

Establishing calculation method for chemical composition of primitive magma in the Cenozoic in South Central coast region and the adjacent continental shelf of Vietnam

Le Duc Anh^{1,2,*}, Nguyen Hoang^{2,3}, Phung Van Phach^{1,2}, A. I. Malinovskii⁴, Renat Shakirov⁵, Kasatkin S. R.⁴, Golozubov V. V.⁴, Bui Van Nam¹, Mai Duc Dong¹, Ngo Bich Huong¹, Pham Thu Hien¹

¹*Institute of Marine Geology and Geophysics, VAST, Vietnam*

²*Graduate University of Science and Technology, VAST, Vietnam*

³*Institute of Geological Sciences, VAST, Vietnam*

⁴*Far East Geological Institute of Far East Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

⁵*Il'ichev Pacific Oceanographical Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia*

*E-mail: leducanh010282@gmail.com

Received: 25 July 2019; Accepted: 6 October 2019

©2019 Vietnam Academy of Science and Technology (VAST)

Abstract

The calculations which determine the chemical composition of the primitive magma are simple but they show changes in the temperature and pressure states of the magma source. The method is based on the addition of the chemical composition of the Olivine to the major element composition of the eruptive rocks which follows the formula: $C_i = C_{i-1} + 0.1 * C_{i-1O}$. In accordance with the characteristics of the study area, we have made new additions to the calculation method. The calculation results are highly accurate when tested and compared with the chemical composition of the eruptive rocks. The chemical composition of the primitive magma solution is used to calculate the temperature and pressure states in the magma source. The results show that there is a difference in temperature and pressure in the source at different tectonic positions in the study area. Accordingly, the South Central coast region and the adjacent continental shelf are divided into two main types of eruptions. The first type of volcanic eruptions occurs at locations where major faults intersect and they are located north of the study area. The second type of volcanic eruptions in the form of a single volcano is located to the south of the study area and the southeastern continental shelf, and occurs in intracontinental extension structure.

Keywords: South Central Vietnam, primitive magma, Cenozoic volcanic eruption.

Citation: Le Duc Anh, Nguyen Hoang, Phung Van Phach, A. I. Malinovskii, Renat Shakirov, Kasatkin S. R., Golozubov V. V., Bui Van Nam, Mai Duc Dong, Ngo Bich Huong, Pham Thu Hien, 2019. Establishing calculation method for chemical composition of primitive magma in the Cenozoic in South Central coast region and the adjacent continental shelf of Vietnam. *Vietnam Journal of Marine Science and Technology*, 19(3B), 55–70.

Nghiên cứu phát triển phương pháp tính thành phần hóa học dung thể magma basalt nguyên thủy giai đoạn Cenozoi khu vực ven biển và ngoài khơi Nam Trung Bộ

Lê Đức Anh^{1,2,*}, Nguyễn Hoàng^{2,3}, Phùng Văn Phách^{1,2}, A. I. Malinovskii⁴, Renat Shakirov⁵, Kasatkin S. R.⁴, Golozubov V. V.⁴, Bùi Văn Nam¹, Mai Đức Đông¹, Ngô Bích Hương¹, Phạm Thu Hiền¹

¹Viện Địa chất và Địa vật lý biển, Viện Hàn lâm Khoa học và Công nghệ Việt Nam, Việt Nam

²Học viện Khoa học và Công nghệ, Viện Hàn lâm Khoa học và Công nghệ Việt Nam, Việt Nam

³Viện Địa chất, Viện Hàn lâm Khoa học và Công nghệ Việt Nam, Việt Nam

⁴Viện Địa chất, Viện Hàn lâm Khoa học Liên bang Nga chi nhánh Viễn Đông, Vladivostok, Liên bang Nga

⁵Viện Hải Dương học Thái Bình Dương Il'ichev, Viện Hàn lâm Khoa học Liên bang Nga chi nhánh Viễn Đông, Vladivostok, Liên bang Nga

*E-mail: leducanh010282@gmail.com

Nhận bài: 25-7-2019; Chấp nhận đăng: 6-10-2019

Tóm tắt

Các phép toán xác định thành phần hóa học của dung thể magma nguyên thủy được thực hiện một cách đơn giản nhưng chúng cung cấp cơ sở để xem xét các biến đổi về trạng thái nhiệt độ và áp suất tại thời điểm chưa xảy ra biến đổi trong nguồn magma. Cơ sở của phương pháp dựa trên sự bổ sung một lượng thành phần hóa học của khoáng vật olivin vào thành phần nguyên tố chính của các đá phun trào theo công thức tính: $C_i = C_{i-1} + 0,1 * C_{i-10}$. Để phù hợp với đặc điểm vùng nghiên cứu, tập thể tác giả đã có những bổ sung mới về phương pháp tính. Kết quả tính cho thấy mức độ phù hợp cao khi đối sánh với kết quả phân tích thành phần địa hóa các đá phun trào. Thành phần hóa học của dung thể magma nguyên thủy được sử dụng để tính trạng thái nhiệt độ và áp suất trong nguồn magma. Theo đó, khu vực ven biển Nam Trung Bộ và thềm lục địa chia thành hai kiểu phun trào chính. Kiểu phun trào núi lửa thứ nhất, hoạt động núi lửa diễn ra tại các vị trí giao nhau của các đứt gãy lớn nằm về phía bắc vùng nghiên cứu. Kiểu phun trào núi lửa thứ hai diễn ra tại các khu vực tách giãn nội lục.

Từ khóa: Nam Trung Bộ, magma nguyên thủy, phun trào núi lửa giai đoạn Cenozoi.

MỞ ĐẦU

Thành phần hóa học của dung thể nguyên thủy là thành phần hóa học của dung thể magma trước khi diễn ra các quá trình biến đổi (kết tinh, phân dị). Tại thời điểm này, nguồn magma thường đạt trạng thái cân bằng nhiệt động học và tương ứng với một giá trị hàm lượng các nguyên tố nhất định. Việc xác định

giá trị hàm lượng các nguyên tố trong dung thể nguyên thủy là hết sức quan trọng, bởi vì thông qua các giá trị này chúng ta có thể tính các điều kiện nhiệt độ và áp suất tại thời điểm bắt đầu diễn ra biến đổi trong nguồn magma. Trước đây, các nghiên cứu về các quá trình hóa lý diễn ra trong nguồn magma chủ yếu dựa trên thực nghiệm làm nóng chảy đá peridotit trong

điều kiện nhiệt độ và áp suất khác nhau. Kết quả thực nghiệm cho phép giả lập các quá trình biến đổi xảy ra trong nguồn magma [1–3]. Các kết quả này gián tiếp nhìn nhận hầu hết các đá magma phun trào được hình thành từ dung thể có nguồn gốc siêu mafic ít trải qua biến đổi. Tuy nhiên, khi đối sánh hàm lượng nguyên tố chính các đá basalt Cenozoi khu ven biển và ngoài khơi Nam Trung Bộ với kết quả thực nghiệm trên đá peridotit lại cho thấy có sự không tương đồng. Kết quả thực nghiệm nóng chảy đá peridotit theo [2, 3] cho thấy giá trị tuyệt đối hàm lượng MgO cao hơn và SiO₂ thấp hơn so với đá basalt ven biển và ngoài khơi Nam Trung Bộ. Các trưng quan hàm lượng các oxit chính TiO₂, Al₂O₃, FeO, CaO, Na₂O, K₂O và P₂O₅ chỉ giống nhau về mặt hình thái khi quan sát trên các biểu đồ tương quan hàm lượng giữa các nguyên tố, tuy nhiên về giá trị tuyệt đối không trùng khớp. Điều này cho thấy thành phần hóa học và/hoặc chế độ nhiệt động nguồn magma nguyên thủy khu vực ven biển và ngoài khơi Nam Trung Bộ khác biệt so với thực nghiệm. Kết quả tổng hợp các nghiên cứu đã công bố về thạch học, địa hóa các đá phun trào basalt trên thế giới cho thấy chúng được hình thành từ 4 kiểu nguồn magma chính [4–10]: 1) Nguồn magma mang dung thể nóng chảy từng phần đá siêu mafic xuất phát trực tiếp từ manti quyển mềm; 2) Nguồn magma bị biến đổi do quá trình giàu SiO₂ trong điều kiện nhiệt độ, áp suất cao và độ sâu lớn khi xảy ra quá trình hòa trộn một phần lớp vỏ basalt cổ (eclogit) vào dung thể siêu mafic (nguồn magma pyroxenit); 3) Nguồn magma chứa dung thể nóng chảy hình thành trong môi trường nhiệt độ thấp và giàu chất bốc (dung thể nóng chảy hình thành trong manti thạch quyển); và 4) Nguồn magma có chứa dung thể nóng chảy xuất phát từ manti quyển mềm giàu chất bốc (CO₂) và/hoặc có sự tham gia của hornblend. Do các mẫu đá basalt thu được ngoài thực địa là sản phẩm cuối cùng của cả một quá trình biến đổi phức tạp từ nóng chảy từng phần ban đầu rồi tiến hóa, vì vậy xác định thành phần hóa học dung thể nguyên thủy hết sức phức tạp. Trước đây, để xác định thành phần hóa học dung thể magma nguyên thủy các nghiên cứu thường dựa trên các phép toán làm tăng giá trị nguyên tố MgO trong thành phần đá

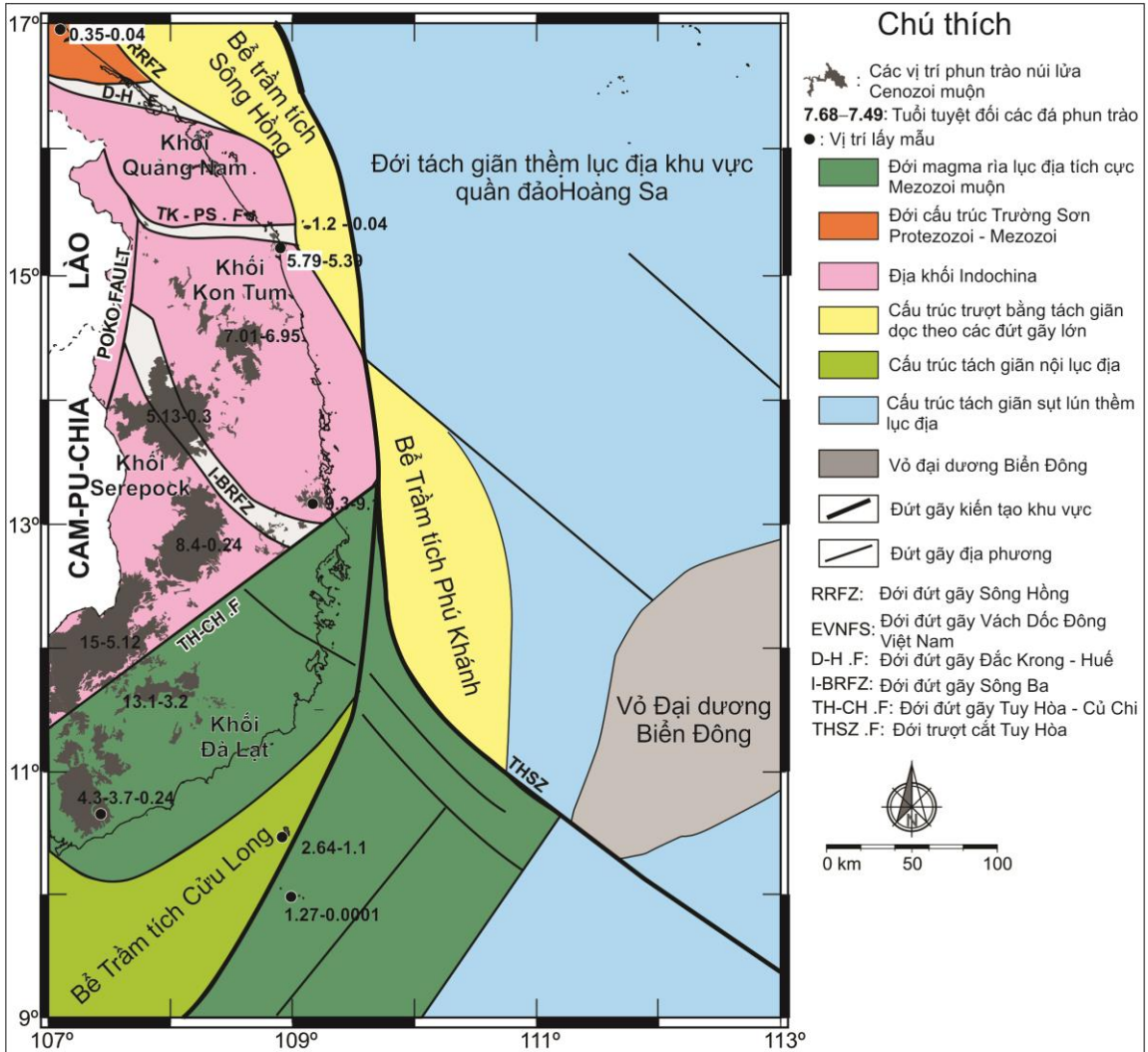
magma basalt theo một tỷ lệ nhất định cho đến khi hàm lượng MgO đạt khoảng giá trị 15% và hệ số phân bố của olivin đạt ngưỡng 0,3. Khoảng giá trị này được cho là tương ứng với hàm lượng MgO nguyên thủy [11]. Bản chất của phương pháp trên là việc đưa trực tiếp các thành phần nguyên tố chính của đá basalt về thành phần hóa học của dung thể siêu mafic. Do đó, để xác định thành phần hóa học của dung thể magma nguyên thủy cần có một số bổ sung và sửa đổi cho phù hợp với vùng ven biển và ngoài khơi Nam Trung Bộ. Mục tiêu của bài báo là cập nhật, bổ sung các tham số đầu vào và xây dựng phương pháp xác định thành phần dung thể magma nguyên thủy khu vực ven biển và ngoài khơi Nam Trung Bộ.

SƠ LƯỢC VỀ TIỀN HÓA ĐỊA CHẤT VÙNG NGHIÊN CỨU

Đông Nam Á là một khu vực có cấu trúc rất phức tạp, là hệ quả của quá trình tương tác các mảng thạch quyển trong nhiều giai đoạn khác nhau. Khởi đầu quá trình hình thành Đông Nam Á được đánh dấu bởi sự phá vỡ rìa lục địa Wondwana bắt đầu xảy ra vào Cambri-Ordovic [12]. Sự di chuyển của các mảng đã gây đóng biển và hình thành các đại dương mới (Paleo-Tethys vào Devon, Mezo-Tethys vào Pecmi và Ceno-Tethys vào Trias-Jura) [12, 13]. Đến cuối Creta các mảng lục địa Việt-Trung, Indosinia, Sinoburmalaya, Sumatra, Borneo đã được gắn kết với nhau, là tiền đề cho sự hình thành cấu trúc Đông Nam Á ngày nay [12–15]. Sự di chuyển của mảng Tây Thái Bình Dương vào giai đoạn Jura muộn - Creta sớm làm cho khu vực ven biển và ngoài khơi Nam Trung Bộ giai đoạn này có kiểu rìa lục địa tích cực với các đới cấu trúc địa lũy [16–18]. Trong giai đoạn Creta muộn - Paleogen sớm chế độ rìa lục địa tích cực phát sinh trong giai đoạn trước đã tiến triển đến độ kịch phát gây ngưng nghỉ đột ngột [15]. Tiến hóa kiến tạo trong giai đoạn Cenozoi của khu vực Đông Nam Á nói chung, khu vực ven biển và ngoài khơi Nam Trung Bộ nói riêng có thể chia làm 3 giai đoạn chính: 1) Giai đoạn sớm Paleoxen - Eoxen (khoảng 50-45 tr.n trước) bắt đầu bởi sự phá vỡ thể cân bằng Paleogen [19–21]. Quá trình xô húc của lục địa Ấn Độ vào Châu Á gây đóng biển Tethys và làm vỏ Trái đất dày lên ở Tây Tạng và đồng

thời tạo nên một loạt các trượt ngang dọc theo các đứt gãy lớn như Altyn Tax, Ailaoshan-sông Hồng, sông Hậu, Three Pagoda... Sự trượt ngang trái của các đứt gãy phương tây bắc - đông nam (TB-ĐN) làm cho quá trình di chuyển về phía ĐN của địa khối Indochina tương ứng biên độ dịch chuyển của đứt gãy sông Hồng khoảng 700 km và của đứt gãy sông Hậu là 200 km [22]; 2) Giai đoạn Oligocen sớm - Miocen sớm-giữa (khoảng 32-15 tr.n) sự thay

đổi chế độ địa động lực vào giai đoạn cuối của Cenozoi dẫn đến quá trình đổi hướng chuyển dịch địa khối Indochina [19, 21]. Sự kiện nổi bật vào thời điểm này là quá trình tách giãn hình thành Biển Đông. 3) Giai đoạn Miocen muộn - hiện đại (16-0 tr.n). Về cơ cơ bản hoạt các hoạt động kiến tạo chính giai đoạn này đã ngừng hoạt động và không có sự thay đổi đáng kể nào về vị trí các mảng thạch quyển cho tới ngày nay.



Hình 1. Sơ đồ cấu trúc kiến tạo, các vị trí và thời điểm diễn ra hoạt động núi lửa khu vực ven biển và ngoài khơi Nam Trung Bộ

Kết quả tổng hợp tuổi các thành tạo phun trào khu vực Đông Nam Á cho thấy hoạt động núi lửa trong khu vực chỉ diễn ra vào giai đoạn

Miocen sớm-giữa đến hiện đại (15 tr.n - khoảng 100 năm trước) (hình 1) [23-33]. Như vậy trong suốt giai đoạn từ Paleoxen tới

Miocen sớm giữa (50-15 tr.n) khu vực Nam Trung Bộ và lân cận không diễn ra hoạt động núi lửa. Các nghiên cứu về kiến tạo địa động lực cho rằng sự thay đổi đột ngột trường ứng suất vào giai đoạn Miocen sớm-giữa đã làm tái hoạt động các đứt gãy hình thành trước đó. Tại các vị trí giao nhau của các đới đứt gãy trượt bằng, thạch quyển bị xé toạc hình thành các bề trầm tích kiểu (kiểu pull - apart) tạo điều kiện để dung thể từ dưới sâu phun trào lên bề mặt trái đất [23, 26]. Các nghiên cứu về hoạt động núi lửa dựa trên kết quả phân tích tuổi, thành phần thạch học và địa hóa các đá basalt cho thấy trong khu vực nghiên cứu có hai kiểu phun trào chính. Kiểu phun trào giai đoạn sớm mang đặc điểm dung thể magma chảy tràn theo các khe nứt với thành phần chủ yếu là các đá basalt tholeit. Kiểu phun trào giai đoạn muộn thường biểu hiện dưới dạng các núi lửa đơn tương phun nổ, thành phần thường là các đá basalt olivin và basalt kiềm. Mặc dù ranh giới tuổi giữa hai kiểu phun trào trong các công trình công bố chưa thống nhất, tuy nhiên hầu hết các đá basalt tholeit có tuổi trước 8 triệu năm còn các đá basalt olivin, basalt kiềm có tuổi nhỏ hơn 6 triệu năm [34–38]. Hoạt động phun trào núi lửa trẻ nhất xuất hiện vào năm 1923 tại khu

vực đảo Tro phía nam đảo Phú Quý thuộc thềm lục địa Việt Nam.

PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU VÀ CƠ SỞ SỐ LIỆU

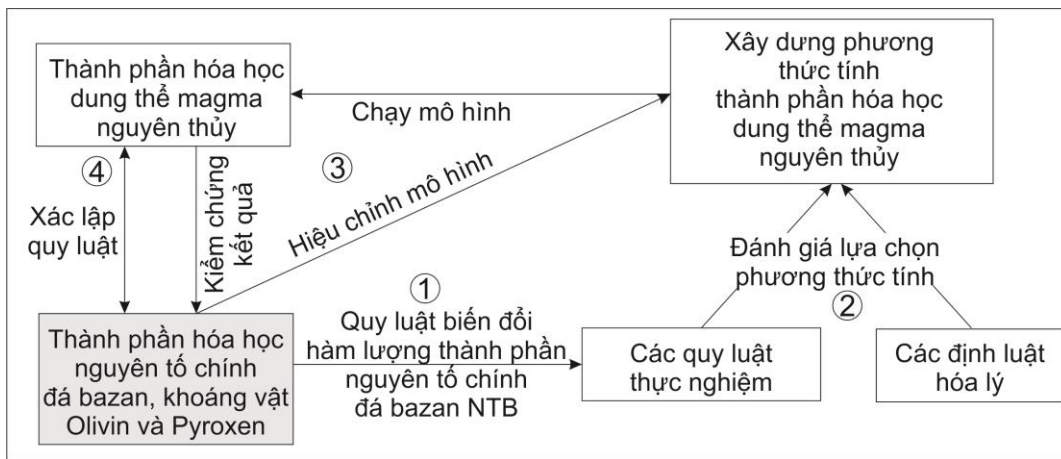
Phương pháp tính thành phần hóa học dung thể magma nguyên thủy dựa trên thành phần các nguyên tố tạo đá chính được thực hiện một cách đơn giản, nhưng chúng cung cấp cơ sở để xem xét các biến đổi trong nguồn magma. Để xác định thành phần hóa học dung thể magma nguyên thủy cần trải qua bốn giai đoạn và được khái quát hóa trên hình 2 bao gồm:

Phân tích xác định thành phần hóa học nguyên tố chính của đá basalt, khoáng vật olivin và khoáng vật pyroxen. Xác lập quy luật biến đổi thành phần nguyên tố chính trong đá basalt và trong khoáng vật olivin và khoáng vật pyroxen.

Xây dựng mô hình tính phù hợp dựa trên các quy luật thực nghiệm và các định luật hóa lý.

Chạy mô hình tính, kiểm chứng kết quả và hiệu chỉnh các phép tính trong mô hình.

Xác lập các quy luật biến đổi trong nguồn magma dựa trên liên kết số liệu tính và kết quả phân tích.



Hình 2. Mô phỏng các bước tính thành phần hóa học dung thể magma nguyên thủy

Cơ sở số liệu sử dụng trong nghiên cứu là kết quả phân tích thành phần hóa học nguyên tố chính, khoáng vật olivin và khoáng vật Pyroxen của 50 mẫu đá basalt thu thập tại các khu vực Cửa Tùng, Quảng Ngãi (bao gồm đảo Lý Sơn), Tuy Hòa, Bình Thuận (bao gồm đảo Phú Quý

và đảo Tro), Bà Rịa-Vũng Tàu (hình 2). Thành phần hóa học các nguyên tố chính được phân tích bằng phương pháp XRF trên mẫu được thủy tinh hóa tại Trung tâm Phân tích, Viện Địa chất, Viện Hàn lâm Khoa học và Công nghệ Việt Nam và Viện Địa chất Viễn Đông, Viện

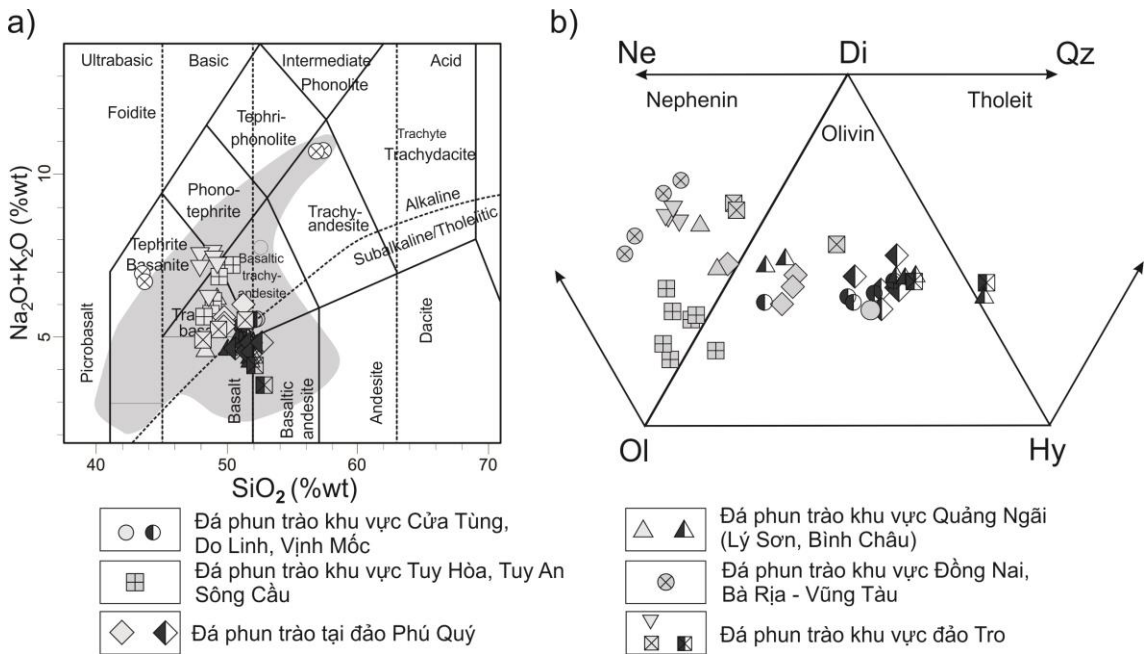
Hàn lâm Khoa học Liên bang Nga. Thành phần hóa học khoáng vật olivin được phân tích bằng phương pháp EPMA tại Viện Địa chất Viễn Đông, Viện Hàn lâm Khoa học Liên bang Nga. Kết quả phân tích mẫu được trình bày trong bảng Phụ lục 1, hình 2.

XÂY DỰNG MÔ HÌNH

Quy luật biến đổi thành phần nguyên tố chính trong đá basalt, khoáng vật olivin và khoáng vật Pyroxen khu vực ven biển và ngoài khơi Nam Trung Bộ

Trên biểu đồ phân loại đá (TAS - SiO₂ - Na₂O + K₂O) cho thấy các mẫu đá chủ yếu là

đá mafic tập trung dọc tuyến phân chia kiềm và tholeit (hình 3a). Hàm lượng các nguyên tố chính được sử dụng để tính hàm lượng phần trăm khoáng vật tạo đá quy đổi (dựa theo các phép tính CIPW áp dụng đối với đá phun trào) được chiếu trên các biểu đồ hệ ba cấu tử Ol - Di - Hy, Di - Qz - Hy, Ne - Ol - Di (hình 3b). Trên biểu đồ hình 3b cho thấy các khoáng vật tạo đá phân bố tập trung trong trường Ol - Di - Hy và trường Ne - Ol - Di. Như vậy dung thể magma liên quan chủ yếu tới các quá trình kết tinh và phân dị của các khoáng vật olivin, Diopsit, Hypersthen.



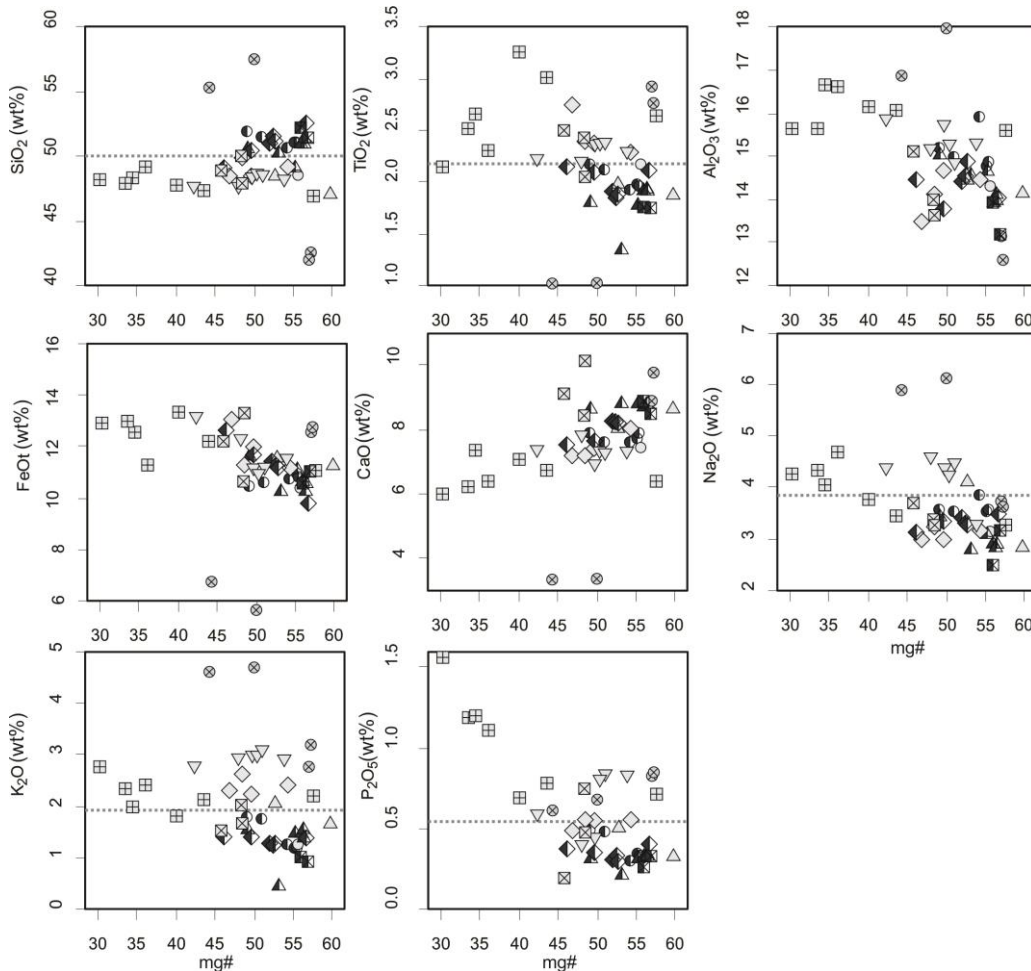
Hình 3. Biểu đồ TAS phân loại đá phun trào (a) và biểu đồ hệ ba cấu tử Ol - Di - Hy, Di - Qz - Hy, Ne - Ol - Di hàm lượng phần trăm các khoáng vật của các mẫu đá sử dụng trong nghiên cứu (b)

Đặc điểm các hợp phần oxit chính của basalt toàn khu vực nghiên cứu là sự phân bố rộng của SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, CaO, Na₂O, K₂O và P₂O₅. Chúng hình thành hai nhóm cao và thấp SiO₂, TiO₂, Na₂O, K₂O và P₂O₅. Các đá phun trào phân bố trong trường kiềm thường có đặc điểm cao TiO₂, Na₂O, K₂O và P₂O₅. Trong khi, các đá phân bố trong trường tholeit có đặc điểm thấp TiO₂, Na₂O, K₂O và P₂O₅. Chỉ số Magie (Mg# = Mg²⁺/(Mg²⁺+Fe²⁺)) khu vực nghiên cứu biến thiên trong một khoảng 30–70. Kết quả thực nghiệm nóng chảy đá

peridotit trong điều kiện nhiệt độ và áp suất thay đổi của Hirose và Kushiro (1993) [2] cho thấy sự biến đổi hàm lượng của hai nhóm đá phun trào thuộc trường kiềm và trường tholeit thường liên quan với sự thay đổi nhiệt độ, áp suất và mức độ nóng chảy từng phần. Cũng trong nghiên cứu này, các tác giả đã chứng minh nhóm đá phun trào phân bố trong trường alkali thường có áp suất và nhiệt độ cao, mức độ nóng chảy từng phần thấp hơn so với nhóm đá phân bố trong trường tholeit.

Đặc điểm biến đổi về thành phần nguyên tố chính theo kết quả phân tích cho thấy sự không đồng nhất về nhiệt độ, áp suất và mức độ nóng chảy từng phần diễn ra trong nguồn magma (hình 4). Tương ứng với sự biến đổi này là quá trình phân dị và kết tinh của các khoáng vật olivin, diopsit và hypersten

(hình 3b). Như vậy, để xác định thành phần hóa học của dung thể magma nguyên thủy trong nghiên cứu, cần áp dụng các phép toán cân bằng hóa lý về nhiệt động học liên quan tới các quá trình phân dị và kết tinh của khoáng vật olivin, diopsit và hypersten.



Hình 4. Biểu đồ quan hệ giữa chỉ số Mg# và các thành phần oxit chính (Các ký hiệu tương tự hình 3)

Lựa chọn phương thức và xây dựng mô hình tính thành phần hóa học của dung thể magma nguyên thủy

Thành phần hóa học của dung thể magma nguyên thủy đã được xác định trong các nghiên cứu trước đây [34, 39]. Nguyên lý chung của các phép toán là sự đơn giản hóa tối đa các cấu tử tham gia vào quá trình biến đổi nhiệt động học trong dung thể magma. Để làm được việc

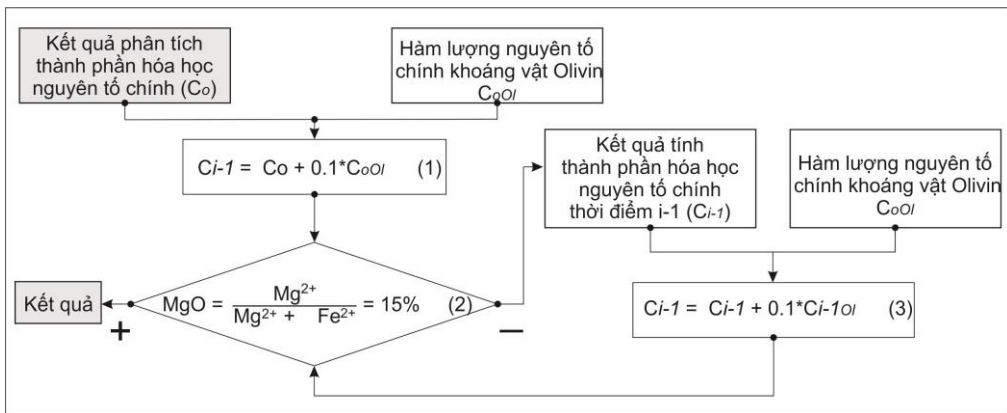
này, các tác giả lựa chọn các mẫu đá phun trào có hàm lượng MgO > 6% bởi vì với giá trị MgO > 6% thường ít có sự tham gia của quá trình phân dị Pyroxen [40, 41]. Sau khi lựa chọn các mẫu chỉ chịu ảnh hưởng của quá trình phân dị đơn nhất olivin, các tác giả tiến hành bổ sung từng khoảng 0,1% giá trị hàm lượng của olivin vào dung thể theo công thức:

$$C_i = C_{i-1} + 0,1 * C_{i-1Ol} \quad (1)$$

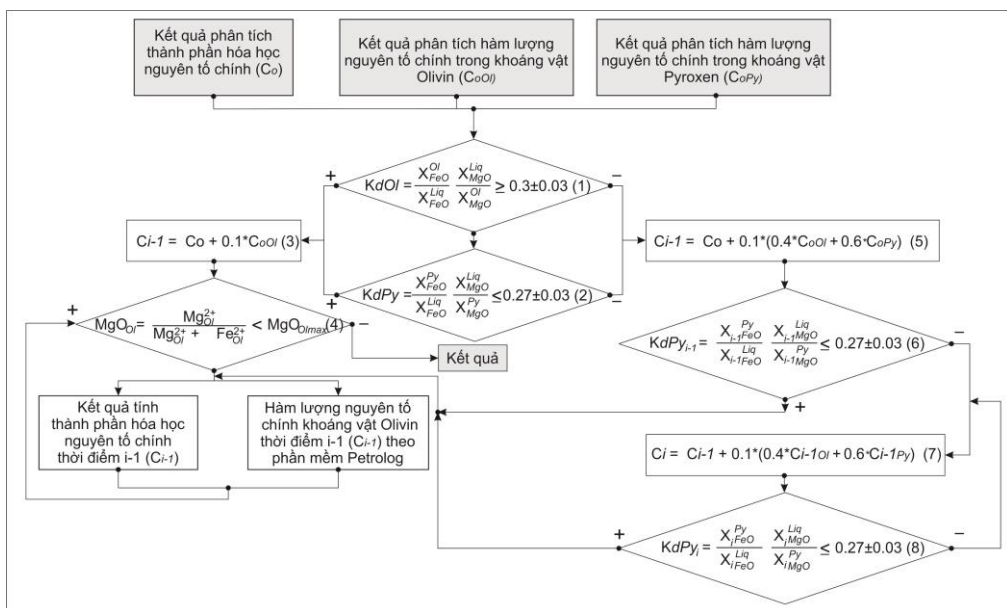
Trong đó: C_i : Giá trị phần trăm về khối lượng oxit tại thời điểm i sau khi được bù 0,1% khối lượng olivine; C_{i-1} : Giá trị phần trăm về khối lượng của oxit được thực hiện trước đó. Tại thời điểm bắt đầu bù olivin, giá trị khối lượng sẽ kết quả phân tích của đá phun trào; C_{i-1Ol} : Giá trị hàm lượng của oxit trong olivin cân bằng với dung thể tại thời điểm $i-1$.

Phép toán (1) sẽ được thực hiện lặp lại nhiều lần cho đến khi giá trị giá trị MgO đạt 15% (hình 5). Tại thời điểm này hợp phần fosterit (Fo) của olivin sẽ đạt tương ứng khoảng

90 ([42, 43] và hệ số phân bố $Kd_{Fe/Mg}$ đạt xấp xỉ $0,3 \pm 0,03$ [44]. Mức độ hạn chế của phương pháp là không xác định được chính xác giá trị hàm lượng của các nguyên tố trong khoáng vật olivin đầu vào. Để cải thiện các hạn chế và chính xác hơn khi thực hiện các phép toán bù olivin, trong nghiên cứu này tập thể tác giả đã tiến hành phân tích thành phần hóa học của khoáng vật olivin và khoáng vật Pyroxen sử dụng làm tham số đầu vào. Trong khi thực hiện mô hình tính, tập thể tác giả sử dụng phần mềm Petrolog làm công cụ hỗ trợ. Toàn bộ mô hình tính trước đây và sau khi cập nhật được khái quát trong hình 6.



Hình 5. Mô hình tính dung thể nguyên thủy theo cách tính trước đây [34, 39]

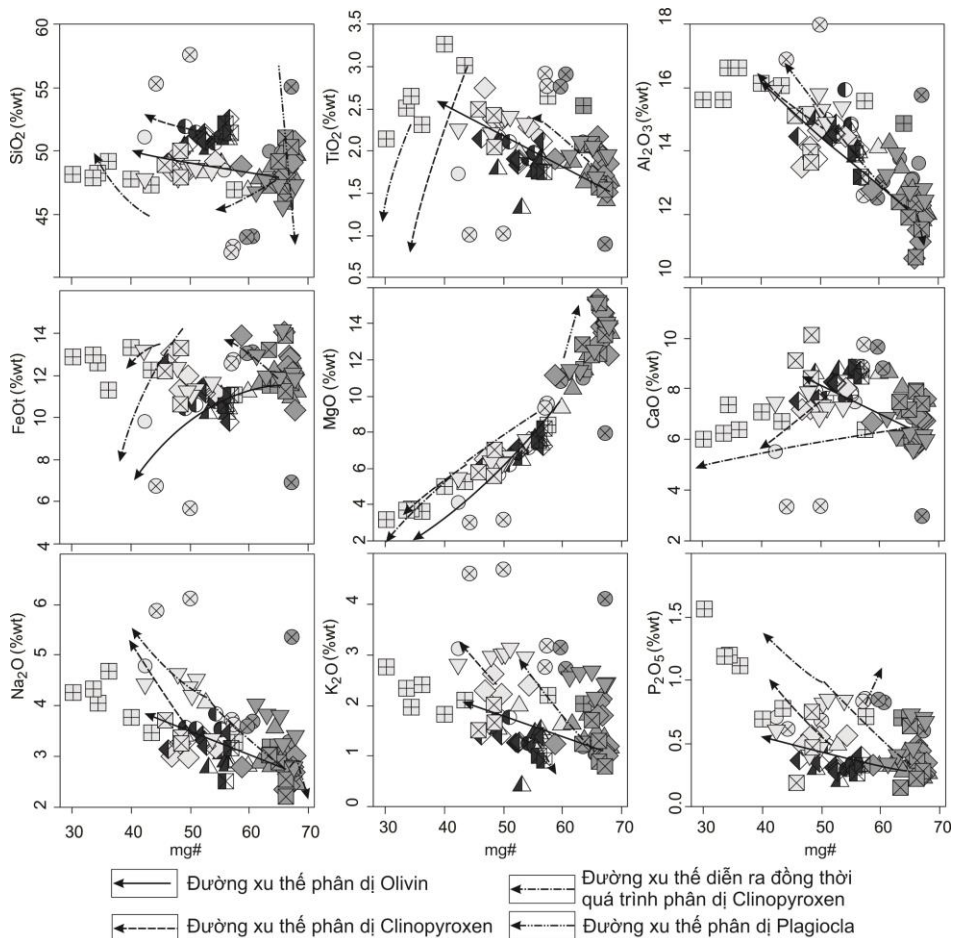


Hình 6. Mô hình tính dung thể nguyên thủy sau khi cập nhật và bổ sung

Trong đó: C_o : Kết quả phân tích phần trăm về khối lượng của oxit trong đá phun trào; C_i : Kết quả tính phần trăm về khối lượng của dung thể magma tại thời điểm i ; C_{i-1} : Kết quả tính phần trăm về khối lượng của dung thể magma tại thời điểm liền trước thời điểm i ; C_{oOl} : Kết quả phân tích phần trăm về khối lượng của olivin trong đá phun trào; C_{oPy} : Kết quả phân tích phần trăm về khối lượng của Pyroxen trong đá phun trào $MgO_{Olm_{max}}$: Giá trị hàm lượng MgO cao nhất theo kết quả phân tích trong olivin đá phun trào; $KdOl$: Hệ số phân bố Fe^{2+}/Mg^{2+} giữa olivin và dung thể tính theo công thức của Roeder và Emslie (1970) [4]; $KdPy_i$: Hệ số phân bố Fe^{2+}/Mg^{2+} giữa olivin và dung thể tính theo mô hình nóng chảy

pMelt [45]; $X_i^{Ol}_{FeO}$: Giá trị phần trăm Mol của FeO trong khoáng vật olivin tại thời điểm i ; $X_i^{Py}_{FeO}$: Giá trị phần trăm Mol của FeO trong khoáng vật Pyroxen tại thời điểm i ; $X_i^{Ol}_{FeO}$: Giá trị phần trăm Mol của FeO trong dung thể tại thời điểm i ; $X_i^{Py}_{FeO}$: Giá trị phần trăm Mol của FeO trong dung thể tại thời điểm i ; $X_i^{Ol}_{MgO}$: Giá trị phần trăm Mol của FeO trong khoáng vật olivin tại thời điểm i ; $X_i^{Py}_{MgO}$: Giá trị phần trăm Mol của FeO trong khoáng vật Pyroxen tại thời điểm i ; $X_i^{Ol}_{MgO}$: Giá trị phần trăm Mol của FeO trong dung thể tại thời điểm i ; $X_i^{Py}_{MgO}$: Giá trị phần trăm Mol của FeO trong dung thể tại thời điểm i .

Kết quả tính và kiểm chứng



Hình 7. Biểu đồ quan hệ giữa chỉ số Mg# và các oxit dung thể nóng chảy nguyên thủy (ký hiệu sẫm màu). Trên biểu đồ có sử dụng kết quả phân tích thành phần theo khối lượng các oxit chính của đá phun trào để đối sánh. Đường xu thế phân dị được tính dựa trên phần mềm pMelt [45] (Các ký hiệu tương tự hình 3)

Bảng 1. Kết quả tính thành phần phần trăm khối lượng các oxit của dung thể magma nguyên thủy theo kết quả phân tích thành phần nguyên tố chính đá phun trào và điều kiện áp suất nhiệt độ cân bằng của dung thể magma vùng nghiên cứu. Các giá trị T_1 , T_2 , T_3 tính theo Albare' de (1992); Putirka (5); Ghiorso et al., (2002) [45–47] và P_f tính theo Ghiorso et al., (2002) [45]

| Vị trí mẫu | Khu vực Quảng Bình | | | | Khu vực Quảng Ngãi | | | | |
|--------------------------------|--------------------|----------------|---------------|------------------|--------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| Ký hiệu mẫu | CT01 (wt%) | GL01 (wt%) | GL02 (wt%) | GL03 (wt%) | BC01 (wt%) | BC02 (wt%) | BC03 (wt%) | LS01 (wt%) | LS02 (wt%) |
| SiO ₂ | 49,96 | 49,87 | 49,12 | 49,86 | 49,96 | 49,81 | 50,29 | 48,26 | 47,97 |
| TiO ₂ | 2,11 | 1,75 | 1,64 | 1,76 | 1,81 | 1,66 | 1,70 | 1,43 | 1,89 |
| Al ₂ O ₃ | 13,77 | 13,10 | 13,62 | 13,07 | 12,78 | 12,05 | 12,40 | 11,88 | 14,21 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,89 | 1,91 | 1,88 | 1,92 | 1,92 | 1,86 | 1,85 | 2,02 | 2,04 |
| FeO | 9,56 | 9,66 | 9,66 | 9,75 | 9,74 | 9,51 | 9,23 | 10,68 | 9,78 |
| MnO | 0,05 | 0,07 | 0,08 | 0,07 | 0,09 | 0,10 | 0,12 | 0,08 | 0,05 |
| MgO | 10,96 | 12,19 | 12,80 | 12,23 | 12,27 | 13,40 | 12,44 | 14,49 | 10,50 |
| CaO | 7,17 | 6,94 | 6,52 | 6,83 | 6,48 | 7,55 | 7,73 | 6,84 | 8,69 |
| Na ₂ O | 3,00 | 3,12 | 3,28 | 3,11 | 3,00 | 2,49 | 2,50 | 2,70 | 2,85 |
| K ₂ O | 1,18 | 1,04 | 1,07 | 1,04 | 1,49 | 1,18 | 1,36 | 1,23 | 1,65 |
| P ₂ O ₅ | 0,31 | 0,29 | 0,25 | 0,30 | 0,41 | 0,28 | 0,29 | 0,24 | 0,33 |
| Tổng | 99,96 | 99,94 | 99,92 | 99,94 | 99,94 | 99,89 | 99,91 | 99,87 | 99,96 |
| T ₁ (°C) | 1329 | 1362 | 1383 | 1364 | 1370 | 1388 | 1362 | 1432 | 1328 |
| T ₂ (°C) | 1326 | 1385 | 1400 | 1385 | 1395 | 1425 | 1410 | 1445 | 1319 |
| T ₃ (°C) | 1375 | 1362 | 1382 | 1363 | 1363 | 1393 | 1366 | 1431 | 1375 |
| T _f (°C) | 1343 | 1370 | 1388 | 1371 | 1376 | 1402 | 1379 | 1436 | 1341 |
| P _f (Gpa) | 2,46 | 2,00 | 2,11 | 2,00 | 2,07 | 2,30 | 2,19 | 2,44 | 2,46 |
| Vị trí mẫu | Quảng Ngãi | | Tuy Hòa | Đồng Nai- Bà Rịa | | Phú Quý | | | |
| Ký hiệu mẫu | LS03 (wt%) | LSN01 (wt%) | SC02 (wt%) | SL02 (wt%) | SL03 (wt%) | PQ01 (wt%) | PQ02 (wt%) | PQ03 (wt%) | PQ04 (wt%) |
| SiO ₂ | 48,86 | 47,79 | 47,50 | 43,19 | 43,25 | 48,16 | 48,63 | 49,31 | 49,06 |
| TiO ₂ | 1,64 | 1,76 | 2,54 | 2,76 | 2,91 | 1,99 | 1,96 | 1,58 | 1,72 |
| Al ₂ O ₃ | 13,44 | 12,74 | 14,88 | 12,52 | 13,05 | 12,51 | 11,50 | 12,40 | 11,15 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,02 | 2,11 | 1,94 | 2,56 | 2,47 | 1,98 | 2,01 | 1,93 | 2,03 |
| FeO | 9,87 | 10,27 | 9,79 | 10,75 | 10,89 | 10,00 | 10,63 | 10,15 | 10,96 |
| MnO | 0,05 | 0,08 | 0,08 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,07 |
| MgO | 11,50 | 12,25 | 11,28 | 10,80 | 11,23 | 12,93 | 13,86 | 13,51 | 14,58 |
| CaO | 8,09 | 7,06 | 6,07 | 9,67 | 8,81 | 6,94 | 5,88 | 6,86 | 6,19 |
| Na ₂ O | 2,83 | 3,61 | 3,12 | 3,60 | 3,69 | 2,73 | 2,64 | 2,73 | 2,69 |
| K ₂ O | 1,34 | 1,80 | 2,10 | 3,15 | 2,73 | 2,07 | 2,13 | 1,06 | 1,13 |
| P ₂ O ₅ | 0,29 | 0,44 | 0,67 | 0,85 | 0,83 | 0,48 | 0,45 | 0,25 | 0,28 |
| Tổng | 99,95 | 99,91 | 99,98 | 99,95 | 99,95 | 99,88 | 99,78 | 99,87 | 99,87 |
| T ₁ (°C) | 1344 | 1377 | 1353 | 1369 | 1381 | 1392 | 1413 | 1398 | 1435 |
| T ₂ (°C) | 1375 | 1387 | 1352 | 1370 | 1378 | 1395 | 1426 | 1425 | 1440 |
| T ₃ (°C) | 1350 | 1415 | 1365 | 1395 | 1395 | 1435 | 1460 | 1399 | 1427 |
| T _f (°C) | 1356 | 1393 | 1357 | 1378 | 1385 | 1408 | 1433 | 1407 | 1434 |
| P _f (Gpa) | 1,93 | 2,61 | 1,85 | 2,54 | 2,54 | 2,69 | 2,78 | 2,30 | 2,41 |
| Vị trí mẫu | Phú Quý | | | | Cụm đảo Tro | | | | |
| Ký hiệu mẫu | PQ05 (wt%) | PQ06 (wt%) | PQ07 (wt%) | PQ08 (wt%) | PQ09 (wt%) | PQ10 (wt%) | BK01 (wt%) | BK02 (wt%) | BK03 (wt%) |
| SiO ₂ | 47,17 | 49,09 | 47,44 | 49,41 | 48,82 | 50,79 | 46,04 | 50,29 | 47,28 |
| TiO ₂ | 2,18 | 1,58 | 1,94 | 1,52 | 1,91 | 1,85 | 1,61 | 1,54 | 2,07 |

| | | | | | | | | | |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------------|-------|-------|-------|-------|
| Al ₂ O ₃ | 10,60 | 11,84 | 11,91 | 11,90 | 12,80 | 12,20 | 10,65 | 11,53 | 12,38 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,18 | 1,97 | 2,03 | 1,94 | 2,24 | 1,81 | 2,28 | 1,94 | 2,19 |
| FeO | 12,12 | 10,39 | 11,12 | 10,27 | 11,89 | 8,74 | 11,83 | 9,88 | 11,24 |
| MnO | 0,08 | 0,10 | 0,10 | 0,09 | 0,11 | 0,12 | 0,10 | 0,10 | 0,05 |
| MgO | 15,33 | 14,03 | 14,59 | 14,01 | 11,13 | 12,25 | 15,17 | 13,36 | 12,83 |
| CaO | 5,66 | 6,78 | 6,04 | 6,73 | 6,65 | 7,61 | 7,93 | 7,43 | 7,49 |
| Na ₂ O | 2,35 | 2,80 | 2,42 | 2,69 | 2,78 | 3,01 | 2,54 | 2,76 | 3,03 |
| K ₂ O | 1,80 | 1,03 | 1,79 | 1,02 | 1,24 | 1,19 | 1,30 | 0,80 | 1,23 |
| P ₂ O ₅ | 0,38 | 0,25 | 0,44 | 0,27 | 0,33 | 0,35 | 0,37 | 0,28 | 0,15 |
| Tổng | 99,85 | 99,86 | 99,82 | 99,86 | 99,89 | 99,91 | 99,83 | 99,91 | 99,95 |
| T ₁ | 1460 | 1415 | 1440 | 1412 | 1345 | 1359 | 1465 | 1389 | 1396 |
| T ₂ | 1469 | 1435 | 1442 | 1435 | 1370 | 1400 | 1459 | 1415 | 1394 |
| T ₃ | 1465 | 1414 | 1460 | 1411 | 1340 | 1358 | 1465 | 1389 | 1415 |
| T _f | 1465 | 1421 | 1447 | 1419 | 1352 | 1372 | 1463 | 1398 | 1401 |
| P _f | 2,80 | 2,37 | 2,78 | 2,37 | 1,89 | 2,11 | 2,80 | 2,22 | 2,61 |
| Vị trí mẫu | | | | | Cụm đảo Tro | | | | |
| Ký hiệu mẫu | BK04 | BK05 | IDC1 | IDC2 | IDC3 | IDC4 | IDC5 | IDC6 | |
| (wt%) | (wt%) | (wt%) | (wt%) | (wt%) | (wt%) | (wt%) | (wt%) | (wt%) | |
| SiO ₂ | 51,05 | 49,17 | 46,91 | 47,17 | 47,30 | 47,63 | 46,62 | 45,50 | |
| TiO ₂ | 1,57 | 2,08 | 1,93 | 1,94 | 2,04 | 2,09 | 1,93 | 1,68 | |
| Al ₂ O ₃ | 12,33 | 11,90 | 12,76 | 12,38 | 12,66 | 13,86 | 13,20 | 11,83 | |
| Fe ₂ O ₃ | 1,86 | 2,01 | 1,97 | 2,00 | 2,09 | 2,07 | 2,29 | 2,25 | |
| FeO | 9,55 | 10,00 | 10,25 | 9,96 | 9,94 | 10,00 | 10,80 | 12,03 | |
| MnO | 0,07 | 0,07 | 0,13 | 0,13 | 0,11 | 0,07 | 0,05 | 0,09 | |
| MgO | 12,31 | 12,24 | 13,96 | 13,82 | 12,39 | 11,29 | 11,39 | 15,08 | |
| CaO | 7,86 | 7,18 | 6,10 | 5,95 | 6,22 | 6,08 | 6,79 | 5,54 | |
| Na ₂ O | 2,20 | 2,87 | 2,74 | 3,42 | 3,82 | 3,84 | 3,99 | 3,26 | |
| K ₂ O | 0,89 | 1,71 | 2,43 | 2,41 | 2,63 | 2,61 | 2,54 | 2,06 | |
| P ₂ O ₅ | 0,23 | 0,64 | 0,69 | 0,66 | 0,71 | 0,40 | 0,35 | 0,45 | |
| Tổng | 99,94 | 99,87 | 99,86 | 99,85 | 99,90 | 99,95 | 99,96 | 99,77 | |
| T ₁ (°C) | 1349 | 1368 | 1428 | 1422 | 1384 | 1352 | 1362 | 1467 | |
| T ₂ (°C) | 1390 | 1373 | 1432 | 1436 | 1405 | 1373 | 1383 | 1479 | |
| T ₃ (°C) | 1358 | 1420 | 1455 | 1455 | 1430 | 1405 | 1405 | 1470 | |
| T _f (°C) | 1366 | 1387 | 1438 | 1438 | 1406 | 1377 | 1383 | 1472 | |
| P _f (Gpa) | 2,04 | 2,63 | 2,76 | 2,76 | 2,67 | 2,57 | 2,57 | 2,81 | |

Kết quả tính thành phần địa hóa dung thể nóng chảy nguyên thủy được trình bày trong bảng 1. Theo kết quả tính, hàm lượng MgO của dung thể nguyên thủy trong vùng nghiên cứu dao động từ 10,5% đến 15,33% tương ứng chỉ số Mg# dao động từ 60 đến 70. Đường xu thế tiến hóa trong dung thể nguồn magma (hình 7) dựa theo phân mềm nóng chảy pMelt đã thể hiện tính hợp lý khi liên kết số liệu phân tích và số liệu tính theo mô hình.

THẢO LUẬN

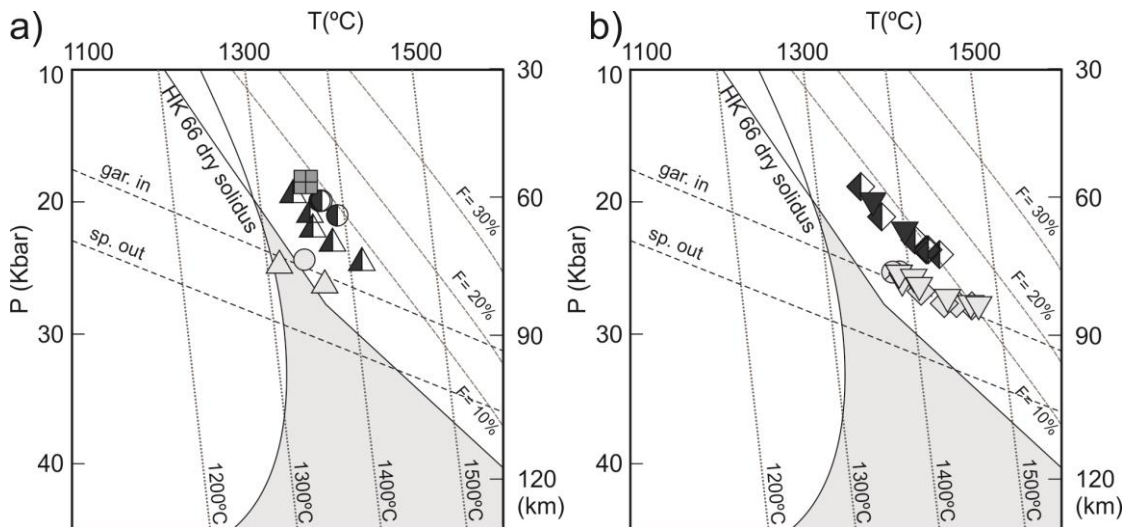
Các nghiên cứu về địa chất, địa mạo và địa vật lý cho thấy hoạt động núi lửa trong giai

đoạn Cenozoi muộn diễn ra trên hầu khắp Đông Nam Á bao gồm Lào, Campuchia Tây Nguyên, khu vực Nam Trung Bộ, thềm lục địa và trung sâu Biển Đông. Dựa trên các tài liệu đã công bố về thạch học, địa hóa, tuổi các đá phun trào và cấu trúc kiến tạo [23, 26, 27, 33, 37, 38, 48–50] tập thể tác giả đã liên kết các vị trí phun trào núi lửa và phân vùng cấu trúc khu vực ven biển và ngoài khơi Nam Trung Bộ. Theo kết quả liên kết, vùng nghiên cứu có thể chia thành hai khu vực hoạt động núi lửa chính: 1) Khu vực 1 nằm về phía bắc vùng nghiên cứu là các diện lộ phân bố đá phun trào tại các tỉnh Quảng Bình, Quảng Ngãi và Tuy Hòa; 2) Khu

vực hai bao gồm thêm lục địa đông nam Việt Nam thuộc khu vực tỉnh Bình Thuận (đảo Phú Quý, cụm đảo Tro) và các tỉnh Đồng Nai, tỉnh Bà Rịa-Vũng Tàu. Trong khu vực thứ nhất, hoạt động phun trào núi lửa diễn ra tại vị trí giao nhau của các đới đứt gãy lớn bao gồm đới đứt gãy sông Hồng, Đak Krông - Huế, Tam Kỳ Phước Sơn, đới đứt gãy Vách Dốc Đông Việt Nam và đới trượt cắt Tuy Hòa (hình 1). Trong Vùng thứ hai, hoạt động núi lửa phân bố chủ yếu trong đới cấu trúc liên quan tới hoạt động tách giãn nội lục địa phát triển dọc theo đới magma Mesozoi muộn Đà Lạt.

Để phân biệt hoạt động phun trào núi lửa của hai khu vực, tập thể tác giả phân tích trạng thái nhiệt độ và áp suất tại thời điểm dung thể magma đạt trạng thái cân bằng và chưa bị biến

đổi (T_f và P_f). Các phép toán tính trạng thái nhiệt độ T_f và áp suất P_f được xác định theo thành phần hóa học của dung thể magma nguyên thủy. Giá trị nhiệt độ cân bằng T_f được xác định theo ba phương pháp tính độ lệch theo các nghiên cứu về nhiệt độ trước đây [45–47]. Mỗi cách tính xác định được một giá trị nhiệt độ T_i thành phần, kết quả tính được trình bày trong bảng 1 cho thấy khoảng chênh lệch về nhiệt độ thành phần T_i của từng cách tính là không đáng kể. Giá trị nhiệt độ cân bằng T_f sẽ được tính là giá trị trung bình của ba giá trị T_i thành phần. Áp suất cân bằng P_f được xác định theo phương pháp tính của Ghiorso et al., (2002) [45]. Kết quả tính được trình bày trên bảng 1.



Hình 8. Biểu đồ quan hệ nhiệt độ và áp suất (T_f , P_f) tại thời điểm dung thể magma đạt trạng thái cân bằng và chưa bị biến đổi: a) Trạng thái nhiệt độ, áp suất dung thể magma tại khu vực 1; b) Trạng thái nhiệt độ và áp suất dung thể magma tại khu vực 2. Nền biểu đồ theo nghiên cứu của Ng. Hoang và Martin Flower (1998) [34] (Các ký hiệu tương tự hình 3)

Biểu đồ quan hệ nhiệt độ và áp suất (T_f , P_f) hình 8 cho thấy sự khác biệt về trạng thái nguồn dung thể magma của hai khu vực. Trong khu vực một nhiệt độ T_f thấp hơn khu vực hai và không có sự phân biệt rõ ràng giữa nguồn magma hình thành các đá phun trào alkali và đá phun trào tholeit. Tại khu vực hai, trạng thái nhiệt độ và áp suất trong nguồn magma có sự phân chia thành hai xu thế riêng biệt. Theo đó, nguồn magma hình thành các đá phun trào alkali có nhiệt độ T_f và áp suất P_f cao hơn so

với nguồn magma hình thành các đá phun trào tholeit. Độ sâu của nguồn magma hình thành các đá phun trào alkali xấp xỉ từ 90 km đến 80 km trong khi độ sâu nguồn magma hình thành các đá tholeit nông hơn từ 75 km đến 60 km. Các công bố trước đây [32, 48, 49] đã chứng minh có hai kiểu phun trào núi lửa trong giai đoạn Cenozoi muộn tại Tây Nguyên và thêm lục địa Nam Trung Bộ. Kiểu chảy tràn phủ đầy hệ thống khe khe nứt diễn ra vào giai đoạn sớm thường hình thành các đá phun trào tholeit và

kiểu phun trào núi lửa đơn diễn ra trong giai đoạn muộn thường hình thành các đá phun trào alkali. Trong khu vực một, nhiệt độ và áp suất nóng chảy thấp, không có sự phân biệt giữa nguồn magma hình thành các đá phun trào tholeit và đá phun trào alkali cho thấy dung thể magma đã trải qua một quá trình biến đổi lâu dài và phun trào chảy tràn và phủ đầy khe nứt theo cơ chế nóng chảy giảm áp. Tuy nhiên, tại vùng hai hoạt động phun trào magma diễn ra chủ yếu trên vùng kiến tạo tách giãn nội lục. Biểu đồ quan hệ giữa nhiệt độ, áp suất hình 8b cho thấy hai giai đoạn phun trào riêng biệt và hình thành các đường tương quan âm. Rất có thể nguồn magma tại khu vực hai mang đặc điểm nóng chảy dạng cột ở các độ sâu khác nhau và phun trào theo từng nhịp cục bộ trong một khoảng thời gian ngắn.

KẾT LUẬN

Các phép toán xác định thành phần hóa học của dung thể magma nguyên thủy được thực hiện một cách đơn giản nhưng chúng cung cấp cơ sở để xem xét các biến đổi về trạng thái nhiệt độ và áp suất tại thời điểm chưa xảy ra biến đổi trong nguồn magma. Dựa trên phương pháp tính thành phần hóa học dung thể magma nguyên thủy theo lý thuyết, tập thể tác giả đã phát triển phương pháp tính mới phù hợp với khu vực nghiên cứu. Thay vì sử dụng hàm lượng olivin theo lý thuyết, phương pháp mới đã sử dụng thành phần hóa học của khoáng vật olivin và pyroxen trong mẫu đá basalt làm tham số đầu vào. Kết quả tính được đối sánh với số liệu các địa hóa mẫu đá basalt thực tế và mô hình nóng chảy pMelt cho thấy mức độ phù hợp cao. Hàm lượng MgO của dung thể nguyên thủy trong vùng nghiên cứu dao động từ 10,5% đến 15,33% tương ứng chỉ số Mg# dao động từ 60 đến 70.

Thành phần các oxit của dung thể nóng chảy nguyên thủy được sử dụng để tính nhiệt độ và áp suất thành tạo cho thấy có sự khác biệt về nguồn magma trong khu vực nghiên cứu. Liên kết tài liệu cấu trúc kiến tạo và giá trị nhiệt độ và áp suất nguồn magma nguyên thủy cho thấy khu vực ven biển và ngoài khơi Nam Trung Bộ có thể chia thành hai vùng có hoạt động phun trào núi lửa khác nhau. Tại vùng một, hoạt động phun trào núi lửa tập trung tại

vị trí giao nhau của các đứt gãy trượt bằng theo kiểu chảy tràn phủ trên các hệ thống khe nứt tương ứng. Trong vùng phun trào kiểu một, nguồn magma có nhiệt độ nóng chảy từng phần thấp và không phân biệt rõ ràng giữa magma hình thành basalt kiềm và basalt tholeit. Trái lại, tại vùng hai hoạt động núi lửa diễn ra chủ yếu trên vùng kiến tạo tách giãn nội lục. Nhiệt độ nóng chảy từng phần của nguồn magma vùng hai cao hơn so với vùng một. Trong đó, nguồn magma hình thành basalt kiềm có nhiệt độ và áp suất cao hơn nguồn magma hình thành basalt tholeit. Sự khác biệt về nhiệt độ và áp suất nóng chảy từng phần phản ánh kiểu nóng chảy dạng cột trong nguồn magma tương ứng với từng nhịp phun trào khi ta quan sát ngoài thực địa.

Lời cảm ơn: Bài báo được thực hiện với sự hỗ trợ từ Đề tài thuộc chương trình trọng điểm cấp Quốc gia: “Nghiên cứu KH&CN phục vụ quản lý biển, hải đảo và phát triển kinh tế biển”. Mã số Đề tài: KC09.07/16–20 và KC09.33/16–20. Tập thể tác giả xin cảm ơn “Chương trình hỗ trợ hoạt động Nghiên cứu viên Cao cấp” mã số: NCVCC24.05/19–19 và đề tài cấp Viện Hàn lâm Khoa học và Công nghệ Việt Nam mã số ĐLTE00.06/19–20 đã cung cấp số liệu để hoàn thành bài báo.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

- [1] O'hara, M. J., 1968. The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. *Earth-Science Reviews*, 4, 69–133.
- [2] Hirose, K., and Kushiro, I., 1993. Partial melting of dry peridotites at high pressures: determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond. *Earth and Planetary Science Letters*, 114(4), 477–489.
- [3] Kushiro, I., 1996. Partial melting of fertile mantle peridotite at high pressures: an experimental study using aggregates of diamond. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 95, 109–122.
- [4] Roeder, P. L., and Emslie, R., 1970. Olivine-liquid equilibrium.

- Contributions to mineralogy and petrology*, 29(4), 275–289.
- [5] Takahashi, E., and Kushiro, I., 1983. Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *American Mineralogist*, 68(9–10), 859–879.
- [6] Hauri, E. H., 1996. Major-element variability in the Hawaiian mantle plume. *Nature*, 382(6590), 415–419.
- [7] Ren, Z. Y., Ingle, S., Takahashi, E., Hirano, N., and Hirata, T., 2005. The chemical structure of the Hawaiian mantle plume. *Nature*, 436(7052), 837–840.
- [8] Ren, Z. Y., Hanyu, T., Miyazaki, T., Chang, Q., Kawabata, H., Takahashi, T., ... and Tatsumi, Y., 2009. Geochemical differences of the Hawaiian shield lavas: implications for melting process in the heterogeneous Hawaiian plume. *Journal of Petrology*, 50(8), 1553–1573.
- [9] Sobolev, A. V., Hofmann, A. W., Sobolev, S. V., and Nikogosian, I. K., 2005. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature*, 434(7033), 590–597.
- [10] Herzberg, C., 2006. Petrology and thermal structure of the Hawaiian plume from Mauna Kea volcano. *Nature*, 444(7119), 605–609.
- [11] Hoang, N., Flower, M. F., and Carlson, R. W., 1996. Major, trace element, and isotopic compositions of Vietnamese basalts: Interaction of hydrous EM1-rich asthenosphere with thinned Eurasian lithosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(22), 4329–4351.
- [12] Metcalfe, I., 1999. Gondwana dispersion and Asian accretion: an overview. *Gondwana dispersion and Asian accretion*, 9–28.
- [13] Metcalfe, I., 1996. Pre-Cretaceous evolution of SE Asian terranes. *Geological Society, London, Special Publications*, 106(1), 97–122. doi:10.1144/GSL.SP.1996.106.01.09.
- [14] Metcalfe, I., 2011. Tectonic framework and Phanerozoic evolution of Sundaland. *Gondwana Research*, 19(1), 3–21. doi:10.1016/j.gr.2010.02.016.
- [15] Tr. V. Trị và Vũ Khúc, 2011. Địa chất và tài nguyên thiên nhiên Việt Nam. *Sách chuyên khảo*.
- [16] Holloway, N. H., 1982. North Palawan block, Philippines - Its relation to Asian mainland and role in evolution of South China Sea. *AAPG Bulletin*, 66(9), 1355–1383.
- [17] Honza, E., and Fujioka, K., 2004. Formation of arcs and backarc basins inferred from the tectonic evolution of Southeast Asia since the Late Cretaceous. *Tectonophysics*, 384(1–4), 23–53. doi:10.1016/j.tecto.2004.02.006.
- [18] Hutchison, C. S., 2014. Tectonic evolution of Southeast Asia. *Bulletin of the Geological Society of Malaysia*, 60, 1–18.
- [19] Tapponnier, P., Peltzer, G. L. D. A. Y., Le Dain, A. Y., Armijo, R., and Cobbold, P., 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10(12), 611–616.
- [20] Tapponnier, P., Peltzer, G., and Armijo, R., 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia. *Geological Society, London, Special Publications*, 19(1), 113–157.
- [21] Hall, R., 2002. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations. *Journal of Asian Earth Sciences*, 20(4), 353–431. doi:10.1016/S0012-821X(04)00070-6.
- [22] Leloup, P. H., Lacassin, R., Tapponnier, P., Schärer, U., Zhong, D., Liu, X., ... and Trinh, P. T., 1995. The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina. *Tectonophysics*, 251(1–4), 3–84. doi: 10.1016/0040-1951(95)00070-4, 1995.
- [23] Barr, S. M., and MacDonald, A. S., 1981. Geochemistry and geochronology of late Cenozoic basalts of Southeast Asia. *Geological Society of America Bulletin*, 92(8_Part_II), 1069–1142.
- [24] Kudrass, H. R., Wiedicke, M., Cepek, P., Kreuzer, H., and Müller, P., 1986. Mesozoic and Cainozoic rocks dredged

- from the South China Sea (Reed Bank area) and Sulu Sea and their significance for plate-tectonic reconstructions. *Marine and Petroleum Geology*, 3(1), 19–30.
- [25] Tu, K., Flower, M. F., Carlson, R. W., Xie, G., Chen, C. Y., and Zhang, M., 1992. Magmatism in the South China Basin: 1. Isotopic and trace-element evidence for an endogenous Dupal mantle component. *Chemical Geology*, 97(1–2), 47–63.
- [26] Rangin, C., Huchon, P., Le Pichon, X., Bellon, H., Lepvrier, C., Roques, D., ... and Van Quynh, P., 1995. Cenozoic deformation of central and south Vietnam. *Tectonophysics*, 251(1–4), 179–196.
- [27] Flower, M. F., Chung, S. L., Lo, C. H., and Lee, T. Y. (Eds.), 1998. Mantle dynamics and plate interactions in East Asia (Vol. 27). American Geophysical Union.
- [28] Yan, P., Deng, H., Liu, H., Zhang, Z., and Jiang, Y., 2006. The temporal and spatial distribution of volcanism in the South China Sea region. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(5), 647–659.
- [29] Yan, Q., Shi, X., Wang, K., Bu, W., and Xiao, L., 2008. Major element, trace element, and Sr, Nd and Pb isotope studies of Cenozoic basalts from the South China Sea. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 51(4), 550–566.
- [30] Yan, Q., Shi, X., and Castillo, P. R., 2014. The late Mesozoic–Cenozoic tectonic evolution of the South China Sea: a petrologic perspective. *Journal of Asian Earth Sciences*, 85, 178–201.
- [31] Wang, X. C., Li, Z. X., Li, X. H., Li, J., Liu, Y., Long, W. G., ... and Wang, F., 2011. Temperature, pressure, and composition of the mantle source region of Late Cenozoic basalts in Hainan Island, SE Asia: a consequence of a young thermal mantle plume close to subduction zones?. *Journal of Petrology*, 53(1), 177–233.
- [32] Hoang, N., Flower, M. F., Xuan, P. T., Quy, H. V., and Son, T. T., 2013. Collision-induced basalt eruptions at Pleiku and Buon Me Thuot, south-central Viet Nam. *Journal of Geodynamics*, 69, 65–83.
- [33] Hoang, N., Shinjo, R., Huong, T. T., Pécskay, Z., and Bac, D. T., 2019. Pleistocene basaltic volcanism in the Krông Nô area and vicinity, Dac Nong Province (Vietnam). *Journal of Asian Earth Sciences*, 103903.
- [34] Hoang, N., and Flower, M., 1998. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: implication for origins of a ‘diffuse igneous province’. *Journal of Petrology*, 39(3), 369–395.
- [35] Nguyễn Hoàng, Phan Trọng Trịnh, 2009. Tổng hợp đặc điểm thạch học và địa hóa đá núi lửa Neogen - Đệ tứ và động lực manti khu vực Biển Đông và các vùng lân cận. *Tạp chí Địa chất*, A312, 5–6.
- [36] Koloskov, A. V., Fedorov, P. I., and Rashidov, V. A., 2016. New data on products composition of the Quaternary volcanic activity in the shelf zone of NW margins of the South China Sea and the problem of asthenospheric diapirism.
- [37] Hoang, N., Shakirov, R. B., and Huong, T. T., 2017. Geochemistry of late miocene-pleistocene basalts in the Phu Quy island area (East Vietnam Sea): Implication for mantle source feature and melt generation. *Vietnam Journal of Earth Sciences*, 39(3), 270–288.
- [38] An, A. R., Choi, S. H., Yu, Y., and Lee, D. C., 2017. Petrogenesis of Late Cenozoic basaltic rocks from southern Vietnam. *Lithos*, 272, 192–204.
- [39] Yamashita, S., and Tatsumi, Y., 1994. Thermal and geochemical evolution of the mantle wedge in the northeast Japan arc: 2. Contribution from geochemistry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B11), 22285–22293.
- [40] Scarrow, J. H., and Cox, K. G., 1995. Basalts generated by decompressive adiabatic melting of a mantle plume: a case study from the Isle of Skye, NW Scotland. *Journal of Petrology*, 36(1), 3–22.
- [41] Turner, S., and Hawkesworth, C., 1995. The nature of the sub-continental mantle: constraints from the major-element composition of continental flood basalts. *Chemical Geology*, 120(3–4), 295–314.

- [42] Tamura, Y., Yuhara, M., and Ishii, T., 2000. Primary arc basalts from Daisen volcano, Japan: equilibrium crystal fractionation versus disequilibrium fractionation during supercooling. *Journal of Petrology*, 41(3), 431–448.
- [43] Leeman, W. P., Lewis, J. F., Evarts, R. C., Conrey, R. M., and Streck, M. J., 2005. Petrologic constraints on the thermal structure of the Cascades arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140(1–3), 67–105.
- [44] Putirka, K. D., 2005. Mantle potential temperatures at Hawaii, Iceland, and the mid-ocean ridge system, as inferred from olivine phenocrysts: Evidence for thermally driven mantle plumes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(5), 1–14.
- [45] Ghiorso, M. S., Hirschmann, M. M., Reiners, P. W., and Kress, V. C., 2002. The pMELTS: A revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partial melting of the mantle to 3 GPa. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(5), 1–35. DOI: 10.1029/2001GC000217.
- [46] Albarede, F., 1992. How deep do common basaltic magmas form and differentiate?. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B7), 10997–11009.
- [47] Putirka, K. D., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 69(1), 61–120.
- [48] Hoang, N., Flower, M. F., and Carlson, R. W., 1996. Major, trace element, and isotopic compositions of Vietnamese basalts: Interaction of hydrous EM1-rich asthenosphere with thinned Eurasian lithosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(22), 4329–4351.
- [49] Ph. T. Xuân, Ng. Hoàng, 2002. Đặc điểm thạch học và thành phần nguyên tố chính trong basalt Kainozoi muộn tại Việt Nam. *Tạp chí Các Khoa học về Trái đất*, 24(1), 33–42.
- [50] Phach, P. V., and Anh, L. D., 2018. Tectonic evolution of the southern part of Central Viet Nam and the adjacent area. *Geodynamics & Tectonophysics*, 9(3), 801–825.