp theo cho phép tính khoảng cách của các hành tinh từ Mặt trời. Nguyên lý thị sai cũng được sử dụng để xác định khoảng cách tương đối trong hệ thống địa tâm Aristoteles, theo đó các ngôi sao cố định, Mặt trời, Mặt trăng và các hành tinh được coi là đang chuyển động chung quanh Trái đất.

Năm 1543, năm mất của nhà thiên văn học người Ba Lan Nicolas Copernicus đã công bố một công trình mang tính cách mạng, trong đó ông khẳng định Trái đất không phải là trung tâm của vũ trụ. Theo mô hình của ông, Trái đất quay quanh trục của chính nó và nó cùng các hành tinh

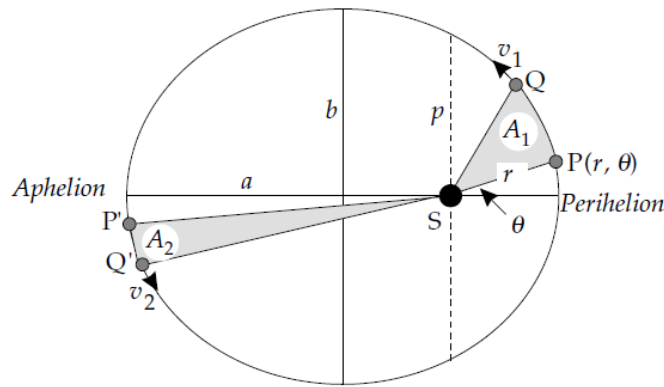
khác xoay quanh Mặt trời. Copernicus đã tính toán chu kỳ thiên văn của mỗi hành tinh chung quanh Mặt trời; đây là thời gian cần thiết để một hành tinh thực hiện một vòng quay và trở về cùng một vị trí góc so với một ngôi sao cố định. Ông cũng xác định bán kính quỹ đạo của chúng chung quanh Mặt trời theo khoảng cách Trái đất - Mặt trời. Bán kính trung bình của quỹ đạo Trái đất chung quanh Mặt trời được gọi là đơn vị thiên văn; nó bằng 149,597,871km. Các giá trị chính xác của các tham số này được tính toán từ các quan sát được biên soạn trong khoảng thời gian 20 năm bởi nhà thiên văn học người Đan Mạch Tycho Brahe (1546 -1601). Sau cái chết của ông, các tài liệu được chuyển cho trợ lý của ông, Johannes Kepler (1571 -1630). Kepler đã thành công trong việc điều chỉnh các quan sát thành mô hình nhật tâm cho hệ thống các hành tinh đã biết. Kepler đã tóm tắt các suy luận của ông trong ba định luật và sau đó đã mình chứng cho việc xác minh định luật Vạn vật hấp dẫn đối với Isaac Newton. Điều đáng chú ý là cơ sở dữ liệu của Kepler được thiết lập dựa trên những quan sát không được sự hỗ trợ bởi kính thiên văn, chưa được phát minh cho đến đầu thế kỷ 17.

1.1.2 Định luật Kepler về chuyển động hành tinh

Kepler đã mất nhiều năm để liên kết những quan sát của Tycho Brahe thành ba định luật chuyển động của hành tinh. Định luật thứ nhất và thứ hai (Hình 1.2) được xuất bản vào năm 1609 và định luật thứ ba xuất hiện vào năm 1619. Các định luật này có thể được phát biểu như sau:

- (1) Quỹ đạo của mỗi hành tinh là một hình elip với Mặt trời là một tiêu điểm;
- (2) Bán kính quỹ đạo của một hành tinh quét ra các diện tích bằng nhau trong các khoảng thời gian bằng nhau;
- (3) Tỷ lệ bình phương chu kỳ của hành tinh (T^2) với lập phương bán trục chính quỹ đạo của nó (a^3) là một hằng số cho tất cả các hành tinh, kể cả Trái đất.

Ba định luật của Kepler hoàn toàn dựa trên kinh nghiệm, xuất phát từ những quan sát chính xác. Trong thực tế, chúng là sự diễn đạt các quy luật vật lý cơ bản. Các hình dạng elip của quỹ đạo hành tinh (Hộp 1.1) được mô tả bởi định luật thứ nhất là hệ quả sự bảo toàn năng lượng của một hành tinh quay quanh Mặt trời dưới tác dụng của lực hút trung tâm thay đổi theo nghịch đảo của bình phương khoảng cách. Định luật thứ hai mô tả tốc độ chuyển động của hành tinh xung quanh quỹ đạo của nó xuất phát trực tiếp từ việc bảo toàn moment động lượng của hành tinh. Định luật thứ ba là kết quả của sự cân bằng giữa lực hấp dẫn hút hành tinh về phía Mặt trời và lực ly tâm tách xa Mặt trời do tốc độ quỹ đạo của nó. Định luật thứ ba dễ dàng được chứng minh cho các quỹ đạo tròn (xem Mục 2.3.2.3).



Hình 1.2 Hai định luật đầu tiên của Kepler về chuyển động của hành tinh: (1) mỗi quỹ đạo hành tinh là một hình elip với Mặt trời tại một tiêu điểm và (2) bán kính của một hành tinh quét ra các khu vực bằng nhau trong những khoảng thời gian bằng nhau.

Định luật Kepler, được phát triển cho hệ mặt trời nhưng cũng được áp dụng cho hệ hành tinh kín bất kỳ. Chúng chi phối chuyển động của vệ tinh tự nhiên hoặc nhân tạo bất kỳ chung quanh vật thể chủ. Định luật thứ ba của Kepler liên hệ thông qua phương trình giữa chu kỳ (T) và bán kính trục chính (a) của quỹ đạo của vệ tinh với khối lượng (M) của vật thể chủ

$$GM = \frac{4\pi^2}{T^2} a^3 \quad (1.2)$$

Trong đó G là hằng số hấp dẫn. Mối liên hệ này là vô cùng quan trọng cho việc xác định khối lượng của các hành tinh có các vệ tinh tự nhiên. Ngày nay nó có thể được áp dụng để xác định khối lượng của các hành tinh bằng cách sử dụng quỹ đạo của các vệ tinh nhân tạo. Thuật ngữ đặc biệt được sử dụng cho việc mô tả quỹ đạo hình elip là: Điểm gần nhất và xa nhất của quỹ đạo hành tinh quanh Mặt trời được gọi là điểm cận nhật và điểm viễn nhật tương ứng (perihelion và aphelion). Các thuật ngữ perigee và apogee dùng để chỉ các điểm gần nhất và xa nhất của quỹ đạo Mặt trăng hoặc một vệ tinh chung quanh Trái đất.

1.1.3 Tính chất của các hành tinh

Galileo Galilei (1564 -1642) thường được coi là người sáng lập khoa học hiện đại. Ông đã có những khám phá cơ bản trong thiên văn học và vật lý học, bao gồm cả việc xây dựng các định luật chuyển động. Ông là một trong những nhà khoa học đầu tiên sử dụng kính viễn vọng để thu thập thông tin chi tiết hơn về các hành tinh. Năm 1610, Galileo đã phát hiện ra bốn vệ tinh lớn nhất của Sao Mộc (được gọi là Io, Europa, Ganymede và Callisto) và quan sát thấy rằng (như Mặt trăng) hành tinh Sao Kim phô bày các pha chiếu sáng khác nhau, từ dạng đĩa tròn đến một phần lưỡi liềm. Đây là bằng chứng thuyết phục cho việc ủng hộ quan điểm của Copernican về hệ mặt trời.

Quỹ đạo của một hành tinh hoặc sao chổi trong hệ mặt trời là một hình elip với Mặt trời ở tại một trong những tiêu điểm của nó. Điều kiện này phát sinh từ việc bảo toàn năng lượng trong một trường lực tuân theo luật nghịch đảo bình phương. Tổng năng lượng (E) của một khối quỹ đạo là tổng động lượng (K) và thế năng (U) của nó. Cho một vật có khối lượng m và vận tốc v trên quỹ đạo ở khoảng cách r so với Mặt trời (khối lượng S)

$$\frac{1}{2}mv^2 - G\frac{mS}{r} = E = \text{Constant} \quad (1)$$

Nếu động năng lớn hơn thế năng của lực hấp dẫn đối với Mặt trời ($E > 0$), vật thể sẽ thoát ra khỏi hệ mặt trời. Đường đi của nó là một hyperbola. Trường hợp tương tự cho kết quả nếu $E=0$, nhưng đường đi là một parabol. Nếu $E < 0$, lực hấp dẫn ràng buộc vật thể với Mặt trời; đường đi là một hình elip với Mặt trời là một tiêu điểm (Hình B1.1.1). Một hình elip được định nghĩa là quỹ tích của tất cả các điểm trong mặt phẳng có khoảng cách s_1 và s_2 từ hai điểm cố định F_1 và F_2 trong mặt phẳng có tổng không đổi, được định nghĩa là $2a$:

$$s_1 + s_2 = 2a \quad (2)$$

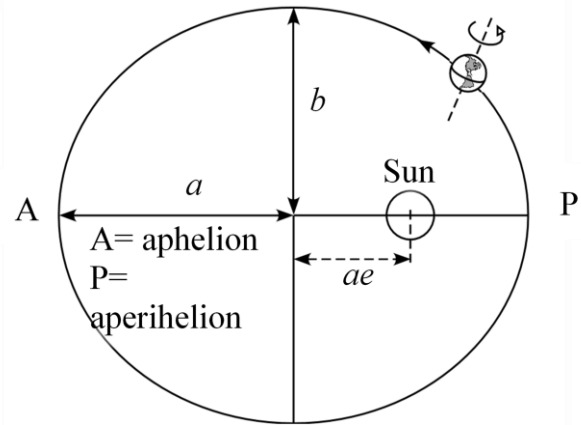
Khoảng cách $2a$ là chiều dài trục chính của ellipse; trục phụ trục giao với nó và có chiều dài là $2b$, liên hệ với trục chính bởi độ lệch tâm của ellipse, e :

$$e = \sqrt{1 - \frac{b^2}{a^2}} \quad (3)$$

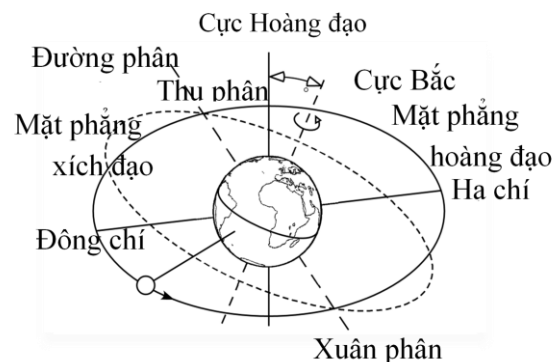
Phương trình của 01 điểm trên ellipse với hệ tọa độ Cartesian (x, y) xác định tương ứng với tâm của cầu hình là:

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} = 1 \quad (4)$$

Quỹ đạo ellipse của trái đất chung quanh mặt trời xác định mặt phẳng hoàng đạo. Góc giữa mặt phẳng quỹ đạo và hoàng đạo được gọi là độ nghiêng của quỹ đạo, và hầu hết các hành tinh, ngoại trừ Sao Thủy- Mercury (độ nghiêng 70) và Sao Diêm Vương-Pluto (độ nghiêng 170) đều có độ nghiêng nhỏ. Một đường thẳng trục giao với cực bắc và nam của hoàng đạo. Nếu những ngón tay của tay phải của một người nắm lấy quỹ đạo trái đất theo phương chuyển động, ngón tay cái chỉ về cực



Hình B1.1.1 Các thông số của quỹ đạo hình elip.



Hình B1.1.2 Mối quan hệ giữa mặt phẳng hoàng đạo, mặt phẳng xích đạo của trái đất và các đường giao mùa.

bắc của hoàng đạo, đó là chòm sao Draco. Nhìn từ trên cực này, tất cả các hành tinh di chuyển chung quanh mặt trời theo ngược chiều kim đồng hồ (prograde).

Trục quay của Trái đất nghiêng so với phương vuông góc với đường hoàng đạo tạo thành góc xiên (Hình B1.1.2), hiện tại là 23,5°. Mặt phẳng xích đạo nghiêng theo cùng một góc với đường hoàng đạo, nó giao nhau dọc theo đường xích đạo.

Trong quá trình chuyển động hàng năm của Trái đất quanh Mặt trời, đường này hai lần chỉ vào Mặt trời: vào ngày 20 tháng 3, xác định điểm xuân phân (mùa xuân) và vào ngày 23 tháng 9, xác định thu phân. Vào những ngày này, ngày và đêm có độ dài bằng nhau ở mọi nơi trên Trái đất. Các ngày hạ chí và mùa đông chí xảy ra vào ngày 21 tháng 6 và 22 tháng 12, chuyển động biểu kiến của Mặt trời dường như đạt đến điểm cao nhất và thấp nhất trên bầu trời.

Bảng 1.1 Kích thước và đặc điểm quay của các hành tinh (nguồn dữ liệu: Beatty và cộng sự, 1999; McCarthy và Petit, 2004; Trung tâm Dữ liệu Khoa học Không gian Quốc gia, 2004 [http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/])

Các hành tinh lớn và sao Diêm Vương là thể khí. Đối với những hành tinh này, bề mặt có áp suất là 1 atm được lấy làm bán kính hiệu dụng. Trong định nghĩa của phép làm phẳng cực, a và c lần lượt là các bán trục chính và bán trục phụ của hình cầu.

Hành tinh lượng	Khối $M [10^{24} \text{ kg}]$	Khối lượng tương đối so với trái đất to Earth	Mật độ trung bình [kgm ³]	Bán kính xích đạo [km]	Chu kỳ quan thiên văn [Ngày]	Polar flattenin g $f(ac)/a$	Độ nghiêng của trục quay [°]
<i>Terrestrial planets and the Moon</i>							
Mercury	0.3302	0.0553	5,427	2,440	58.81	0.0	0.1
Venus	4.869	0.815	5,243	6,052	243.7	0.0	177.4
Earth	5.974	1.000	5,515	6,378	0.9973	0.003353	23.45
Moon	0.0735	0.0123	3,347	1,738	27.32	0.0012	6.68
Mars	0.6419	0.1074	3,933	3,397	1.0275	0.00648	25.19
<i>Great planets and Pluto</i>							
Jupiter	1,899	317.8	1,326	71,492	0.414	0.0649	3.12
Saturn	568.5	95.2	687	60,268	0.444	0.098	26.73
Uranus	86.8	14.4	1,270	25,559	0.720	0.023	97.86
Neptune	102.4	17.15	1,638	24,766	0.671	0.017	29.6
Pluto	0.125	0.0021	1,750	1,195	6.405	—	122.5

Năm 1686 Newton đã áp dụng lý thuyết hấp dẫn vũ trụ của Ông để quan sát quỹ đạo của Callisto và tính toán khối lượng của Jupiter (J) so với trái đất. Giá trị của hằng số hấp dẫn vẫn chưa được biết; đầu tiên, nó được xác định bởi Lord Cavendish vào năm 1798. Tuy nhiên Newton đã tính toán giá trị của GJ là 124,400,000km³s². Đây là một kết quả rất tốt, giá trị hiện đại cho GJ là 126,712,767km³ s². Các quan sát quỹ đạo mặt trăng chung quanh trái đất chứng tỏ rằng giá trị GE là 398,600km³ s². Từ đó, Newton suy ra khối lượng của Sao Mộc (Jupiter) lớn hơn 300 lần khối lượng trái đất.

Năm 1781 William Herschel đã phát hiện ra Thiên vương tinh, hành tinh đầu tiên được tìm thấy bằng kính viễn vọng. Chuyển động quỹ đạo quan sát được của Sao Thiên Vương (Uranus) cho thấy có sự bất thường, và người ta đã suy ra rằng sự bất thường là do sự nhiễu loạn quỹ đạo bởi một hành tinh chưa được khám phá. Hành tinh mới đã dự đoán, Sao Hải Vương (Neptune), được phát hiện vào năm 1846. Mặc dù Sao Hải Vương có thể chi phối phần lớn sự bất thường của quỹ đạo của Thiên vương tinh, nhưng sau đó người ta đã nhận ra rằng vẫn còn lại những bất thường nhỏ. Năm 1914, Percival Lowell đã tiên đoán sự tồn tại của một hành tinh thậm chí còn xa hơn, cuộc tìm kiếm mà đỉnh điểm là phát hiện Sao Diêm Vương (Pluto) vào năm 1930. Khối lượng của các hành tinh có thể được xác định bằng cách áp dụng định luật thứ ba của Kepler vào các quỹ đạo quan sát được của các vệ tinh tự nhiên và nhân tạo và cho các đường đi qua của tàu vũ trụ.

Việc đánh giá kích thước và hình dạng của các hành tinh phụ thuộc vào dữ liệu từ một số nguồn. Các nhà thiên văn học trước đây đã sử dụng sự che khuất các ngôi sao bởi các hành tinh; sự che khuất là nhật thực của một thiên thể bởi một thiên thể khác, chẳng hạn như khi một hành tinh đi qua giữa Trái đất và một ngôi sao. Thời gian của một che khuất phụ thuộc vào đường kính của hành tinh, khoảng cách của nó với Trái đất và tốc độ quỹ đạo của nó.

Kích thước của các hành tinh (Bảng 1.1) đã được xác định với độ chính xác được cải thiện trong thời hiện đại bằng các dữ liệu từ tàu vũ trụ, đặc biệt là từ khoảng cách radar và theo dõi hiệu ứng Doppler (xem Hộp 1.2). **Khoảng cách vi ra-đa** liên quan đến việc đo khoảng cách giữa quỹ đạo của một tàu vũ trụ (hoặc thời gian truyền qua) và bề mặt hành tinh mặt trời từ thời gian di chuyển đi về của một xung sóng điện từ trong dải tần số radar. Việc phân tích có thể đo được với độ chính xác vài cm. Nếu tín hiệu radar bị phản xạ từ một hành tinh đang di chuyển ra xa khỏi tàu vũ trụ thì tần số phản xạ thấp hơn tín hiệu truyền đi; hiệu ứng ngược lại được quan sát thấy khi hành tinh và tàu vũ trụ tiến gần nhau. Sự thay đổi tần số Doppler cho phép tính toán vận tốc tương đối của tàu vũ trụ và hành tinh. Kết hợp cùng với nhau, các phương pháp radar này cho phép xác định chính xác đường đi của tàu vũ trụ, bị ảnh hưởng bởi khối lượng của hành tinh và hình dạng của các bề mặt đẳng thế hấp dẫn của nó (xem Phần 2.2.3).

Tốc độ quay của một hành tinh chung quanh trục có thể được xác định bằng cách quan sát chuyển động của các đặc trưng trên bề mặt của nó. Khi điều này không thể thực hiện được (ví dụ như bề mặt của thiên vương tinh không có gì đặc biệt) thì phải sử dụng các kỹ thuật khác. Trong trường hợp Thiên vương tinh, chu kỳ quay của nó là 17.2h được xác định từ sự phát xạ vô tuyến định kỳ bởi các điện tích bị bẫy trong từ trường của nó; chúng được phát hiện bởi phi thuyền Voyager 2 khi nó bay qua hành tinh vào năm 1986. Tất cả các hành tinh đều xoay quanh Mặt trời theo cùng một chiều, ngược chiều kim đồng hồ khi nhìn từ phía trên mặt phẳng của quỹ đạo Trái đất (gọi là mặt phẳng hoàng đạo). Ngoại trừ Sao Diêm Vương, mặt phẳng quỹ đạo của mỗi hành tinh nghiêng so với đường hoàng đạo ở một góc nhỏ (Bảng 1.2). Hầu hết các hành tinh quay quanh trục quay của chúng theo cùng chiều với chuyển động quỹ đạo của chúng chung quanh Mặt trời, được gọi là tiệm tiến (Prograde). Sao kim (Venus) quay theo chiều ngược lại, được gọi là thụt lùi. Góc giữa một trục quay và mặt phẳng hoàng đạo được gọi là độ nghiêng của trục. Các trục quay của Sao Thiên Vương và Sao Diêm Vương nằm sát với các mặt phẳng quỹ đạo của chúng; chúng bị nghiêng đi từ cực đến mặt phẳng quỹ đạo ở các góc lớn hơn 90° , do đó, nói đúng là, các phép quay của chúng bị ngược.

Quỹ đạo lớn của Sao Diêm Vương có hình elip cao và nghiêng về phía Hoàng đạo hơn so với bất kỳ hành tinh nào khác. Tính chất vật lý của nó khác với các hành tinh lớn và các hành tinh đất đá. 9 thiên thể này được gọi là các hành tinh chính.

Có những thiên thể khác trên quỹ đạo quanh Mặt trời, được gọi là các hành tinh nhỏ, không đáp ứng các tiêu chí chung cho định nghĩa của các hành tinh chính. Việc khám phá các thiên thể lớn trong hệ mặt trời vượt ra ngoài quỹ đạo của Sao Hải Vương đã kích thích sự tranh luận giữa các nhà thiên văn học về những tiêu chí này. Do đó, Sao Diêm Vương đã được phân loại lại thành một hành tinh lùn.

Hộp 1.2 Radar và hiệu ứng Doppler

Tên gọi radar bắt nguồn từ từ viết tắt của Radio Detection And Ranging, một hệ thống phòng thủ được phát triển trong Thế chiến II để xác định vị trí của máy bay địch. Tín hiệu điện từ trong dải tần vi sóng (xem Hình 4.59), bao gồm một sóng liên tục hoặc một chuỗi các xung sóng ngắn, được truyền tới mục tiêu, từ đó một phần năng lượng tới được phản xạ tới máy thu. Các định luật quang học đối với ánh sáng nhìn thấy cũng được áp dụng như đối với sóng radar, sóng này chịu phản xạ, khúc xạ và nhiễu xạ. Ánh sáng nhìn thấy có bước sóng ngắn (400–700 nm) và bị tán xạ bởi bầu khí quyển, đặc biệt là các đám mây. Tín hiệu radar có bước sóng dài hơn (1 cm đến 30 cm) và có thể đi xuyên qua các đám mây và bầu khí quyển của một hành tinh có độ tán xạ nhỏ. Tín hiệu radar được truyền trong một chùm hẹp có phương vị đã biết, do đó sóng dội trở lại cho phép xác định vị trí chính xác của hướng tới mục tiêu. Tín hiệu truyền đi với tốc độ ánh sáng nên khoảng cách hoặc phạm vi tới mục tiêu có thể được xác định từ chênh lệch thời gian tại nguồn giữa tín hiệu truyền và tín hiệu phản xạ.

Tín hiệu radar truyền đi và phản xạ mất năng lượng trong quá trình truyền do hấp thụ trong khí quyển, nhưng quan trọng hơn, biên độ của tín hiệu phản xạ bị ảnh hưởng nhiều hơn bởi bản chất của bề mặt phản xạ. Mỗi một phần trên bề mặt của mục tiêu được chiếu sáng bởi chùm radar đều đóng góp vào tín hiệu phản xạ. Nếu bề mặt nghiêng xiên so với chùm tia tới thì năng lượng sẽ phản xạ trở lại nguồn. Ví dụ, đó là đất trống, hoặc rừng, đồng bằng hoặc đồi núi.

Hiệu ứng Doppler, được mô tả lần đầu tiên vào năm 1842 bởi nhà vật lý người Áo, Christian Doppler, giải thích cách chuyển động tương đối giữa nguồn và máy dò ảnh hưởng đến tần số quan sát của sóng âm thanh và ánh sáng.

Ví dụ, giả sử một nguồn radar đứng yên phát ra tín hiệu gồm n_0 xung mỗi giây.

Tần số của các xung phản xạ từ một mục tiêu đứng yên ở khoảng cách d cũng là n_0 , và thời gian di chuyển theo hai chiều của mỗi xung bằng $2(d/c)$, trong đó c là tốc độ ánh sáng. Nếu mục tiêu đang di chuyển về phía nguồn radar, vận tốc v của nó rút ngắn khoảng cách giữa nguồn radar và mục tiêu bằng $(vt/2)$, trong đó t là thời gian di chuyển hai chiều mới:

$$t = \left(\frac{d-vt/2}{c} \right) = t_0 - \frac{v}{c} t \quad (1)$$

$$t = t_0 / (1 + v/c) \quad (2)$$

Thời không của mỗi xung phản xạ bị ngắn lại, vì vậy số xung phản xạ (n) nhận được trong mỗi giây tương ứng cao hơn số xung phát ra:

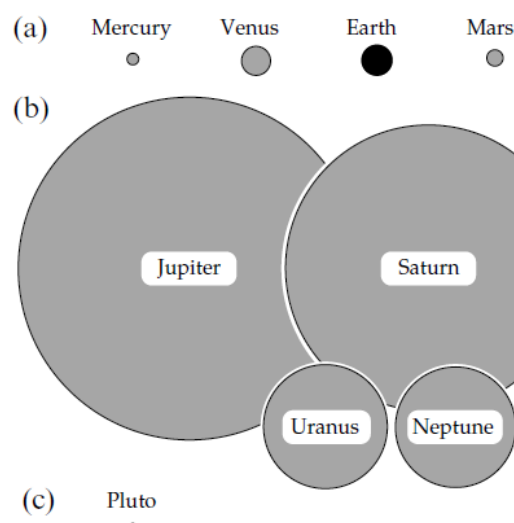
$$n = n_0 / (1 + v/c) \quad (3)$$

Tình huống ngược lại xảy ra nếu mục tiêu di chuyển ra xa nguồn: tần số của tín hiệu phản xạ thấp hơn tần số của tín hiệu phát ra. Các nguyên tắc tương tự cũng được áp dụng nếu nguồn radar được gắn trên một hệ chuyển động, chẳng hạn như máy bay hoặc vệ tinh. Sự thay đổi Doppler tần số tín hiệu trong từng trường hợp cho phép đo đạc từ xa vận tốc tương đối giữa một vật thể và một máy phát radar. Trong một ứng dụng quan trọng khác, hiệu ứng Doppler cung cấp bằng chứng cho thấy vũ trụ đang giãn nở. Tần số ánh sáng quan sát được từ một ngôi sao (tức là màu sắc của nó) phụ thuộc vào vận tốc chuyển động của nó so với một người quan sát trên Trái đất. Màu sắc của ngôi sao chuyển về phía cuối màu đỏ của quang phổ (tần số thấp hơn) nếu ngôi sao đang lùi dần khỏi Trái đất và về phía đầu màu xanh lam (tần số cao hơn) nếu nó đang đến gần Trái đất. Màu sắc của ánh sáng từ nhiều thiên hà xa xôi có "sự dịch chuyển màu đỏ", cho thấy rằng những thiên hà này đang di chuyển xa dần Trái đất.

Bảng 1.2 Kích thước và tính chất của các quỹ đạo hành tinh. (Nguồn dữ liệu: Beatty et al., 1999; McCarthy and Petit, 2004; National Space Science Data Center, 2004 [<http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/>])

Hành tinh	Bán kính quỹ đạo chính [AU]	Bán kính trục chính [10^6 km]	Độ lệch tâm của quỹ đạo	Độ nghiêng của quỹ đạo so với hoàng đạo [$^\circ$]	Vận tốc quỹ đạo trung bình [km.s^{-1}]	Chu kỳ quỹ đạo thiên văn [yr]
<i>Các hành tinh rắn và mặt trăng</i>						
Mercury	0.3830	57.91	0.2056	7.00	47.87	0.2408
Venus	0.7234	108.2	0.0068	3.39	35.02	0.6152
Earth	1.0000	149.6	0.01671	0.0	29.79	1.000
Moon about Earth	0.00257	0.3844	0.0549	5.145	1.023	0.0748
Mars	1.520	227.9	0.0934	1.85	24.13	1.881
<i>Các hành tinh lớn và diêm vương tinh</i>						
Jupiter	5.202	778.4	0.0484	1.305	13.07	11.86
Saturn	9.576	1,427	0.0542	2.484	9.69	29.4
Uranus	19.19	2,871	0.0472	0.77	6.81	83.7
Neptune	30.07	4,498	0.00859	1.77	5.43	164.9
Pluto	38.62	5,906	0.249	17.1	4.72	248

Kích thước tương đối của các hành tinh được trình bày trong hình 1.3, chúng tạo thành 3 loại trên cơ sở các tính chất vật lý của chúng (Bảng 1.1). Các hành tinh đất đá (Sao Thủy, Sao Kim, Trái Đất và Sao Hỏa) giống với Trái Đất về kích thước và mật độ. Chúng có thành phần rắn, đá và xoay quanh các trục của chính chúng với cùng tốc độ hoặc chậm hơn Trái đất. Các hành tinh lớn, hay Jovian (Sao Mộc, Sao Thổ, Sao Thiên Vương và Sao Hải Vương) lớn hơn nhiều so với Trái Đất và có mật độ thấp hơn nhiều. Thành phần của chúng phần lớn là khí và chúng quay nhanh hơn Trái đất.



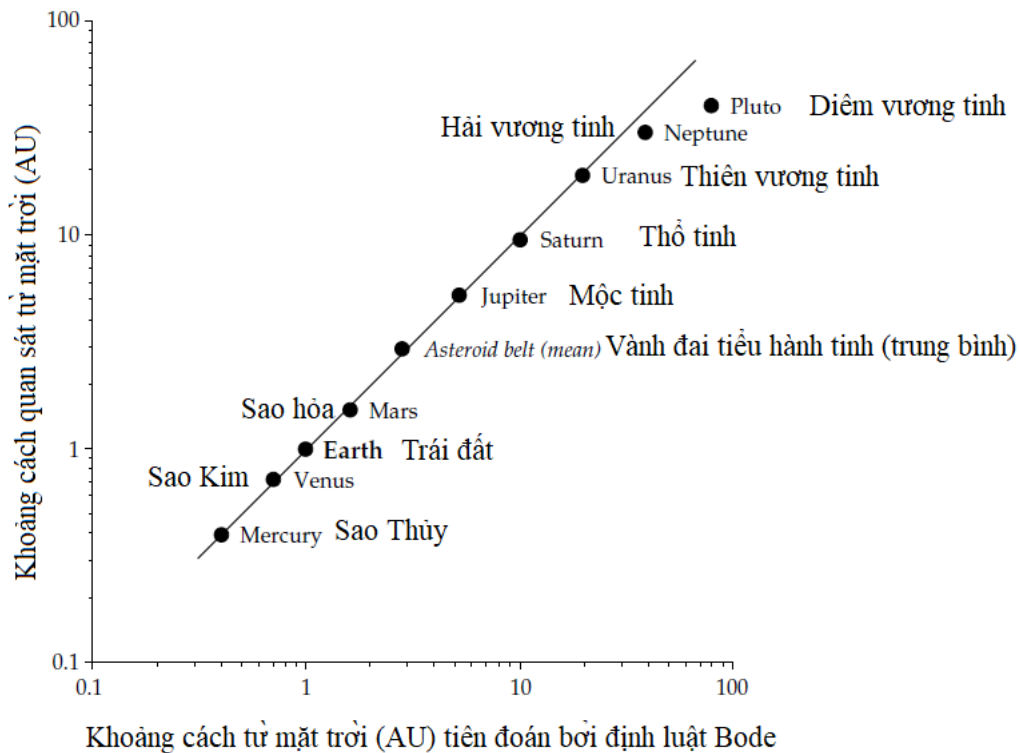
Hình. 1.3 Kích thước tương đối của các hành tinh: (a) các hành tinh đất đá, (b) Các hành tinh lớn (Sao mộc) và (c) Diêm vương tinh nhỏ bé so với các hành tinh khác.

1.1.3.1 Định luật Bode

Năm 1772 nhà thiên văn người Đức Johann Bode đã đưa ra một công thức thực nghiệm để diễn đạt khoảng cách xấp xỉ từ mặt trời đến các hành tinh. Một dãy số được tạo theo cách sau: số thứ nhất bằng 0, số thứ hai là 0,3 và số tiếp theo thu được bằng cách nhân đôi số trước. Điều này đưa ra chuỗi 0, 0.3, 0.6, 1.2, 2.4, 4.8, 9.6, 19.2, 38.4, 76.8, v.v ... Mỗi số của chuỗi sau đó được cộng thêm 0,4 để đưa ra chuỗi: 0.4, 0.7, 1.0, 1.6, 2.8, 5.2, 10.0, 19.6, 38.8, 77.2, v.v ... Chuỗi này có thể được biểu diễn dưới dạng toán học như sau:

$$d_n = 0.4 \text{ cho } n=1$$

$$d_n = 0.4 + 0.3 \times 2^{n-2} \text{ cho } n \geq 2$$



Hình 1.4 Định luật thực nghiệm của Bode cho khoảng cách của các hành tinh từ Mặt trời.

Biểu thức này cho khoảng cách d_n theo đơn vị thiên văn học (AU) từ Mặt trời đến hành tinh thứ n . Nó thường được gọi là định luật Bode, nhưng, mối quan hệ cũng tương tự đã được đề xuất trước đó bởi J. D. Tican của Wittenberg, mà đôi khi được gọi là luật Titius- Bode.

Xem xét hình. 1.4 và so sánh với Bảng 1.2 cho thấy mối quan hệ này khá phù hợp, ngoại trừ đối với Sao Hải Vương và Sao Diêm Vương. Sự khác biệt này có thể được giải thích là do quỹ đạo của các hành tinh này không còn là quỹ đạo ban đầu của chúng nữa.

Định luật Bode dự đoán một hành tinh thứ năm có khoảng cách là 2.8AU từ Mặt trời, giữa các quỹ đạo của Sao Hỏa và Sao Mộc. Trong những năm cuối của thế kỷ thứ mười tám, các nhà thiên văn học đã tìm kiếm rất nhiều về hành tinh mất tích này. Năm 1801, một hành tinh nhỏ, Ceres, được tìm thấy ở khoảng cách 2,77AU so với Mặt trời. Sau đó, người ta đã phát hiện ra rằng rất nhiều hành tinh nhỏ chiếm một dải quỹ đạo mặt trời rộng lớn tập trung vào khoảng 2.9AU, ngày nay được gọi là vành đai tiểu hành tinh. Pallas đã được tìm thấy vào năm 1802, Juno vào năm 1804 và Vesta, tiểu hành tinh duy nhất có thể nhìn thấy bằng mắt thường, được tìm thấy vào năm 1807. Đến năm 1890, hơn 300 tiểu hành tinh đã được xác định. Năm 1891,

các nhà thiên văn học bắt đầu ghi lại đường đi của chúng trên các tấm ảnh. Kể từ đó hàng ngàn tiểu hành tinh chiếm một vành đai rộng giữa Sao Hỏa và Sao Mộc, ở khoảng cách 2,15 - 3,3AU từ Mặt trời, đã được theo dõi và lập danh mục.

Luật Bode không phải là một định luật thực sự theo nghĩa khoa học. Nó nên được coi là một mối quan hệ thực nghiệm lý thú. Một số nhà thiên văn học cho rằng khoảng cách đều đặn của các hành tinh từ Mặt trời không phải ngẫu nhiên mà phải là biểu hiện của các định luật vật lý. Tuy nhiên, đây có thể là suy nghĩ mong muốn. Chưa có sự kết hợp nào của tổ hợp các định luật vật lý giải thích cho định luật Bode.

Venus (sao kim) là vật thể sáng nhất trong bầu trời sau mặt trời và mặt trăng, Quỹ đạo của nó mang nó lại gần trái đất hơn bất kỳ hành tinh nào khác làm cho nó trở thành đối tượng nghiên cứu sớm nhất bằng viễn vọng kính. Sự che khuất của nó với mặt trời đã được quan sát bằng kính viễn vọng vào đầu năm 1639. Các ước tính bán kính của nó trên cơ sở sự che khuất chỉ ra vào khoảng 6.120km. Galileo đã quan sát thấy rằng kích thước biểu kiến của Venus (Sao Kim) thay đổi theo vị trí của nó trong quỹ đạo và giống như mặt trăng, sự xuất hiện của Sao Kim thể hiện các giai đoạn khác nhau từ hình lưỡi liềm cho đến đầy đủ. Đây là bằng chứng quan trọng trong việc ủng hộ mô hình nhật tâm của hệ mặt trời Copernic, lúc chưa thay thế mô hình địa tâm Aristote.

Sao Kim có quỹ đạo gần như tròn nhất so với bất kỳ hành tinh nào khác, với độ lệch tâm chỉ 0,007 và bán kính trung bình là 0,72AU (Bảng 1.2). Chu kỳ quỹ đạo của nó là 224,7 ngày Trái đất và thời gian quay quanh trục của chính nó là 243,7 ngày Trái đất, dài hơn năm sao Kim. Trục quay của nó bị nghiêng ở 177° về cực so với mặt phẳng hoàng đạo, do đó làm cho vòng quay của nó bị giật lùi. Sự kết hợp của các chuyển động này làm cho độ dài của một ngày sao Kim (thời gian giữa các lần mặt trời mọc liên tiếp trên hành tinh) tương đương với khoảng 117 ngày Trái đất.

Sao Kim rất giống về kích thước và có thể là thành phần so với Trái đất. Trong giai đoạn gần lưỡi liềm, hành tinh được bao quanh bởi một vùng ánh sáng mờ nhạt cho thấy có sự hiện diện của bầu khí quyển. Điều này đã được xác nhận bởi một số tàu vũ trụ đã đến thăm hành tinh này kể từ chuyến thăm đầu tiên của Mariner 2 vào năm 1962. Bầu khí quyển bao gồm chủ yếu là carbon dioxide và rất đậm đặc; áp suất khí quyển bề mặt gấp 92 lần so với Trái đất. Mây che phủ dày dẫn đến hiệu ứng nhà kính mạnh tạo ra nhiệt độ ổn định lên tới 740°K , cao hơn một chút so với giá trị ban ngày tối đa trên Sao Thủy, khiến Sao Kim trở thành nơi nóng nhất so với các hành tinh. Những đám mây dày che khuất bất kỳ tầm nhìn nào của bề mặt, tuy nhiên đã được khảo sát bằng radar. Tàu vũ trụ Magellan, được đặt trong một quỹ đạo gần cực quanh hành tinh vào năm 1990, mang theo hệ thống chụp ảnh radar với độ phân giải tối ưu 100 mét, và hệ thống đo độ cao radar để đo địa hình và một số tính chất của bề mặt hành tinh.

Sao Kim là hành tinh duy nhất trong số các hành tinh quay ngược chung quanh một trục mà gần như bình thường đối với hoàng đạo (Bảng 1.1). Giống như Sao Thủy, nó có mật độ giống Trái đất cao (5243kgm^{-3}). Trên cơ sở mật độ của nó cùng với ước tính trọng lực từ quỹ đạo của Magellan, người ta cho rằng bên trong Sao Kim có thể giống với Trái đất, với lớp phủ đá bao quanh lõi sắt có bán kính khoảng 3000km, ít nhất có thể bị nóng chảy một phần. Tuy nhiên, trái ngược với Trái đất, Sao Kim không có từ trường có thể phát hiện được.

Trái đất chuyển động quanh Mặt trời theo quỹ đạo hình hơi elip. Các thông số của quỹ đạo chuyển động là quan trọng, vì chúng xác định các đơn vị thiên văn của khoảng cách và thời gian.

Trái đất quay chung quanh trục của chính nó từ thiên đỉnh này đến thiên đỉnh tiếp theo xác định ngày mặt trời (xem Phần 4.1.1.2). Khoảng thời gian cần thiết để nó hoàn thành một vòng quay quỹ đạo chung quanh Mặt trời xác định năm Mặt trời, bằng 365,242 ngày. Độ lệch tâm của quỹ đạo hiện tại là 0,01671 nhưng nó thay đổi giữa mức tối thiểu là 0,001 và cực đại là 0,060 với chu kỳ khoảng 100.000yr do ảnh hưởng của các hành tinh khác. Bán kính trung bình của quỹ đạo (149.597.871km) được gọi là đơn vị thiên văn (AU). Khoảng cách trong hệ mặt trời thường được biểu thị bằng bội số của đơn vị này. Khoảng cách đến các thiên thể ngoài thiên hà được biểu thị bằng bội số của năm ánh sáng (khoảng cách ánh sáng truyền đi trong một năm). Ánh sáng của Mặt trời mất khoảng 8 phút 20 giây để đến Trái đất. Do khó khăn trong việc xác định hằng số hấp dẫn, khối lượng của Trái đất (E) không được biết đến với độ chính xác cao, nhưng ước tính là $5,9737 \times 10^{24}$ kg. Ngược lại, tích GE được biết đến một cách chính xác; nó bằng $3,986004418 \times 10^{14}$ m³s⁻². Trục quay của Trái đất hiện nghiêng 23,439° so với cực của hoàng đạo. Tuy nhiên, tác động của các hành tinh khác cũng khiến góc nghiêng thay đổi giữa mức tối thiểu là 21,9° và tối đa là 24,3°, với chu kỳ khoảng 41,000 năm.

Mặt trăng là vệ tinh tự nhiên duy nhất của Trái đất. Khoảng cách từ Mặt trăng đến Trái đất đầu tiên được ước tính bằng phương pháp thị sai. Thay vì quan sát Mặt trăng từ các vị trí khác nhau của quỹ đạo Trái đất, như trong Hình 1.1, vị trí của Mặt trăng so với một ngôi sao cố định được quan sát tại các thời điểm cách nhau 12 giờ, trùng với mặt trăng mọc và mặt trăng lặn, khi Trái đất đã quay qua nửa vòng. Đường cơ sở cho phép đo sau đó là đường kính Trái đất. Khoảng cách của Mặt trăng từ Trái đất được tìm thấy bằng khoảng 60 lần bán kính Trái đất.

Mặt trăng quay quanh trục của nó theo cùng chiều với quỹ đạo của nó chung quanh Trái đất. Ma sát thủy triều sinh ra từ lực hút của Trái đất đã làm chậm lại vòng quay của Mặt trăng, do đó nó hiện có cùng chu kỳ với chu kỳ với chiều quay của nó, 27,32 ngày. Kết quả là, Mặt trăng luôn thể hiện cùng hướng đối với Trái đất. Trên thực tế, hơn một nửa (khoảng 59%) bề mặt Mặt Trăng có thể được nhìn từ Trái đất. Có một số yếu tố góp phần vào điều này. Thứ nhất, mặt phẳng của quỹ đạo Mặt trăng quanh Trái đất nghiêng 5°9' so với đường hoàng đạo trong khi đường xích đạo của Mặt trăng nghiêng về 1°32' so với đường hoàng đạo. Độ nghiêng của đường xích đạo của Mặt trăng thay đổi tới 6°41' so với mặt phẳng quỹ đạo của nó. Đây được gọi là dao động của vĩ tuyến. Nó cho phép các nhà thiên văn học trên Trái đất nhìn vượt qua 6°41' mỗi cực của Mặt trăng. Thứ hai, Mặt trăng chuyển động với vận tốc thay đổi quanh quỹ đạo hình elip của nó, trong khi chuyển động quay của chính nó là không đổi. Gần cận điểm, tốc độ quỹ đạo của Mặt Trăng là nhanh nhất (theo định luật Kepler thứ hai) và tốc độ quay vượt quá tốc độ quay không đổi của Mặt Trăng một chút. Tương tự, ở gần viễn điểm, vận tốc quỹ đạo của Mặt trăng là chậm nhất và tốc độ quay nhỏ hơn một chút so với tốc độ quay. Sự khác biệt khi quay được gọi là dao động kinh độ của Mặt trăng. Tác dụng của chúng là để lộ các vùng kinh độ vượt ra ngoài các cạnh trung bình của Mặt trăng. Cuối cùng, đường kính của Trái đất khá lớn so với khoảng cách của Mặt trăng từ Trái đất. Trong quá trình quay Trái đất, Mặt trăng được nhìn thấy từ các góc khác nhau cho phép nhìn thấy thêm một độ kinh độ ở rìa Mặt trăng.

Khoảng cách tới Mặt trăng và tốc độ quay của nó đã được biết rõ từ việc sử dụng tia laser phản xạ đặt trên Mặt trăng bởi các phi hành gia. Độ chính xác của tia laser là khoảng 2–3cm. Mặt Trăng có quỹ đạo hình hơi elip xoay quanh Trái Đất, với độ lệch tâm 0,0549 và bán kính trung bình 384.100km. Bán kính của Mặt trăng là 1738km làm cho nó lớn hơn nhiều so với các vệ tinh tự nhiên của các hành tinh khác so với thiên thể mẹ, ngoại trừ mặt trăng của sao Diêm

Vương, Charon. Mật độ thấp 3347kgm^{-3} của nó có thể là do không có lõi sắt. Thành phần bên trong và động lực của Mặt trăng đã được suy ra từ các thiết bị được đặt trên bề mặt và các đá được lấy từ các phi thuyền Apollo và Luna. Bên dưới lớp vỏ dày trung bình 68 km, Mặt trăng có một lớp choàng và một lõi nhỏ bán kính khoảng 340 km. Trái ngược với Trái đất, bên trong lõi không hoạt động, và vì vậy Mặt trăng không có từ trường toàn cầu.

Mars, (Sao Hỏa), thường được gọi là hành tinh đỏ vì màu sắc của nó khi nhìn từ Trái đất, đã được biết đến từ thời tiền sử và cũng là một đối tượng nghiên cứu ban đầu của kính thiên văn. Năm 1666, Gian Domenico Cassini xác định chu kỳ quay chỉ hơn 24 giờ; theo dõi vô tuyến từ hai tàu vũ trụ Viking hạ cánh trên sao Hỏa năm 1976, hơn ba thế kỷ sau, cho khoảng thời gian là 24,623 giờ. Quỹ đạo của sao Hỏa có hình elip hoàn hảo (độ lệch tâm 0,0934). Sự khác biệt lớn giữa điểm cận nhật và điểm viễn nhật gây ra sự biến đổi nhiệt độ lớn trên hành tinh. Nhiệt độ bề mặt trung bình là khoảng 218K, nhưng nhiệt độ dao động từ 140K ở các cực vào mùa đông đến 300K ở các cực vào mùa hè. Sao Hỏa có hai vệ tinh tự nhiên là Phobos và Deimos. Những quan sát về quỹ đạo của chúng đã sớm đưa ra những ước tính ban đầu về khối lượng của hành tinh. Kích thước của nó được thiết lập khá sớm về mặt thiên văn từ những che khuất. Hình dạng của nó được biết rất chính xác từ các quan sát của tàu vũ trụ. Độ phẳng hai cực khoảng gấp đôi so với Trái đất. Tốc độ quay của sao Hỏa và Trái đất gần như giống nhau, nhưng mật độ trung bình thấp hơn của sao Hỏa dẫn đến lực hấp dẫn nhỏ hơn, vì vậy ở bất kỳ khoảng cách xuyên tâm nào, thế lực tương đối của gia tốc ly tâm trên sao Hỏa lớn hơn trên Trái đất.

Năm 2004, các phương tiện Mars Expedition Rover Spirit and Opportunity đã hạ cánh trên Sao Hỏa, đồng thời truyền các bức ảnh và thông tin địa chất về Trái đất. Ba tàu vũ trụ (Mars Global Surveyor, Mars Odyssey và Mars Express) đã được đưa vào quỹ đạo để thực hiện các cuộc khảo sát về hành tinh này. Những tàu vũ trụ quay quanh quỹ đạo này và các tàu đổ bộ trên sao Hỏa đã tiết lộ các chi tiết của hành tinh mà không thể xác định được bằng kính viễn vọng ở xa (bao gồm cả kính thiên văn Hubble quay quanh Trái đất). Phần lớn bề mặt sao Hỏa rất cổ và nhiều hố, nhưng cũng có nhiều thung lũng nứt nẻ, rặng núi, đồi và đồng bằng trẻ hơn nhiều. Địa hình rất đa dạng và ấn tượng, với những ngọn núi cao tới 24 km, hệ thống hẻm núi dài 4000 km và những hồ va chạm có chiều ngang lên đến 2000 km và sâu 6 km.

Cấu trúc bên trong của sao Hỏa có thể được suy ra từ kết quả của những sứ mệnh này. Sao Hỏa có mật độ trung bình tương đối thấp (3933kgm^{-3}) so với các hành tinh đá khác. Khối lượng của nó chỉ bằng khoảng 1/10 so với Trái đất (Bảng 1.1), do đó áp suất trong hành tinh thấp hơn và bên trong ít bị nén hơn. Sao Hỏa có cấu trúc bên trong tương tự như của Trái đất. Một lớp vỏ mỏng, dày 35 km ở Bắc bán cầu và dày 80 km ở Nam bán cầu, bao quanh một lớp phủ đá có độ cứng giảm dần theo độ sâu khi nhiệt độ bên trong tăng lên. Hành tinh này có lõi đồng đặc với bán kính 1500 -1800km, được cho là bao gồm sắt với một phần tương đối lớn lưu huỳnh. Sự nhiễu loạn vài phút của quỹ đạo của tàu Mars Global Surveyor, gây ra bởi sự biến dạng của sao Hỏa do thủy triều mặt trời, đã cung cấp thêm thông tin chi tiết về cấu trúc bên trong. Cho thấy rằng, giống như Trái đất, sao Hỏa có thể có lõi bên trong rắn và lõi bên ngoài chất lỏng, tuy nhiên, quá nhỏ để tạo ra từ trường toàn cục.

Các **Tiểu hành tinh** xuất hiện ở nhiều kích cỡ, có đường kính từ vài trăm km đến những thiên thể quá nhỏ để có thể phân biệt được từ Trái đất. Có 26 tiểu hành tinh đường kính lớn hơn 200 km, nhưng có lẽ hơn một triệu tiểu hành tinh có đường kính khoảng 1km. Một số tiểu hành tinh đã được chụp ảnh bởi các chuyến bay của tàu vũ trụ trong các nhiệm vụ bay: vào năm 1997, tàu

vũ trụ NEAR-Shoemaker đã quay quanh và hạ cánh trên tiểu hành tinh Eros. Hình ảnh của Kính viễn vọng Không gian Hubble đã tiết lộ các chi tiết của Ceres (đường kính 950km), Pallas (đường kính 830km) và Vesta (đường kính 525km), Hình ảnh ghi nhận được của Kính viễn vọng cho thấy có thể đề nghị gọi ba thiên thể này là tiền tiểu hành tinh, thích hợp hơn (tức là vẫn đang trong quá trình bồi tụ từ các vi hành tinh) chứ không phải là tiểu hành tinh. Cả ba đều được phân biệt và có cấu trúc bên trong nhiều lớp giống như một hành tinh, mặc dù thành phần của các lớp bên trong là khác nhau. Ceres có hình cầu lồi và lõi silicat, và là tiểu hành tinh lớn nhất; gần đây nó đã được phân loại lại thành “hành tinh lùn”. Hình dạng của Vesta bất thường hơn và nó có lõi bằng sắt.

Các tiểu hành tinh được phân chia theo loại, phản ánh thành phần của chúng (carbon hoặc kim loại niken-sắt), và theo vị trí của quỹ đạo của chúng. Các tiểu hành tinh ở vành đai chính có quỹ đạo gần hình tròn với bán kính 2–4AU nằm giữa sao Hỏa và sao Mộc. Các tiểu hành tinh Centaur có quỹ đạo hình elip rõ ràng đưa chúng vào hệ mặt trời bên ngoài. Các tiểu hành tinh Aten và Apollo đi theo quỹ đạo hình elip cắt băng qua quỹ đạo Trái đất. Vụ va chạm của một trong những tiểu hành tinh này với Trái đất sẽ gây ra một trận đại hồng thủy. Một tiểu hành tinh có đường kính 1km sẽ tạo ra một miệng núi lửa có đường kính 10km và giải phóng nhiều năng lượng bằng với việc kích nổ đồng thời hầu hết hoặc tất cả vũ khí hạt nhân trong kho vũ khí của thế giới. Năm 1980 Luis và Walter Alvarez và các đồng nghiệp của họ, trên cơ sở nồng độ bất thường của iridi ngoài Trái đất đã chỉ ra rằng tại ranh giới kỷ Phấn trắng - Đệ tam tại Gubbio, Ý, một tiểu hành tinh có đường kính 10km có thể đã va chạm với Trái đất, gây ra trực tiếp hoặc gián tiếp sự tuyệt chủng một khối lượng lớn nhiều giống loài, kể cả sự diệt vong của loài khủng long. Có 240 thiên thể Apollo được biết đến; tuy nhiên, có thể có tới 2000 tiểu hành tinh, đường kính 1km và nhiều nghìn tiểu hành tinh có kích thước hàng chục hoặc hàng trăm mét.

Ý kiến khoa học được phân chia về những gì mà vành đai tiểu hành tinh đại diện. Một ý kiến cho rằng nó có thể đại diện cho những mảnh vỡ của một hành tinh trước đó đã bị phá vỡ trong một thảm họa nào đó. Ngoài ra, nó có thể bao gồm vật chất không bao giờ có thể hợp nhất lại thành một hành tinh, có lẽ do ảnh hưởng hấp dẫn mạnh mẽ của Sao Mộc.

1.1.3.3 Các hành tinh lớn

Các hành tinh lớn phần lớn ở thể khí, bao gồm chủ yếu là hydro và heli, với dấu vết của metan, nước và vật chất rắn. Thành phần của chúng được suy ra gián tiếp từ bằng chứng quang phổ, vì các tàu thăm dò không gian chưa thâm nhập vào sâu bầu khí quyển của chúng ở bất kỳ độ lớn nào. Trái ngược với các hành tinh đất đá và Mặt trăng, bán kính của một hành tinh lớn không tương ứng với bề mặt rắn, mà được coi là mức tương ứng với áp suất một bar, xấp xỉ áp suất khí quyển của Trái đất trên mực nước biển.

Mỗi hành tinh lớn được bao quanh bởi một tập hợp các vành đai đồng tâm, được tạo thành từ vô số hạt. Các vành đai quanh sao Thổ, được Galileo phát hiện vào năm 1610, là những vòng ngoạn mục nhất. Trong hơn ba thế kỷ, chúng dường như là một đặc điểm chỉ có ở Sao Thổ, nhưng vào năm 1977, các vành đai rời rạc cũng được phát hiện xung quanh Sao Thiên Vương. Năm 1979, tàu vũ trụ Voyager 1 phát hiện những vòng mờ xung quanh Sao Mộc, và vào năm 1989, tàu vũ trụ Voyager 2 xác nhận rằng Sao Hải Vương cũng có một hệ thống vành đai.

Jupiter Sao Mộc đã được nghiên cứu từ các đài quan sát trên mặt đất trong nhiều thế kỷ, và gần đây là với Kính viễn vọng Không gian Hubble, nhưng kiến thức chi tiết của chúng ta về hành tinh này chủ yếu đến từ các tàu thăm dò không gian không người lái đã gửi ảnh và dữ liệu khoa

học về Trái đất. Giữa năm 1972 và 1977, hành tinh này đã được tàu vũ trụ Pioneer 10 và 11, Voyager 1 và 2, và tàu vũ trụ Ulysses ghé thăm. Tàu vũ trụ Galileo quay quanh Sao Mộc trong 8 năm, từ 1995 đến 2003, và gửi một thiết bị thăm dò vào bầu khí quyển. Nó xuyên qua độ sâu 140km trước khi bị áp suất khí quyển nghiền nát.

Sao Mộc cho đến nay là hành tinh lớn nhất trong số các hành tinh. Khối lượng của nó (19×10^{26} kg) gấp 318 lần Trái đất (Bảng 1.1) và 2,5 lần khối lượng của tất cả các hành tinh khác cộng lại với nhau ($7,7 \times 10^{26}$ kg). Mặc dù có kích thước khổng lồ nhưng hành tinh này có mật độ rất thấp, chỉ 1326kgm^{-3} , từ đó có thể suy ra rằng thành phần của nó chủ yếu là hydro và heli. Sao Mộc có ít nhất 63 vệ tinh, trong đó 4 vệ tinh lớn nhất - Io, Europa, Ganymede và Callisto - được phát hiện vào năm 1610 bởi Galileo. Chuyển động quỹ đạo của Io, Europa và Ganymede là đồng bộ, với các chu kỳ được khóa theo tỷ lệ 1: 2: 4. Trong vài trăm triệu năm nữa, Callisto cũng sẽ trở nên đồng bộ với chu kỳ gấp 8 lần Io. Ganymede là vệ tinh lớn nhất trong hệ mặt trời; với bán kính 2631km, nó lớn hơn một chút so với hành tinh Mercury. Một số vệ tinh ngoài cùng có bán kính nhỏ hơn 30 km, quay theo quỹ đạo ngược và có thể là tiểu hành tinh bị bắt giữ. Sao Mộc có một hệ thống các vành đai, giống như của Sao Thổ nhưng mờ hơn và nhỏ hơn, và được phát hiện lần đầu tiên trong quá trình phân tích dữ liệu từ Voyager 1. Sau đó, chúng được điều tra chi tiết trong sứ mệnh Galileo.

Sao Mộc được cho là có một lõi đá nhỏ, nóng. Nó được bao quanh bởi các lớp đồng tâm của hydro, đầu tiên ở trạng thái kim loại - lỏng (có nghĩa là các nguyên tử của nó, mặc dù không liên kết với nhau, được gắn kết chặt chẽ đến mức các điện tử có thể di chuyển dễ dàng từ nguyên tử này sang nguyên tử khác), sau đó là chất lỏng phi kim loại, và cuối cùng là thể khí. Bầu khí quyển của hành tinh này bao gồm khoảng 86% hydro và 14% heli, với các dấu vết của metan, nước và amoniac. Lớp hydro kim loại lỏng là chất dẫn điện tốt. Đây là nguồn gốc của một từ trường mạnh gấp nhiều lần Trái đất và ở mức độ rất lớn. Nó trải dài vài triệu km về phía Mặt trời và vài trăm triệu km cách xa nó. Từ trường bẫy các hạt tích điện từ Mặt trời, tạo thành một vùng bức xạ cường độ cao bên ngoài bầu khí quyển của Sao Mộc có thể gây tử vong cho con người khi tiếp xúc với nó. Chuyển động của các điện tích gây ra phát xạ vô tuyến. Chúng được điều chỉnh bởi chuyển động quay của hành tinh và được sử dụng để ước tính chu kỳ quay, khoảng 9,9 giờ.

Mặt trăng Europa của sao Mộc đang là tâm điểm thu hút nhiều sự chú ý vì có thể có nước bên dưới lớp vỏ băng giá, lạnh và phản chiếu ánh sáng mặt trời rực rỡ. Tàu vũ trụ Voyager đã chụp những hình ảnh có độ phân giải cao về bề mặt mặt trăng và dữ liệu từ trường và trọng lực được thu thập trong các đoạn gần của tàu vũ trụ Galileo. Europa có bán kính 1565km, vì vậy chỉ nhỏ hơn một chút so với Mặt trăng của Trái đất, và được suy ra là có lõi sắt-niken bên trong lớp phủ đá và lớp vỏ nước bên ngoài bên dưới lớp băng bề mặt dày.

Sao Thổ Saturn là hành tinh lớn thứ hai trong hệ mặt trời. Bán kính xích đạo của nó là 60.268km và mật độ trung bình của nó chỉ là 687kgm^{-3} (thấp nhất trong hệ mặt trời và ít hơn của nước). Các vòng đồng tâm mỏng trong mặt phẳng xích đạo của nó tạo cho hành tinh một vẻ ngoài nổi bật. Độ xiên của trục quay của nó đối với đường hoàng đạo là $26,7^\circ$, tương tự như của Trái đất (Bảng 1.1). Do đó, khi sao Thổ di chuyển dọc theo quỹ đạo của nó, các vành đai xuất hiện ở các góc khác nhau đối với một người quan sát trên Trái đất. Galileo đã nghiên cứu hành tinh này bằng kính thiên văn vào năm 1610 nhưng công cụ ban đầu không thể phân tích chi tiết và ông không thể giải thích các quan sát của mình như một hệ thống vòng. Những hệ thống vòng được

Christiaan Huygens giải thích vào năm 1655 nhờ một kính viễn vọng mạnh hơn. Năm 1675, Domenico Cassini quan sát thấy các vành đai của Sao Thổ bao gồm nhiều vành đai nhỏ với các khoảng trống giữa chúng. Các vòng này bao gồm các hạt băng, đá và các mảnh vụn, có kích thước từ các hạt bụi lên đến vài mét khối, nằm trên quỹ đạo xung quanh hành tinh. Nguồn gốc của những vành đai nhỏ chưa được rõ; một giả thuyết cho rằng chúng là phần còn lại của một mặt trăng trước đó đã tan rã, hoặc do tác động ngoài hành tinh hoặc do bị xé nát bởi địa triều gây ra bởi lực hấp dẫn của sao Thổ.

Ngoài hệ thống vành đai, sao Thổ có hơn 30 mặt trăng, trong đó lớn nhất là Titan, có bán kính 2575km và là mặt trăng duy nhất trong hệ Mặt trời có bầu khí quyển dày đặc. Ước tính đầu tiên về khối lượng của Sao Thổ được thực hiện vào năm 1831 trên cơ sở các quan sát về quỹ đạo của Titan. Sao Thổ được tàu vũ trụ Pioneer 11 đến thăm vào năm 1979 và sau đó là tàu Voyager 1 và Voyager 2. Năm 2004, tàu vũ trụ Cassini đi vào quỹ đạo xung quanh Sao Thổ, và phóng một tàu công cụ thăm dò, Huygens, đáp xuống Titan vào tháng 1 năm 2005. Dữ liệu từ tàu thăm dò được thu thập trong quá trình đáp xuống bằng dù qua bầu khí quyển của Titan và sau khi hạ cánh, và được chuyển tiếp đến Trái đất bằng tàu vũ trụ Cassini quay quanh quỹ đạo.

Chu kỳ quay của Sao Thổ đã được suy ra từ sự phát xạ vô tuyến điều biến kết hợp với từ trường của nó. Khu vực xích đạo có chu kỳ 10 giờ 14 phút, trong khi các vĩ độ cao hơn có thời gian khoảng 10 giờ 39 phút. Hình dạng của hành tinh được biết đến từ sự che khuất của tín hiệu vô tuyến từ tàu vũ trụ Voyager. Sự quay nhanh và tình trạng lỏng dẫn đến việc Sao Thổ có mức độ làm phẳng cực lớn nhất so với bất kỳ hành tinh nào, lên tới gần 10%. Mật độ trung bình của nó là 687kgm^{-3} , là mật độ thấp nhất trong tất cả các hành tinh, cho thấy rằng sao Thổ, giống như sao Mộc, được tạo thành chủ yếu từ hydro và heli và chứa ít nguyên tố nặng. Hành tinh này có lẽ cũng có cấu trúc phân lớp tương tự, với lõi đá được bao phủ toàn bộ bởi các lớp hydro kim loại lỏng và hydro phân tử. Tuy nhiên, trường hấp dẫn của Sao Mộc nén hydro về trạng thái kim loại, có mật độ lớn. Điều này làm cho sao Mộc có mật độ trung bình cao hơn sao Thổ. Sao Thổ có từ trường hành tinh yếu hơn từ trường của Sao Mộc nhưng có lẽ cũng có nguồn gốc theo cách tương tự.

Uranus Sao Thiên Vương ở rất xa Trái đất đến mức quan sát bằng kính thiên văn hướng về Trái đất không cho thấy đặc điểm bề mặt nào. Cho đến khi tàu Voyager 2 bay qua vào năm 1986, nhiều người phải phỏng đoán gián tiếp và không chính xác. Tàu Voyager 2 đã cung cấp thông tin chi tiết về kích thước, khối lượng và bề mặt của hành tinh và các vệ tinh của nó cũng như cấu trúc của hệ thống vành đai của hành tinh. Bán kính của hành tinh là 25.559km và mật độ trung bình của nó là 1270kgm^{-3} . Chu kỳ quay, 17,24 giờ, được suy ra từ phát xạ vô tuyến định kỳ được phát hiện bởi Voyager được cho là phát sinh từ các hạt tích điện bị bẫy trong từ trường và do đó quay cùng hành tinh. Sự quay dẫn đến độ phẳng cực là 2,3%. Trước Voyager, đã có năm mặt trăng được biết đến. Sau đó, Voyager đã phát hiện ra thêm 10 mặt trăng nhỏ và 12 mặt trăng xa hơn nữa từ hành tinh này đã được phát hiện, nâng tổng số mặt trăng chưa biết của Thiên vương tinh lên 27. Thành phần và cấu trúc bên trong của Sao Thiên Vương có lẽ khác với của Sao Mộc và Sao Thổ. Mật độ trung bình cao hơn của sao Thiên Vương cho thấy nó chứa ít hydro hơn nhiều đá và băng hơn. Khoảng thời gian quay là quá dài đối với một cấu trúc nhiều lớp với metan, amoniac và nước xung quanh lõi đá nóng chảy. Nó phù hợp hơn với mô hình trong đó các vật liệu nặng hơn ít tập trung hơn ở lõi trung tâm, và đá, băng và khí được phân bố đồng đều hơn.

Một số nghịch lý vẫn liên quan đến sao Thiên Vương. Trục quay nghiêng một góc 98° so với cực so với quỹ đạo của hành tinh và do đó nằm gần mặt phẳng hoàng đạo. Hiện vẫn chưa rõ lý do cho độ nghiêng cực lớn so với các hành tinh khác. Hành tinh có một vòng quay theo chiều thuận chung quanh trục này. Tuy nhiên, nếu đầu kia của trục quay, nghiêng một góc 82° , được coi là tham chiếu, thì chuyển động quay của hành tinh có thể được coi là quay ngược. Cả hai cách hiểu đều tương đương nhau. Định hướng trục bất thường có nghĩa là trong suốt 84 năm của quỹ đạo quay quanh Mặt trời, các vùng cực cũng như đường xích đạo trải qua sự cách ly rất xa Mặt trời. Từ trường của Thiên vương tinh cũng bất thường: nó nghiêng một góc lớn so với trục quay và tâm của nó bị dịch chuyển theo chiều dọc từ tâm của hành tinh.

Neptune Sao Hải Vương là lớp ngoài cùng của các hành tinh khí khổng lồ. Nó chỉ có thể được nhìn thấy từ Trái đất với một kính viễn vọng tốt. Vào đầu thế kỷ 19, chuyển động của Sao Thiên Vương đã được lập biểu đồ đủ rõ ràng để thấy rõ có sự mâu thuẫn. Các nhà thiên văn học người Pháp và người Anh đã dự đoán một cách độc lập về sự tồn tại của hành tinh thứ tám, và những tiên đoán đã dẫn đến việc phát hiện ra Sao Hải Vương vào năm 1846. Hành tinh này đã được Galileo chú ý vào năm 1612, nhưng do sự chuyển động chậm của nó nên ông đã nhầm nó với một ngôi sao cố định. Chu kỳ quay quỹ đạo của Sao Hải Vương là gần 165yr, vì vậy hành tinh này vẫn chưa hoàn thành một quỹ đạo hoàn chỉnh kể từ khi được phát hiện. Kết quả là, và vì khoảng cách cực xa so với Trái đất, kích thước của hành tinh và quỹ đạo của nó không được biết đến nhiều cho đến năm 1989, khi Voyager 2 trở thành tàu vũ trụ đầu tiên - và cho đến nay, là tàu vũ trụ duy nhất đến thăm Sao Hải Vương.

Quỹ đạo của Sao Hải Vương gần như hình tròn và nằm gần với mặt phẳng hoàng đạo. Trục quay có độ nghiêng giống Trái đất là $29,6^\circ$ và trục quay của nó có chu kỳ 16,11 giờ, gây ra độ phẳng hai cực là 1,7%. Hành tinh này có bán kính 24.766km và mật độ trung bình là 1638kgm^{-3} . Cấu trúc bên trong của Sao Hải Vương có lẽ giống như của Thiên vương tinh: một lõi đá nhỏ (có kích thước tương đương hành tinh Trái đất) được bao quanh bởi một hỗn hợp không phân lớp gồm đá, nước, amoniac và metan. Bầu khí quyển chủ yếu là hydro, heli và metan, chúng hấp thụ ánh sáng đỏ và làm cho hành tinh màu xanh lam.

Nhiệm vụ Voyager 2 tiết lộ rằng Neptune có 13 mặt trăng và một hệ thống vòng mờ. Mặt trăng lớn nhất trong số các vệ tinh, Triton, có đường kính khoảng 40% đường kính Trái đất và mật độ của nó (2060kgm^{-3}) cao hơn so với hầu hết các mặt trăng lớn khác trong hệ mặt trời. Quỹ đạo của nó nghiêng dốc 157° so với đường xích đạo của Sao Hải Vương, khiến nó trở thành vệ tinh tự nhiên lớn duy nhất trong hệ mặt trời quay quanh hành tinh của nó theo chiều ngược. Các đặc điểm vật lý của mặt trăng, giống với hành tinh Pluto và chuyển động quỹ đạo ngược của nó cho thấy rằng Triton đã bị bắt từ nơi khác bên ngoài hệ mặt trời.

1.1.3.4 Sao Diêm Vương và bên ngoài hệ mặt trời

Cho đến khi được phân loại lại vào năm 2006 với tư cách là "hành tinh lùn", sao Diêm Vương là hành tinh nhỏ nhất trong hệ Mặt Trời, có đường kính bằng khoảng hai phần ba so với Mặt Trăng của Trái Đất. Nó có nhiều đặc điểm khác thường. Quỹ đạo của nó có độ nghiêng lớn nhất so với hoàng đạo ($17,1^\circ$) so với bất kỳ hành tinh chính nào và nó rất lệch tâm (0,249), với điểm viễn nhật là 49,3AU và điểm cận nhật là 29,7AU. Điều này đưa Sao Diêm Vương vào trong quỹ đạo của Sao Hải Vương trong 20 năm trong chu kỳ quỹ đạo 248 năm của nó; đường đi của sao Diêm Vương và sao Hải Vương không giao nhau. Chu kỳ quỹ đạo cộng hưởng với chu kỳ của

sao Hải Vương theo tỷ lệ 3:2 (tức là chu kỳ của sao Diêm Vương chính xác gấp 1,5 lần chu kỳ của sao Hải Vương). Những tính chất này ngăn cản mọi va chạm giữa các hành tinh.

Sao Diêm Vương ở rất xa Trái đất đến mức nó chỉ xuất hiện dưới dạng một đốm sáng đối với các kính thiên văn trên Trái đất và các đặc điểm bề mặt của nó chỉ có thể được phân giải trên diện rộng với Kính viễn vọng không gian Hubble. Nó là hành tinh duy nhất chưa được tàu vũ trụ ghé thăm. Nó được phát hiện một cách tình cờ vào năm 1930 sau một cuộc tìm kiếm có hệ thống một hành tinh xa hơn để giải thích sự khác biệt được cho là trong quỹ đạo của Sao Hải Vương, tuy nhiên, sau đó được tìm thấy là do các ước tính không chính xác về khối lượng của Sao Hải Vương. Khối lượng và đường kính của Sao Diêm Vương là không chắc chắn trong vài thập kỷ cho đến khi vào năm 1978, một mặt trăng, Charon, được tìm thấy quay quanh Sao Diêm Vương ở khoảng cách trung bình là 19.600km. Khối lượng của sao Diêm Vương chỉ bằng 0,21% khối lượng của Trái đất. Khối lượng của Charon bằng khoảng 10–15% của sao Diêm Vương, khiến nó trở thành mặt trăng lớn nhất so với hành tinh chính của nó trong hệ mặt trời. Bán kính của Sao Diêm Vương và Charon được ước tính từ các quan sát bằng Kính viễn vọng Không gian Hubble lần lượt là 1137km và 586km, với sai số tương đối khoảng 1%. Khối lượng và đường kính của Sao Diêm Vương cho mật độ ước tính khoảng 2000kgm^{-3} , từ đó suy ra rằng thành phần của Sao Diêm Vương có thể là hỗn hợp của khoảng 70% đá và 30% băng, giống như thành phần của Triton, mặt trăng của Hải Vương Tinh. Mật độ ước tính của Charon thấp hơn, khoảng 1300kgm^{-3} , điều này cho thấy có thể có ít đá hơn trong thành phần của nó.

Trục quay của sao Diêm Vương nghiêng khoảng 122° so với mặt phẳng quỹ đạo của nó, do đó, trục quay của hành tinh bị giạt lùi và có chu kỳ là 6,387 ngày. Charon cũng quay quanh sao Diêm Vương theo một chiều ngược. Kết quả là các lực thủy triều, chu kỳ quỹ đạo của Charon đồng bộ với cả chuyển động quay theo trục của chính nó và của sao Diêm Vương. Do đó, hành tinh và mặt trăng liên tục thể hiện cùng một hướng với nhau. Do tính đồng bộ quay và khối lượng tương đối lớn của Charon, một số người coi Pluto-Charon là một hành tinh kép. Tuy nhiên, điều này khó xảy ra vì mật độ khác nhau của chúng cho thấy rằng các thiên thể có nguồn gốc độc lập. Các quan sát bằng Kính viễn vọng không gian Hubble vào năm 2005 cho thấy sự hiện diện của hai mặt trăng nhỏ khác - tạm được đặt tên là 2005 P1 và 2005 P2 - trên quỹ đạo xung quanh Sao Diêm Vương theo cùng chiều với Charon, nhưng ở khoảng cách lớn hơn khoảng 44.000km. Cả ba mặt trăng đều có quang phổ màu giống nhau, khác với màu của Sao Diêm Vương và cho thấy rằng các mặt trăng bị bắt trong một vụ va chạm với một thiên thể lớn khác. Tuy nhiên, nguồn gốc của Sao Diêm Vương, Charon và các mặt trăng nhỏ hơn vẫn chưa được biết rõ và còn là vấn đề phỏng đoán của khoa học.

Kể từ đầu những năm 1990, hàng nghìn vật thể mới đã được xác định nằm ngoài quỹ đạo của Sao Hải Vương. Các vật thể bên ngoài sao Hải Vương (Hộp 1.3) hầu hết đều nhỏ, nhưng ít nhất một vật thể, Eris, có kích thước tương đương với Sao Diêm Vương. Những khám phá mới đã thúc đẩy cuộc thảo luận về tình trạng của sao Diêm Vương như một hành tinh. Năm 2006, định nghĩa về cấu thành một hành tinh đã được sửa đổi.

Để trở thành một hành tinh, một vật thể phải (1) ở trong quỹ đạo xung quanh một ngôi sao (Mặt trời), (2) đủ lớn để lực hấp dẫn của chính nó tạo thành hình cầu hoặc dạng cầu, (3) không quá lớn để kích hoạt phản ứng hạt nhân hợp nhất, và (4) đã rõ ràng lân cận xung quanh quỹ đạo hành tinh của nó.

Các điều kiện (1) và (3) được đáp ứng bởi tất cả các vật thể quay quanh Mặt trời. Một vật thể đáp ứng các điều kiện (1) và (2) và không phải là vệ tinh của một thiên thể khác được gọi là “hành tinh lùn”. Sao Diêm Vương nằm trong danh mục mới này, cùng với tiểu hành tinh Ceres và vật thể đĩa phân tán Eris (Hộp 1.3).

1.1.3.5 Momen động lượng

Một đặc điểm quan trọng việc ràng buộc các mô hình về nguồn gốc của hệ mặt trời là sự khác biệt giữa sự phân bố của khối lượng và mô men động lượng. Để xác định momen động lượng của một vật quay cần biết momen quán tính của nó. Đối với một hạt có khối lượng m mô men quán tính (I) chung quanh một trục ở khoảng cách r được định nghĩa là:

$$I=mr^2 \quad (1.4)$$

Momen động lượng (h) được định nghĩa là tích của momen quán tính (I) chung quanh trục và tốc độ quay chung quanh trục đó:

$$h=I\Omega \quad (1.5)$$

Mỗi hành tinh quay theo quỹ đạo gần tròn quanh Mặt trời và đồng thời tự quay quanh trục của nó. Do đó, mômen động lượng của nó gồm hai phần (Bảng 1.3). Mômen động lượng của hành tinh quay chung quanh Mặt trời được tính toán khá đơn giản. Hệ mặt trời quá rộng lớn đến mức kích thước vật lý của mỗi hành tinh là rất nhỏ so với kích thước quỹ đạo của nó. Mômen quán tính của một hành tinh đối với Mặt trời được tính bằng cách thêm vào khối lượng của hành tinh và bán kính quỹ đạo của nó (Bảng 1.3) trong phương trình. (1,4); Mômen động lượng quỹ đạo của hành tinh theo sau bằng cách kết hợp mômen quán tính tính toán với tốc độ quay quỹ đạo như trong phương trình. (1.5). Để xác định mômen quán tính của một vật rắn đối với một trục đi qua nó (ví dụ: trục quay của một hành tinh) thì phức tạp hơn. Phương trình (1.4) phải được tính và tính tổng cho tất cả các phần tử trong hành tinh. Nếu hành tinh được biểu diễn bằng một hình cầu khối lượng M và bán kính trung bình R thì mômen quán tính C đối với trục quay được cho bởi

$$C=kMR^2 \quad (1.6)$$

trong đó hằng số k được xác định bởi sự phân bố mật độ trong hành tinh. Ví dụ, nếu mật độ đồng nhất bên trong hình cầu, giá trị của k chính xác là $2/5$, hoặc $0,4$; đối với một hình cầu rỗng thì nó là $2/3$. Nếu mật độ tăng theo độ sâu của hành tinh, ví dụ, nếu nó có lõi đặc, giá trị của k nhỏ hơn $0,4$; đối với Trái đất, $k=0.3308$. Đối với một số hành tinh, sự biến thiên của mật độ theo độ sâu không được biết rõ, nhưng đối với hầu hết các hành tinh, có đủ thông tin để tính toán mômen quán tính chung quanh trục quay; kết hợp với tốc độ quay như trong Eq. (1.5), điều này cho ra mô men động lượng.

Mômen động lượng của một hành tinh quay quanh Mặt trời lớn hơn nhiều (trung bình khoảng 60.000 lần) so với mômen động lượng quay quanh trục của chính nó (Bảng 1.3). Trong khi hơn 99,9% tổng khối lượng của hệ Mặt trời tập trung ở Mặt trời, hơn 99% mômen động lượng được chứa đựng bởi quỹ đạo chuyển động của các hành tinh, đặc biệt là tứ đại hành tinh. Trong số này Sao Mộc là một trường hợp đặc biệt: nó chiếm hơn 70% khối lượng và hơn 60% mômen động lượng của các hành tinh.

1.1.4 Nguồn gốc của hệ mặt trời

Đã có rất nhiều giả thuyết về nguồn gốc của hệ mặt trời. Việc xác định tuổi các thiên thạch chỉ ra rằng hệ mặt trời có nguồn gốc cách đây khoảng $(4,5-4,6) 10^9$ năm. Một lý thuyết thành công về nguồn gốc của nó phải giải thích thỏa đáng các đặc điểm quan sát được của các hành tinh. Điều quan trọng nhất của những thuộc tính này là những điều sau đây.

- (1) Ngoại trừ sao Diêm Vương, các quỹ đạo hành tinh nằm trong hoặc gần cùng một mặt phẳng chứa Mặt trời và quỹ đạo của Trái đất (mặt phẳng hoàng đạo).
- (2) Các hành tinh quay quanh Mặt trời theo cùng chiều, ngược chiều kim đồng hồ khi nhìn từ phía trên mặt phẳng hoàng đạo. Chiều quay này được định nghĩa là thuận.
- (3) Chuyển động quay của các hành tinh theo trục riêng của chúng cũng chủ yếu theo chiều thuận. Các trường hợp ngoại lệ là Sao Kim, có chiều quay ngược; Sao Thiên Vương, có trục quay gần nằm trong mặt phẳng quỹ đạo của nó; và sao Diêm Vương, có trục quay và mặt phẳng quỹ đạo nghiêng so với mặt phẳng hoàng đạo.
- (4) Khoảng cách của mỗi hành tinh đến Mặt trời gần gấp đôi so với hành tinh lân cận của nó (định luật Bode).
- (5) Thành phần của các hành tinh gồm hai nhóm riêng biệt: các hành tinh đất đá nằm gần Mặt trời thì nhỏ và có mật độ cao, trong khi các hành tinh ở xa Mặt trời thì lớn và có mật độ thấp.
- (6) Mặt trời gần như chiếm 99,9% khối lượng của hệ mặt trời, nhưng các hành tinh chiếm hơn 99% mômen động lượng.

Lý thuyết đầu tiên dựa trên quan sát khoa học là giả thuyết hình cầu được nhà triết học người Đức Immanuel Kant đưa ra vào năm 1755 và được nhà thiên văn học người Pháp Pierre Simon de Laplace phát biểu vào năm 1796. Theo giả thuyết này, các hành tinh và vệ tinh của chúng được hình thành cùng lúc với Mặt trời. Không gian bị lấp đầy bởi một đám mây quay (tinh vân *nebula*) gồm khí và bụi ban đầu nóng, khi nó nguội đi, bắt đầu co lại. Để bảo toàn mômen động lượng của hệ thống, tốc độ quay của nó tăng lên; một tương tự quen thuộc là cách một vận động viên trượt băng xoay tròn nhanh hơn khi anh ta dang rộng tay của mình.

Lực ly tâm có thể làm cho các vòng đồng tâm của vật chất bị văng ra, sau đó chúng ngưng tụ lại thành các hành tinh. Lực ly tâm có thể khiến các vòng đồng tâm của vật chất bị văng ra, sau đó ngưng tụ lại thành các hành tinh. Một ý kiến phản đối nghiêm khắc đối với giả thuyết này là khối lượng vật chất trong mỗi vòng sẽ quá nhỏ để có thể cung cấp lực hấp dẫn cần thiết để làm cho vòng ngưng tụ thành một hành tinh. Hơn nữa, khi tinh vân co lại, phần lớn nhất của mômen động lượng sẽ vẫn liên kết với khối lượng chính ngưng tụ lại để tạo thành Mặt trời, điều này không thống nhất với sự phân bố mômen động lượng quan sát được trong hệ Mặt trời.

Sau đó, một số mô hình thay thế đã được công nhận, nhưng cũng bị phản đối. Ví dụ, giả thuyết va chạm cho rằng Mặt trời được hình thành trước các hành tinh. Lực hấp dẫn của một ngôi sao đi qua gần hoặc vụ nổ của một vụ nổ siêu tân tinh gần đó đã tạo ra vật chất mặt trời dạng sợi ngưng tụ lại để tạo thành các hành tinh. Tuy nhiên, ý kiến phản đối chính đối với kịch bản này là vật liệu mặt trời có thể nóng đến mức nó sẽ bùng nổ tan ra ngoài không gian thay vì ngưng tụ từ từ để tạo thành các hành tinh.

Hộp 1.3 Các thiên thể ngoài sao Hải Vương

Vật thể xuyên Sao Hải Vương (TNO) là bất kỳ vật thể nào trên quỹ đạo xung quanh Mặt Trời ở khoảng cách trung bình lớn hơn Sao Hải Vương. Chúng bao gồm sao Diêm Vương và mặt trăng Charon của nó, cũng như nhiều thiên thể khác. Các đối tượng được nhóm thành ba lớp theo kích thước của quỹ đạo của chúng: Vành đai Kuiper, Đĩa rải rác và Đám mây Oort. Thành phần của chúng tương tự như thành phần của sao chổi, tức là chủ yếu là băng, mặc dù một số có mật độ đủ cao để gợi ý các thành phần giống đá khác.

Vành đai Kuiper mở rộng ra ngoài bán kính trung bình của quỹ đạo Sao Hải Vương ở 30AU đến khoảng cách khoảng 50AU (Hình B1.3). Vùng hình đĩa này, gần với mặt phẳng hoàng đạo, chứa hàng nghìn vật thể trên quỹ đạo xung quanh Mặt trời. Theo một số ước tính có hơn 35.000 vật thể vành đai Kuiper có đường kính lớn hơn 100 km,

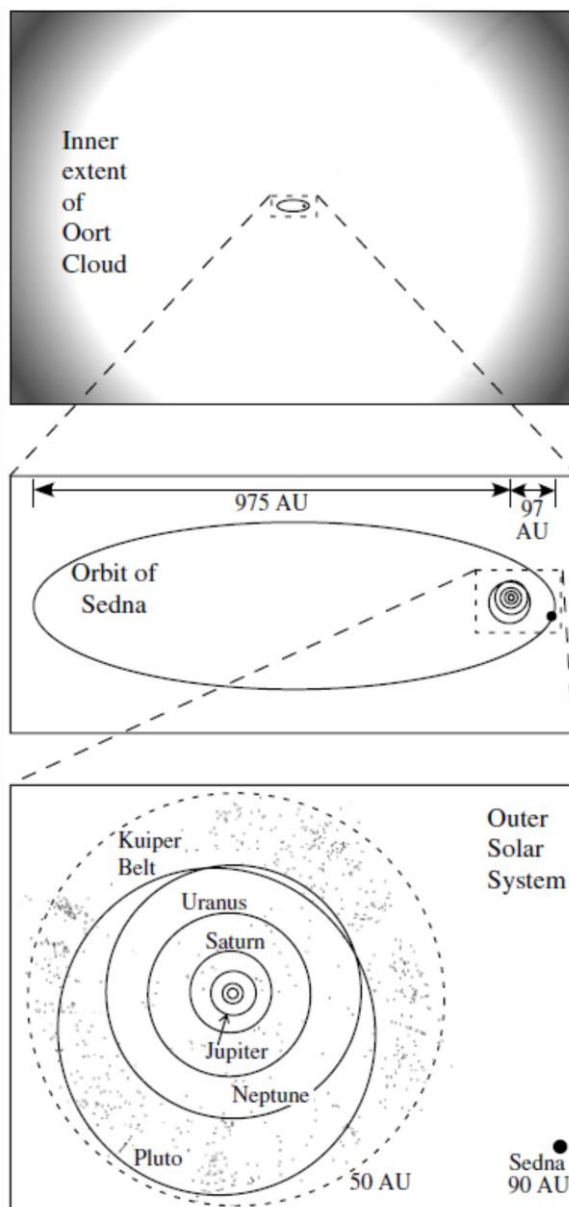
vì vậy chúng lớn hơn và nhiều hơn nhiều so với các tiểu hành tinh. Một số có chu kỳ quỹ đạo cộng hưởng với quỹ đạo của Sao Hải Vương, và điều này đã dẫn đến một số tên gọi gây tò mò cho chúng. Các vật thể như Sao Diêm Vương có chu kỳ quỹ đạo 3: 2 cộng hưởng với sao Hải Vương được gọi là plutinos, những vật thể ở xa hơn trong vành đai với chu kỳ cộng hưởng 2: 1 được gọi là twotinos và các vật thể ở quỹ đạo trung gian được gọi là cubewanos. Các vật thể ở vành đai Kuiper đều có thành phần hầu hết là băng giá và một số có kích thước khá lớn. Ví dụ, Quaoar, trong quỹ đạo với bán trục chính 43,5AU, có đường kính 1260 km và có cùng kích thước với mặt trăng Charon của sao Diêm Vương.

Các vật thể trên quỹ đạo ở khoảng cách trung bình lớn hơn 50AU được gọi là các vật thể đĩa phân tán. Một thiên thể ngoài sao Hải Vương, Vành đai Kuiper mở rộng ra ngoài bán kính trung bình của quỹ đạo sao Hải Vương ở 30AU đến khoảng cách khoảng 50AU (Hình B1.3). Vùng hình đĩa này, gần với mặt phẳng hoàng đạo, chứa hàng nghìn vật thể trên quỹ đạo xung quanh Mặt trời. Theo một số ước tính, có hơn 35.000 vật thể ở vành đai Kuiper có đường kính lớn hơn 100 km, vì vậy chúng lớn hơn và nhiều hơn nhiều so với các tiểu hành tinh. Một số có chu kỳ quỹ đạo cộng hưởng với quỹ đạo của Sao Hải Vương, và điều này đã dẫn đến một số tên gọi gây tò mò cho chúng. Các vật thể như Sao Diêm Vương có chu kỳ quỹ đạo 3:2 cộng hưởng với sao Hải Vương được gọi là plutinos, những vật thể ở xa hơn trong vành đai với chu kỳ cộng hưởng 2:1 được gọi là twotinos và các vật thể ở quỹ đạo trung gian được gọi là cubewanos. Các vật thể ở vành đai Kuiper đều có thành phần phần lớn là băng giá và một số có kích thước khá lớn. Ví dụ, Quaoar, trong quỹ đạo với bán trục chính 43,5AU, có đường kính 1260 km và có cùng kích thước với mặt trăng Charon của sao Diêm Vương

Các vật thể trên quỹ đạo ở khoảng cách trung bình lớn hơn 50AU được gọi là vật thể đĩa phân tán. Một thiên thể ngoài Hải vương tinh, 2003UB313, được xác định vào năm 2003 và được xác nhận vào năm 2005 trong quá trình tìm kiếm dài hạn các vật thể chuyển động xa xôi trong hệ mặt trời. Trên cơ sở số phân xạ của nó, vật thể này lớn hơn sao Diêm Vương, và lúc đầu được coi là hành tinh thứ mười trong hệ mặt trời. Nó có chu kỳ quỹ đạo là 557 năm, quỹ đạo hình elip cao nghiêng 44° so với mặt phẳng hoàng đạo và hiện đang gần điểm cận nhật.

Khoảng cách cận nhật hiện tại của nó là 97AU khiến nó trở thành vật thể xa nhất được biết đến trong hệ mặt trời. Bây giờ được đặt tên là Eris, nó được phân loại cùng với Sao Diêm Vương và tiểu hành tinh Ceres trong danh mục mới "hành tinh lùn".

Vào năm 2004, một thiên thể ngoài Hải Vương tinh khác, Sedna, được phát hiện ở khoảng cách 90AU (Hình B1.3).



Hình B1.3 Kích thước tương đối của đám mây Oort và vành đai Kuiper so với quỹ đạo của các hành tinh bên ngoài. Các hành tinh bên trong và Mặt trời nằm trong vòng tròn cùng của phần dưới của hình (NASA / JPL-Caltech cho phép).

Hiện tại, nó gần Mặt trời hơn Eris, nhưng quỹ đạo hình elip cực kỳ của nó (độ lệch tâm 0,855, độ nghiêng 12°) đưa Sedna đi sâu vào vùng ngoài của hệ Mặt trời hơn bất kỳ vật thể nào đã biết.

chu kỳ quỹ đạo của nó là 12.500 năm và điểm cực viễn của nó nằm ở khoảng 975AU.

Vật thể này chỉ có thể nhìn thấy đối với các nhà thiên văn học như một hạt nhỏ nên ngoài quỹ đạo của nó, không có nhiều thông tin về nó. Nó được coi là vật thể duy nhất được biết đến có thể có nguồn gốc từ đám mây Oort.

Đám mây Oort được cho là nguồn gốc của hầu hết các sao chổi mới xâm nhập vào bên trong hệ mặt trời. Nó được hình dung như một đám mây hình cầu gồm các vật thể băng giá ở một khoảng cách rất lớn - từ 50.000 đến 100.000AU (khoảng một năm ánh sáng) - từ Mặt trời. Đám mây Oort chưa bao giờ được quan sát, nhưng sự tồn tại của nó đã được xác nhận từ quá trình nghiên cứu trên quỹ đạo sao chổi. Nó đóng một vai trò trung tâm trong các mô hình về nguồn gốc của sao chổi.

Bảng 1.3 Sự phân bố của quỹ đạo và mômen động lượng quay trong hệ mặt trời (Nguồn dữ liệu: Yoder, 1995; Beatty et al., 1999; McCarthy and Petit, 2004; National Space Science Data Center, 2004 [<http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/>])

Venus, Uranus và Pluto có các trục quay ngược.

Hành tinh	Khối lượng bình M [10^{24} kg]	Tốc độ quỹ đạo trung bình v [10^{-9} rad s $^{-1}$]	Bán kính quỹ đạo trung bình r [10^9 m]	Momen góc quỹ đạo Mvr^2 [10^{39} kgm 2 s $^{-1}$]	Momen quán tính chuẩn hóa I/MR^2	Bán kính hành tinh R [10^6 m]	Momen chuẩn hóa I [10^{40} kgm 2]	Tốc độ quay trục Ω [10^{-6} rad s $^{-1}$]	Momen động lượng quay $I\Omega$ [10^{39} kgm 2 s $^{-1}$]
<i>Terrestrial planets</i>									
Mercury	0.3302	827	57.3	0.896	0.33	2.440	6.49×10^{-5}	1.24	8.02×10^{-10}
Venus	4.869	324	108.2	18.45	0.33	6.052	5.88×10^{-3}	0.298	1.76×10^{-8}
Earth	5.974	199	149.6	26.61	0.3308	6.378	8.04×10^{-3}	72.9	5.86×10^{-6}
Mars	0.6419	106	227.4	3.51	0.366	1.738	2.71×10^{-4}	70.8	1.92×10^{-7}
<i>Great planets and Pluto</i>									
Jupiter	1,899	16.8	778.1	19,305	0.254	71.492	246.5	175.9	0.435
Saturn	568.5	6.77	1,432	7,887	0.210	60.268	43.4	163.8	0.0710
Uranus	86.8	2.38	2,871	1,696	0.225	25.559	1.28	101.1	0.0013
Neptune	102.4	1.22	4,496	2,501	—	24.764	—	108.1	—
Pluto	0.0127	0.803	5,777	0.335	—	1.195	—	11.4	—
<i>Totals</i>	2,670	—	—	31,439	—	—	—	—	0.503
The Sun	1,989,000	—	—	—	0.059	695.5	5,676,500	2.865	162.6

Những cách giải thích hiện đại về nguồn gốc của hệ mặt trời dựa trên những điều chỉnh của giả thuyết hình cầu. Khi đám mây khí và bụi co lại, tốc độ quay của nó tăng nhanh, làm phẳng đám mây thành thấu kính hình đĩa. Khi lõi của đám mây co lại và trở nên đủ dày đặc, lực hấp dẫn khiến nó tự sụp đổ để tạo thành tiền Mặt trời, trong đó phản ứng tổng hợp nhiệt hạch bắt đầu. Các hạt nhân hydro kết hợp với nhau dưới áp suất cực lớn để tạo thành hạt nhân heli, giải phóng một lượng năng lượng khổng lồ. Vật liệu trong đĩa quay ban đầu rất nóng và ở dạng khí nhưng khi nó nguội đi, vật chất rắn ngưng tụ ra khỏi nó dưới dạng các hạt nhỏ. Các hạt kết tụ lại thành các đá cục hoặc băng được gọi là vi hành tinh.

Thiên thạch giống như vi hành tinh với thành phần silicat hoặc đá được hình thành gần Mặt trời, trong khi các hành tinh giống sao chổi có thành phần băng giá được hình thành ở xa nhiệt của Mặt trời. Đổi lại, nhờ lực hút hấp dẫn, các vi hành tinh được bồi tụ để hình thành các hành tinh. Vật chất có nhiệt độ bốc hơi cao (ví dụ, kim loại và silicat) có thể ngưng tụ gần Mặt trời, tạo thành các hành tinh đất đá. Các vật chất dễ bay hơi (ví dụ, nước, metan) sẽ bốc hơi và được đưa vào không gian bởi dòng hạt và bức xạ từ Mặt trời. Trong quá trình ngưng tụ của các hành tinh lạnh lớn trong các cõi xa xôi lạnh giá của hệ mặt trời, các vật chất bay hơi đã được giữ lại. Lực hấp dẫn của Sao Mộc và Sao Thổ có thể đủ mạnh để giữ lại thành phần của tinh vân ban đầu.

Điều quan trọng cần ghi nhớ là kịch bản này chỉ là một giả thuyết - một lời giải thích hợp lý nhưng không duy nhất về cách hình thành hệ mặt trời. Nó cho rằng các thành phần biến đổi của các hành tinh là sự bồi tụ ở các khoảng cách khác nhau so với Mặt trời. Mô hình có thể được thêm nhiều chi tiết để tính đến đặc điểm của các hành tinh riêng lẻ. Tuy nhiên, kịch bản không đạt yêu cầu vì chủ yếu là định tính. Ví dụ, nó không giải thích một cách đầy đủ sự phân chia của mômen động lượng. Các nhà vật lý học, thiên văn học, khoa học vũ trụ và toán học đang không ngừng thử các phương pháp điều tra mới và tìm kiếm các manh mối bổ sung để cải thiện giả thuyết về cách hình thành hệ mặt trời.

1.2 THE DYNAMIC EARTH

1.2.1 Giới thiệu lịch sử

Trái đất là một hành tinh động, luôn thay đổi cả bên ngoài và bên trong. Bề mặt của nó liên tục bị thay đổi bởi các quá trình nội sinh (tức là có nguồn gốc bên trong) dẫn đến các hoạt động kiến tạo và núi lửa, cũng như bởi các quá trình ngoại sinh (tức là có nguồn gốc bên ngoài) như xói mòn và tích tụ. Các quá trình này đã diễn ra tích cực trong suốt quá trình lịch sử địa chất. Các vụ phun nổ núi lửa như vụ phun trào năm 1980 của núi lửa Mt. St. Helens ở tây bắc Hoa Kỳ có thể biến đổi cảnh quan xung quanh gần như ngay lập tức. Động đất cũng gây ra những thay đổi đột ngột về cảnh quan, đôi khi tạo ra các đứt gãy với tốc độ dịch chuyển vài mét trong vài giây. Xói mòn liên quan đến các tác động của thời tiết, các đặc điểm bề mặt đôi khi xảy ra với tốc độ đáng kể, đặc biệt do lũ tràn hoặc sạt lở đất xảy ra. Bề mặt Trái đất cũng đang bị thay đổi liên tục bởi các quá trình địa chất ít ấn tượng hơn với tốc độ cực kỳ chậm đối với con người. Các khu vực đã bị sụt lún bởi vô số các tầng băng trong quá khứ vẫn đang được hồi phục theo chiều thẳng đứng với tốc độ lên tới vài mm/năm. Các lực kiến tạo làm cho chiều cao các ngọn núi tăng lên với tốc độ nâng tương tự, trong khi tác động trung bình dài hạn của xói mòn trên quy mô khu vực xảy ra với tốc độ cm/năm. Ở quy mô lớn hơn, các lục địa di chuyển tương đối với nhau với tốc độ lên đến vài cm/năm trong khoảng thời gian kéo dài hàng triệu năm. Thời gian cực kỳ dài được thể hiện trong các quá trình địa chất. Điều này được phản ánh trong việc tính toán thời gian địa chất (Phần 4.1.1.3). Các phần nhỏ được sử dụng dưới đây được xác định trong Hình 4.2.

Bên trong Trái đất cũng đang chuyển động. Lớp choàng có vẻ cứng và rắn đối với sóng địa chấn, nhưng được cho là thể hiện đặc tính dẻo, mềm hơn trong các khoảng thời gian dài địa chất, tính chảy (hoặc "suy biến") với tốc độ vài cm/năm. Ở sâu hơn bên trong Trái đất, lõi chất lỏng có thể nóng chảy với tốc độ địa chất rất nhanh khoảng vài phần mười milimet /giây.

Các nhà địa chất từ lâu đã nhận thức được tình trạng động của Trái đất. Một số giả thuyết đã cố gắng giải thích các cơ chế cơ bản. Vào cuối thế kỷ 19 và đầu thế kỷ 20, các nhà địa chất chính thống đã ủng hộ giả thuyết về một Trái đất đang co rút. Các dãy núi được cho là đã hình thành trên bề mặt co rút của nó giống như nếp nhăn trên một quả táo đang khô héo. Người ta đã biết đến các dịch chuyển kiến tạo theo phương ngang, nhưng được cho là hiệu ứng phụ của các chuyển động thẳng đứng quan trọng hơn. Việc nhận ra rằng các vụ xô đẩy lớn đóng một vai trò quan trọng trong việc hình thành các cấu trúc thảo nguyên ở dãy Alps cho thấy rằng sự co rút ngăn một khối lượng theo chiều ngang khó thỏa mãn được trong giả thuyết co rút. Một trường phái tư tưởng mới đã xuất hiện, trong đó việc tạo núi được mô tả là hệ quả của sự dịch chuyển theo phương ngang.

Một quan sát chìa khóa quan trọng trong bối cảnh này là sự tương đồng giữa các bờ biển đối lập của Nam Đại Tây Dương, đặc biệt là hình dạng tương tự của các đường bờ biển của Brazil và châu Phi. Ngay từ năm 1620, bất chấp sự thiếu chính xác và không đầy đủ của các bản đồ đầu thế kỷ XVII, Francis Bacon đã thu hút sự chú ý đến tính song song của các đường bờ biển giáp Đại Tây Dương. Năm 1858, Antonio Snider đã xây dựng

một bản đồ và cho thấy các chuyển động tương đối của các lục địa quanh Đại Tây Dương, mặc dù ông không duy trì hình dạng của các đường bờ biển. Vào cuối thế kỷ 19, nhà địa chất học người Áo Eduard Suess đã đề xuất đặt ra cái tên **Gondwanaland** cho một lục địa lớn phía nam, tồn tại vào cuối Đại Cổ sinh. Nó bao gồm Châu Phi, Nam Cực, Ả Rập, Úc, Ấn Độ và Nam Mỹ, và chủ yếu nằm ở Nam bán cầu. Các lục địa Gondwana hiện là các thực thể riêng lẻ và một số (ví dụ: Ấn Độ, Ả Rập) không còn nằm ở bán cầu nam nữa, nhưng chúng vẫn thường được gọi là “lục địa phía nam”. Trong Đại Cổ sinh, các “lục địa phía bắc” của Bắc Mỹ (bao gồm cả Greenland), châu Âu và phần lớn châu Á cũng hình thành một lục địa duy nhất, gọi là **Laurasia**. Laurasia và Gondwanaland tách ra trong Đại Trung sinh sớm. Vành đai núi Alpine-Himalaya được cho là đã phát triển từ một hệ thống các địa máng hình thành ở vùng biển chuyển tiếp, mà Suess gọi là đại dương Tethys để phân biệt với biển Địa Trung Hải hiện nay. Ngụ ý trong việc tái tạo này là ý tưởng cho rằng các lục địa sau đó đã đạt đến vị trí hiện tại của chúng bằng các dịch chuyển ngang chậm trên bề mặt địa cầu.

1.2.2 Lục địa trôi dạt

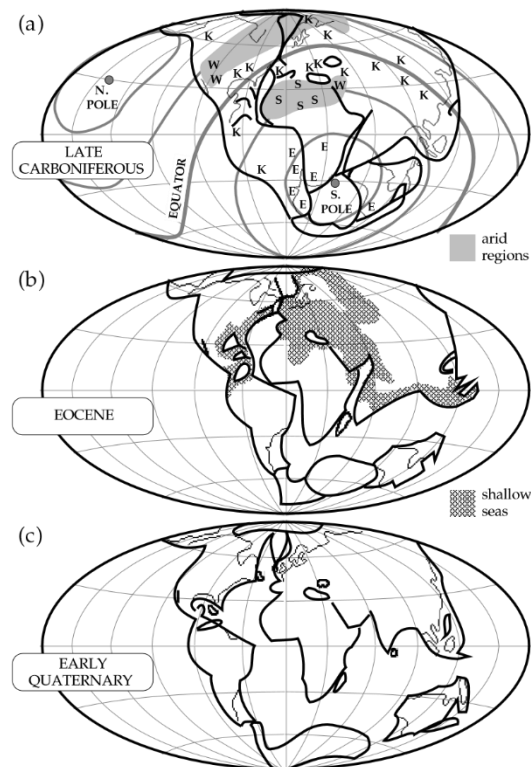
“Giả thuyết về sự dịch chuyển” của các chuyển động lục địa đã hình thành vào đầu thế kỷ XX. Năm 1908 F. B. Taylor liên hệ các vành đai uốn nếp chính của thế giới với sự hội tụ của các lục địa khi chúng di chuyển ra xa các cực và vào năm 1911, H. B. Baker đã tập hợp các lục địa giáp Đại Tây Dương cùng với Úc và Nam Cực lại thành một lục địa duy nhất; Rất tiếc, ông đã bỏ qua Châu Á và Thái Bình Dương. Tuy nhiên, người ủng hộ giả thuyết dịch chuyển mạnh mẽ nhất là Alfred Wegener, một nhà khí tượng học và địa chất học người Đức. Vào năm 1912, Wegener cho rằng tất cả các lục địa đều nằm chung trong Đại Cổ sinh muộn, do đó diện tích đất của Trái đất hình thành một vùng đất duy nhất (Hình 1.5). Ông đặt ra cái tên **Pangea** (tiếng Hy Lạp có nghĩa là "toàn bộ Trái đất") cho siêu lục địa này, mà ông hình dung được bao quanh bởi một đại dương duy nhất (Panthalassa). Wegener gọi sự dịch chuyển ngang quy mô lớn của các khối vỏ có kích thước lục địa là Kontinentalverschiebung. Dạng biến đổi góc cạnh, trôi dạt lục địa, ngụ ý thêm rằng sự dịch chuyển của các khối diễn ra chậm trong khoảng thời gian dài.

1.2.2.1 Pangeaea

Là một nhà khí tượng học Wegener đặc biệt quan tâm đến Cổ khí hậu. Trong nửa đầu thế kỷ XX, bằng chứng tốt nhất cho giả thuyết trôi dạt lục địa và sự tồn tại sớm hơn của Pangea bao gồm các chỉ thị địa chất của cổ khí hậu trước đó. Đặc biệt, Wegener đã quan sát thấy quan hệ giữa các vùng băng giá Permo Carboniferous ở Nam bán cầu khi các lục địa ở vị trí tái tạo cho Gondwanaland tốt hơn nhiều so với vị trí hiện tại của chúng.

Trong việc tái tạo lại Pangea, ông đã trình bày vị trí và sự phân bố các mỏ than và cho thấy rằng vị trí của các lục địa so với đường xích đạo của Paleozoi khá khác so với các lục địa hiện đại của chúng. Cùng với W. Köppen, một nhà khí tượng học người Đức, ông đã thu thập dữ liệu cổ khí hậu và cho thấy sự phân bố của các mỏ than (bằng chứng về đới ôn hòa ẩm), muối, thạch cao và sa mạc cát (bằng chứng của khí hậu khô) trong một số kỷ nguyên địa chất (Carboniferous, Permi, Eocen, Đệ tứ). Khi được vẽ trên bản đồ tái tạo của Wegener, dữ liệu cổ khí hậu cho từng thời đại đã hình thành các vành đai

khí hậu giống như ngày nay; cụ thể là một vành đai mưa nhiệt đới xích đạo, hai vành đai khô hạn liền kề, hai vành đai mưa ôn đới và hai chỏm băng ở cực (Hình 1.5a).



Hình. 1.5 (a) Sự tái tạo của Wegener về Pangea trong kỷ Carbon muộn, cho thấy vị trí ước tính của các cực Bắc và Nam và xích đạo cổ. Các diện tích bóng mờ, vùng khô cằn; K, mỏ than; S, mỏ muối; W, các vùng sa mạc; E, các tảng băng (được sửa đổi sau Köppen và Wegener, 1924). Vị trí tương đối của các lục địa được thể hiện trong (b) Eocen (vùng rừng ẩm, vùng biển nông) và (c) Đầu đệ tứ (sau Wegener, 1922). Các vĩ độ và kinh độ là tùy ý.

Giả thuyết trôi dạt lục địa của Wegener đã được củng cố vào năm 1937 bởi các nghiên cứu của nhà địa chất Nam Phi, Alexander du Toit, người đã ghi nhận những điểm tương đồng về trầm tích, cổ sinh, cổ khí hậu và kiến tạo giữa Tây Phi và Đông Nam Mỹ. Những điều này ủng hộ việc tái tạo Gondwanaland hơn là cấu hình hiện tại của các lục địa trong Đại Cổ sinh muộn và Đại Trung sinh sớm.

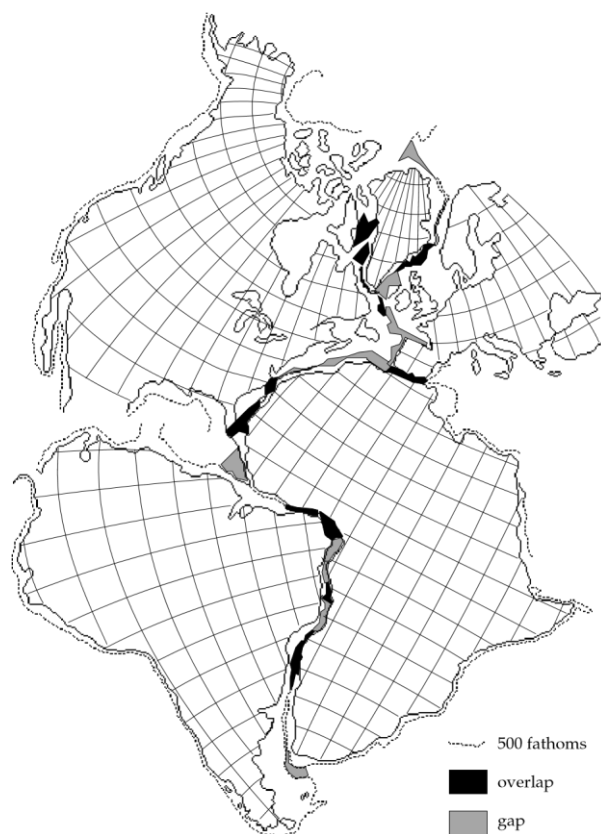
Một số lý giải của Wegener chủ yếu là phỏng đoán. Một mặt, ông lý luận chính xác rằng các bồn trũng đại dương không tồn tại vĩnh viễn. Tuy nhiên, ông đã cho rằng vật chất dưới lớp vỏ có khả năng tạo ra độ nhớt trong thời gian dài, cho phép các lục địa trôi nổi giống như những con tàu xuyên nước trên lớp vỏ đại dương. Mô hình này đã vấp phải sự hoài nghi sâu sắc của các nhà địa chất. Trước sự phản đối mạnh mẽ của các nhà vật lý, Ông tin rằng, trục địa lý của Trái đất đã dịch chuyển theo thời gian, thay vì lớp vỏ chuyển động so với các cực cố định. Thời điểm tách giãn Đại Tây Dương (Hình 1.5b, c) của ông đã bị sai, đòi hỏi sự tách rời phần lớn Nam Mỹ khỏi châu Phi phải diễn ra kể từ kỷ Pleistocen sớm (tức là trong khoảng hai triệu năm qua). Hơn nữa, Ông không thể đưa ra một cơ chế chi phối thỏa mãn cho việc trôi dạt lục địa. Những người phản đối

ông đã sử dụng những suy đoán có thể thay đổi được để phủ định những lập luận được ghi chép tốt hơn của ông để ủng hộ thuyết trôi dạt lục địa.

1.2.2.2 Tái tạo có sự hỗ trợ của máy tính

Wegener chỉ ra rằng không thể ghép các lục địa lại với nhau bằng cách sử dụng đường bờ biển, vốn bị ảnh hưởng bởi trầm tích lắng đọng ở cửa các sông lớn gần đây cũng như tác động của xói mòn đường bờ biển hiện tại của chúng. Các diện tích lớn của thềm lục địa cũng phải được tính đến, vì vậy Wegener đã khớp các lục địa ở các rìa của thềm lục địa, nơi các sườn lục địa đâm vào các bồn trũng đại dương. Sự đối sánh trực quan và không chính xác theo các tiêu chuẩn hiện đại, các phương pháp khớp nối chính xác hơn chỉ có thể thực hiện được vào những năm 1960 với sự phát triển mạnh mẽ của máy tính.

Năm 1965 E. C. Bullard, J. E. Everett và A. G. Smith đã sử dụng máy tính để khớp vị trí tương đối của các lục địa bao quanh Đại Tây Dương (Hình 1.6). Họ đã số hóa các đường bờ lục địa cho các đường đẳng độ sâu khác nhau trên các sườn lục địa với khoảng cách xấp xỉ 50km và chọn sự lắp ghép tối ưu của đường đẳng sâu 500 fathom (900m). Dấu vết của các đường bờ lục địa đối diện được khớp theo một quy trình lặp. Một đường bờ được xoay so với đường bờ kia (chung quanh một cực quay tương đối) cho đến khi sự khác biệt giữa các đường bờ được giảm thiểu; quy trình sau đó được lặp lại với các cực quay khác nhau cho đến khi đạt được sự phù hợp tốt nhất. Sự phù hợp tối ưu không phải là hoàn hảo, mà có một số chồng lấp và khoảng trống. Tuy nhiên, phân tích cho thấy, đã có sự phù hợp hình học khá tuyệt vời của các đường bờ biển đối nhau của Đại Tây Dương.



Hình 1.6 Sự lắp ghép với sự hỗ trợ của máy tính đối với các lục địa giáp Đại Tây Dương ở độ sâu 500 fathom (900m) (theo Bullard và cộng sự, 1965).

Vài năm sau A. G. Smith và A. Hallam đã sử dụng cùng một kỹ thuật có sự hỗ trợ của máy tính để ghép các đường bờ biển của các lục địa phía nam, cũng với đường đẳng sâu 500 fathom (Hình 1.7). Họ đã thu được một bản tái tạo hình học tối ưu của Gondwanaland tương tự như sự phù hợp trực quan do du Toit đề xuất vào năm 1937; có lẽ nó đại diện cho hình dạng của Gondwanaland tồn tại trong Đại Cổ sinh muộn và Trung sinh sớm. Nó không chỉ phù hợp tốt về mặt hình học mà còn đáp ứng được các bằng chứng địa chất khác. Vào các thời điểm khác nhau trong kỷ Jura và kỷ Phấn trắng, các biên mảng mở rộng hình thành bên trong Gondwanaland, khiến nó bị chia nhỏ để tạo thành “lục địa phía nam” hiện nay. Sự phân ly đến các vị trí hiện nay của chúng chủ yếu diễn ra trong kỷ Phấn trắng muộn và kỷ Đệ tam. Pangea chỉ tồn tại trong Đại Cổ sinh muộn và Đại Trung sinh sớm. Các bằng chứng lập luận về địa chất và địa vật lý ủng hộ sự tồn tại của các thành phần phía bắc và phía nam của nó - Laurasia và Gondwanaland - như các thực thể riêng biệt trong Đại Cổ sinh sớm và Tiền Cambrian.

Nguồn dữ liệu quan trọng về quá trình tái tạo lục địa trong thời cổ đại và sự trôi dạt của các lục địa được cung cấp bởi cổ từ, đó là bản ghi về từ trường cổ đại của Trái đất. Từ tính cổ từ được mô tả trong Phần 5.6 và tóm tắt dưới đây.

1.2.2.3 Cổ từ và trôi dạt lục địa

Vào cuối thế kỷ 19, các nhà địa chất phát hiện ra rằng đá có thể mang một bản ghi ổn định về phương của trường địa từ tại thời điểm chúng được hình thành. Trên cơ sở phương từ hóa, có thể tính được vị trí của cực từ tại thời điểm đó; đây được gọi là vị trí cực địa từ ảo (VGP). Tính trung bình trong một khoảng thời gian dài hơn vài chục nghìn năm, vị trí VGP trung bình trùng với cực địa lý, như thể trục của trường lưỡng cực địa từ trung bình thẳng hàng với trục quay của Trái đất. Sự tương ứng này có thể được chứng minh cho trường địa từ hiện nay, và một giả thiết cơ bản của cổ từ - được gọi là “giả thuyết lưỡng cực trục” - luôn có giá trị. Giả thuyết có thể được xác minh đối với các đá và trầm tích có tuổi vài triệu năm, nhưng tính hợp lý của nó phải được giả định đối với các kỷ nguyên địa chất trước đó. Tuy nhiên, tính nhất quán của dữ liệu cổ từ và khả năng tương thích của chúng với việc tái tạo lục địa chứng tỏ rằng giả thuyết lưỡng cực trục cũng có thể áp dụng cho trường cổ từ của Trái đất.

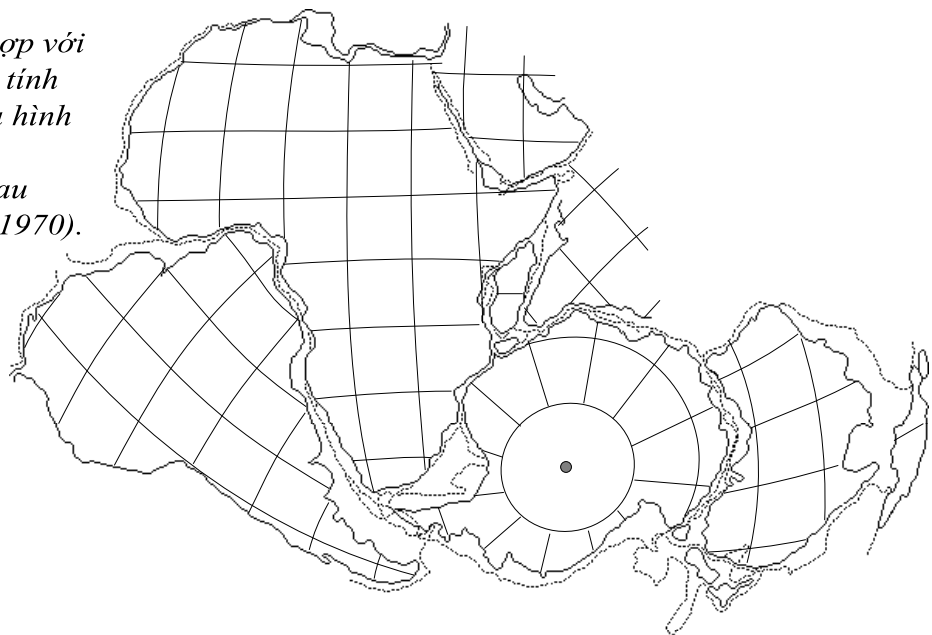
Đối với một lục địa cụ thể, các loại đá có tuổi khác nhau cho các vị trí VGP trung bình khác nhau. Biểu hiện của sự dịch chuyển cực từ theo thời gian được gọi là cực từ biểu kiến (APW). Bằng cách kết nối các vị trí VGP trung bình ở các tuổi khác nhau cho các vị trí trên cùng một lục địa, người ta sẽ thu được một đường, được gọi là đường đi cực từ biểu kiến của lục địa. Mỗi lục địa tạo ra một đường APW khác nhau, do đó không thể là bản ghi chuyển động của cực. Đúng hơn, mỗi đường APW đại diện cho chuyển động của lục địa so với cực. Bằng cách so sánh các đường cực từ ảo APW, có thể được tái tạo lại các chuyển động tương đối của các lục địa. Các con đường APW đã cung cấp các bằng chứng mạnh mẽ hỗ trợ cho thuyết trôi dạt lục địa.

Cổ từ học phát triển như một ngành địa chất trong những thập niên 1950 và 1960. Những kết quả đầu tiên cho thấy sự di chuyển lục địa quy mô lớn đã được đón nhận với một số hoài nghi. Năm 1956 S. K. Runcorn đã chứng minh rằng dữ liệu cổ từ từ các đá Permi

và Trias ở Bắc Mỹ và Vương quốc Anh sẽ phù hợp tốt hơn, nếu Đại Tây Dương bị khép lại, có nghĩa là gồng như trong cấu hình Laurasia. Năm 1957 E. Irving đã cho thấy rằng dữ liệu cổ từ Mesozoi từ các “lục địa phía nam” phù hợp với quá trình tái tạo Gondwanaland của du Toit hơn là với sự sắp xếp hiện tại của các lục địa. Kể từ những nghiên cứu tiên phong này, nhiều cuộc điều tra cổ từ đã thiết lập các đường APW cho các lục địa khác nhau. Chất lượng của bản ghi cổ từ khá tốt cho hầu hết các kỷ nguyên địa chất kể từ kỷ Devon.

Các ghi chép về các thời kỳ địa chất cổ ít đáng tin cậy hơn vì một số lý do. Trong Đại Cổ sinh sớm, dữ liệu cổ từ ít hơn và các đường APW được xác định ít rõ hơn. Ngoài ra, những phần cổ nhất của bản ghi cổ từ bị che khuất bởi khả năng lệch hướng gia tăng do không được phát hiện được sự từ hóa thứ cấp. Điều này xảy ra khi các sự biến đổi nhiệt hoặc kiến tạo làm thay đổi từ hóa ban đầu, do đó hướng của nó không còn tương ứng với hướng tại thời điểm hình thành đá. Quá trình khử từ cũng có thể ảnh hưởng đến đá ở mọi tuổi, nhưng nó được nhận biết dễ dàng hơn và tạo thành một vấn đề ít nghiêm trọng hơn ở các đá trẻ.

Hình 1.7 Sự phù hợp với sự hỗ trợ của máy tính đối với các lục địa hình thành nên Gondwanaland (sau Smith và Hallam, 1970).

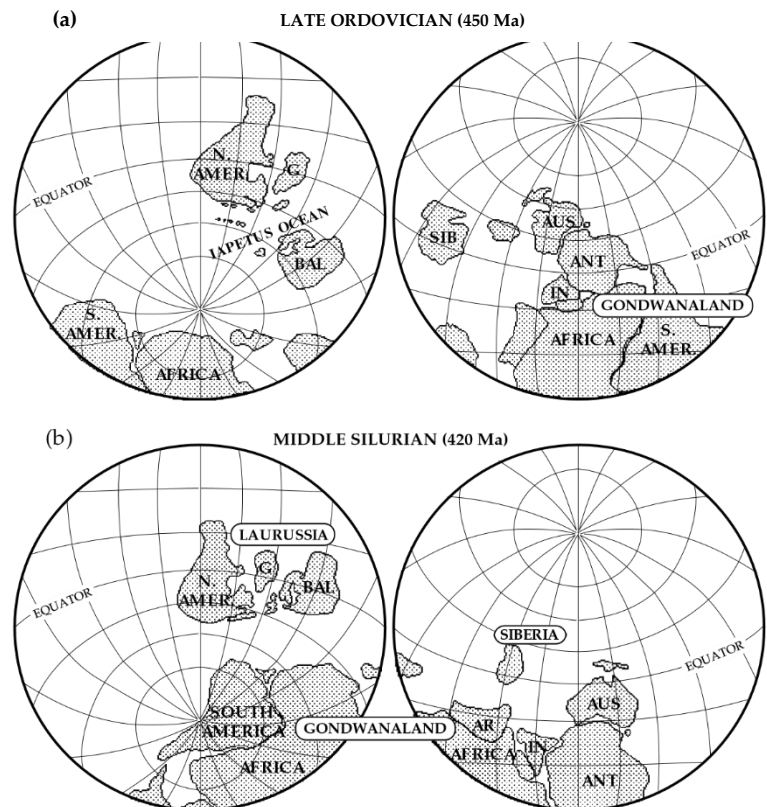


Các vấn đề khó khăn với các đá Precambrian thậm chí còn nghiêm trọng hơn với các đá trong Đại Cổ sinh sớm. Các đường APW đã được dẫn xuất từ Precambrian, đặc biệt là cho vùng Bắc Mỹ, nhưng chỉ ở dạng sơ bộ. Điều này một phần là do rất khó xác định niên đại của các đá Precambrian đủ chính xác để xác định các chi tiết của đường APW. Thường không thể xác định đâu là cực bắc hay cực nam. Ngoài ra, khoảng thời gian kéo dài của Precambrian - hơn 3,5Ga - dài hơn khoảng sáu lần so với 570Ma của Phanerozoic, và xác suất của các biến cố tái từ hóa tương ứng cao hơn. Mặc dù có một số điều không chắc chắn, cổ từ tiền Cambri cũng cho phép tô hợp các siêu lục địa Gondwanaland và Laurasia lại và theo dõi chuyển động của chúng trước khi chúng va chạm trong Carboniferous để tạo thành Pangea. Các bằng chứng địa chất và cổ từ cho thấy rằng, về cơ bản trong kỷ Cambri, Gondwanaland rất có thể tồn tại như một siêu lục địa trong cấu hình của du Toit. Nó cùng tồn tại trong Đại Cổ sinh sớm (tiền paleozoi) với ba trung tâm cổ (cratonic) khác: Laurentia (Bắc Mỹ và Greenland), Baltica (bắc Âu)

và Siberia. Laurentia và Baltica bị ngăn cách bởi đại dương Iapetus (Hình 1.8a), bắt đầu đóng lại trong kỷ Ordovic (khoảng 450Ma trước đây).

Dữ liệu cổ từ chỉ ra rằng Laurentia và Baltica hợp nhất với nhau vào khoảng thời gian Hậu Silur để tạo thành siêu lục địa Laurussia; lúc đó khối Siberi vẫn là một thực thể riêng biệt. Vụ va chạm Laurentia-Baltica được thể hiện trong các núi Taconic và Caledonian ở Bắc Mỹ và Bắc Âu. Khoảng trống giữa Gondwanaland và Laurussia trong Silur giữa (Hình 1.8b) đã khép lại vào khoảng thời gian ranh giới của Silurian-Devon (khoảng 410Ma trước đây). Sự điều chỉnh lại vị trí của các khối lục địa trong kỷ Devon đã tạo ra núi Acadian. Laurussia tách khỏi Gondwanaland trong kỷ Devon muộn, nhưng hai siêu lục địa lại bắt đầu va chạm vào kỷ Carboniferous sớm (khoảng 350 triệu trước đây), gây ra hiện tượng tạo núi Hercynian. Vào thời kỳ Cacbon muộn (cách đây 300 triệu), Pangea gần như đã hoàn thiện, ngoại trừ Siberia, có lẽ đã được thêm vào kỷ Permi.

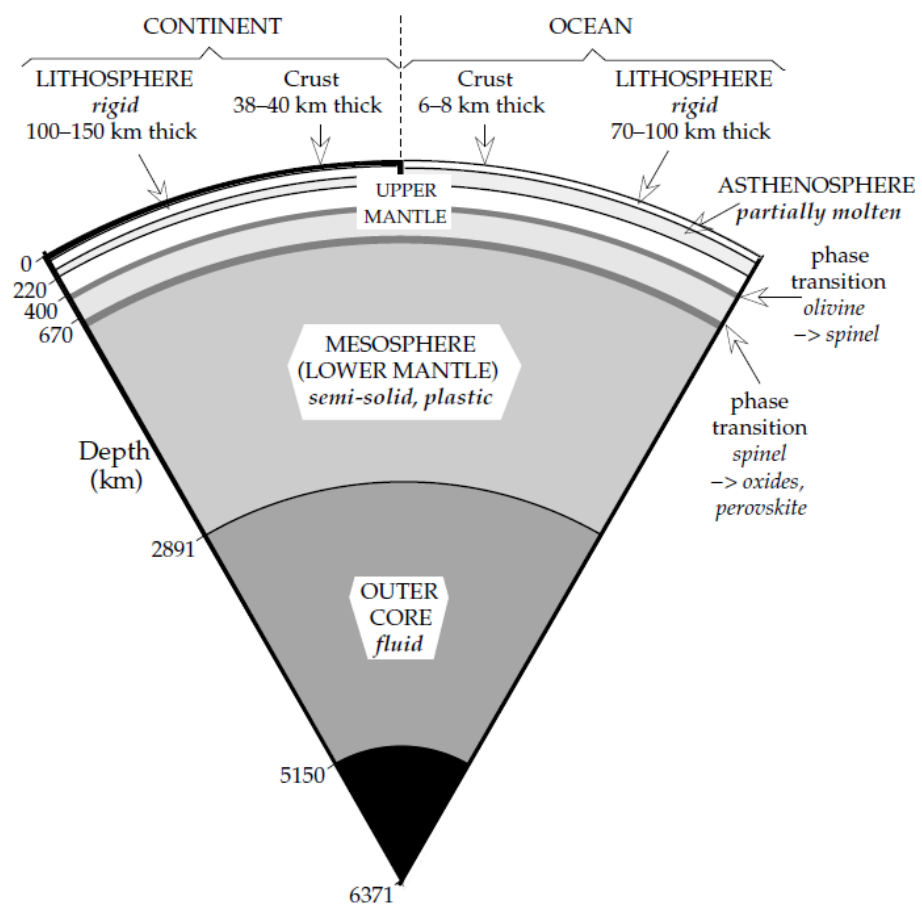
Hình 1.8 Tái tạo cổ từ của các vị trí tương đối của (a) Laurentia (Bắc Mỹ và Greenland), Baltica và Gondwanaland (Nam Mỹ, Châu Phi, Ả Rập, Úc, Ấn Độ và Nam Cực) trong kỷ Ordovic muộn và (b) Laurussia (Bắc Mỹ và Baltica) và Gondwanaland ở Silurian giữa (sau Van der Voo, 1993).



Cấu hình chung của Pangea từ kỷ Cacbon muộn đến kỷ Jura sớm được hỗ trợ bởi các kết quả cổ từ của các lục địa giáp Đại Tây Dương. Tuy nhiên, dữ liệu cổ từ cho thấy rằng thuần túy về mặt hình học "Bullard-fit" chỉ phù hợp với phần sau về sự tồn tại của Pangaea. Kết quả cho các thời gian trước đó từ các lục địa riêng lẻ phù hợp tốt hơn tương ứng với các tái tạo hơi khác nhau (xem Phần 5.6.4.4). Điều này cho thấy đã có thể xảy ra một số sắp xếp lại bên trong các bộ phận cấu thành của Pangea. Ngoài ra, tổ hợp hình học có sự hỗ trợ của máy tính của Gondwanaland, tương tự như tổ hợp do *du Toit* đề xuất, không phải là sự tái tạo duy nhất có thể, mặc dù các kết quả cổ từ xác nhận rằng nó có lẽ là tổ hợp tối ưu. Các mô hình khác liên quan đến các vị trí tương đối khác nhau

của Tây Gondwanaland (tức là Nam Mỹ và Châu Phi) và Đông Gondwanaland (tức là Nam Cực, Úc và Ấn Độ), cho thấy rằng có thể chúng đã di chuyển một cách tương đối với nhau. Dữ liệu cổ từ không mâu thuẫn với các mô hình khác, nhưng không đủ chính xác để phân biệt rõ ràng giữa chúng.

Tính nhất quán của các kết quả cổ từ khiến người ta ít nghi ngờ rằng các lục địa đã thay đổi vị trí tương đối so với nhau trong suốt thời gian địa chất. Điều này giải thích cho khái niệm trôi dạt lục địa, nhưng không tính đến cơ chế mà nó đã diễn ra. Một khía cạnh khác của tài liệu cổ từ - lịch sử của phân cực từ trường thay vì các đường APW - đã đóng một vai trò quan trọng trong việc suy ra cơ chế. Lời giải thích đòi hỏi sự hiểu biết về cấu trúc bên trong của Trái đất, sự lan truyền của sóng địa chấn và tầm quan trọng của các lưu vực đại dương.



Hình 1.9 Cấu trúc phân lớp đơn giản của bên trong Trái đất cho thấy độ sâu của các bất liên tục địa chấn quan trọng nhất.

1.2.3 Cấu trúc trái đất

Vào đầu thế kỷ 20, các chứng cứ rõ ràng từ các nghiên cứu về sự lan truyền của sóng địa chấn cho thấy rằng bên trong Trái đất có cấu trúc phân lớp xuyên tâm, giống như cấu trúc của một củ hành (Hình 1.9). Ranh giới giữa các lớp được đánh dấu bằng sự thay đổi đột ngột của vận tốc sóng địa chấn hoặc gradient vận tốc. Mỗi lớp được đặc trưng bởi một tập hợp các tính chất vật lý cụ thể được xác định bởi thành phần, áp suất và nhiệt độ trong lớp. Bốn lớp chính là lớp vỏ, lớp choàng, lớp nhân bên ngoài và bên trong. Các thuộc tính của chúng được mô tả chi tiết trong Phần 3.7 và tóm tắt ngắn gọn sau đây.

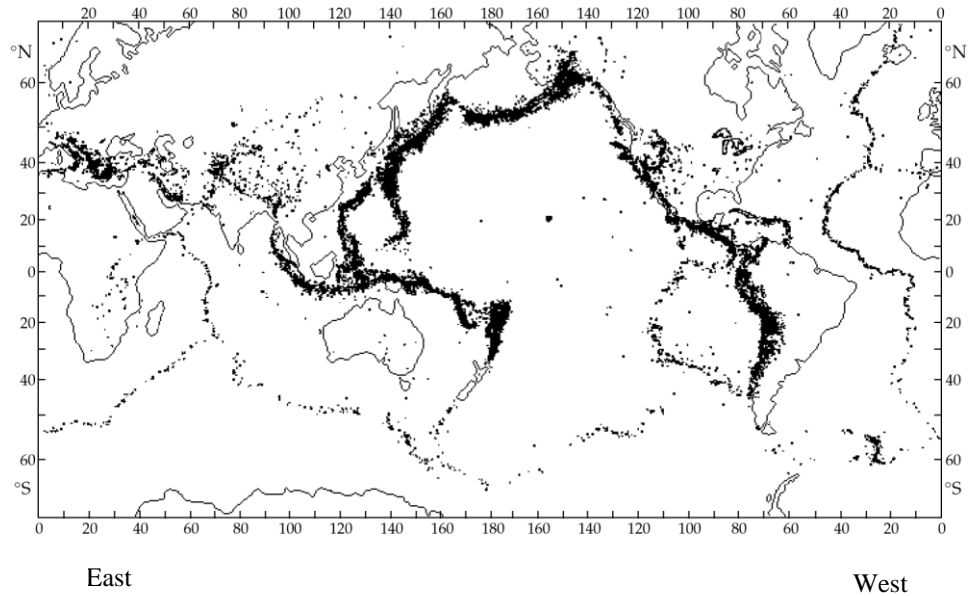
Ở độ sâu vài chục km bên dưới lục địa và 10 km dưới đại dương, vận tốc sóng địa chấn tăng mạnh. Sự gián đoạn vận tốc sóng địa chấn này, được phát hiện vào năm 1909 bởi A. Mohorovičić, chỉ thị ranh giới giữa *lớp vỏ* và *lớp choàng*. Vào năm 1906, R. D. Oldham lưu ý rằng thời gian lan truyền của sóng nén địa chấn đi qua phần thân Trái đất lớn hơn dự kiến; sự trễ thời gian được cho là do *nhân ngoài lỏng*. Hỗ trợ cho ý tưởng này xuất hiện vào năm 1914, khi B. Gutenberg mô tả một vùng tối cho sóng địa chấn ở khoảng cách tâm chấn lớn hơn khoảng 105km. Cũng giống như sóng ánh sáng đổ bóng của một vật thể không trong suốt, sóng địa chấn từ một trận động đất tạo ra bóng mờ của lõi ở phía đối diện của trái đất. Trên thực tế, sóng nén có thể truyền qua lõi chất lỏng. Chúng xuất hiện, bị trễ theo thời gian, ở khoảng cách tâm chấn lớn hơn 143km. Năm 1936 I. Lehmann đã quan sát thấy sóng nén đến yếu ở khoảng trống giữa 105km và 143km. Chúng được coi là bằng chứng cho một *lõi rắn bên trong*.

1.2.3.1 Các mảng thạch quyển

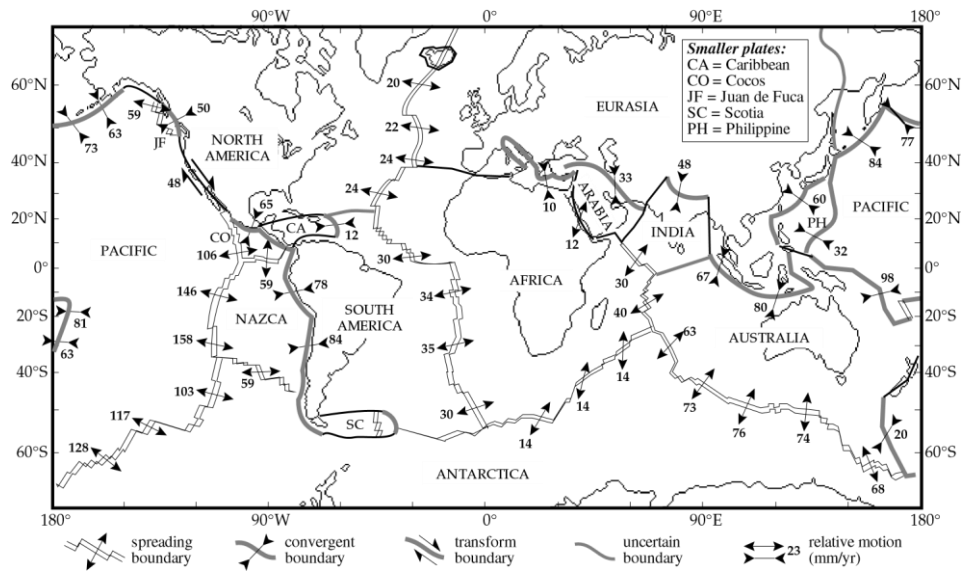
Mô hình phân lớp xuyên tâm của bên trong Trái đất theo giả thuyết đối xứng không phù hợp cho lớp vỏ và lớp choàng trên. Các lớp bên ngoài này của Trái đất cho thấy có các thay đổi ngang quan trọng. Lớp vỏ và lớp choàng trên cùng ở trạng thái cứng có độ sâu đến khoảng 70–100km dưới các bồn trũng đại dương sâu và ở 100–150km dưới các lục địa, tạo thành một lớp vỏ cứng bên ngoài gọi là *thạch quyển*. Bên dưới *thạch quyển* là *quyển mềm*, một lớp trong đó vận tốc sóng địa chấn thường giảm, cho thấy nó có độ cứng thấp hơn. Nó dày khoảng 150 km, mặc dù ranh giới trên và dưới của nó không được xác định rõ ràng. Lớp yếu hơn này được cho là nóng chảy một phần; nó có thể chảy trong thời gian dài như chất lỏng nhớt hoặc chất rắn dẻo, phụ thuộc vào nhiệt độ và thành phần. *Quyển mềm* đóng một vai trò quan trọng trong quá trình kiến tạo mảng, bởi vì nó tạo nên chuyển động tương đối của các mảng thạch quyển bên trên.

Tình trạng giòn của thạch quyển khiến nó bị đứt gãy khi bị ứng lực mạnh. Việc đứt gãy gây ra động đất, là sự giải phóng năng lượng đàn hồi dãn dôi do sự dịch chuyển đột ngột trên bề mặt đứt gãy. Các trận động đất phân bố không đều trên bề mặt địa cầu, nhưng chủ yếu xảy ra trong các đới địa chấn hẹp được xác định rõ thường liên quan đến hoạt động núi lửa (Hình 1.10). Đó là: (a) “vành đai lửa” vòng quanh Thái Bình Dương; (b) một vành đai quanh eo chạy từ Azores qua Bắc Phi và dãy núi Alpine – Dinaride – Himalayan đến tận S.E. Châu Á; và (c) hệ thống vòng quanh thế giới của các rặng và đỉnh núi đại dương. Các đới địa chấn chia nhỏ thạch quyển thành các mảng kiến tạo (Hình 1.11) Một mảng có thể rộng tới 10.000km² (ví dụ: mảng Thái Bình Dương) hoặc nhỏ tới vài 1000 km² (ví dụ: mảng Philippines). Có mười hai mảng chính (Nam Cực, Châu Phi, Âu Á, Ấn Độ, Úc, Ả Rập, Philippines, Bắc Mỹ, Nam Mỹ, Thái Bình Dương, Nazca và Cocos) và một số mảng phụ (ví dụ: Scotia, Caribbean, Juan de Fuca). Vị trí của ranh giới giữa các mảng Bắc Mỹ và Nam Mỹ và giữa các mảng Bắc Mỹ và Á-Âu là không chắc chắn. Ranh giới giữa mảng Ấn Độ và mảng Úc không được xác định rõ ràng, nhưng có thể là một vùng biến dạng khuếch tán rộng.

Hình 1.10 Sự phân bố địa lý của các tâm chấn cho 30.000 trận động đất trong các năm 1961-1967 minh họa các vùng hoạt động kiến tạo của Trái đất (sau Barazangi và Dorman, 1969).



Hình 1.11 Các mảng thạch quyển chính và phụ. Các mũi tên biểu thị vận tốc tương đối tính bằng mm yr⁻¹ tại các rìa mảng tích cực, được suy ra từ mô hình NUVEL-1 của các dịch chuyển mảng hiện tại (nguồn dữ liệu: DeMets và cộng sự, 1990).



Một mô hình toàn diện về chuyển động mảng hiện nay (được gọi là NUVEL-1), cơ sở các dạng dị thường từ và hướng chuyển động đầu tiên trong các trận động đất, cho thấy rằng tốc độ phân chia tại các ranh giới mảng nằm trong khoảng từ 20mm/năm ở Bắc Đại Tây Dương đến khoảng 160mm/năm trên đới nâng ở Đông Thái Bình Dương (Hình 1.11). Mô hình cũng đưa ra tốc độ khép, dao động từ khoảng 10mm năm giữa Châu Phi và Âu-Á đến khoảng 80mm/năm giữa mảng Nazca và Nam Mỹ.

1.2.4 Các loại rìa mảng

Một nhân tố quan trọng trong sự phát triển của thuyết kiến tạo mảng hiện đại là sự phát triển của ngành hải dương học trong những năm sau Thế chiến thứ hai, khi công nghệ phục vụ cho chiến tranh được chuyển sang mục đích hòa bình. Bản đồ độ sâu của các đại dương đã được đo vẽ rộng rãi bằng phương pháp đo hồi âm trong vòng vài năm, một số đặc điểm đặc trưng của đáy biển đã trở nên rõ ràng. Các rãnh sâu, có độ sâu hơn hai lần so với các bồn trũng đại dương, được phát hiện gần các vòng cung đảo và một số rìa

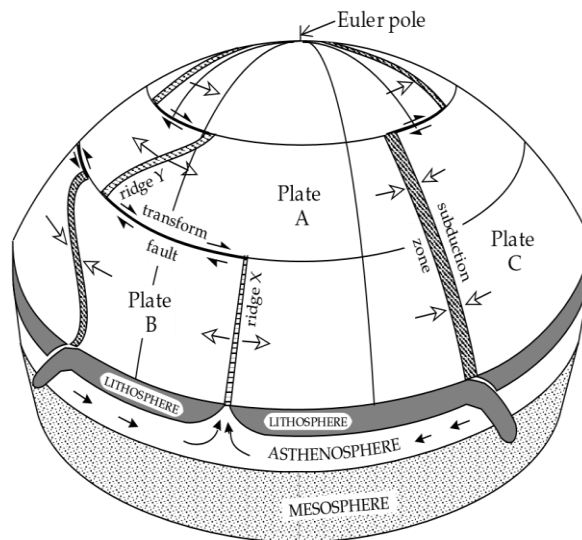
lục địa; rãnh Marianas sâu hơn 11 km. Một dãy núi ngầm nổi bật - được gọi là sống núi đại dương - đã được tìm thấy ở mỗi đại dương. Các rặng núi dưới đáy đại dương cao tới 3000m so với các bồn trũng liền kề và tạo thành một hệ thống liên tục, dài hơn 60.000km, bao quanh địa cầu. Không giống như các vành đai núi lục địa, thường có chiều ngang dưới vài trăm km, các rặng núi đại dương có chiều rộng từ 2000–4000 km. Hệ thống sống núi bị dịch chuyển theo từng khoảng bởi các đứt gãy ngang dài tạo thành các đới đứt gãy. Ba đặc điểm này - rãnh, gờ và đới đứt gãy - bắt nguồn từ các quá trình kiến tạo mảng khác nhau.

Các mảng thạch quyển rất mỏng so với bề rộng của chúng (so sánh Hình 1.9 và Hình 1.11). Hầu hết các trận động đất xảy ra ở rìa mảng, và có liên quan đến tương tác giữa các mảng. Ngoài việc hiếm gặp những trận động đất có thể lớn và thảm khốc như những trận động đất ở ranh giới mảng, thì trong nội mảng là không địa chấn (the plate interiors are aseismic), điều này cho thấy rằng các mảng cứng chắc. Việc phân tích các trận động đất cho phép xác định hướng dịch chuyển và cho phép giải thích các chuyển động tương đối giữa các mảng.

Có ba loại rìa mảng, được phân biệt bởi các quá trình kiến tạo khác nhau (Hình 1.12). Các dạng động đất trên toàn thế giới cho thấy các mảng này hiện đang di chuyển ra xa nhau tại các sống núi đại dương. Bằng chứng từ tính, được thảo luận dưới đây, xác nhận rằng sự phân chia đã diễn ra hàng triệu năm. Thạch quyển mới đang được hình thành tại các trung tâm tách dẫn này, vì vậy các sống núi có thể được coi là rìa mảng kiến tạo. Các đới địa chấn liên quan đến rãnh biển sâu, vòng cung đảo và vành đai núi đánh dấu nơi hội tụ các mảng thạch quyển. Một mảng bị ép dưới mảng khác ở đó được gọi là đới hút chìm. Bởi vì nó mỏng so với bề rộng của nó, mảng dưới uốn cong mạnh trước khi đi xuống độ sâu vài trăm km, nơi nó bị hấp thụ. Vùng hút chìm đánh dấu một lề mảng phá hủy.

Các rìa mảng tích cực và phá hủy có thể bao gồm nhiều đoạn được liên kết bởi các đứt gãy ngang. Một bước quan trọng trong quá trình phát triển lý thuyết kiến tạo mảng được thực hiện vào năm 1965 bởi nhà địa chất người Canada, J. Tuzo Wilson, người đã nhận ra rằng những đứt gãy này không phải là những đứt gãy truyền thống. Chúng thuộc về một loại đứt gãy mới, mà Wilson gọi là *đứt gãy biến dạng*. Chuyển động tương đối trên một đứt gãy ngược lại với những gì có thể được suy ra từ dịch chuyển của các đoạn sống núi giáp nhau. Tại điểm mà một đứt gãy biến dạng gặp một sống núi đại dương, nó biến đổi sự lan rộng trên sống núi thành lực cắt ngang của đứt gãy. Tương tự như vậy, khi một đứt gãy một rìa mảng phá hủy, nó biến đổi lực hút chìm thành lực cắt ngang.

Các đứt gãy biến dạng tạo thành một rìa mảng bảo tồn, nơi thạch quyển không được tạo ra cũng như không bị phá hủy; ranh giới ngăn cách các mảng di chuyển qua nhau theo chiều ngang. Sự giải thích này được ghi lại vào năm 1967 bởi L. Sykes, một nhà địa chấn học người Mỹ. Ông đã chỉ ra rằng hoạt động động đất trên hệ thống sống núi đại dương bị giới hạn gần như hoàn toàn đứt gãy biến dạng giữa các đỉnh sống núi, nơi các mảng lân cận cọ sát với nhau. Quan trọng nhất, Sykes phát hiện ra rằng các cơ chế của động đất trên các đứt gãy biến dạng phù hợp với suy nghĩ dự đoán về chuyển động trượt ngang.



Hình 1.12 Mô hình giản đồ minh họa ba loại rìa mảng. Các khu vực có nét mỏng tượng trưng cho các sống tách giãn (rìa tích cực); các vùng bóng mờ tối hơn biểu thị các đới hút chìm (rìa phá hủy phá hủy); vạch tối đánh dấu đứt gãy biến dạng (rìa bảo tồn). Hình được vẽ so với cực của chuyển động tương đối giữa mảng A và mảng B. Các mũi tên nhỏ biểu thị chuyển dịch tương đối trên các đứt gãy biến dạng; các mũi tên lớn hiển thị các hướng chuyển động của mảng, có thể bị chéo với điểm tấn công của các phân đoạn sống núi hoặc các vùng hút chìm. Các mũi tên trong thạch quyển thể hiện dòng chảy trở lại từ biên phá hủy sang các rìa tích cực.

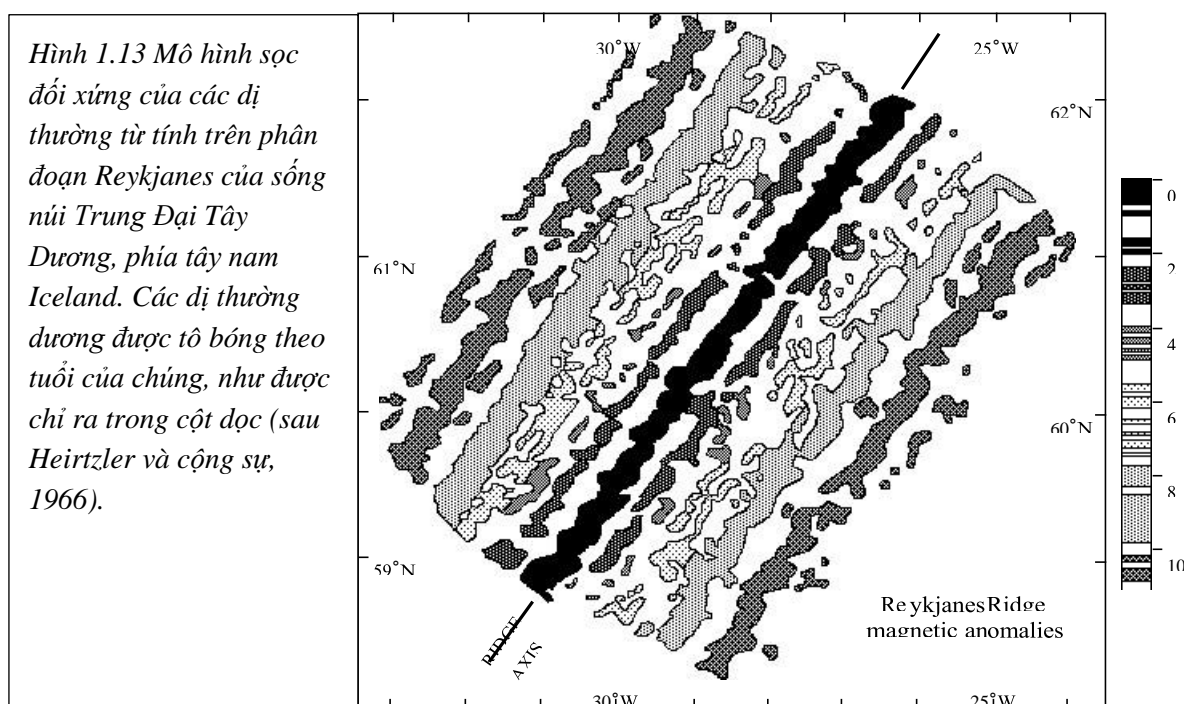
Các đứt gãy biến dạng đóng một vai trò quan trọng trong việc xác định chuyển động của mảng. Sự tách dẫn và hút chìm thường được giả định là vuông góc với đường va chạm của sống núi hoặc rãnh, như trường hợp của rãnh X trong Hình 1.12, nhưng điều này không nhất thiết. Có thể chuyển động nghiêng với một thành phần dọc theo va chạm ở mỗi biên này, như trên sống núi Y. Tuy nhiên, vì thạch quyển không được tạo ra hoặc bị phá hủy ở một rìa bảo tồn, nên chuyển động tương đối giữa các mảng liền kề phải song song với điểm va chạm của một đứt gãy biến dạng chia tách.

Các nghiên cứu độc lập tiên phong của D. P. McKenzie và R. L. Parker (1967) và W. J. Morgan (1968) đã chỉ ra cách sử dụng các đứt gãy biến dạng để có thể được xác định vị trí cực quay Euler đối với hai mảng (xem Phần 1.2.9). Áp dụng phương pháp này, X. Le Pichon vào năm 1968 đã xác định chuyển động tương đối hiện tại của các mảng kiến tạo chính. Ngoài ra, ông đã tìm ra lịch sử chuyển động của mảng trong quá khứ địa chất bằng cách kết hợp các kết quả từ tính mới ghi nhận từ các trứng đại dương.

Một trong những trở ngại chính của thuyết trôi dạt lục địa là không thể giải thích được cơ chế diễn ra sự trôi dạt lục địa. Wegener đã viện dẫn các lực liên quan đến lực hấp dẫn và chuyển động quay của Trái đất, tuy nhiên, những lực này được chứng minh là quá yếu để có thể đẩy các lục địa vượt qua sự kháng cự của lớp vỏ bazan. Vào năm 1944 A. Holmes đã đề xuất một mô hình gần giống với mô hình kiến tạo mảng và đã được chấp nhận (Holmes, 1965). Ông lưu ý rằng cần phải loại bỏ sự liên tục của các đá bazan ra khỏi một lúc địa phát triển, và cho rằng điều này diễn ra ở độ sâu đại dương nơi gốc rễ nặng sẽ chìm vào lớp choàng và tan chảy. Các dòng đối lưu trong lớp choàng trên sẽ đưa magma bazan trở lại các lục địa dưới dạng cao nguyên bazan và ra đại dương thông qua vô số khe nứt. Holmes coi việc hình thành lớp vỏ đại dương mới là một quá trình

trải rộng khắp lưu vực đại dương. Vào thời điểm ông đề xuất, người ta vẫn chưa biết đến sự tồn tại của hệ thống các sông núi và đỉnh núi đại dương.

1.2.5 sự tách dẫn đáy biển



Vai trò quan trọng của các rặng núi đại dương được H. Hess công nhận lần đầu tiên vào năm 1962. Ông cho rằng lớp vỏ đại dương mới được tạo ra từ sự trôi lên của vật liệu từ lớp choàng nóng ở các sông núi. Các dòng đối lưu trong lớp choàng trên sẽ nổi lên bề mặt ở các sông núi và sau đó lan ra theo phương ngang. Các lục địa sẽ đè trên vật liệu lớp phủ lan rộng, được các dòng đối lưu mang theo một cách thụ động. Năm 1961 R. Dietz đặt ra khái niệm “sự tách dẫn đáy biển” cho quá trình hình thành sông núi. Điều này dẫn đến việc tạo ra các dị thường từ trường biển tuyến tính tại các sông núi, ghi lại lịch sử của việc đảo cực địa từ. Nghiên cứu về những hiệu ứng từ trường này đã dẫn đến việc xác minh sự tách dẫn của đáy biển.

1.2.5.1 Giả thuyết Vine – Matthews – Morley

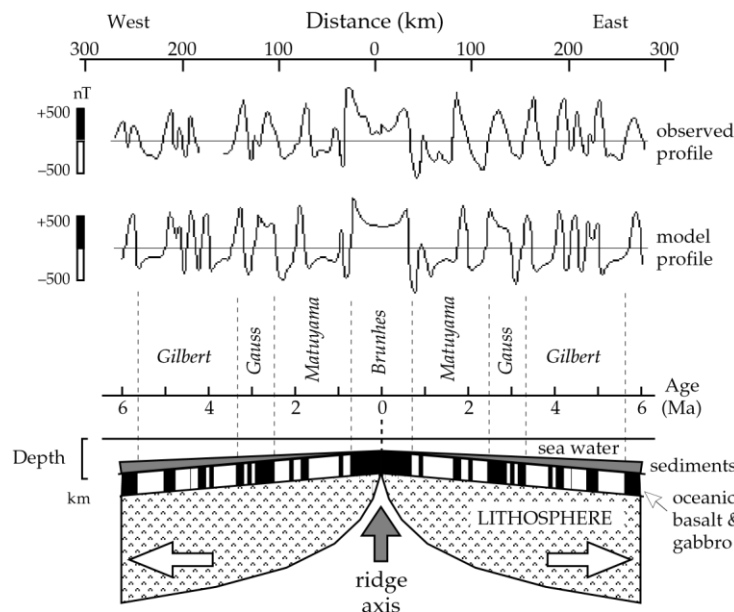
Các nghiên cứu về cô từ vào cuối những năm 1950 và đầu những năm 1960 về các lavas lục địa chứng tỏ rằng trường địa từ đã thay đổi cực trong những khoảng thời gian bất thường. Trong vài chục nghìn đến vài triệu năm, cực từ có thể bình thường (như hiện tại), sau đó là sự đảo cực từ trong vòng vài nghìn năm không thể đếm được, do đó cực từ bắc gần cực địa lý nam và cực từ nam gần cực địa lý bắc. Trạng thái này có thể lại tồn tại trong một khoảng thời gian dài, trước khi cực từ chuyển trở lại. Tuổi của các lần đảo ngược trong 5 triệu năm qua đã được đo bằng phóng xạ, tạo ra một chuỗi phân cực bất thường có thứ tự.

Dị thường Từ trường là sự rời khỏi vị trí từ trường lý thuyết tại một vị trí nhất định. Nếu trường mạnh hơn kỳ vọng thì dị thường từ được gọi là dương; nếu nó yếu hơn kỳ vọng, dị thường từ được gọi là âm. Vào cuối những năm 1950, các cuộc khảo sát từ trường trên các đại dương đã cho thấy các mô hình dạng dải đáng chú ý của các dị thường từ

dương và âm xen kẽ trên các khu vực rộng lớn của vỏ đại dương (Hình 1.13), mà không có được sự giải thích thỏa đáng bởi các phương pháp giải thích thông thường. Năm 1963, các nhà địa vật lý người Anh F. J. Vine và D. H. Matthews và độc lập, nhà địa chất người Canada L. W. Morley, đã đưa ra một giả thuyết mang tính bước ngoặt, giải thích nguồn gốc của các dạng dị thường từ trường đại dương (xem thêm Phần 5.7.3).

Các quan sát trên các mẫu đất đá nạo vét đã chỉ ra rằng các đá bazan ở lớp vỏ trên cùng của đại dương mang từ hóa dư mạnh (tức là chúng bị từ hóa vĩnh viễn, giống như một nam châm). Giả thuyết Vine-Matthews – Morley tích hợp kết quả này với kiến thức mới thu được về đảo cực địa từ và khái niệm Hess – Dietz về sự tách dẫn đáy biển (Hình 1.14). Dung nham bazan được đùn ra ở trạng thái nóng chảy. Khi nó đông đặc và nhiệt độ của các khoáng vật có từ tính trong nó nguội đi dưới nhiệt độ Curie, đá bazan bị từ hóa mạnh theo hướng của từ trường Trái đất tại thời điểm đó.

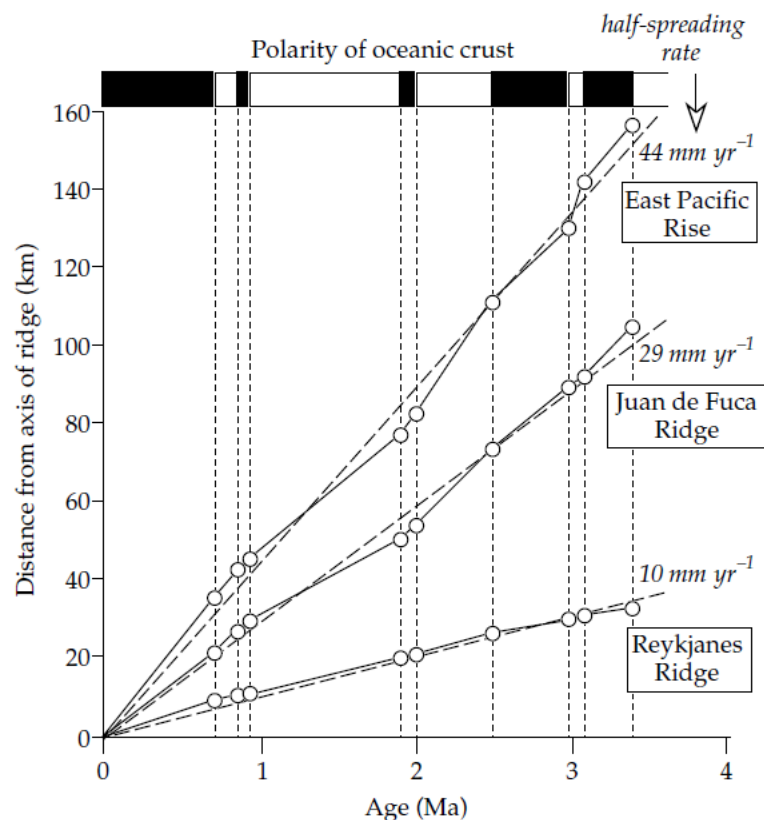
1.2.5.2 Tốc độ tách dẫn đáy biển



Hình 1.14 Phía trên: các dị thường từ trường biển được quan sát và tính toán, theo đơn vị nanotesla (nT), trên sườn núi Thái Bình Dương-Nam Cực, và (phía dưới) nguồn gốc của chúng được giải thích theo giả thuyết Vine-Matthews-Morley (sau Pitman và Heirtzler, 1966).

Đọc theo một sườn tách dẫn tích cực, các dải mỏng dài của lớp vỏ bazan từ hóa hình thành đối xứng ở các mặt đối diện tâm tách giãn, mỗi dải mang dấu ấn từ tính của trường mà nó hình thành. Tách giãn đáy biển có thể tồn tại trong nhiều triệu năm tại một sống núi đại dương. Trong thời gian này, từ trường đảo cực nhiều lần, tạo thành các dải vỏ đại dương bị từ hóa xen kẽ song song và ngược chiều với trường hiện tại, tạo ra các dạng dị thường âm và dương quan sát được. Do đó, lớp basalt hoạt động giống như một máy ghi từ tính, lưu giữ bản ghi về sự thay đổi cực tính của trường địa từ.

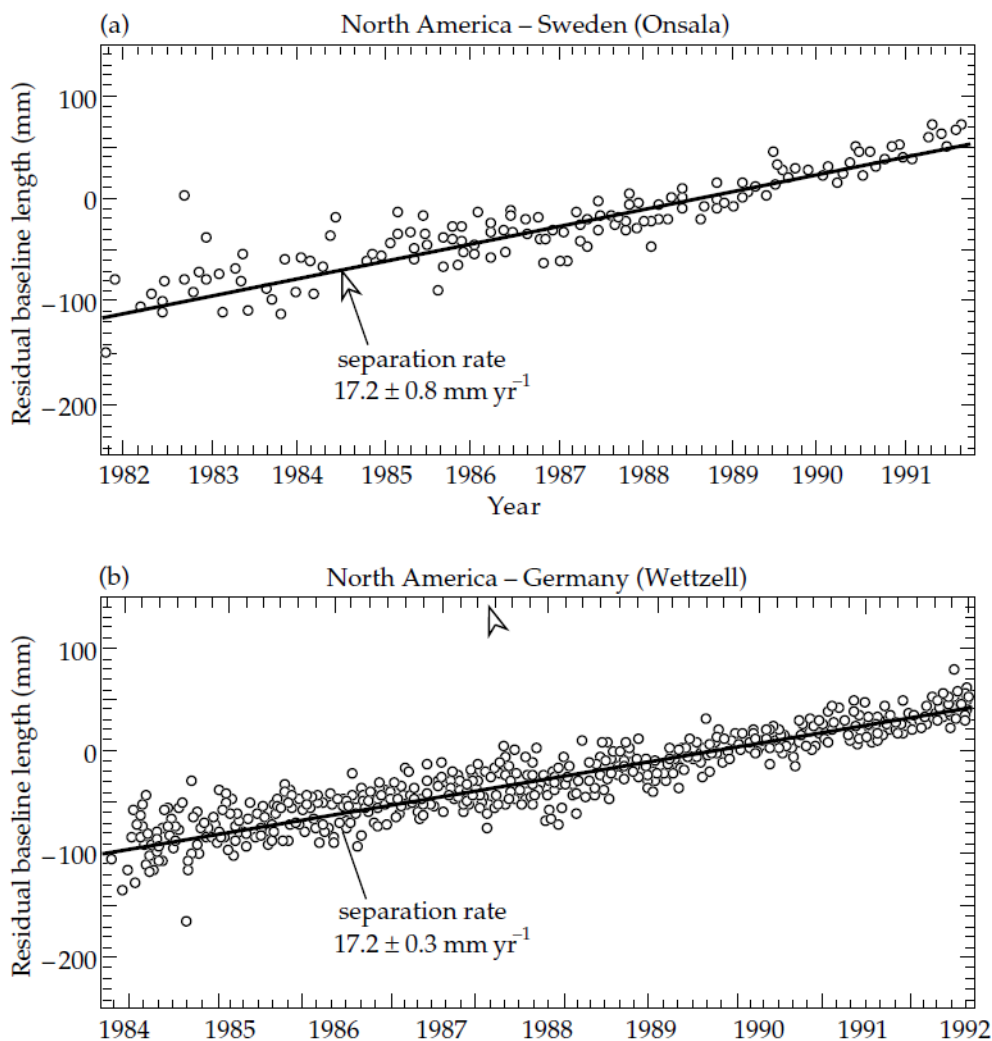
Chiều rộng của dải từ phụ thuộc vào hai yếu tố: tốc độ dịch chuyển của lớp vỏ đại dương ra khỏi tâm tách dẫn và khoảng thời gian mà cực địa từ liên tục bình thường hoặc đảo ngược. Khoảng cách giữa các cạnh của các dải từ hóa có thể được đo từ các cuộc khảo sát từ tính ở bề mặt đại dương, trong khi tuổi của các lần đảo ngược có thể thu được bằng cách so sánh bản ghi từ trường đại dương theo phóng xạ được xác định trong các lavas dưới khí quyển trong khoảng 4 triệu năm cuối cùng. Khi khoảng cách của một đảo cực nhất định từ trục tách dẫn được vẽ đồ thị theo tuổi của sự đảo cực, sẽ thu được mối quan hệ gần như tuyến tính (Hình 1.15). Độ dốc của đường thẳng phù hợp nhất cung cấp một nửa tốc độ tách dẫn trung bình từ sống núi. Chúng có thứ tự là 10mm năm ở Bắc Đại Tây Dương và 40–60mm năm ở Thái Bình Dương. Tính toán chỉ áp dụng cho tốc độ chuyển động của lớp vỏ trên một phía của sống núi. Trong hầu hết các trường hợp, sự tách giãn là đối xứng ở hai bên sống núi (nghĩa là các mặt đối diện đang di chuyển ra khỏi sống núi với tốc độ bằng nhau), do đó tốc độ tách giãn toàn phần tại một trục của sống núi cao gấp đôi nửa tốc độ tách giãn được tính toán (Hình 1.11).



Hình 1.15 Tính toán một nửa tốc độ lan rộng của đáy biển tại các trung tâm tách giãn khác nhau bằng cách đo khoảng cách đến các dị thường với tuổi phóng xạ đã biết (sau Vine, 1966)

Tốc độ chuyển động của mảng hiện tại được xác định từ các dạng dị thường trục (Hình 1.11) là giá trị trung bình trong vài triệu năm. Các phương pháp trắc địa hiện đại cho phép kiểm tra trực tiếp các tốc độ này (xem Phần 2.4.6). Hệ thống đo tia laser qua vệ tinh (SLR) và giao thoa kế đường cơ sở rất dài (VLBI) cho phép đo lường đặc biệt chính xác những thay đổi khoảng cách giữa hai trạm trên Trái đất. Khoảng cách giữa các cặp trạm ở hai bờ đối diện của Đại Tây Dương đang tăng chậm với tốc độ trung bình là 17mm năm (Hình 1.16) được kiểm soát trong vài năm,. Con số này gần với giá trị dài

hạn khoảng 20mm năm được phân tích từ mô hình NUVEL-1 của chuyển động mảng hiện tại (Hình.1.11).



Hình 1.16 Những thay đổi về khoảng cách giữa Westcott (Massachusetts, Mỹ) và (a) Onsala (Thụy Điển) và (b) Wettzell (Đức), được xác định bằng phép đo giao thoa đường cơ sở rất dài (sau Ryan và cộng sự, 1993).

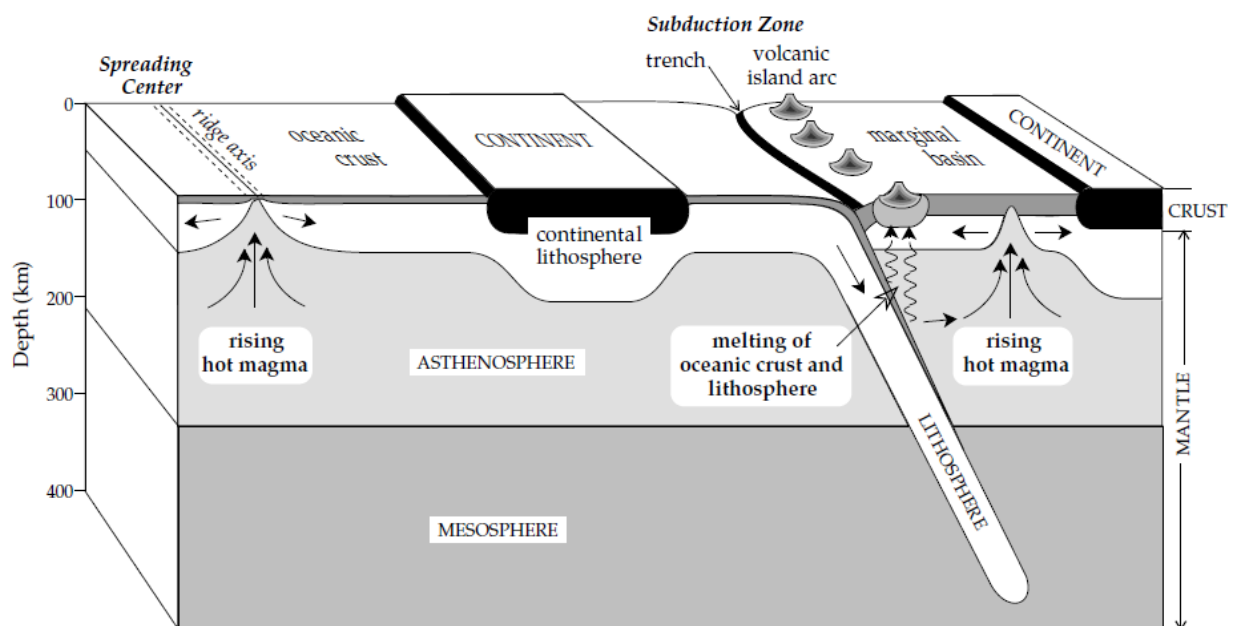
Biết được tốc độ tách giãn ở các sống núi đại dương giúp cập nhật tốc độ đáy đại dương. Mỗi tương quan trực tiếp giữa các thứ tự phân cực được đo bằng lavas lục địa và bắt nguồn từ các dị thường của đại dương chỉ có thể xảy ra đối với 4 triệu năm cuối cùng hoặc gần đó. Gần đó trực, nơi quan sát được tốc độ tách giãn tuyến tính (Hình 1.15), phép ngoại suy đơn giản đưa ra tuổi của các dị thường cổ hơn, chuyển đổi mô hình dải thành bản đồ tuổi (Hình 1.13). Việc khảo sát từ trường chi tiết phần lớn đại dương trên thế giới đã cho thấy thứ tự liên tục các dị thường từ kỷ Phân trắng muộn, trước đó là khoảng thời gian không xảy ra đảo cực; Khoảng thời gian yên tĩnh này chính nó đã có trước một thứ tự đảo cực Mesozoi. Từ địa tầng (magnetostratigraphy) trong đá trầm tích (Phần 5.7.4) đã cho phép xác định, tương quan và xác định niên đại của các dị thường chính. Trình tự phân cực của các dị thường đại dương đã được chuyển đổi thành thang thời gian phân cực từ, trong đó mỗi lần đảo cực được xác định một tuổi (ví dụ, như trong Hình 5.78).

Đôi lại, điều này cho phép dạng của các dị thường từ trong các thung lũng đại dương được chuyển đổi thành bản đồ tuổi của các thung lũng đại dương (Hình 5.82). Các khu vực cổ nhất của đại dương nằm gần tây bắc châu Phi và đông bắc Mỹ, cũng như tây bắc Thái Bình Dương. Những khu vực này hình thành trong giai đoạn đầu tan rã của Pangea. Chúng có tuổi Jura sớm.

Tuổi của các thung lũng đại dương đã được xác nhận bằng cách khoan qua các lớp trầm tích bao phủ đáy đại dương và vào lớp bazan bên dưới. Bắt đầu từ cuối những năm 1960 và kéo dài cho đến hiện tại, dự án vô cùng tốn kém này đã được thực hiện trong Dự án Khoan Biển Sâu (DSDP) và kế nhiệm của Dự án Khoan Đại dương (ODP). Các dự án đa quốc gia này, dưới sự lãnh đạo của Hoa Kỳ, là những ví dụ điển hình về sự mở rộng hợp tác khoa học trên quy mô quốc tế.

1.2.6 Các rìa mảng

Điều quan trọng cần phải nhớ là các mảng kiến tạo không phải là các đơn vị vỏ trái đất. Chúng bao gồm toàn bộ bề dày của thạch quyển, trong đó lớp vỏ chỉ là lớp da bên ngoài. Thạch quyển đại dương mỏng ở các khu vực gần sống núi, nhưng dày lên theo khoảng cách xa dần từ sống núi đại dương, đạt đến bề dày 80–100 km; vỏ đại dương chỉ chiếm 5–10 km trên cùng. Thạch quyển lục địa có thể dày tới 150km, trong đó chỉ có 30–60km trên cùng là vỏ lục địa. Được chi phối bởi các cơ chế chưa được hiểu rõ hoàn toàn, các mảng thạch quyển di chuyển tương đối với nhau trên bề mặt trái đất. sự hiểu biết này cung cấp "liên kết bị thiếu" trong giả thuyết trôi dạt lục địa của Wegener, loại bỏ một trong những phản đối nghiêm trọng nhất đối với nó. Các lục địa không nhất thiết phải rẽ qua các lưu vực đại dương cứng nhắc; chúng được vận chuyển một cách thụ động trên đầu các mảng chuyển động, như các khúc gỗ trôi trên suối. Như vậy, trôi dạt lục địa là hệ quả của chuyển động mảng.



Hình 1.17 Mặt cắt dọc giả thuyết qua một mảng thạch quyển từ tâm tách giãn đến đới hút chìm.

Mô hình kiến tạo mảng bao gồm sự hình thành thạch quyển mới tại một sống núi và sự phá hủy của nó tại một đới hút chìm (Hình 1.17). Vì mật độ trung bình của thạch quyển đại dương vượt quá mật độ của thạch quyển lục địa, nên thạch quyển đại dương có thể bị hút chìm dưới thạch quyển lục địa hoặc đại dương, trong khi thạch quyển lục địa không thể dạt thạch quyển đại dương ra một bên. Giống như các khúc gỗ chong chóng chất lên nhau khi một dòng suối lặn xuống dưới chướng ngại vật trên bề mặt, lục địa được vận chuyển vào vùng hút chìm sẽ va chạm với rãnh biển sâu, vòng cung đảo hoặc lục địa lân cận. Một vụ va chạm như vậy dẫn đến một vành đai tạo sơn. Trong một vụ va chạm giữa lục địa và lục địa, không mảng nào có thể dễ dàng hút chìm, do đó chuyển động của mảng tương đối có thể bị dừng lại. Ngoài ra, quá trình hút chìm có thể bắt đầu tại một vị trí mới phía sau một trong các lục địa, để lại một dãy núi chứng cứ về đới khâu giữa sự va chạm các lục địa ban đầu. Các dãy núi Alpine-Himalaya và Appalachian được cho là đã hình thành bởi cơ chế này, cơ chế trước vào thời Đệ tam, cơ chế thứ hai ở một số giai đoạn trong Đại Cổ sinh. Thuyết kiến tạo mảng được hỗ trợ một cách thuyết phục bởi vô số bằng chứng địa vật lý, thạch học và địa chất từ ba loại rìa mảng. Một bản tóm tắt ngắn gọn về các quan sát địa vật lý chính tại các rìa mảng này được trình bày trong các phần sau. Các chương sau đưa ra các phương pháp xử lý chi tiết hơn về trọng lực (Phần 2.6.4), địa chấn (Phần 3.5.3 và 3.5.4), địa nhiệt (Phần 4.2.5) và bằng chứng từ tính (Phần 5.7.3).

1.2.6.1 Các rìa tích cực

Mặc dù các rặng và sống núi nói chung không nằm ở trung tâm của các bồn trũng đại dương, nhưng chúng thường được gọi là các sống núi giữa đại dương. Loại bazan đại dương được tạo ra tại trung tâm tách giãn đại dương còn được gọi là bazan sống núi giữa đại dương (viết tắt là MORB). Về mặt địa hình, các sống núi tách giãn chậm có một thung lũng tách giãn trục riêng biệt, vì những lý do chưa được hiểu rõ, các rặng núi tách giãn nhanh hơn bị biến mất. Đá ở tầng manti phía trên nóng chảy một phần (thường được cho là peridotit) từ thạch quyển nâng lên dưới các sống núi. Sự giảm áp suất do thay đổi độ sâu gây ra hiện tượng nóng chảy tiếp tục và hình thành magma bazan. Thành phần hóa học của chúng và nồng độ của các đồng vị phóng xạ tồn tại lâu dài cho thấy rằng MORB lavas được tạo ra bằng cách phân dị (tức là, phân ly các thành phần, có thể bằng cách lắng đọng hoặc kết tinh) từ hỗn hợp peridotitic trôi lên. Sự khác biệt được cho là xảy ra ở độ sâu của lớp gab-broic vỏ dưới cùng bên dưới sống núi trong một buồng magma nhỏ và hẹp. Một lượng magma lỏng tràn ra gần tách giãn trung tâm hoặc trục sống núi và chảy như dung nham xuyên qua đáy đại dương; một phần xâm nhập thành các đai mạch và gắn vào lớp vỏ mỏng đại dương. Giả thuyết Vine – Matthews – Morley về nguồn gốc của các dị thường từ trường đại dương yêu cầu giữa các khối từ hóa xen kẽ của vỏ đại dương phải có ranh giới khá rõ ràng. Điều này ngụ ý rằng đới đai tiên nhập hẹp và gắn với trục sống núi.

Sự phân bố của các trận động đất xác định một dải hoạt động địa chấn hẹp gắn với đỉnh của sống núi đại dương. Những trận động đất này xảy ra ở độ sâu nông vài km và chủ yếu là nhỏ; độ lớn từ 6 trở lên là rất hiếm. Năng lượng địa chấn phóng thích là một phần không đáng kể trong lượng giải phóng hàng năm trên toàn thế giới. Các phân tích cho

thấy rằng các trận động đất có liên quan đến đứt gãy thuận, hàm ý kéo dài ra khỏi trục của sông núi (xem Phần 3.5.4).

Dòng nhiệt trong các đại dương cao nhất ở các sông núi đại dương và giảm một cách có hệ thống theo khoảng cách từ các sông núi. Dữ liệu nhiệt phù hợp với mô hình tách dẫn đáy biển. Giá trị nhiệt độ tại trục cao là do sự hình thành thạch quyển mới từ magma nóng trôi lên ở trục sông núi. Núi lửa liên quan trên sàn của các đới tách dẫn dọc trục đã được quan sát trực tiếp từ các tàu lặn lặn sâu. Theo thời gian, thạch quyển tách dẫn ra khỏi sông núi và lạnh dần đi, do đó lượng nhiệt tỏa ra giảm dần khi tuổi hoặc khoảng cách của thành tạo tăng dần từ sườn núi.

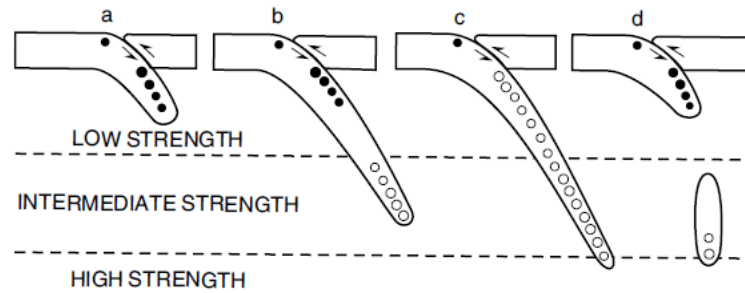
Vỏ đại dương mỏng, vì vậy các đá lớp choàng mật độ cao ở độ sâu nông hơn dưới các lục địa. Điều này làm gia tăng trường trọng lực của trái đất ở khu vực đại dương và tạo ra các dị thường trọng lực dương. Tuy nhiên, trên hệ thống sông núi, trọng lực giảm về phía trục, do đó, một dị thường âm được chồng lên dị thường trọng lực dương bình thường ở đại dương. Hiệu ứng này là do cấu trúc mật độ dưới sông núi đại dương. Nó đã được phân tích dưới dạng các vật liệu bất thường của lớp choàng hơi nhỏ hơn bình thường. Mật độ tại đó thấp vì thành phần lớp choàng khác nhau dưới các sông núi và nhiệt độ cao.

Việc giải thích các dị thường từ hình thành do tách giãn đáy biển ở các rìa cấu tạo đã được thảo luận. Kết quả cung cấp các ước tính trực tiếp về tốc độ trung bình của chuyển động mảng trong các khoảng thời gian địa chất.

1.2.6.2 Các rìa thụ động

Các đới hút chìm được tìm thấy khi một mảng chìm xuống bên dưới một mảng lân cận đến các độ sâu lớn, cho đến khi áp suất và nhiệt độ làm cho nó bị nóng chảy. Điều này thường xảy ra ở độ sâu khoảng vài trăm km, tuy nhiên địa chấn quét lớp (Seismic tomography- Phần 3.7.6) đã cho thấy rằng các mảng hút chìm có thể chìm đến độ sâu rất lớn ngay cả đến lõi của ranh giới lớp choàng. Mật độ xác định rằng mảng chìm xuống tại một đới hút chìm là mảng đại dương. Biểu hiện bề mặt phụ thuộc vào loại mảng chồm lấn. Khi là một mảng đại dương khác, đới hút chìm được đánh dấu bởi các cung đảo núi lửa và song song với nó là một rãnh sâu (deep trench). Cung đảo nằm cạnh rìa của mảng chồm lấn và lồi về phía mảng nằm dưới quay xuống lớp choàng (Hình 1.17). Nó có thể được lấp đầy một phần bởi các mảnh vụn trầm tích và carbonaceous. Cung đảo và rãnh cách nhau vài trăm km. Một vài ví dụ được nhìn thấy ở rìa phía tây và phía tây bắc cùng mảng Thái bình dương. (hình 1.11). Sự nóng chảy của mảng đi xuống tạo ra dòng magma núi lửa phun lên.

Sự xâm nhập của magma sau một vòng cung đảo tạo ra một bồn trũng sau cung ở phía bên trong, cạnh lõm của cung. Các trũng này phổ biến ở Tây Thái Bình Dương. Nếu vòng cung gần một lục địa, hoạt động magma ngoài cung có thể tạo ra một vùng biển cận biên, chẳng hạn như Biển Nhật Bản. Các bồn trũng sau cung và các biển cận biên bị lớp vỏ đại dương bồi đắp. Một ví dụ điển hình về nơi mảng chồm lấp (Overriding plate) là một lục địa được nhìn thấy dọc theo bờ biển phía tây của Nam Mỹ.



Hình. 1.18 Các ứng suất tác động trên một mảng thạch quyển hút chìm. Các mũi tên chỉ thị thị sự biến dạng nơi mảng dưới bị uốn cong xuống. Các vòng tròn trắng và đen bên trong mảng hút chìm chỉ thị sự căng giãn và nén ép tương ứng, kích thước của vòng tròn chỉ thị một cách định tính hoạt động địa chấn. Trong (a), (b) và (d) ứng suất căng giãn trong phần trên của mảng do mảng bị lôi kéo vào quyển dẻo có cường độ thấp. Trong (b) lực cản của lớp dưới cứng hơn quyển dẻo gây ra sự nén ép bên trong phần thấp hơn của mảng; nếu mảng chìm đủ lớn, (c), ứng suất trở thành nén ép trong một số trường hợp, (d), phần sâu của mảng thấp hơn có thể bị tách ra (after Isacks and Molnar, 1969).

Sự nén ép giữa các mảng Nazca và Nam Mỹ đã tạo ra dãy Andes, một vành đai núi uốn nếp hình vòng cung gần rìa của mảng lục địa. Các núi lửa đang hoạt động dọc theo dãy núi thoát ra một loại dung nham, gọi là andesit, có hàm lượng silica cao hơn bazan đại dương. Nó không có nguồn gốc từ loại magma thạch quyển. Một giả thuyết hiện tại cho rằng nó có thể hình thành do sự nóng chảy của mảng hút chìm và mảng chông lún ở độ sâu lớn. Nếu một số trầm tích silic từ rãnh biển sâu được mang theo mảng chìm xuống, chúng có thể tăng cường hàm lượng silica trong quá trình nóng chảy, tạo ra magma có thành phần kiểu andesit.

Tính địa chấn tại một đới hút chìm cung cấp chìa khóa cho các hoạt động tại đó. Nơi một mảng bị chồm trên một mảng khác, lực cắt tạo ra rủi ro động đất tại các độ sâu nông. Bên dưới vùng này, các trận động đất phân bố một cách có hệ thống bên trong mảng hút chìm. Chúng tạo thành một đới địa chấn nghiêng Wadati – Benioff, có thể kéo dài vài trăm km vào lớp choàng. Các trận động đất sâu nhất đã được ghi nhận là khoảng 700 km.

Các nghiên cứu về các cơ chế chấn tiêu (Phần 3.5.4) cho thấy rằng ở độ sâu nông, mảng hướng xuống ở trạng thái căng giãn (Hình 1.18a). Thạch quyển hút chìm lạnh hơn và mật độ cao hơn so với quyển dẻo bên dưới. Điều này tạo cho nó lực nổi âm, làm cho nó chìm, kéo mảng hướng xuống. Ở độ sâu lớn hơn, lớp choàng cứng hơn so với quyển dẻo và ứng suất của nó kháng lại sự xâm nhập (Hình 1.18b). Trong khi phần trên bị chìm, phần dưới cùng được nâng đỡ một phần bởi các lớp sâu hơn; kết quả dẫn đến lực nén nhúng xuống ở phần dưới của mảng hạ xuống căng giãn nhúng xuống ở phần trên. Một gián đoạn trong sự phân bố theo chiều sâu của tính địa chấn có thể phát sinh khi ứng suất lệch tâm thay đổi từ căng giãn sang nén ép. Trong đới hút chìm rất sâu, sự gia tăng lực cản theo độ sâu gây ra hiện tượng nén xuống trên toàn bộ mảng hướng xuống (Hình.1.18c). Trong một số trường hợp, một phần của mảng có thể bị vỡ ra và chìm

xuống độ sâu lớn, nơi các trận động đất có cơ chế loại nén ép (Hình 1.18d); một gián đoạn về tính địa chấn tồn tại giữa hai phần của mảng

Dòng nhiệt ở rìa mảng phá hủy phản ánh ở một mức độ nào đó lịch sử tách giãn của mảng. Mảng đạt đến độ tuổi cực đại, và do đó đã nguội lạnh nhất, vào thời điểm nó đạt đến đới hút chìm. Các giá trị dòng nhiệt trên các trũng đại dương sâu đều thấp, nhưng các giá trị đo được trong các rãnh biển sâu là thấp nhất trong các đại dương. Ngược lại, các vòng cung núi lửa và các bồn trũng sau cung thường có dòng nhiệt cao bất thường do sự phun trào magma mới.

Các dị thường trọng lực cắt qua các đới hút chìm có một số đặc điểm khác biệt. Hướng ra biển của rãnh, thạch quyển hơi uốn cong lên trên, tạo ra dị thường dương yếu trước khi bắt đầu hạ xuống; sự hiện diện của nước hoặc trầm tích mật độ thấp trong rãnh biển sâu làm phát sinh dị thường trọng lực âm mạnh; và trên mảng hạ thấp, một dị thường dương được quan sát thấy, một phần là do sự biến đổi khoáng vật của lớp vỏ đại dương chìm xuống thành đá biến chất mật độ cao.

Các đới hút chìm không có dấu hiệu từ trường cụ thể. Gần với rìa lục địa tích cực hoặc thụ động, sự khác biệt đặc tính từ tính giữa các lớp vỏ đại dương và lục địa tạo ra một dị thường từ, nhưng đây không phải là kết quả trực tiếp của các quá trình kiến tạo mảng. Các dị thường từ trên các rìa trũng không định tuyến, ngoại trừ một số trường hợp hiếm hoi. Điều này là do lớp vỏ đại dương trong bồn không bắt nguồn từ sự tách giãn đáy biển tại một sống núi, mà do xâm nhập phân tán khắp lưu vực.

1.2.6.3 Các rìa bảo tồn

Đứt gãy biến dạng là các đứt gãy trượt bằng ngang với các mặt đứt gãy dốc. Chúng có thể kết nối các đoạn của các đới hút chìm, nhưng hầu hết chúng được quan sát ở các rìa mảng kiến tạo nơi chúng kết nối các đoạn sống núi đại dương. Các đứt gãy biến dạng là các phần có hoạt động địa chấn mạnh nhất trong hệ thống sống núi, vì ở đây chuyển động tương đối giữa các mảng lân cận là rõ rệt nhất. Các nghiên cứu địa chấn đã khẳng định rằng các dịch chuyển trên các đứt gãy biến dạng phù hợp với các chuyển động tương đối giữa các mảng kề cận.

Dấu vết của một đứt gãy biến dạng có thể kéo dài từ một sống núi về cả 2 phía giống như một đới đứt gãy. Các đới đứt gãy là một trong những đặc điểm ấn tượng nhất của địa hình đáy đại dương. Mặc dù chỉ rộng vài chục km, một đới đứt gãy có thể dài hàng nghìn km, nó vạch ra một cung tròn nhỏ trên bề mặt trái đất. Những đặc trưng quan trọng này cho phép các đới đứt gãy được sử dụng cho việc suy diễn các chuyển động tương đối của mảng, điều không thể nhận được từ sự va chạm của một sống núi hoặc đoạn hào, nơi có thể xảy ra sự tách giãn hoặc hút chìm theo phương xiên (ví dụ phương hội tụ mảng tương đối với việc hút vào của cung đảo Aleutian trong hình 1,11).

Mọi chuyển dịch bất kỳ trên bề mặt của trái đất đều tương đương với chuyển động quay nhỏ chung quanh một cực. Chuyển động của mảng này so với mảng kia diễn ra như một chuyển động quay quanh cực Euler của chuyển động quay tương đối giữa các mảng (xem Phần 1.2.9). Cực này có thể được định vị từ phương của các đới đứt gãy, vì việc

kích động vào của một đứt gãy biến dạng là chuyển động song song tương đối giữa hai mảng kề cận. Do đó, một cung tròn lớn trục giao với một đứt gãy biến dạng hoặc đới đứt gãy phải xuyên qua cực Euler của chuyển động tương đối giữa hai mảng. Nếu một số vòng tròn lớn được vẽ tại các vị trí khác nhau trên đới đứt gãy (hoặc trục giao với các đứt gãy biến dạng lệch khỏi trục rãnh) thì chúng sẽ cắt nhau tại cực Euler. Mô hình hiện nay của các chuyển động tương đối NUVEL-1 được nhận bởi sự xác định các cực Euler của việc quay giữa các cặp mảng bằng cách sử dụng các dị thường từ., các phương trượt của các mặt phẳng đứt gãy động đất tại các biên mảng và địa hình xác định các vết của các đứt gãy biến dạng. Tốc độ chuyển động tương đối ở các nơi khác nhau trên ranh giới mảng (hình 1.11) được tính toán từ tốc độ quay chung quanh các cực Euler thích hợp.

Có thể có sự thay đổi lớn về độ cao cắt qua đứt gãy; điều này liên quan đến lịch sử nhiệt khác nhau của các mảng mà nó phân tách. Khi một mảng nguội đi, nó trở nên đặc hơn và ít nổi hơn, do đó nó dần dần chìm xuống. Do đó, độ sâu đến đỉnh của thạch quyển đại dương tăng theo tuổi, tức là theo khoảng cách từ tâm tách giãn. Các vị trí đối diện nhau qua một đứt gãy biến dạng nằm ở các khoảng cách khác nhau từ các tâm tách giãn tương ứng của chúng. Chúng có độ tuổi khác nhau và do đó đã lún xuống theo chiều sâu khác nhau so với sông núi. Điều này có thể dẫn đến sự chênh lệch độ cao đáng chú ý trên đới đứt gãy.

Các đá siêu bazơ được tìm thấy trong các đới đứt gãy và ở đó có thể là các dị thường Từ cục bộ. Mặt khác, hiệu ứng Từ là làm gián đoạn các đường sức Từ song song với một trục rãnh, và dịch chuyển chúng theo cùng số đo như các đoạn rãnh. Các kết quả này trong một dạng các đường sức Từ rất phức tạp trong một số trường đại dương (ví dụ ở đông bắc Thái bình dương).

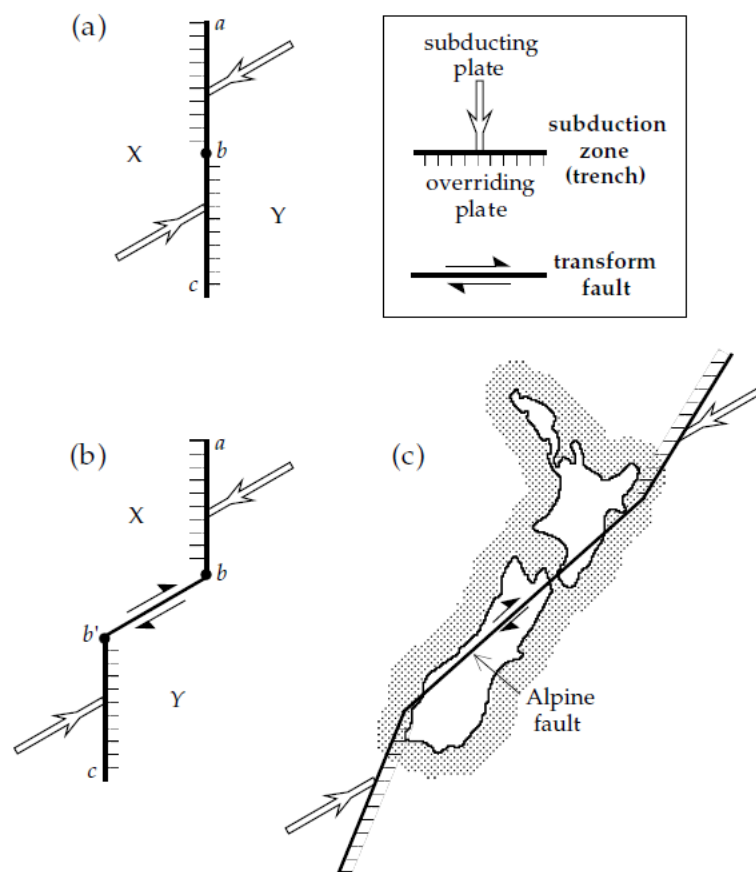
Một đứt gãy biến dạng cũng kết nối các đới hút chìm. Giả sử một ranh giới mảng tiêu hủy (consuming plate) ban đầu gồm 02 mảng đối nhau (hình 1.19a). Mảng Y bị tiêu hủy bên dưới mảng X dọc theo đoạn ab của ranh giới, trong đó mảng X bị tiêu hủy bên dưới mảng Y dọc theo đoạn bc . Cấu hình không ổn định vì một rãnh không thể duy trì ổn định trong các phương đối nhau. Do đó một đứt gãy biến dạng bên phải phát triển tại điểm b . Sau một thời gian, chuyển động trên đứt gãy dịch chuyển đoạn thấp hơn đến vị trí bc (hình. 1.19b).

Một ví dụ của ranh giới biến đổi như vậy là đứt gãy Alpine ở New Zealand (hình. 1.19c). Ở phía đông bắc của Bắc đảo, mảng Thái Bình Dương đang bị hút chìm tại rãnh Tonga – Kermadec. Ở phía tây nam của Nam đảo, mảng Thái Bình Dương đề lên biển Tasman tại rãnh Macquarie bất thường (phân tích trận động đất đã chỉ ra rằng rìa mảng ở rãnh này bị nén; lực nén có thể quá chậm để cho phép rãnh phát triển). Do đó, đứt gãy Alpine liên kết hai vùng hút chìm đối lập là một đứt gãy biến dạng dextral.

1.2.7 Các điểm nối ba

Mặc dù không chính xác, người ta thường dùng đặc điểm địa hình ưu thế để chỉ rìa mảng theo của nó, thay vì bản chất của rìa. Một rãnh (R) đại diện cho rìa kiến tạo hoặc trung tâm tách giãn, rãnh (T) đề cập đến rìa mảng phá hủy hoặc đới hút chìm và đứt gãy biến dạng (F) là viết tắt của rìa bảo tồn. Mỗi rìa là một vị trí mà hai mảng kiến tạo tiếp giáp

với nhau. Xem xét hình 1.11 cho thấy rằng có một số nơi mà ba mảng kết hợp với nhau, nhưng không có nơi nào bốn mảng trở lên gặp nhau. Các điểm gặp nhau của ranh giới ba mảng được gọi là *điểm nối ba*. Chúng rất quan trọng trong kiến tạo mảng bởi vì chuyển động tương đối giữa các mảng tạo thành mối nối ba không độc lập. Điều này có thể được đánh giá bằng cách xem xét chuyển động của mảng trong một mặt phẳng nhỏ xung quanh điểm nối.



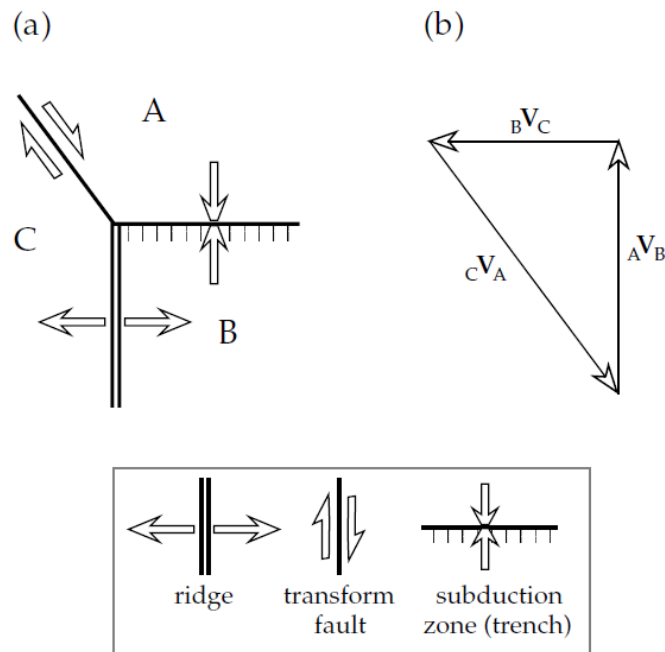
Hình 1.19 (a) Ranh giới mảng phá hủy bao gồm hai đới hút chìm đối lập nhau; dọc theo ab mảng Y bị phá hủy bên dưới mảng X và dọc theo bc mảng X bị phá hủy bên dưới mảng Y . (b) Sự phát triển của một đứt gãy biến dạng làm dịch chuyển bc đến vị trí $b'c$. (c) Đứt gãy Alpine ở New Zealand là một ví dụ về ranh giới biến đổi như vậy (sau McKenzie và Morgan, 1969).

Xét vận tốc của các mảng tại một điểm tiếp giáp RTF được hình thành bởi cả ba loại biên (Hình 1.20a). Nếu là các mảng cứng, toàn bộ chuyển động tương đối đều diễn ra ở biên của chúng. Gọi AVB là vận tốc của mảng B so với mảng A , BVC là vận tốc của mảng C so với mảng B , và CVA là vận tốc của mảng A so với mảng C . Lưu ý rằng các đại lượng này là vector; hướng của chúng cũng quan trọng như độ lớn của chúng. Chúng có thể được biểu diễn trên giản đồ vector bằng các đoạn thẳng có hướng song song và độ dài tỷ lệ với vận tốc. Trong một chu vi chung quanh ngã ba, một người quan sát phải quay trở lại điểm xuất phát. Do đó, một biểu đồ vector của các vận tốc xen kẽ là một tam giác khép kín (Hình 1.20b).

Các vận tốc liên quan bởi

$${}_A\mathbf{V}_B + {}_B\mathbf{V}_C + {}_C\mathbf{V}_A = 0 \quad (1.7)$$

Mô hình phẳng này là một biểu tượng “trái đất phẳng”. Như đã thảo luận trong phần 1.2.9, các dịch chuyển trên bề mặt của quả cầu quay chung quanh các cực Euler chuyển động tương đối. Điều này có thể thực hiện bằng cách thay đổi mỗi vận tốc tuyến tính V trong phương trình (1.) bởi vận tốc quay chung quanh cực Euler thích hợp



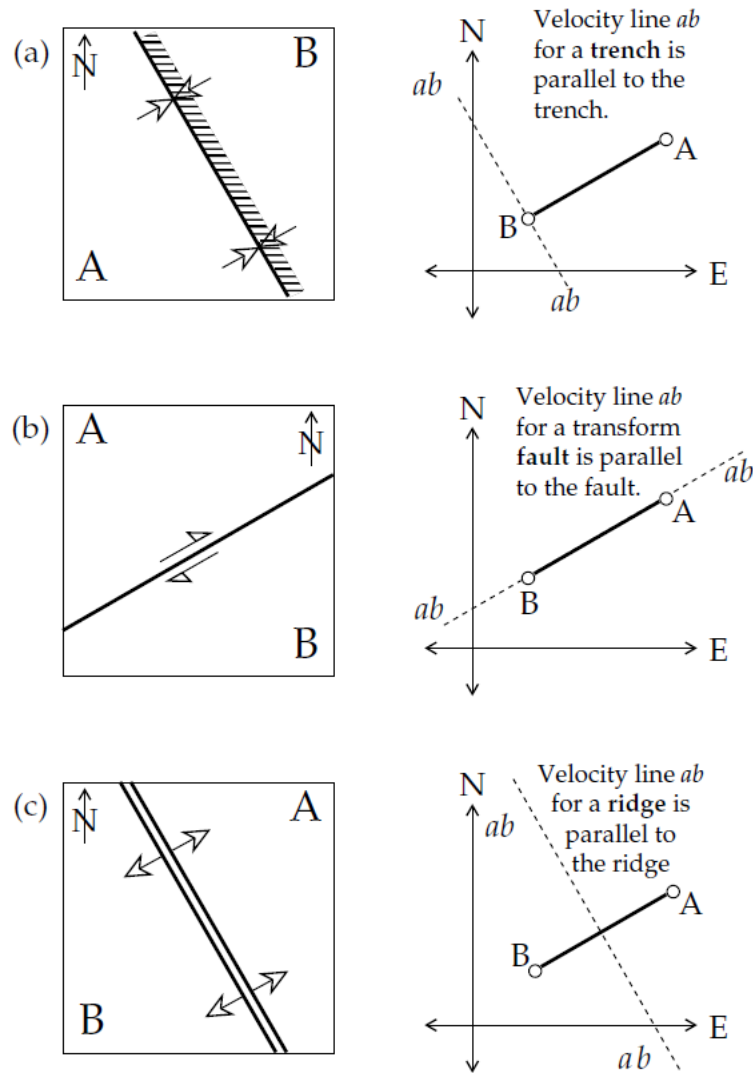
Hình 1.20 (a) Điểm nối ba hình thành bởi một sống núi, khe rãnh và đứt gãy biến dạng và (b) Biểu đồ vector của các vận tốc tương đối tại ba ranh giới (after McKenzie and Parker, 1967).

1.2.7.1 Tính ổn định của các nối ba

Các kết hợp khác nhau của các lề mảng 3 có thể xác định hàng chục loại nối 3. Các kết nối tương ứng của tất cả các loại 3 biên là của một loại (RRR, TTT, FFF), hai của cùng loại và một của loại khác (RRT, RRF, FFT, FFR, TTR, TTF), và tất cả khác nhau (RTF). Các kết hợp khác nhau của chiều hướng hút chìm (the sense of subduction) tại một hào rãnh gia tăng số kết nối đến 16. Không phải tất cả các kết nối này đều ổn định theo thời gian. Đối với một kết nối, để bảo tồn tính chất hình học của nó, cần phải có đầy đủ các điều kiện cho phép các vận tốc tương đối thỏa mãn phương trình Eq. (.7). Nếu được như vậy, kết nối có thể ổn định và duy trì hình dạng. Nếu không, kết nối không ổn định và phải tiến hóa theo thời gian đến một cấu hình ổn định khác. Tính ổn định của một nối 3 được đánh giá bằng cách xem xét cách nó có thể di chuyển dọc theo các ranh giới mảng bất kỳ hình thành nó.

Vận tốc của một mảng có thể được trình bày bởi các tọa độ của nó theo không gian vận tốc. Ví dụ như, xét một rãnh hoặc rìa mảng thụ động (hình 1.21a). Điểm A trong không gian vận tốc trình bày một mảng thụ động (consuming plate) có vận tốc lớn hơn B cho mảng chòm. Một nối ba mà trong đó một rìa mảng là một rãnh có thể nằm bất cứ nơi nào trên ranh giới, ví vậy, quỹ đạo vận tốc có thể có của nó là một đường ab song song

với rãnh. Rãnh cố định tương đối với mảng chòm B, vì vậy, đường ab phải đi qua điểm B. Lý luận tương tự cho thấy một nối ba trên đứt gãy biến đổi được thể hiện trong không gian vận tốc bằng một đường ab song song với đứt gãy và cùng đi qua cả A và B (Hình 1,21b). Một nối ba trên một sống núi cho một đường vận tốc ab song song với sống núi; trong trường hợp sự căng giãn đối xứng trục giao với xu hướng của sống núi, đường ab là đường phân giác vuông góc của AB (Hình 1,21c).

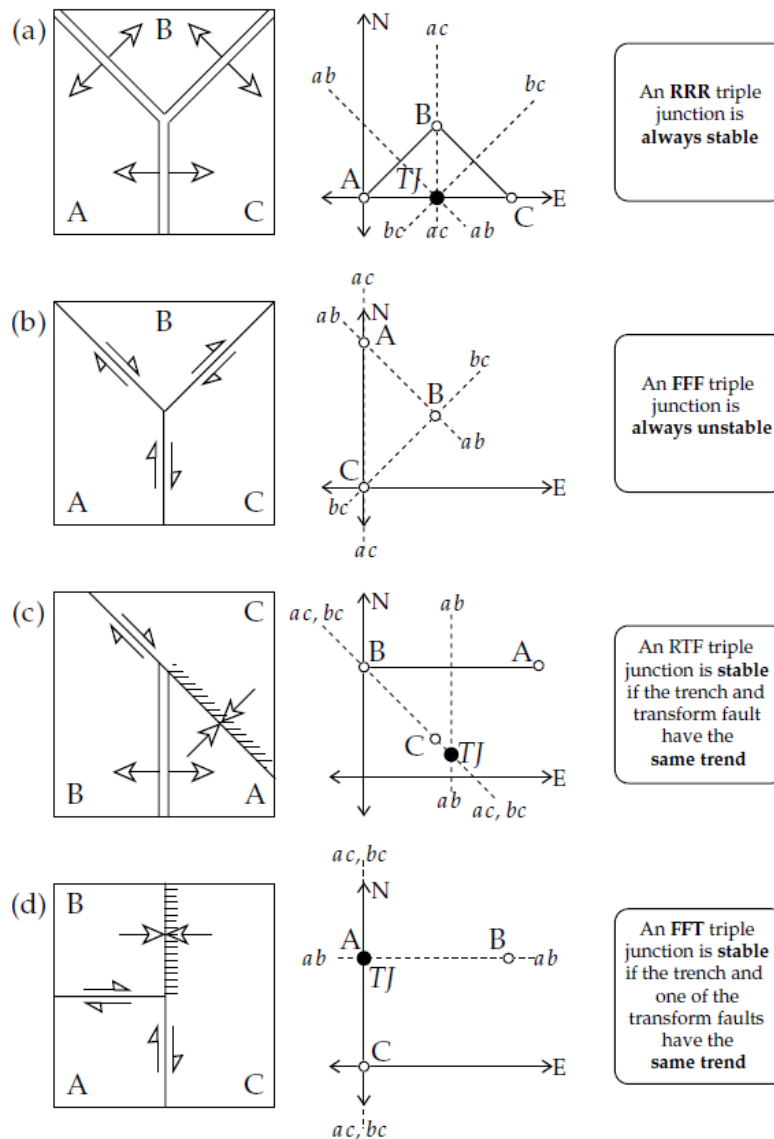


Hình 1.21 Hình học rìa mảng (trái) và quỹ tích ab của đường nối ba trong không gian vận tốc (phải) cho (a) rãnh, (b) đứt gãy biến dạng, và (c) sống núi (sau Cox và Hart, 1986).

Bây giờ, xem xét nối ba loại RRR, hình thành bởi ba sống núi (hình 1.22a). Quỹ đạo của nối ba trên sống núi giữa các cặp mảng bất kỳ là đường phân giác trục giao với cạnh tương ứng của tam giác vận tốc ABC. Các đường phân giác trục giao của các cạnh của một tam giác luôn luôn thỏa mãn ở một điểm (tâm vòng tròn ngoại tiếp). Trong không gian vận tốc, điểm này thỏa mãn các vận tốc trên tất cả 3 sống núi đồng thời, vì vậy nối ba RRR là luôn luôn ổn định. Ngược lại, một nối ba được hình thành bởi các đứt gãy biến dạng cắt nhau (FFF) luôn luôn bất ổn định vì các đường vận tốc hình thành các cạnh từ các cạnh của một tam giác không bao gặp nhau tại một điểm (hình 1.22b). Các loại nối ba khác ổn định có điều kiện, phụ thuộc vào góc giữa các rìa mảng khác nhau.

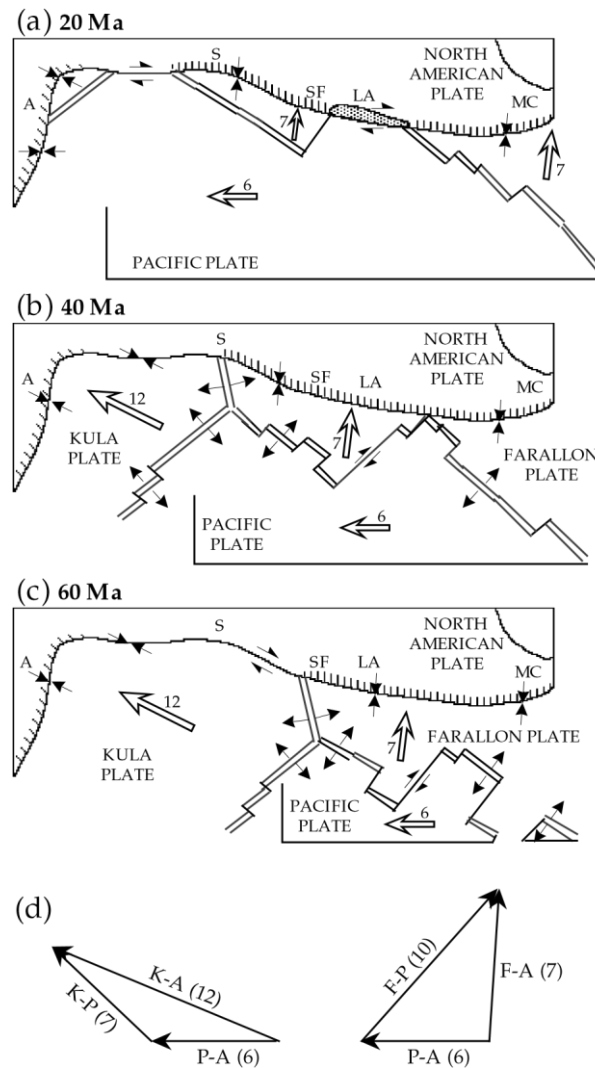
Ví dụ như trong một nối ba RTF các đường vận tốc của rãnh ac và đứt gãy biến dạng bc phải cùng cắt qua C, vì mảng này chung cho 2 ranh giới C, Nối ba ổn định, nếu đường vận tốc ac của sống núi cũng cắt qua C hoặc nếu rãnh và đứt gãy biến dạng có cùng xu hướng (Hình 1.22c). Bằng cách lý giải tương tự, nối ba FFT chỉ ổn định nếu như rãnh có cùng xu hướng như một trong các đứt gãy biến dạng (hình 1.22d).

Trong giai đoạn hiện tại của quá trình kiến tạo mảng, chỉ có một số dạng nối ba có thể hoạt động. Một kiểu RRR được hình thành khi sống núi Galapagos Ridge gặp mảng trôi Đông Thái Bình Dương tại điểm giao nhau của các mảng Cocos, Nazca và Thái Bình Dương. Một kiểu nối TTT được hình thành bởi rãnh Nhật Bản và các vòng cung Bonin và Ryukyu. Đứt gãy San Andreas ở California kết thúc ở một điểm giao nhau kiểu FFT ở đầu phía bắc của nó, nơi nó gia nhập vào đới đứt gãy Mendocino.



Hình 1.22 Cấu hình đường nối ba (trái), đường vận tốc của mỗi rìa trong không gian vận tốc (giữa) và tiêu chí ổn định (phải) được chọn cho các đường nối ba, TJ (sau Cox và Hart, 1986).

1.2.7.2 Sự phát triển của các nối ba ở Đông bắc Thái Bình Dương.



Hình 1.23 (a) - (c) Các mối quan hệ ngoại suy của mảng ở đông bắc Thái Bình Dương vào các thời điểm khác nhau trong Đại Cổ Sinh (sau Atwater, 1970). Các chữ cái trên mảng Mỹ cho biết vị trí gần đúng của một số thành phố hiện đại để tham khảo: MC, Mexico City; LA, Los Angeles; SF, San Francisco; S, Seattle; A, Anchorage. Vùng được tô bóng trong (a) là vùng chông chéo không thể chấp nhận. (d) Biểu đồ vector của vận tốc tương đối của mảng tại ngã ba Kula – Thái Bình Dương – Mỹ và Farallon – Thái Bình Dương – Mỹ (các con số là vận tốc tính bằng cm/năm so với mảng Mỹ).

Các dị thường Từ đại dương ở đông bắc Thái Bình Dương tạo thành một dạng dải phức tạp. Các dị thường này có thể được xác định bằng cách phân tích hình dạng của chúng. Tuổi của chúng có thể được tìm thấy bằng cách so sánh với thang thời gian phân cực địa từ như được hiển thị trong Hình 5.78, cho biết tuổi của mỗi chu kỳ đảo cực được đánh số kể từ kỷ Jura muộn. Ở phía đông bắc Thái Bình Dương, các dị thường trở nên trẻ hơn về phía lục địa Bắc Mỹ ở phía đông và hướng về rãnh Aleutian ở phía bắc. Dạng dị thường được tạo ra tại sống núi thường đối xứng (như trong Hình 1.13), nhưng ở phía đông bắc Thái Bình Dương chỉ quan sát được nửa phía tây của dạng dị thường. Mảng hình thành $\frac{1}{2}$ nửa dạng dị thường phía đông được gọi là mảng Farallon. Bản thân nó và sống núi, phần lớn đã bị biến mất và rõ ràng là đã bị chìm xuống bên dưới mảng Mỹ.

Chỉ còn là tồn tại hai tàn tích nhỏ của mảng Farallon: mảng Juan de Fuca ở ngoài khơi British Columbia, và mảng Rivera ở cửa Vịnh California. Các dị thường Từ cũng cho thấy rằng có sự hiện diện của một mảng khác, mảng Kula, đã tồn tại trong Đại Trung sinh muộn nhưng hiện đã bị tiêu hủy hoàn toàn dưới rãnh Alaska và Aleutian. Các dị thường Từ cũng cho thấy rằng trong kỷ Phấn trắng muộn ở Thái Bình Dương, các mảng Kula và Farallon phân kỳ với nhau và do đó gặp nhau tại một điểm nối ba kiểu RRR. Loại mối nối này ổn định và bảo tồn hình dạng của nó trong quá trình tiến hóa tiếp theo của các mảng. Do đó, có thể tái tạo lại chuyển động tương đối của các mảng Thái Bình Dương, Kula và Farallon trong Kainozoi (Hình 1.23a – c).

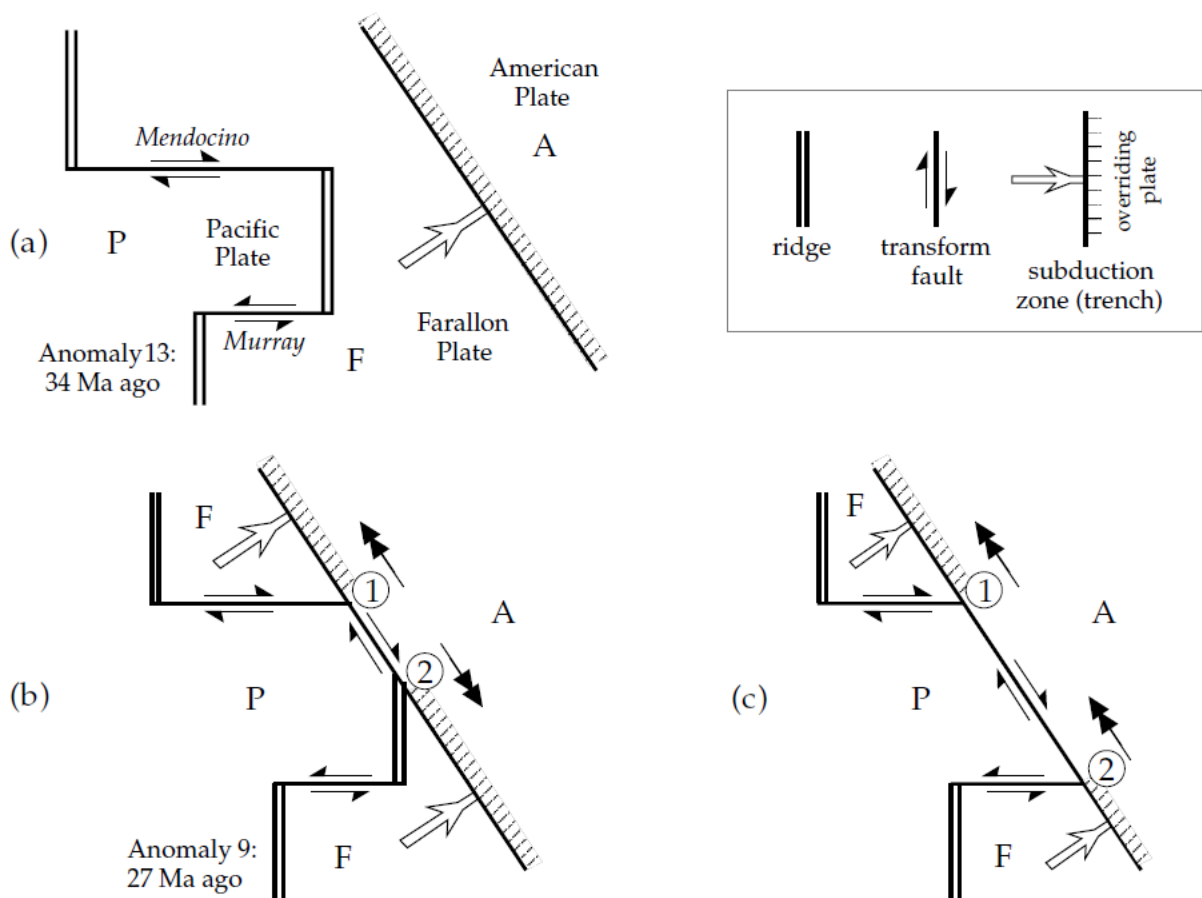
Tuổi của dị thường Từ được biết đến từ thang thời gian từ tính vì vậy khoảng cách dị thường cho phép xác định một nửa tốc độ tách giãn. Cùng với xu hướng của các đứt gãy, dữ liệu dị thường cũng cung cấp tốc độ và hướng tách giãn tại mỗi sống núi. Dạng dị thường ở cửa Vịnh California trải qua 4Ma cuối cùng và cho một nửa tốc độ tách giãn trung bình là 3 cm/năm song song với đứt gãy San Andreas. Điều này cho thấy mảng Thái Bình Dương đã di chuyển về phía bắc qua mảng Mỹ tại ranh giới này với vận tốc tương đối trung bình khoảng 6cm/năm trong 4Ma vừa qua. Nửa tốc độ tách giãn trên phần còn lại của sườn núi Farallon – Thái Bình Dương là 5cm/năm, tạo ra một vận tốc tương đối là 10cm/năm giữa các mảng. Biểu đồ vectơ của vận tốc tương đối tại nối ba Farallon – Thái Bình Dương – Mỹ (Hình 1.23d) cho thấy sự hội tụ của mảng Farallon trên mảng Mỹ với tốc độ 7cm/năm. Tương tự, khoảng cách của các dị thường từ trường có xu hướng đông - tây ở Vịnh Alaska tạo ra một nửa tốc độ tách giãn trên sống núi Kula-Thái Bình Dương, từ đó có thể suy ra rằng vận tốc tương đối giữa các mảng là 7cm/năm. Một biểu đồ vectơ kết hợp giá trị này với chuyển động 6cm/năm về phía bắc của mảng Thái Bình Dương tạo ra vận tốc 12cm/năm đối với mảng Kula so với mảng Mỹ.

Sử dụng những vận tốc này, lịch sử của quá trình tiến hóa mảng trong Cenozoi có thể được suy ra bằng phép ngoại suy. Việc giải thích rất đơn giản, vì nó liên quan đến các giả định không thể kiểm chứng được. Rõ ràng nhất là chuyển động Kula-Thái Bình Dương vào cuối kỷ Phấn trắng (80Ma trước đây) và chuyển động Mỹ - Thái Bình Dương trong 4Ma qua vẫn không thay đổi trong Cenozoic.

Với điều kiện này, rõ ràng là các nối ba đã hình thành và di chuyển dọc theo rìa mảng Mỹ. Kết nối Kula-American-Farallon RTF hơi dịch về phía bắc vị trí hiện tại của San Francisco 60Ma trước (Hình 1.23c); nó đã di chuyển đến một vị trí ở phía bắc Seattle cách đây 20Ma (Hình 1.23a). Vào khoảng thời gian đó trong Oligocen, một kết nối FFT được hình thành giữa San Francisco và Los Angeles, trong khi kết nối Farallon – Thái Bình Dương – Mỹ RTF phát triển về phía nam. Sự phát triển của hai nối ba này là do sự va chạm và hút chìm của sống núi Farallon – Thái Bình Dương tại rãnh Farallon – American.

Vào thời điểm xảy ra dị thường từ trường 13, cách đây khoảng 34Ma, một sống núi nổi bật theo hướng bắc-nam đã kết nối các đứt gãy biến đổi Mendocino và Murray như một phần của rìa mảng Farallon-Thái Bình Dương ở phía tây rãnh châu Mỹ (Hình 1.24a). Vào thời điểm xảy ra dị thường 9, cách đây khoảng 27Ma, sống núi đã va chạm với rãnh

và bị nó tiêu thụ một phần (Hình 1.24b). Mảng Farallon hiện bao gồm hai mảnh: một kết nối FFT phát triển tại điểm 1, được hình thành bởi hệ thống đứt gãy San Andreas, đứt gãy Mendocino và rãnh tiêu thụ ở phía bắc; và một kết nối RTF hình thành tại điểm 2. Cả hai kết nối đều ổn định khi các rãnh song song với đứt gãy biến đổi dọc theo hệ thống San Andreas. Phân tích biểu đồ vận tốc tại mỗi nối ba cho thấy điểm 1 di chuyển về phía tây bắc và điểm 2 di chuyển về phía đông nam trong giai đoạn này. Sau đó, khi đoạn phía nam của sống núi Farallon-Thái Bình Dương bị hút chìm xuống dưới mảng Mỹ, đứt gãy biến dạng Murray đã thay đổi điểm kết nối tại điểm 2 thành kết nối FFT, sau đó cũng di chuyển về phía tây bắc.

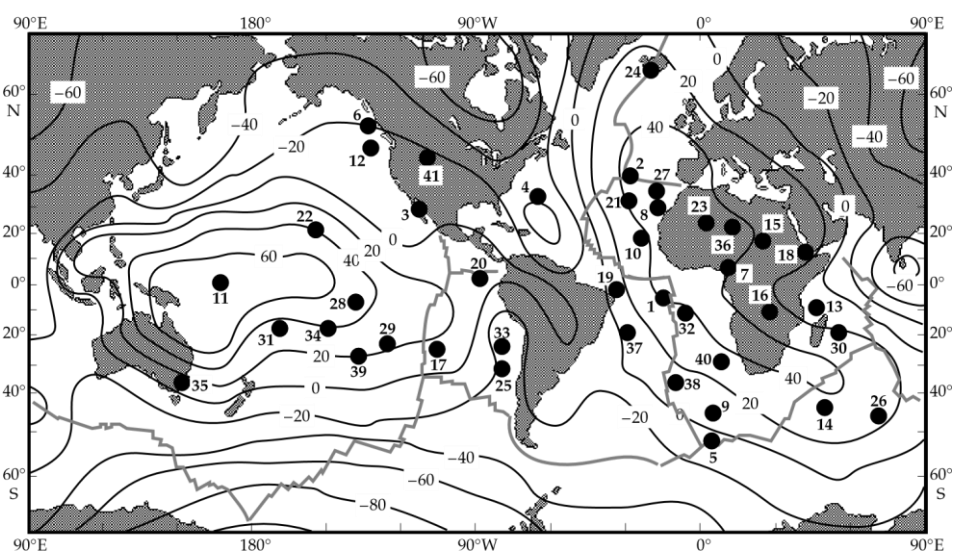


Hình 1.24 Sự hình thành của đứt gãy San Andreas là kết quả của sự tiến hóa của các điểm nối ba ở phía đông bắc Thái Bình Dương trong kỷ Oligocen: hình dạng mảng vào thời điểm (a) dị thường từ tính 13, khoảng 34Ma trước đây, (b) dị thường 9, khoảng 27Ma trước (sau McKenzie và Morgan, 1969), và (c) phát triển thêm khi đới đứt gãy Murray va chạm với rãnh. Các mũi tên có hai đầu hiển thị hướng di chuyển của các điểm nối ba 1 và 2 dọc theo rìa mảng tiêu thụ.

1.2.8 Các điểm nóng (hotpot)

Năm 1958 S. W. Carey đặt ra thuật ngữ “điểm nóng” - nay thường được rút gọn thành “điểm nóng” - để chỉ một trung tâm núi lửa bề mặt tồn tại lâu dài và dòng nhiệt cao cục bộ. Tại một thời điểm, có hơn 120 dị thường nhiệt đã được đề xuất. Việc áp dụng các tiêu chí nghiêm ngặt hơn đã làm giảm số lượng của chúng xuống còn khoảng 40 (Hình 1.25). Các điểm nóng có thể xuất hiện trên các lục địa (ví dụ, Yellowstone), nhưng phổ

biến hơn ở các lưu vực đại dương. Các điểm nóng đại dương có liên quan đến các dị thường về độ sâu. Nếu độ sâu quan sát được so sánh với độ sâu được dự đoán bằng các mô hình làm mát của thạch quyển đại dương, các điểm nóng được tìm thấy chủ yếu nằm ở các vùng nông rộng, nơi thạch quyển mỏng như (Hình 1.24) phình lên. Điều này làm tăng chất liệu lớp choàng dày đặc hơn, tạo ra dị thường khối lượng và làm xáo trộn geoid; ảnh hưởng được giảm thiểu một phần do giảm mật độ vật liệu trong ống khói nóng, tăng lên. Bề mặt geoid cũng bị dịch chuyển bởi các đới hút chìm. Geoid dư thu được bằng cách loại bỏ các hiệu ứng liên quan đến các mảng hút chìm cho thấy mối có tương quan đáng kể với sự phân bố các điểm nóng (Hình 1.25). Các điểm nóng đại dương được tìm thấy cùng với các chuỗi đảo bên trong, cung cấp manh mối về nguồn gốc của các điểm nóng và cho phép chúng được sử dụng để đo các quá trình địa động lực.



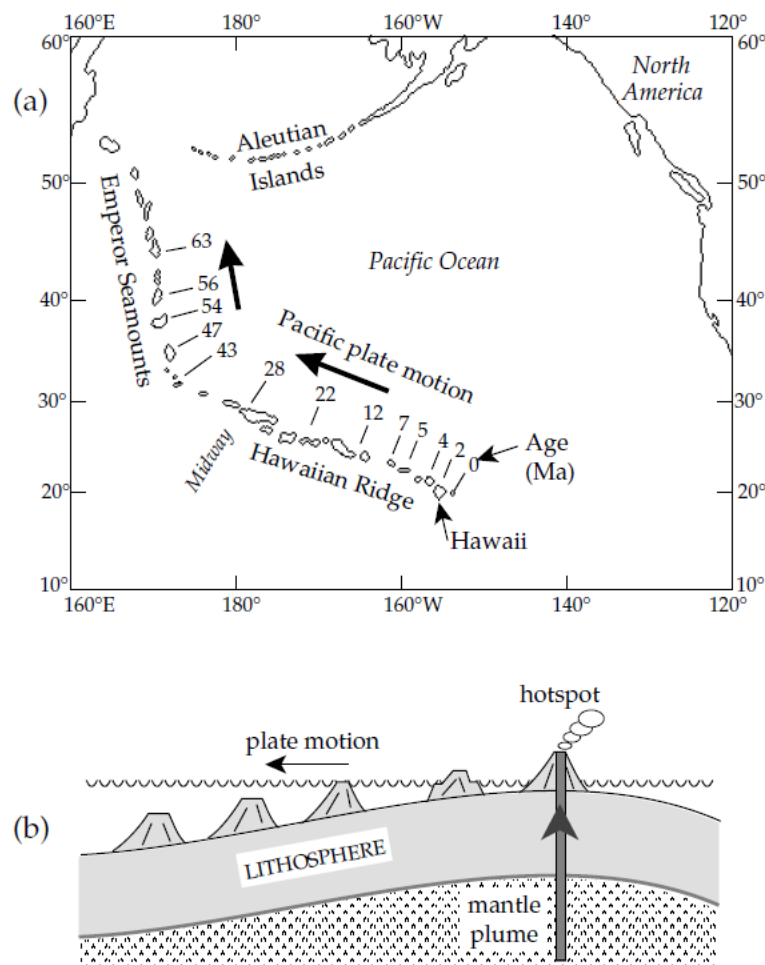
HOTSPOT INDEX:				
7. CAMEROON	14. CROZET	21. GREAT METEOR	28. MARQUESAS	35. S.E. AUSTRALIA
1. ASCENSION	8. CANARY	15. DARFUR	22. HAWAII	29. PITCAIRN
2. AZORES	9. CAPE	16. EAST AFRICA	23. HOGGAR	30. REUNION
3. BAJA	10. CAPE VERDE	17. EASTER	24. ICELAND	31. SAMOA
4. BERMUDA	11. CAROLINE	18. ETHIOPIA	25. JUAN FERNANDEZ	32. ST. HELENA
5. BOUVET	12. COBB	19. FERNANDO	26. KERGUELEN	33. SAN FELIX
6. BOWIE	13. COMORO	20. GALAPAGOS	27. MADEIRA	34. SOCIETY
				40. VEMA
				37. TRINIDADE
				38. TRISTAN
				39. TUBUAI
				41. YELLOWSTONE

Hình 1.25. Sự phân bố toàn cầu của 41 điểm nóng và mối quan hệ của chúng với geoid dư thu được bằng cách hiệu chỉnh độ cao geoid (được thể hiện bằng mét trên ellipsoid tham chiếu) đối với tác động của các mảng hút chìm lạnh (sau Crough và Judy, 1980)

Hai loại chuỗi đảo núi lửa rất quan trọng trong kiến tạo mảng. Các chuỗi đảo hình cung liên kết với các rãnh đại dương sâu ở rìa mảng tiêu thụ có liên quan đến quá trình hút chìm và có hình dạng vòng cung. Các chuỗi đảo núi lửa gần như tuyến tính được quan sát trong các lưu vực đại dương cách xa rìa mảng tích cực. Những đặc điểm bên trong này đặc biệt rõ ràng trên bản đồ độ sâu của Thái Bình Dương. Các quần đảo Hawaii, Marquesas, Society và Austral tạo thành các chuỗi song song có xu hướng xấp xỉ vuông

góc với trục của đáy đại dương lan rộng trên sự trôi lên ở Đông Thái Bình Dương. Nghiên cứu chặt chẽ nhất là Hawaiian Ridge (Hình 1.26a).

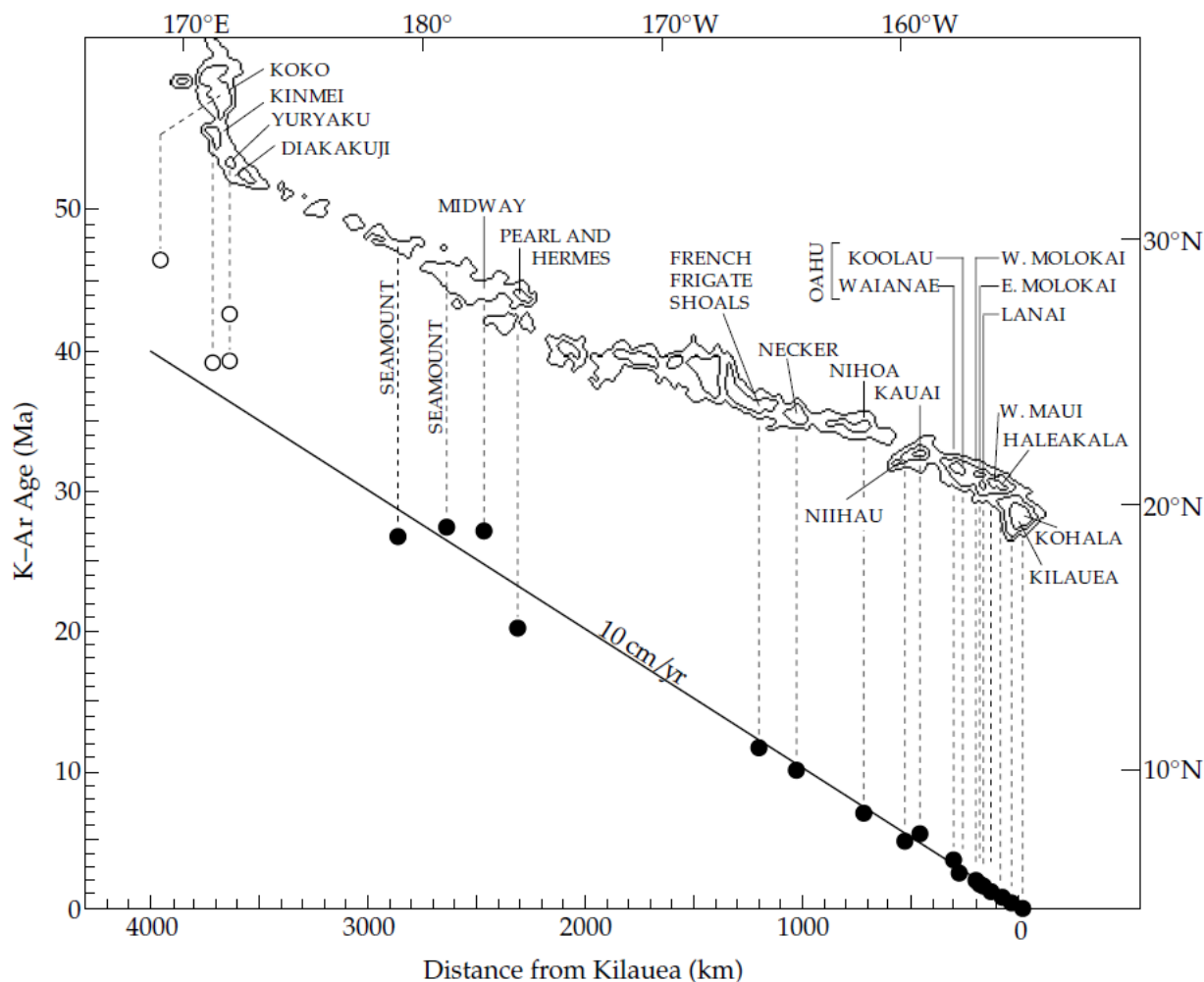
Núi lửa dọc theo chuỗi này giảm từ hoạt động ngày nay ở phía đông nam, trên đảo Hawaii, đến các vịnh và các chuỗi núi lửa đã tắt từ lâu về phía tây bắc dọc theo chuỗi Emperor Seamount. Lịch sử phát triển của chuỗi này là điển hình của các chuỗi đảo núi lửa tuyến tính khác ở lưu vực Thái Bình Dương (Hình 1.26b). Nó được giải thích vào năm 1963 bởi J. T. Wilson, trước khi lý thuyết hiện đại về kiến tạo mảng được hình thành.



Hình 1.26 (a) Sóng núi Hawaiian và Chuỗi núi lửa Emperor Seamount theo sau chuyển động của mảng Thái Bình Dương trên điểm nóng Hawaii; các con số cho biết tuổi gần đúng của núi lửa; lưu ý sự thay đổi hướng khoảng 43 Ma trước (sau Van Andel, 1992). (b) Phác thảo minh họa sự hình thành các đảo núi lửa và núi ngầm khi một mảng thạch quyển di chuyển trên điểm nóng (Theo Wilson, 1963)

Điểm nóng là một trung tâm magma lâu dài bắt nguồn từ lớp choàng bên dưới thạch quyển. Một phức hợp núi lửa được phát triển bên trên nguồn magma, tạo thành một hòn đảo núi lửa hoặc, nơi cấu trúc không chạm tới mực nước biển, một núi ngầm. Chuyển động của mảng này đưa hòn đảo ra khỏi điểm nóng và núi lửa bị tắt. Vật liệu nâng lên tại điểm nóng này nâng đáy đại dương lên tới 1500m so với độ sâu bình thường của đáy đại dương, tạo ra độ sâu bất thường. Khi chúng di chuyển khỏi điểm nóng, các hòn đảo

núi lửa hiện đã tắt chìm xuống dưới bề mặt; một số bị cắt ngắn do xói mòn đến mực nước biển và trở thành những núi lửa đáy biển. Đảo san hô có thể tích tụ trên một số núi lửa biển. Chuỗi núi lửa thẳng hàng với chuyển động của mảng. Sự xác nhận của lý thuyết này có được từ việc xác định niên đại bằng phương pháp phóng xạ của các mẫu bazan từ các đảo và vĩa dọc theo Hawaiian. Phần sống núi của chuỗi Hawaii-Emperor, tuổi của các đá bazan tăng theo khoảng cách từ núi lửa Kilauea đang hoạt động trên đảo Hawaii (Hình 1.27).



Hình 1.27 Tuổi của núi lửa bazan dọc theo quần đảo Hawaii là một hàm số theo khoảng cách từ núi lửa Kilauea đang hoạt động (dựa trên Dalrymple và cộng sự, 1977).

Xu hướng cho thấy tốc độ chuyển động trung bình của mảng Thái Bình Dương trên điểm nóng Hawaii là khoảng 10 cm/năm trong 20–40 Ma năm qua. Sự thay đổi xu hướng giữa sống núi Hawaii và chuỗi núi lửa Emperor chỉ thị một sự thay đổi về hướng và tốc độ dịch chuyển của mảng Thái Bình Dương vào khoảng 43 Ma năm trước đây, vào thời điểm đó đã có sự tổ chức lại toàn cầu về chuyển động của mảng.

Tốc độ chuyển động sớm hơn dọc theo chuỗi Emperor ít được xác định tốt hơn nhưng được ước tính là khoảng 6 cm/năm. Xác định niên đại bằng phương pháp phóng xạ của các chuỗi núi lửa tuyến tính ở lưu vực Thái Bình Dương cho tốc độ chuyển động gần như giống hệt nhau trên các điểm nóng tương ứng của chúng. Điều này cho thấy rằng các điểm nóng tạo thành một mạng lưới tĩnh, ít nhất là liên quan đến thạch quyển. Do

đó, các vận tốc của chuyển động mảng qua các điểm nóng được coi là vận tốc tuyệt đối, trái ngược với vận tốc dẫn xuất từ rìa mảng, là vận tốc tương đối giữa các mảng lân cận. Giả thuyết về các điểm nóng thực sự đứng yên đã bị tranh cãi, các nhà nghiên cứu đã đưa ra tốc độ chuyển động giữa các điểm nóng có bậc từ 1,5–2cm năm (tương đương với tốc độ tách giãn hiện nay ở Đại Tây Dương). Do đó, khái niệm về hệ quy chiếu điểm nóng tĩnh chỉ có thể có giá trị trong một khoảng thời gian giới hạn. Tuy nhiên, các chuyển động bất kỳ giữa các điểm nóng chắc chắn chậm hơn nhiều so với chuyển động của các mảng, do đó, hệ quy chiếu điểm nóng cung cấp một hướng dẫn hữu ích về chuyển động tuyệt đối của các mảng trong khoảng thời gian điển hình (10Ma) trong đó sự gia tăng tách giãn đáy biển là không đổi. Cũng như bằng chứng địa vật lý, có những dị thường địa hóa liên quan đến điểm nóng núi lửa. Loại bazan phun trào ra tại một điểm nóng, khác với bazan andesitic được hình thành trong magmism đới hút chìm. Nó cũng có đặc điểm thạch học khác với bazan sống núi giữa đại dương (MORB), được hình thành trong quá trình tách giãn dưới đáy biển và là đặc trưng của đáy đại dương. Nguồn điểm xuất phát được giả định là một chùm manti (a mantle plume) lên tới bề mặt. Các chùm manti là đặc trưng cơ bản của động lực học lớp phủ, nhưng chúng vẫn còn chưa được hiểu rõ. Mặc dù chúng được hiểu là có các tính năng lâu dài nhưng không biết chúng tồn tại trong bao lâu, hoặc cách tương tác của chúng với các quá trình đối lưu trong lớp choàng. Vai trò của chúng trong vận chuyển nhiệt và đối lưu lớp choàng, do đó ảnh hưởng đến chuyển động của mảng, được cho là quan trọng nhưng không chắc chắn. Nguồn gốc của chúng đang là vấn đề gây tranh cãi. Có một số cách giải thích ủng hộ nguồn gốc tương đối nông nằm trên khoảng cách chiều sâu 670km, nhưng ý kiến phổ biến dường như là các chùm manti bắt nguồn từ lớp D ở ranh giới lõi-lớp phủ. Điều này đòi hỏi chùm manti phải xuyên qua toàn bộ chiều dày lớp choàng (xem Hình 4.38). Trong cả hai trường hợp, bản chất tĩnh của mạng điểm nóng so với thạch quyển cung cấp hệ quy chiếu để xác định chuyển động của mảng tuyệt đối và để kiểm tra giả thuyết về quán tính (true polar wander).

1.2.9 Chuyển động mảng trên bề mặt của quả cầu

Một trong những nhà toán học vĩ đại của thế kỷ thứ mười tám là Leonhard Euler (1707–1783) người Thụy Sĩ. Ông đã có nhiều đóng góp cơ bản cho toán học thuần túy, bao gồm cả số phức (xem Hộp 2.6) và lượng giác cầu (xem Hộp 1.4). Hệ quả của một trong những định lý của ông cho thấy rằng chuyển vị của một vật cứng trên bề mặt của một hình cầu tương đương với chuyển động quay quanh một trục đi qua tâm của nó. Điều này có thể áp dụng cho chuyển động của mảng thạch quyển.

Bất kỳ chuyển động nào bị giới hạn trên bề mặt của hình cầu đều diễn ra dọc theo một cung tròn là một đoạn của một vòng tròn lớn (ở giữa, giống như “vòng kinh tuyến”, ở tâm Trái đất) hoặc một vòng tròn nhỏ. Các vòng tròn nhỏ được xác định liên quan đến cực đối xứng quay (chẳng hạn như cực địa lý, khi chúng ta xác định “vòng tròn theo vĩ độ”). Một điểm trên bề mặt của hình cầu có thể được coi là điểm cuối của một vectơ bán kính từ tâm Trái Đất đến điểm. Bất kỳ vị trí nào trên mặt cầu đều có thể được xác định bằng hai góc, tương tự như vĩ độ và kinh độ, hoặc theo cách khác, bằng cosin của các phương (Hộp 1.5). Theo kết quả của định lý Euler, bất kỳ sự dịch chuyển của một điểm

đọc theo một đường tròn nhỏ đều tương đương với việc quay bán kính vector chung quanh cực đối xứng, được gọi là cực Euler của phép quay. Một chuyển vị dọc theo một đường tròn lớn - khoảng cách ngắn nhất giữa hai điểm trên bề mặt của hình cầu - là một chuyển động quay cách cực Euler một góc 90 độ so với đường cung. Các cực Euler đã được mô tả trong phần thảo luận về rìa mảng bảo toàn (Phần 1.2.6.3); chúng đóng một vai trò quan trọng trong việc tái tạo cổ địa lý bằng cách sử dụng các đường đi lang thang của các cực biểu kiến (xem Phần 5.6.4.3).

Hộp 1.4: Lượng giác cầu

Các cạnh của một tam giác trên một mặt phẳng là các đoạn thẳng và tổng các góc trong của nó là 180^0 (hoặc π radian). Gọi các góc là A, B và C và độ dài của các cạnh đối diện với mỗi góc này là a, b và c, như trong Hình B1.4a. Kích thước của các góc và độ dài của các cạnh được điều chỉnh bởi luật sin:

$$\frac{\sin A}{a} = \frac{\sin B}{b} = \frac{\sin C}{c} \quad (1)$$

Độ dài của bất kỳ cạnh liên quan đến độ dài của hai cạnh còn lại và với góc mà chúng chắn theo định luật cosin, đối với cạnh a là

$$a^2 = b^2 + c^2 - 2bc \cos A \quad (2)$$

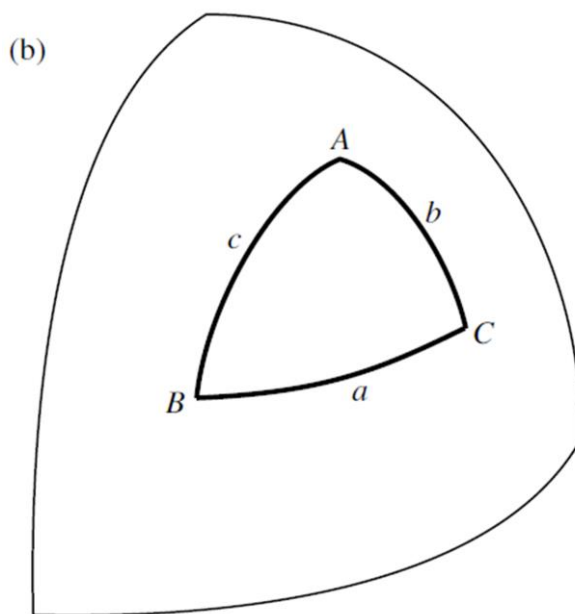
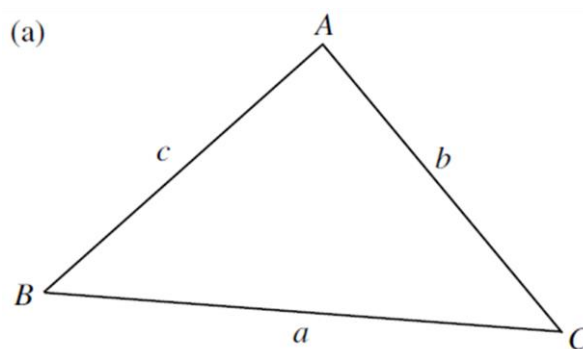
các biểu thức tương tự cho các cạnh b và c.

Các cạnh của một tam giác trên một mặt cầu là các cung tròn lớn và tổng các góc trong lớn hơn 180^0 . Góc giữa hai đường tròn lớn tại giao điểm của chúng được xác định bởi các tiếp tuyến của đường tròn lớn tại điểm đó. Gọi các góc của một tam giác cầu là A, B và C, và độ dài các cạnh đối diện của mỗi góc này lần lượt là a, b và c, như trong Hình B1.4b. Chiều dài của các cạnh có thể được biến đổi thành các góc mà chúng chắn tại tâm Trái đất. Ví dụ: khoảng cách từ cực đến xích đạo trên bề mặt Trái đất có thể được coi là 10.007km hoặc cung 90 độ. Biểu diễn các cạnh của tam giác cầu là các góc của dây cung, định luật sin là

$$\frac{\sin A}{\cos a} = \frac{\sin B}{\cos b} = \frac{\sin C}{\cos c} \quad (3)$$

và định luật của cosin là

$$\cos a = \cos b \cos c + \sin b \sin c \cos A \quad (4)$$



Hình B1.4 Các cạnh và góc của (a) tam giác phẳng, (b) Tam giác cầu

1.2.9.1 Các cực quay Euler

Hộp 1.5: Các cosin chỉ hướng

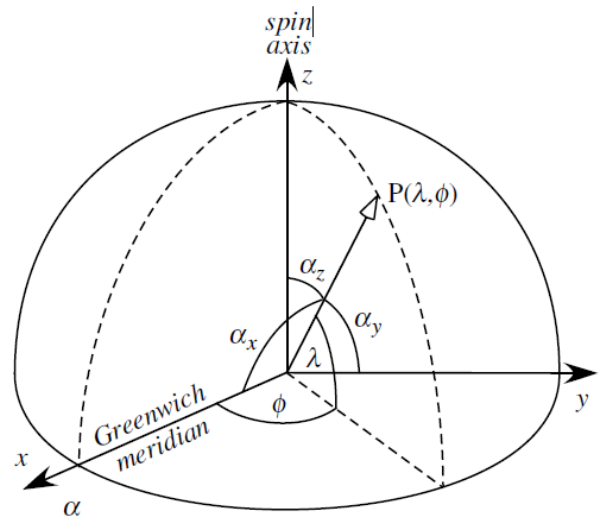
Thường hữu ích để thể hiện một phương với sự hỗ trợ của các cosin chỉ hướng. Đây là cosin của các góc có phương tạo ra so với các trục tham chiếu. Xác định trục z dọc theo trục quay của Trái đất, trục x dọc theo kinh tuyến Greenwich và trục y pháp tuyến cho cả hai trục này, như trong Hình B1.5. Nếu một đường thẳng tạo các góc α_x , α_y và α_z với các trục x-, y- và z, tương ứng, thì cosin chỉ hướng của nó đối với các trục này là

$$l \cos \alpha_x = m \cos \alpha_y = n \cos \alpha_z \quad (1)$$

Hãy xem xét một vị trí P trên bề mặt Trái đất với vĩ độ λ và kinh độ ϕ . Một đoạn thẳng có độ dài R từ tâm Trái Đất đến điểm P có các hình chiếu $R \cos \alpha_z$ ($R \sin \lambda$) trên trục z và $R \sin \alpha_z$ ($R \cos \lambda$) trên mặt phẳng xích đạo. Sau đó có các phép chiếu ($R \cos \lambda \cos \phi$) và ($R \cos \lambda \sin \phi$) trên các trục x và y, tương ứng. Do đó, cosin chỉ hướng của đường thẳng là

$$l = \cos \alpha_x \cos \phi, \quad m = \cos \lambda \sin \phi \quad (2)$$

$$n = \sin \lambda$$



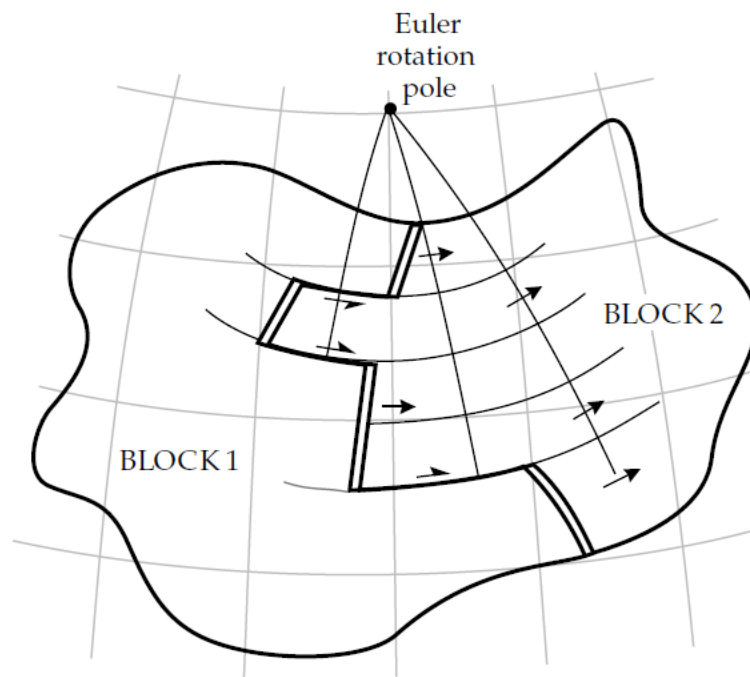
Hình B1.5 Định nghĩa cosin chỉ hướng.

Góc Δ giữa hai đường thẳng với cosin chỉ hướng (l_1, m_1, n_1) và (l_2, m_2, n_2) được cho bởi

$$\cos \Delta = l_1 l_2 + m_1 m_2 + n_1 n_2 \quad (3)$$

Các biểu thức này rất hữu ích để tính toán khoảng cách vòng tròn lớn và mối quan hệ góc giữa các đường.

Bản thân các dấu hiệu địa vật lý không mang lại chuyển động mảng tuyệt đối. Ngày nay, tính địa chấn phản ánh chuyển động tương đối giữa các mảng liền kề, các dạng dị thường Từ đại dương cho thấy chuyển động lâu dài giữa các mảng lân cận và cổ Từ không giải quyết được sự dịch chuyển theo kinh tuyến chung quanh địa cực cổ (paleopole). Chuyển động tương đối giữa các mảng được mô tả bằng cách giữ một mảng cố định và di chuyển mảng kia so với nó; nghĩa là, chúng ta xoay nó ra khỏi (hoặc về phía) mảng cố định (Hình 1.28). Hình dạng hình học của một mảng cứng trên bề mặt của một hình cầu được phác thảo bởi một tập hợp các điểm giới hạn, chúng duy trì các vị trí cố định so với nhau. Với điều kiện nó vẫn cứng, mỗi điểm của mảng chuyển động mô tả một cung tròn của một vòng tròn nhỏ khác nhau về cùng một cực Euler. Do đó, chuyển động giữa các mảng tương đương với chuyển động quay tương đối chung quanh cực quay Euler tương hỗ của chúng.



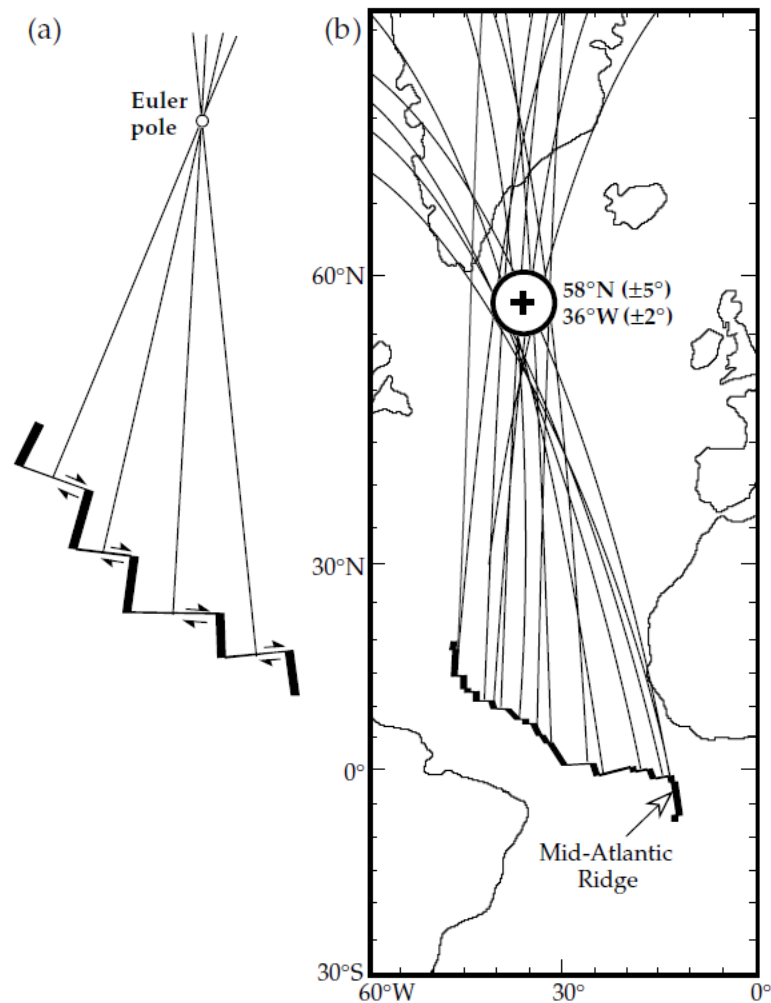
Hình 1.28 Minh họa sự dịch chuyển của một mảng cứng trên bề mặt của một hình cầu tương đương với chuyển động quay của mảng chung quanh một cực Euler (sau Morgan, 1968)

Dấu vết của chuyển động mảng trong quá khứ và ngày nay được ghi lại dưới hình dạng của các đứt gãy biến đổi và các đới đứt gãy, đánh dấu tương ứng vị trí ngày nay và trước đó của các rìa mảng bảo tồn. Một đoạn của đứt gãy biến đổi trình bày đường chuyển động tương đối cục bộ giữa hai mảng. Như vậy, nó xác định một vòng tròn nhỏ chung quanh cực Euler của chuyển động quay tương đối giữa các mảng. Các vòng tròn lớn được vẽ trực giao đối với phương tác động của vòng tròn nhỏ (đứt gãy biến đổi) nên gặp nhau tại cực Euler (Hình 1.29a), giống như các cung tròn kinh tuyến hiện tại, vuông góc với các cung tròn theo vĩ tuyến và hội tụ tại cực địa lý. Năm 1968, W. J. Morgan lần đầu tiên sử dụng phương pháp này để xác định vị trí cực quay Euler cho chuyển động của mảng ngày nay giữa Châu Mỹ và Châu Phi (Hình 1.29b).

Mảng Caribe có thể đang hấp thụ chuyển động tương đối chậm, nhưng việc không có ranh giới địa chấn xác định rõ ràng giữa Bắc và Nam Mỹ cho thấy rằng các mảng này về cơ bản như một khối hiện đang di chuyển. Các vòng tròn lớn trực giao với đứt gãy biến dạng ở Trung tâm Đại Tây Dương hội tụ và giao nhau gần $58^{\circ}\text{N } 36^{\circ}\text{W}$, là ước tính của cực Euler của chuyển động gần đây giữa châu Phi và Nam Mỹ. Kinh độ của cực Euler được xác định chính xác hơn vĩ độ của nó, sai số lần lượt là 2 và 5. Khi dữ liệu bổ sung từ các chuyển động đầu tiên của trận động đất và tốc độ tách giãn được tính đến, nhận được một cực Euler ở $62^{\circ}\text{N } 36^{\circ}\text{W}$, nằm trong sai số của vị trí đầu tiên.

“Sự phù hợp kiểu Bullard” của đường bờ biển Châu Phi và Nam Mỹ (Phần 1.2.2.2) thu được khi quay quanh một cực ở $44^{\circ}\text{N } 31^{\circ}\text{W}$. Cực này phản ánh chuyển động dài hạn trung bình giữa các lục địa. Một phép quay khớp với một điểm bắt đầu với một điểm cuối là một phép quay hữu hạn. Như sự khác biệt giữa các cực Euler ngày nay và trung bình theo tuổi minh họa, một chuyển động quay hữu hạn là một dạng toán học không

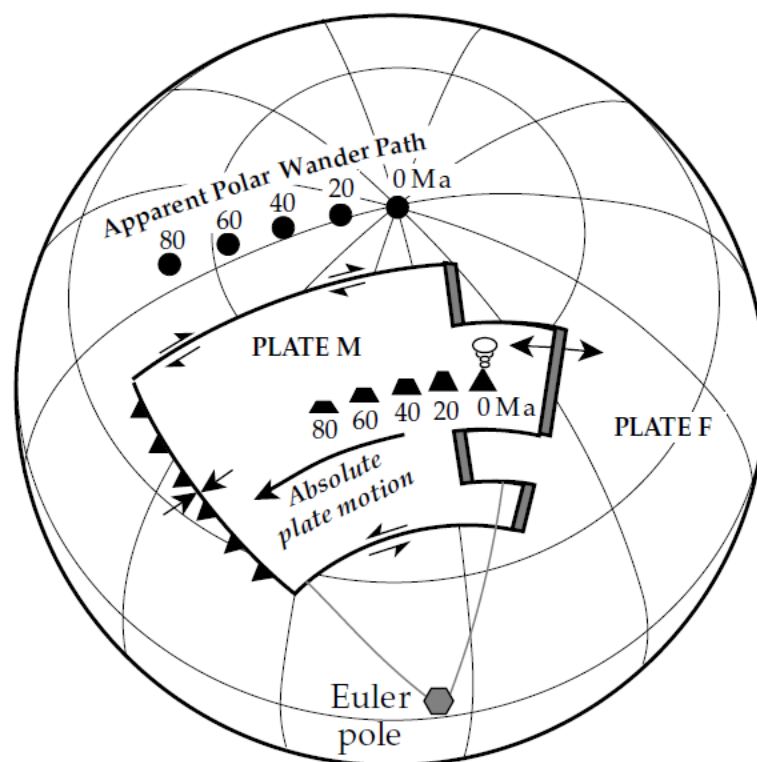
nhất thiết liên quan đến chuyển động thực tế giữa các mảng, có thể bao gồm một số chuyển động quay tăng dần về các cực khác nhau.



Hình 1.29 (a) Nguyên lý của phương pháp xác định vị trí cực Euler của phép quay giữa hai mảng tại đó các vòng tròn lớn trực giao với các đứt gãy biến dạng trên ranh giới mảng giao nhau (sau Kearey và Vine, 1990). (b) Vị trí của cực Euler của phép quay giữa Châu Phi và Nam Mỹ, sử dụng các đứt gãy biến đổi trên sống núi Đại tây dương (Mid-Atlantic Ridge) ở Trung Đại Tây Dương (sau Morgan, 1968).

1.2.9.2 Các chuyển động mảng tuyệt đối

Giả thuyết lưỡng cực trực của cổ từ nói rằng cực địa từ trung bình - trung bình trong vài chục nghìn năm - phù hợp với cực địa lý cùng thời (tức là trục quay). Các phương cổ từ cho phép tính toán vị trí cực từ biểu kiến tại thời điểm thành tạo các loại đá có tuổi nhất định từ cùng một lục địa. Bằng cách kết nối các vị trí cực liên tiếp theo thứ tự tuổi của chúng, một đường đi lang thang cực từ (APW) biểu kiến được dẫn xuất cho lục địa. Nhìn từ lục địa, có vẻ như cực từ (tức là trục quay) đã di chuyển dọc theo đường APW. Trên thực tế, đường ghi lại chuyển động của mảng thạch quyển mảng lục địa và sự khác biệt giữa các đường dẫn APW cho các mảng khác nhau phản ánh chuyển động của các mảng tương đối với nhau.

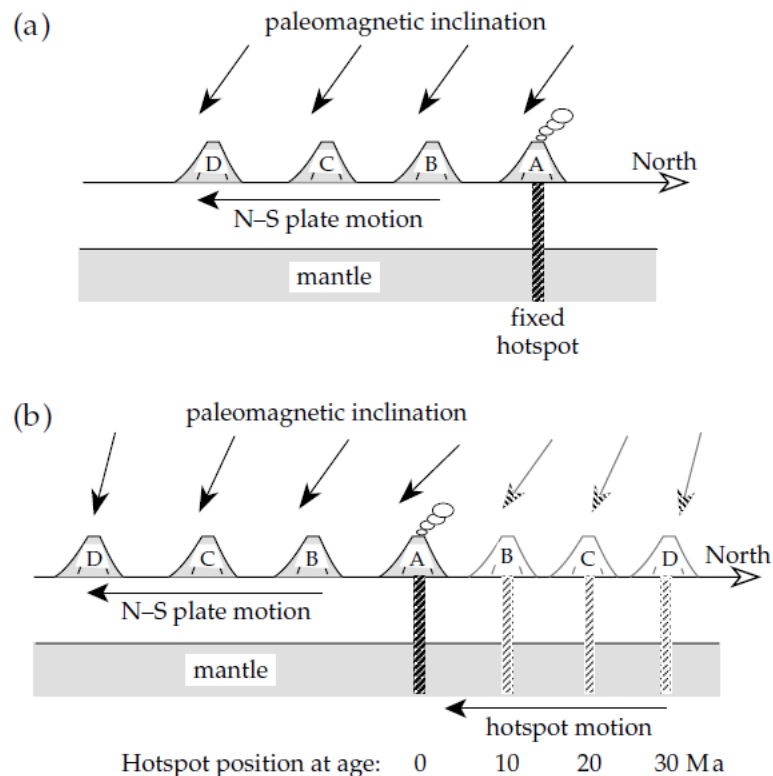


Hình 1.30 Sự phát triển của một đường cực lang thang biểu kiến hình cung và dấu vết điểm nóng là những vòng tròn nhỏ về cùng một cực Euler, khi một mảng di động M di chuyển so với một mảng cố định F (sau Butler, 1992).

Trong quá trình dịch chuyển của một mảng (tức là khi nó quay quanh một cực Euler), các vị trí cực cổ từ nhận được từ các đá trên mảng mô tả một quỹ đạo là cung của một vòng tròn nhỏ xung quanh cực Euler (Hình 1.30). Chuyển động của mảng trên một điểm nóng bên dưới để lại một dấu vết cũng là một cung tròn nhỏ chung quanh cùng một điểm nóng. Bản ghi cổ từ cho chuyển động của các mảng so với trục quay, trong khi bản ghi điểm nóng cho thấy chuyển động của mảng trên một điểm cố định trong lớp choàng. Nếu lớp choàng di chuyển so với trục quay, mạng lưới các điểm nóng - mỗi điểm được cho là được neo vào lớp choàng - dịch chuyển cùng với nó. Chuyển động này của lớp choàng sâu hơn thạch quyển di động được gọi là cực lang thang thực (TPW). Thuật ngữ này là một cách hiểu sai, vì nó dùng để chỉ chuyển động của lớp choàng so với trục quay.

Cổ từ cung cấp một phương tiện để phát hiện xem liệu quá trình đi lang thang cực từ thật dài hạn có diễn ra hay không. Nó liên quan đến việc so sánh các cực cổ từ từ các điểm nóng với các cực hiện đại từ các miệng núi lửa lục địa ổn định. Trước tiên, hãy xem xét khả năng TPW không diễn ra: mỗi điểm nóng duy trì vị trí của nó so với trục quay. Dung nham bị nhiễm từ tại một điểm nóng đang hoạt động có phương phù hợp với khoảng cách từ cực. Nếu mảng di chuyển từ bắc xuống nam trên điểm nóng tĩnh, một loạt các đảo và núi lửa (Hình 1.31a, A – D) được hình thành, mà không phụ thuộc vào tuổi của chúng, có cùng phương từ hóa. Tiếp theo, giả sử rằng quá trình lang thang cực từ thật diễn ra: mỗi điểm nóng di chuyển theo thời gian so với trục quay. Để đơn giản, hãy để việc di chuyển điểm phát sóng cũng từ bắc xuống nam (Hình 1.31b). Núi lửa biển A đang được hình thành hiện tại và hướng từ hóa của nó tương ứng với khoảng

cách ngày nay từ cực. Tuy nhiên, các núi lửa cổ hơn B, C và D được hình thành gần cực hơn và có độ nghiêng dần dần về phía nam. Sự thay đổi phương từ tính theo tuổi của núi lửa dọc theo dấu vết điểm nóng là bằng chứng cho sự đi lang thang cực từ thật.



Hình 1.31 Minh họa ảnh hưởng của đảo cực thực sự đối với độ khuynh cổ từ: (a) chuyển động mảng bắc-nam trên một điểm nóng tĩnh, (b) cùng một chuyển động mảng trên một điểm nóng dịch chuyển bắc-nam. A, B, C và D là các vị trí tuần tự.

Để kiểm tra một cách đầy đủ giả thuyết như vậy, cần có một số lượng lớn các dữ liệu. Khối lượng dữ liệu từ một mảng đơn như Châu Phi có thể mở rộng bằng cách sử dụng dữ liệu từ các mảng khác. Ví dụ, trong việc tái tạo lại Gondwanaland, Nam Mỹ được xoay vào một vị trí khớp với châu Phi bằng một phép quay hữu hạn chung quanh một cực Euler. Phép quay tương tự được áp dụng cho đường dẫn APW của Nam Mỹ cho phép dữ liệu từ cả hai lục địa được kết hợp. Tương tự như vậy, các phép quay quanh các cực Euler thích hợp làm cho các bản ghi cổ từ của Bắc Mỹ và Âu-Á có thể truy cập được. Tính trung bình dữ liệu được gộp chung cho các luồng thời gian cách nhau 10Ma cho phép tái tạo ra một đường dẫn cổ từ APW cho Châu Phi (Hình 1.32a). Bước tiếp theo là xác định chuyển động của các mảng qua mạng lưới các điểm nóng, giả sử các điểm nóng không di chuyển tương đối với nhau. Thu được một đường đi lang thang biểu kiến “điểm nóng”, là đường đi của một trục trong hệ quy chiếu điểm nóng hiện tại ở cực bắc. Sự xuất hiện của đường này so với Châu Phi được thể hiện trong Hình 1.32b.

Bây giờ chúng ta có các bản ghi về chuyển động của thạch quyển so với cực và chuyển động của thạch quyển so với hệ quy chiếu điểm nóng. Các kỷ lục trùng khớp với thời điểm hiện tại, cả hai đều cho các vị trí cực tại trục quay ngày nay, nhưng chúng phân kỳ theo độ tuổi như kết quả của sự đi lang thang cực thật. Một cực từ cổ có tuổi nhất định đã cho hiện đang di chuyển dọc theo một vòng tròn lớn (tức là quay quanh một cực

Euler trong mặt phẳng xích đạo) cho đến khi nó nằm trên trục quay. Nếu cùng một chuyển động quay được áp dụng cho cực điểm phát sóng có cùng độ tuổi, nó cũng sẽ rơi vào trục quay. Sự khác biệt là do chuyển động của hệ quy chiếu điểm nóng so với trục quay. Việc kết hợp các vị trí theo thứ tự tuổi tạo ra một đường đi lang thang cực thật (Hình 1.32c). Bài tập này chỉ có thể được thực hiện trong 200Ma cuối cùng, trong đó việc tái tạo mảng có thể được thực hiện một cách tin tưởng. Kết quả chứng tỏ rằng TPW đã thực sự diễn ra nhưng biên độ của nó vẫn nhỏ hơn 15 cho 150Ma cuối cùng.

1.2.10 Các lực thúc đẩy chuyển động kiến tạo mảng

Một vấn đề chưa được giải quyết của kiến tạo mảng là cơ chế nào thúc đẩy chuyển động của mảng. Các lực tác dụng lên mảng có thể được chia thành lực tác dụng lên bề mặt đáy của chúng và lực tác dụng lên biên của chúng. Các lực ở đáy sinh ra do chuyển động tương đối giữa mảng thạch quyển và quyển dẻo. Trong bối cảnh này, điều ít quan trọng hơn là dòng chảy lớp choàng diễn ra bởi đối lưu toàn bộ lớp choàng hay đối lưu phân lớp. Đối với kiến tạo mảng, đặc điểm quan trọng của lưu biến lớp choàng có thể là có dòng chảy nhớt trong lớp choàng trên. Các vectơ chuyển động của các mảng thạch quyển không tiết lộ trực tiếp mô hình dòng chảy của lớp choàng, nhưng có thể rút ra một số suy luận chung. Dạng dòng chảy phải bao gồm sự vận chuyển khối lượng liên quan đến việc di chuyển thạch quyển từ sống núi đến đới hút chìm, vùng này phải được cân bằng bởi dòng chảy hồi lưu sâu trong lớp phủ. Tương tác giữa các mảng và lớp nền nhớt nhất thiết có ảnh hưởng đến chuyển động của mảng. Để đánh giá tầm quan trọng của những tác động này, chúng ta cần so sánh chúng với các lực khác tác động lên các mảng, đặc biệt là tại ranh giới của chúng (Hình 1.33).

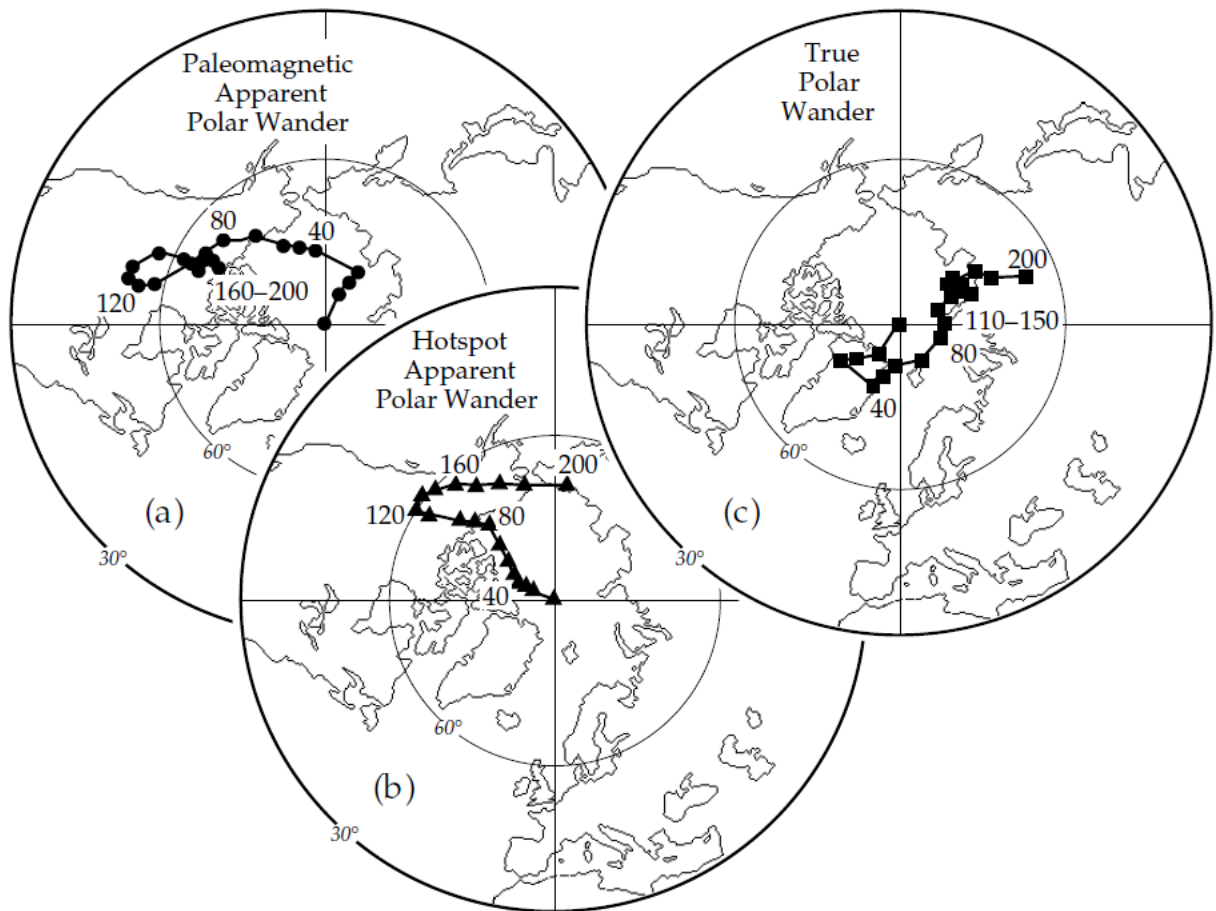
1.2.10.1 Lực tác dụng lên các mảng thạch quyển

Một số lực tác động lên các mảng thạch quyển thúc đẩy chuyển động trong khi những lực khác lại kháng lại nó. Sự đối lưu lớp choàng trên có thể thuộc một trong hai loại. Dòng vật liệu bên dưới mảng tạo ra một lực kéo lớp choàng (FDF) lên đế của mảng. Nếu dòng đối lưu nhanh hơn vận tốc của mảng, các mảng bị kéo theo dòng chảy, nhưng nếu ngược lại thì lực cản của lớp choàng sẽ chống lại chuyển động của mảng. Vận tốc của mảng được quan sát là tỷ lệ nghịch với diện tích lục địa trên mảng, điều này cho thấy rằng độ dày thạch quyển lớn hơn dẫn đến lực kéo lục địa (FCD) bổ sung lên mảng. Vận tốc của một mảng cũng phụ thuộc vào chiều dài đới hút chìm nhưng không phụ thuộc vào chiều dài tách giãn sống núi của nó. Điều này cho thấy rằng lực hút chìm quan trọng hơn lực tách giãn. Điều này có thể được đánh giá bằng cách xem xét các lực ở cả ba loại biên mảng.

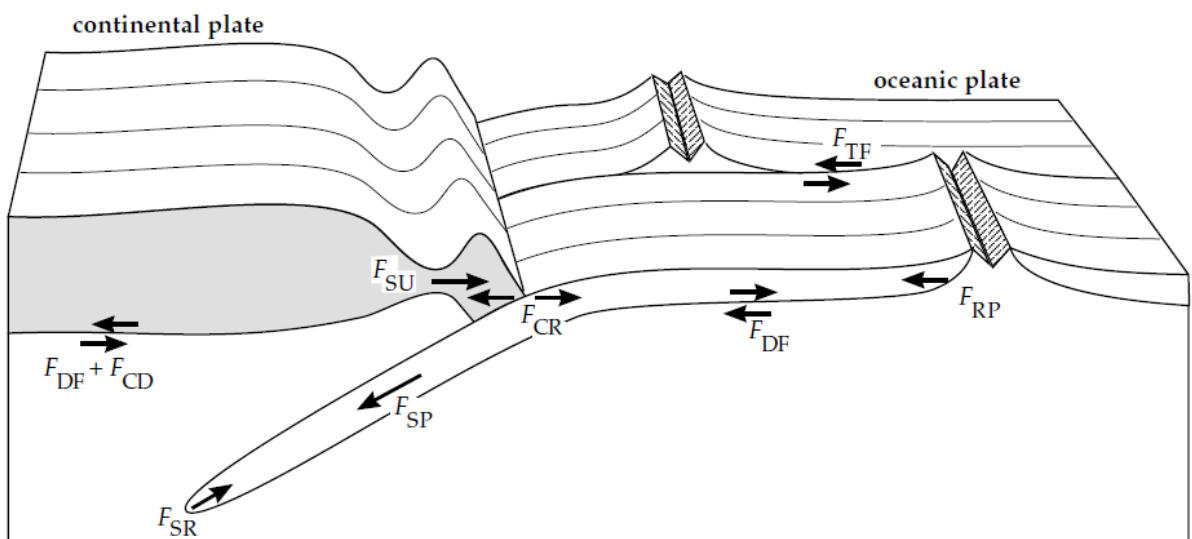
Tại các sống núi tách giãn, magma trôi lên được liên kết với rìa tích cực. Từ lâu người ta cho rằng quá trình này đã đẩy các mảng ra khỏi sống núi. Nó cũng nâng các sống núi phía trên vực thẳm đại dương, do đó năng lượng thế năng thúc đẩy lực trượt trọng lực về phía các rãnh. Hai tác động cùng nhau tạo nên lực đẩy sống núi (FRP).

Tại các đứt gãy biến dạng, hoạt động địa chấn cao là bằng chứng của các lực tương tác giữa các mảng di chuyển qua nhau. Lực biến dạng (FTF) có thể được hình dung là đại diện cho lực cản ma sát trong đới tiếp xúc. Độ lớn của nó có thể khác nhau ở sự biến

dạng nổi các đoạn sông núi, nơi các mảng nóng hơn, so với tại một biên dạng giữa các đối hút chìm, nơi các mảng lạnh hơn.

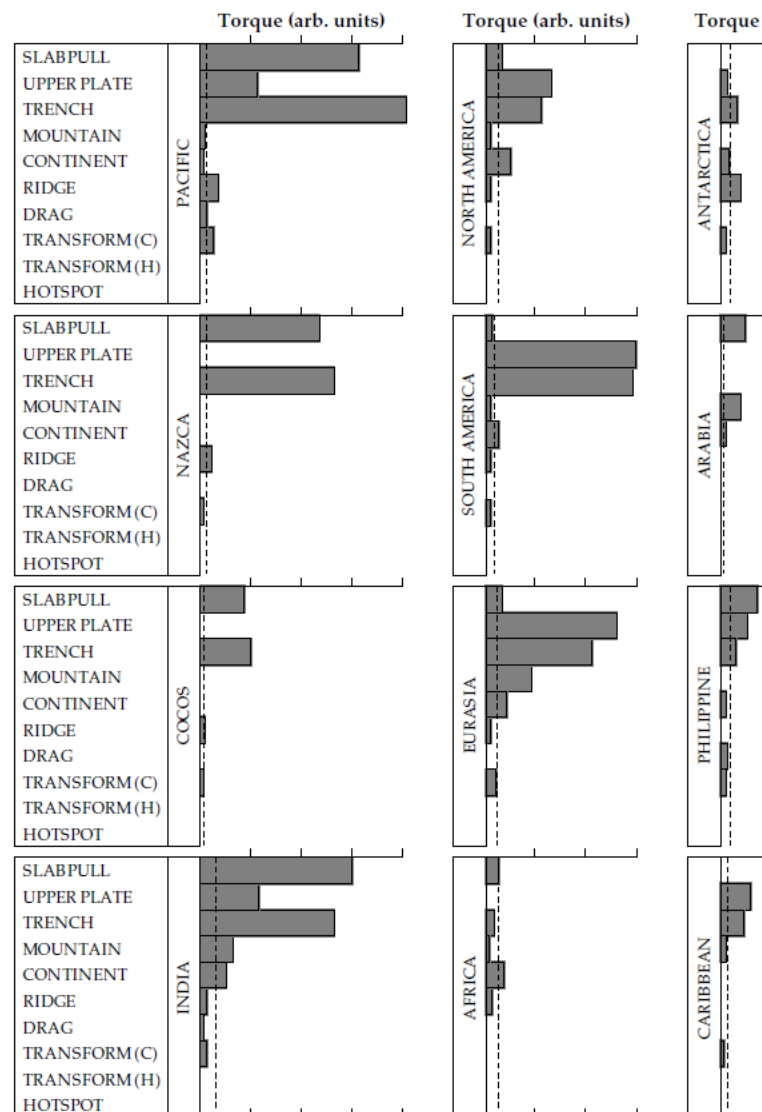


Hình 1.32 (a) Đường APW Paleomagnetic được tái tạo cho Châu Phi bằng cách sử dụng dữ liệu từ một số mảng. (b) Đường APW của điểm nóng (chuyển động của một trục tại cực địa lý so với hệ quy chiếu điểm nóng). (c) Đường đi lang thang cực thực được tính toán (dựa trên dữ liệu từ Courtillot và Besse, 1987, và Morgan, 1982). Giá trị đại diện cho tuổi ở Ma.



Hình 1.33 Biểu đồ minh họa một số lực khác nhau tác động lên các mảng thạch quyển (sau Forsyth và Uyeda, 1975; Uyeda, 1978).

Tại các đới hút chìm, phiến thạch quyển đi xuống lạnh hơn và đặc hơn so với lớp choàng xung quanh. Điều này tạo ra một dị thường khối lượng dương - được gọi là lực nổi âm - được nhấn mạnh bởi các chuyển pha nội mảng. Nếu phiến (mảng) đi xuống vẫn còn dính vào mảng bề mặt, một lực kéo mảng (FSP) sinh ra sau đó kéo mảng xuống dưới vào lớp phủ. Chuyển sang toàn bộ mảng, nó tác động như một lực hướng về đới hút chìm. Tuy nhiên, mảng hút chìm cuối cùng chìm xuống đến độ sâu nơi nó đạt đến trạng thái cân bằng nhiệt với lớp choàng xung quanh, mất lực nổi âm và chịu lực kháng mảng (FSR) khi nó cố gắng xuyên sâu hơn vào lớp phủ cứng hơn.



Hình 1.34 So sánh độ lớn của các mômen xoắn tác động lên 12 mảng thạch quyển chính (sau Chapple và Tullis, 1977).

1.2.10.2 Độ lớn tương đối của các lực tạo ra chuyển động của mảng

Để đánh giá tầm quan trọng tương đối của các lực, cần phải tính đến các phương khác nhau của chúng. Điều này được thực hiện bằng cách chuyển đổi các lực thành mômen xoay quanh tâm Trái đất. Các phân tích toán học đã dẫn đến các kết luận chung tương tự về độ lớn tương đối của các mômen. Lực đẩy gây ra bởi các điểm nóng và lực cản tại các đứt gãy biến dạng là không đáng kể so với các lực khác (Hình 1.34). Lực đẩy sống núi nhỏ hơn nhiều so với lực tại biên hội tụ, và nó được coi là có tầm quan trọng thứ

yếu. Hơn nữa, địa hình của các sông núi đại dương được bù đắp bởi các đứt gãy biến dạng. Nếu địa hình sườn núi là do sự nổi lên, lớp choàng lỏng không thể thể hiện sự gián đoạn ở các đứt gãy mà sẽ phình ra ngoài các đầu của các đoạn sông núi. Thay vào đó, những khoảng lệch rõ rệt được quan sát, cho thấy rằng địa hình là biểu hiện của các quá trình cục bộ trong thạch quyển đại dương. Điều này ngụ ý rằng việc nâng cao ở các sông núi là một đặc trưng thụ động, với không gian lấp đầy vật liệu lớp choàng được tạo ra bởi các mảng di chuyển ra xa nhau.

Phân tích mô-men xoắn cho thấy lực mạnh nhất tác động lên các chuyển động mảng là lực kéo của mảng chìm xuống lên chính nó; lực kéo mảng trên hướng về phía rãnh cũng có thể đáng kể. Lực đối kháng do va chạm giữa các mảng luôn nhỏ hơn các lực trên của mảng. Lực cản của một số mảng đối với sự xuyên sâu của lớp choàng có thể làm giảm lực kéo mảng. Tuy nhiên, bằng chứng địa chấn đã chỉ ra rằng một số mảng có thể bị tách ra khỏi mảng mẹ của chúng, và dường như chìm hẳn xuống ranh giới lỗi - lớp choàng. Chuyển động chìm xuống góp phần vào sự lưu thông lớp choàng, và do đó là một động lực gián tiếp tác động vào chuyển động của mảng; nó được gọi là hút mảng. Tuy nhiên, sự phân tích lực đã chỉ ra rằng lực này ít quan trọng hơn lực kéo mảng, vốn nổi lên như là lực quan trọng nhất dẫn đến các chuyển động của mảng

