

MỨC ĐỘ NÓNG CHẢY NGUỒN MANTI CỦA CÁC ĐÁ PERIDOTIT VÙNG NÚI NỬA, TỈNH THANH HOÁ VÀ Ý NGHĨA LUẬN GIẢI KIẾN TẠO

NGÔ XUÂN THÀNH^[1], PHẠM TRUNG HIỆU^[2], PHẠM NGỌC DŨNG^[3]

¹Trường Đại học Mỏ - Địa chất, Phường Đức Thắng, Bắc Từ Liêm, Hà Nội ²Trường Đại học Khoa học Tự nhiên - ĐHQG TPHCM, Nguyễn Văn Cừ, P.4, Tp. Hồ Chí Minh

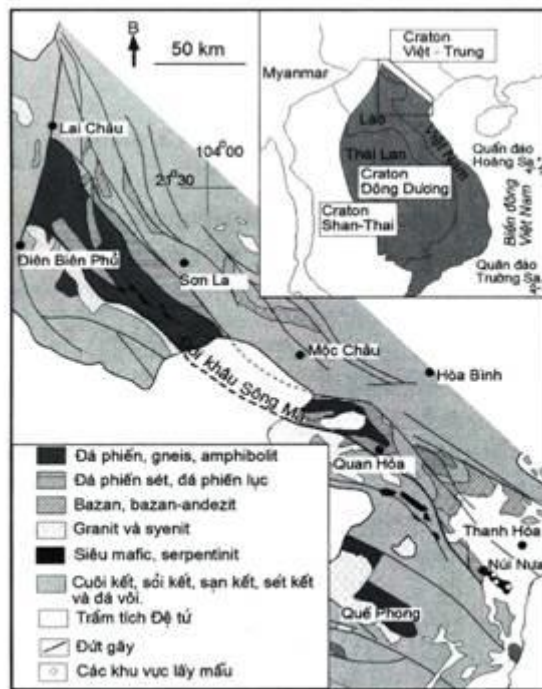
³ Viện Khoa học Địa chất và Khoáng sản, Nguyễn Trãi, Thanh Xuân, Hà Nội

Tóm tắt: Peridotit vùng Núi Nửa đã được xem là một phần trong tổ hợp ophiolit của đới khâu Sông Mã, hình thành do quá trình va chạm giữa khối Đông Dương và khối Việt-Trung. Thành phần thạch học chủ yếu của khối Núi Nửa gồm dunit, harzburgit và một ít đai mạch gabro-diabas. Nghiên cứu cấu tạo, thành phần khoáng vật và địa hóa của các đá ở đây cho thấy chúng đặc trưng cho đá thuộc manti đã trải qua quá trình nóng chảy từng phần. Mức độ nóng chảy từng phần được tính toán trên cơ sở các số liệu về thành phần khoáng vật, địa hóa nguyên tố hiếm vết của các đá harzburgit trong vùng. Kết quả tính toán chỉ ra rằng nguồn manti của các đá này đã trải qua quá trình nóng chảy từng phần rất cao, đạt từ 20% đến trên 40%. Peridotit vùng Núi Nửa được hình thành trong bối cảnh trước cung trên cơ sở so sánh thành phần khoáng vật, địa hóa và mức độ nóng chảy nguồn manti với các thể peridotit trong các môi trường kiến tạo khác nhau hiện nay trên thế giới. Những kết quả mới này cho phép các nhà nghiên cứu có thêm cơ sở để luận giải địa chất, kiến tạo, khoáng sản liên quan cho các nghiên cứu tiếp theo trong vùng.

I. MỞ ĐẦU

Ophiolit hiện nay được cho là một thể thạch quyển đại dương cổ được đưa lên nằm trên vỏ lục địa qua một quá trình đẩy trôi hoặc chòm trượt hình thành trong quá trình khép kín của bồn đại dương do va chạm giữa hai lục địa hoặc lục địa với cung đảo. Tổ hợp ophiolit phổ biến trên thế giới thường gồm hai phần chính: phần vỏ và phần manti trên cùng (trong thạch quyển đại dương) [10]. Các thể harzburgit trong phần manti trên cùng được cho là phần sót lại sau quá trình nóng chảy từng phần cao của manti nguồn để hình thành nên các thể xâm nhập, phun trào phần vỏ [10]. Hiện nay, các nhà địa chất trên thế giới nghiên cứu và tính toán mức độ nóng chảy của manti nguồn thông qua nghiên cứu các đá peridotit nhằm hiểu quá trình tiến hóa của manti [7]. Trên cơ sở đó giúp cho luận giải các kết quả địa hóa, quá trình hình thành khoáng vật cũng như môi trường kiến tạo của khu vực. Việc tính toán mức độ nóng chảy nguồn manti thường được thực hiện dựa trên thành phần địa hóa của đá tổng cũng như thành phần các khoáng vật nguyên thủy còn sót lại trong peridotit manti sau quá trình bị nóng chảy và làm nghèo [1, 2, 4, 9, 11, 13].

Đới khâu Sông Mã có sự xuất hiện rất đa dạng các loại đá magma từ peridotit, siêu mafic đến các đá gabro, basalt, phần lớn chúng bị biến chất và biến dạng mạnh mẽ. Các đá này trước đây được cho là một phần ophiolit của vỏ đại dương cổ Tethys, nguồn gốc sông núi giữa đại dương [5]. Các tính toán dựa trên khoáng vật sót chromspinel của Ngô Xuân Thành và nnk năm 2011 và 2013 [16, 17] cho thấy ít nhất một bộ phận peridotit trong tổ hợp ophiolit Sông Mã không thuộc kiểu vỏ đại dương thực thụ mà nó thuộc một tổ hợp ophiolit liên quan đến đới hút chìm (supra-subduction zone).



Hình 1. Sơ đồ địa chất khu vực Sông Mã (dựa theo [8]).

Peridotit vùng Núi Nưa từ trước đến nay đã được nhiều nhà địa chất quan tâm nghiên cứu, song các công trình nghiên cứu về môi trường kiến tạo của các đá này còn rất hạn chế và nhiều tranh cãi. Để làm sáng tỏ những vấn đề này, nhóm tác giả tập trung nghiên cứu tính toán mức độ nóng chảy của manti dựa trên các số liệu phân tích khoáng vật olivin, chromspinel sót và thành phần các nguyên tố hiếm vết trong harzburgit lấy ở Núi Nưa, Thanh Hóa. Kết quả tính toán này sẽ được so sánh với đặc trưng nóng chảy từng phần của các đá harzburgit manti trong tổ hợp ophiolit ở các môi trường kiến tạo khác nhau trên thế giới, từ đó đưa ra môi trường kiến tạo cho các đá vùng nghiên cứu.

II. SƠ LƯỢC ĐẶC ĐIỂM ĐỊA CHẤT VÙNG NGHIÊN CỨU

Đọc theo đới khâu Sông Mã lộ nhiều các thành tạo mafic và siêu mafic được coi là tàn dư của vỏ đại dương cổ, nhưng hiện tại chúng phân bố trên vỏ lục địa là do quá trình va chạm của các đới kiến tạo lớn thành tạo nên các thể ophiolit xen lẫn các đá biến chất của các đá nguồn gốc trầm tích và magma [20, 21-23]. Tuy nhiên, cho đến nay tuổi thành tạo của các thể ophiolit dọc đới Sông Mã vẫn còn nhiều quan điểm khác nhau như: 1) Neoproterozoi - Paleozoi sớm [3, 27]; 2) Paleozoi sớm [5, 16]; 3) Trias muộn [6]. Các đá mafic, siêu mafic trong tổ hợp ophiolit Sông Mã thường xuất hiện cùng các đá biến chất hệ tầng Sông Mã và Hàm Rồng có tướng biến chất từ thấp tới tướng amphibolit và được xếp vào tuổi Paleozoi sớm [20, 26, 27]. Trong các đá của hệ tầng Nậm Cô ở vùng Điện Biên Phủ còn thấy có sự xuất hiện của các đá biến chất áp suất cao đến siêu cao nguồn vỏ đại dương [15, 28], điển hình kiểu nê-măng tầng trưởng.

Các đá biến chất basalt, gabro, siêu mafic xen kẹp các lớp mỏng đá biến chất lục nguyên của hệ tầng Huổi Hào và phức hệ Bó Xinh được cho là đặc trưng kiểu vỏ đại dương được làm giàu (Enriched Mid-Ocean Ridge Basalt) và kiểu vỏ đại dương thường (Normal Mid-Ocean Ridge Basalt N-MORB) [27]. Có rất nhiều số liệu tuổi được đưa ra bằng các phương pháp phân tích khác nhau cho các đá này: 455 Tr.n bằng phương pháp K-Ar; 541±75 Tr.n bằng phương pháp Rb-Sr đã tổng; 414,8 Tr.n và 266-245 Tr.n bằng phương pháp Sm-Nd trên khoáng vật amphibol; 850-840, 940 Tr.n và 446-415 Tr.n bằng phương pháp pha loãng đồng vị U-Pb zircon tách từ các đá diorit; 267-251 và 967-733 Tr.n bằng phương pháp SHRIMP (Sensitive high-resolution ion microprobe) U-Pb zircon (Trần Văn Trị và Vũ Khúc, 2009) [27]. Gần đây, Phạm Trung Hiếu và nnk nghiên cứu tuổi U-Pb zircon trong các đai mạch gabro - diabas xuyên cắt các đá siêu mafic vùng Núi Nưa cho tuổi 470 Tr.n [22]. Tuổi 387±5,6 Tr.n, 313±32 Tr.n và 338±24 Tr.n cũng được Nguyễn Văn

Vượng và nnk (2013) báo cáo cho các đá metabro của ophiolit Sông Mã ở Chiềng Khương. Tuy nhiên việc gắn kết và luận giải các giá trị tuổi này cho một chuỗi sự kiện địa chất, kiến tạo còn ít, chưa đủ sức thuyết phục.

III. VỊ TRÍ LẤY MẪU VÀ KẾT QUẢ PHÂN TÍCH

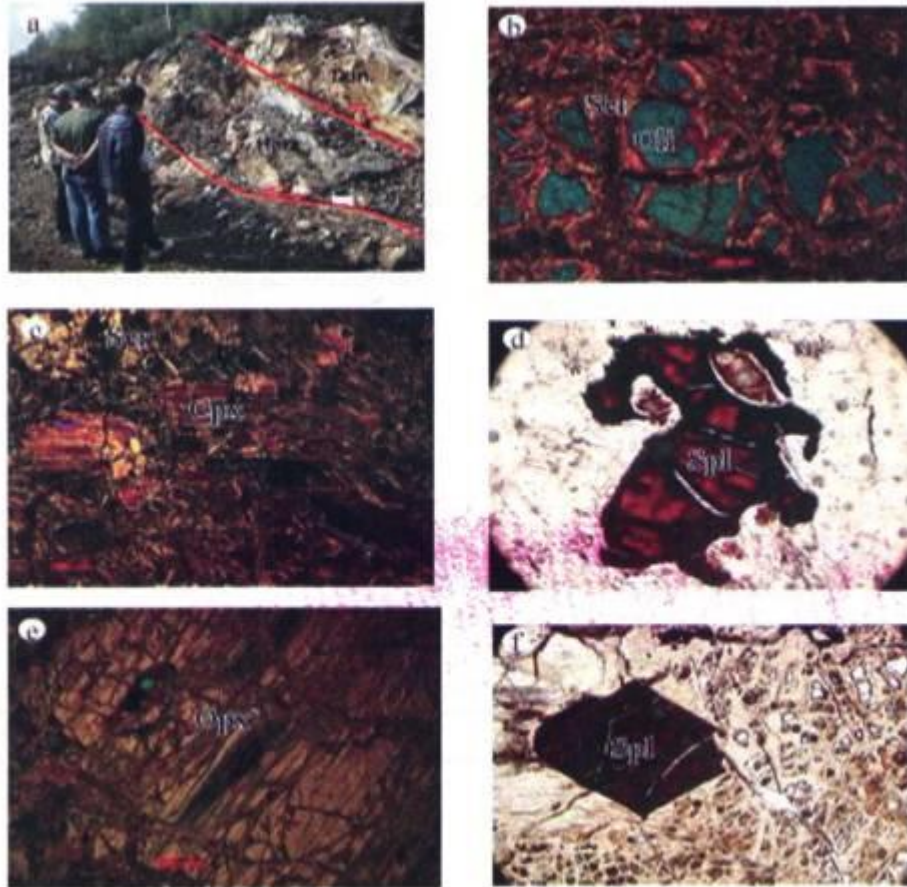
Các mẫu nghiên cứu được thu thập tại Am Tiêu, Mậu Lâm và một vài khu vực khác thuộc sườn đông bắc Núi Nưa, Thanh Hóa. Thành phần thạch học khối Núi Nưa chủ yếu là dunit, ít hơn là các đá harzburgit, chúng bị biến đổi mạnh mẽ và đa số đã bị serpentinit hóa. Dunit và harzburgit ở đây bị chia cắt thành những khối nhỏ, quan hệ giữa các khối này là những đới trượt ép, mylonit hóa mạnh mẽ thể hiện giai đoạn trôi trượt của chúng trong quá trình thành tạo ophiolit (Hình 2a). Kết quả phân tích mẫu lát mỏng cho thấy serpentin tồn tại dưới dạng sợi, dạng dải đến dạng mảnh lưới, chúng bị biến dạng dẻo mạnh mẽ. Khoáng vật nhóm serpentin bao gồm các khoáng vật chủ yếu là antigorit, lizardit và một ít chrysotil. Antigorit chiếm tỷ lệ khá lớn trong các đá harzburgit, thể hiện các đá này trải qua quá trình serpentinit hóa ở sâu và điều kiện nhiệt độ cao. Trong đá dunit, khoáng vật chromspinel thường tồn tại dạng bán tự hình, cỡ hạt nhỏ đến trung bình, nhiều hạt khá sắc cạnh (Hình 2f). Trong đá harzburgit, các khoáng vật chromspinel, olivin và pyroxen thường tồn tại ở dạng hạt lớn bị kéo dài và biến dạng dẻo mạnh mẽ, bao quanh chúng là các đới mylonit nhỏ thành phần antigorit. Pyroxen xiên và đơn bị biến dạng dẻo mạnh, có góc tắt dạng lượn sóng quan sát rất rõ dưới kính hiển vi phân cực. Các hạt chromspinel và olivin bị đập vỡ biến đổi mạnh phần rìa và dọc các khe nứt. Những cấu tạo quan sát được dưới kính như mô tả trên cho thấy peridotit trong vùng nghiên cứu đặc trưng cho cấu tạo của đá thuộc phần manti trên trong tổ hợp thạch quyển đại dương [1, 4, 7]. Việc xuất hiện rất ít các khoáng vật pyroxen xiên là minh chứng cho đá đã trải qua quá trình nóng chảy khá mạnh mẽ ở manti nguồn [1]. Trong nghiên cứu này chúng tôi chọn đá harzburgit có tồn tại các khoáng vật sót olivin và chromspinel để nghiên cứu thành phần khoáng vật của chúng. Các mẫu này cũng được phân tích thành phần nguyên tố hiếm vết.

Bảng 1. Một số kết quả phân tích thành phần địa hóa khoáng vật chromspinel và olivin trong harzburgit vùng Núi Nưa, tỉnh Thanh Hóa

(Số liệu phân tích tại Phòng Phân tích, Trường Đại học Khoa học Okayama, Nhật Bản năm 2013)

Khoáng vật	Olivin (%)			Chromspinel (%)					
SiO ₂	40,6	41,0	40,1						
Al ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	26,7	26,8	27,1	15,0	14,6	15,2
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	38,2	38,6	39,4	51,6	52,2	52,6
TiO ₂				0,08	0,05	0,02	0,12	0,08	0,08
FeO*	8,6	8,8	8,6	21,9	21,7	22	21,8	20,5	20,2
MnO	0,2	0,2	0,1	0,8	0,6	0,7	0,7	0,6	0,4
MgO	49,9	50,0	50,1	12,1	12,1	11,9	12,2	12,8	13,2
NiO	0,3	0,3	0,2	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0
Tổng	99,6	100,3	99,1	99,8	99,9	100	100	100	101
Si	1,0	1,0	1,0						
Cr	0,0	0,0	0,0	0,9	0,9	0,9	1,3	1,3	1,3
Al	0,0	0,0	0,0	1,0	1,0	1,0	0,6	0,5	0,6
Fe ³⁺				0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1
Fe ²⁺	0,2	0,2	0,2	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
Mn	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Mg	1,8	1,8	1,8	0,6	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6
Ni	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,9	0,9	0,9	0,6	0,6	0,5	0,6	0,6	0,6
Cr/(Cr+Al)				0,5	0,5	0,5	0,7	0,7	0,7
F nóng chảy				23,9	23,9	23,9			

FeO*: Tổng FeO và Fe₂O₃; F nóng chảy: Mức độ nóng chảy tính theo công thức của Hellebrand và nmk, 2001.



Hình 2. Ảnh nghiên cứu thực địa (a) và kết quả nghiên cứu dưới kính hiển vi phân cực của khoáng vật olivin (b), pyroxen xiên (c), chromspinel trong harzburgit (d), pyroxen thoi (e) và chromspinel trong dunit (f).

Bảng 2. Thành phần nguyên tố vi lượng của các mẫu đá peridotit Núi Nưa
(Số liệu phân tích tại phòng phân tích thuộc Viện Địa chất - Địa vật lý Trung Quốc và Trường Đại học Khoa học và Kỹ thuật Trung Quốc, 2013)

Nguyên tố (ppm)	Số hiệu mẫu				
	V 07105	V 07107	NN 02	NN 0102	NN 0121
Li	2,27	1,98	2,13	2,07	1,27
Be	0,13	0,12	0,13	0,12	0,07
Sc	7,72	7,63	8,20	7,75	7,39
V	27,60	28,65	31,20	28,87	47,30
Zn	52,45	42,61	47,53	46,25	47,80
Rb	0,36	0,31	0,34	0,31	0,15
Sr	0,39	1,35	0,87	1,04	0,56
Y	0,89	0,84	0,95	0,87	0,31
Zr	2,66	2,88	2,65	2,74	0,41
Nb	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08
Cs	0,03	0,26	0,15	0,18	0,02
Ba	1,04	0,76	0,82	0,89	2,15
La	0,15	0,11	0,15	0,21	0,10
Ce	0,24	0,28	0,26	0,26	0,18
Pr	0,03	0,03	0,03	0,05	0,02
Nd	0,12	0,10	0,17	0,21	0,08
Sm	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02
Eu	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Gd	0,03	0,02	0,05	0,05	0,02
Tb	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Dy	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04
Ho	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Er	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
Tm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Yb	0,02	0,02	0,03	0,02	0,06
Lu	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Hf	0,07	0,07	0,07	0,07	0,01
Ta	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04

Olivin trong harzburgit có chỉ số Fo# = $[Mg/(Mg+Fe^{2+})]$ cao (0,9). Hàm lượng NiO của olivin trong harzburgit (0,20-0,31% tl). Chromspinel trong các đá harzburgit có hàm lượng Cr₂O₃ cao (38,2- 51,1% tl), Al₂O₃ (12,6-27,5% tl), FeO (16,2-21,8% tl) và MgO (11,1-13,7% tl), TiO₂ rất

thấp (<0,12% tl). Chỉ số $Cr\# = [Cr/(Cr+Al)]$ cao (0,5-0,7) và $Mg\# = [Mg/(Mg+Fe^{2+})]$ trung bình (0,5- 0,6).

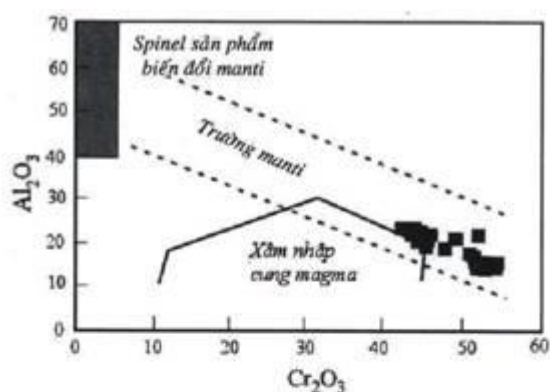
Kết quả phân tích thành phần nguyên tố hiếm, vết được đưa ra ở Bảng 2. Trên biểu đồ phân bố hàm lượng các nguyên tố đất hiếm chuẩn hóa với thiên thạch cho thấy nhóm các nguyên tố đất hiếm nhẹ được làm giàu hơn so với nhóm đất hiếm nặng $(La/Sm)N = 3,3-3,7$; $(La/Lu)N = 1,0- 3,8$ và có dị thường âm của Eu (Hình 5).

IV. ÁP DỤNG MÔ HÌNH TÍNH TOÁN MỨC ĐỘ NÓNG CHẢY CỦA NGUỒN MANTI

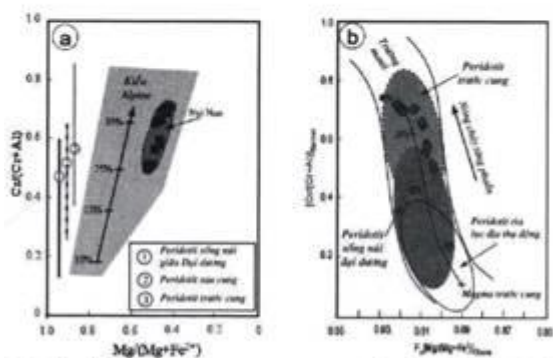
Đặc điểm thạch học quan sát được dưới kính cho thấy các đá peridotit trong vùng nghiên cứu thuộc hợp phần manti trên của tổ hợp thạch quyển đại dương. Trên biểu đồ Hình 3 và 4b, tất cả các thành phần khoáng vật chromspinel và olivin đều nằm trong trường manti (mantle-array) chứng tỏ chúng đều thuộc tổ hợp khoáng vật ở phần manti trên. Hơn nữa, thành phần khoáng vật sót và thành phần địa hóa cũng cho thấy các đá manti ở đây bị làm nghèo do quá trình nóng chảy từng phần. Các nghiên cứu trước đây về peridotit manti trong các đới ophiolit thuộc các môi trường kiến tạo khác nhau cho thấy mỗi đặc trưng của môi trường kiến tạo sẽ phản ánh mức độ nóng chảy khác nhau của manti đã trải qua.

Để tính toán mức độ nóng chảy từng phần của manti, thành phần khoáng vật sót và thành phần địa hóa của peridotit hiện tại là rất quan trọng.

Hirose và Kawamoto (1995) [11] đã tính toán quá trình nóng chảy manti thông qua số liệu địa hóa của đá, trên cơ sở đó so sánh chỉ số $Cr\#$ trong khoáng vật cromit.



Hình 3. Biểu đồ tương quan giữa Cr_2O_3 và Al_2O_3 của khoáng vật chromspinel.

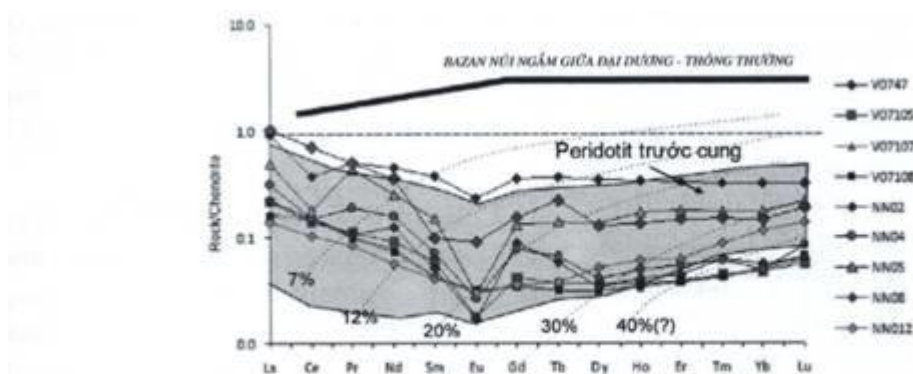


Hình 4. Biểu đồ tương quan giữa $Mg\#$ và $Cr\#$ trong khoáng vật chromspinel (a) và Fo olivin và $Cr\#$ chromspinel (b) và so sánh với các trường kiến tạo, mức độ nóng chảy của manti đã trải qua.

Biểu đồ tương quan giữa các chỉ số $Cr\# - Mg\#$ (Hình 4a) và $Cr\# - Fo$ (Hình 4b) của chromspinel cho biết mức độ nóng chảy từng phần của manti. Hình 4a cho thấy peridotit vùng Núi Nưa đã trải qua quá trình nóng chảy rất cao, đạt 25% đến trên 35%. Kết quả tương tự (23,9% đến trên 40%)

khi áp dụng mô hình tính toán dựa trên quan hệ giữa $Cr\#^{chromspinel}$ và $Po^{olivine}$ của các khoáng vật cùng tồn tại trong một mẫu đá trong nhóm peridotit [1] (Hình 4b). Các kết quả đối sánh trên cũng được kiểm chứng độ tin cậy của chúng thông qua công thức tính mức độ nóng chảy của peridotit manti áp dụng công thức của Hellebrand, (2001) [9] ($F=0,1*\ln(Cr\#)+24$) (áp dụng cho khoáng vật chromspinel có chỉ số $Cr\# < 0,6$). Các số liệu tính toán cho thấy chúng có kết quả tương đương trong cả hai phương pháp đối với các chromspinel có chỉ số $Cr\# < 0,6$ (Bảng 1).

Mức độ nóng chảy nguồn manti có thể được tính toán và nhận biết trên cơ sở hàm lượng các nguyên tố đất hiếm nặng trong phần đá tàn dư manti [9]. Trên cơ sở tính toán thực nghiệm và công thức tính toán nóng chảy từng phần của manti dựa vào nhóm nguyên tố đất hiếm nặng, Shaw D.M. (1970) [24] và Ewart và nnk (1994) [8] đã đưa ra mô hình để tính toán mức độ nóng chảy từng phần thông qua số liệu các nguyên tố hiếm trong peridotit (Hình 5), các đường cong tương ứng mức độ nóng chảy từng phần tính cho nguồn manti spinel [8, 24]. So sánh với số liệu địa hóa của đá nghiên cứu cho thấy các nguyên tố hiếm nặng đều nằm trong trường manti bị làm nghèo thông qua quá trình nóng chảy từng phần trong khoảng hơn 20% đến hơn 40%. Tính toán này cũng hoàn toàn phù hợp với số liệu tính toán dựa trên thành phần nguyên tố của các khoáng vật sót olivin và chromspinel tồn tại trong đá peridotit.



Hình 5. Biểu đồ phân bố các nguyên tố đất hiếm chuẩn hóa với thiên thạch (giá trị chuẩn hóa theo Sun và McDonough, 1989). Các đường nóng chảy từng phần theo Piccardo et al (2007).

V. MÔI TRƯỜNG KIẾN TẠO CỦA CÁC THỂ PERIDOTIT VÙNG NÚI NỬA

Các khoáng vật olivin trong các thể harzburgit ở đây đặc trưng bằng chỉ số Fo cao đến rất cao, đồng thời chỉ số $Cr\#$ cao (0,5-0,7) trong khoáng vật chromspinel là hoàn toàn phù hợp với kiểu olivin và chromspinel trong tổ hợp harzburgit manti trước cung, hoàn toàn khác biệt với peridotit hình thành ở sống núi giữa đại dương (Hình 4a, b) [1, 8, 12, 23]. Tính toán mức độ nóng chảy nguồn manti của các đá peridotit bằng phương pháp khoáng vật chromspinel, cặp khoáng vật cộng sinh chromspinel - olivin cũng như trên cơ sở đường phân bố nguyên tố đất hiếm nặng cho kết quả tương tự nhau. Các số liệu tính toán này cho thấy peridotit vùng Núi Nửa là những thể manti đã bị nghèo hóa mạnh mẽ, nguồn manti của chúng đã trải qua quá trình nóng chảy từng phần rất cao, dao động từ 20% đến trên 40%. Các nghiên cứu harzburgit manti trên thế giới cho thấy: Nóng chảy ở miền nguồn manti thường xảy ra ở mức độ 10-25%, tùy thuộc vào tốc độ tách giãn của đáy đại dương. Mức độ nóng chảy ở đới trước cung thường phổ biến trong khoảng từ 15% đến trên 40%, xảy ra ở giai đoạn sớm của đới hút chìm. Đới sau cung thường đặc trưng nóng chảy từ thấp (tương đương với sống núi giữa đại dương) đến cao (tương đương với phần nóng chảy trung bình của đới trước cung) [1, 8, 12, 16, 21]. So sánh mức độ nóng chảy của các đá trong vùng và các loại peridotit trên thế giới trong các môi trường kiến tạo khác nhau cho thấy các đá trong vùng nghiên cứu hoàn toàn phù hợp với kiểu peridotit có mức độ nóng chảy trong môi trường trước cung.

Ở đới trước cung, peridotit được hình thành trong giai đoạn sớm của quá trình hình thành đới hút chìm khi mảng đại dương chúi xuống phần manti. Khi đó phần tiếp xúc với mảng trên tạo nên đới căng giãn giảm áp gây ra tái nóng chảy ở manti. Quá trình này bao gồm khá nhiều các tương tác phức tạp giữa manti với dòng nhiệt dịch, dòng nóng chảy từ dưới sâu... Quá trình nóng chảy này đã làm cho đá ở manti bị mất dần các khoáng vật pyroxen xiên sau đó là pyroxen thoi và tạo nên tổ hợp các đá peridotit trước cung như dunit, harzburgit chiếm ưu thế và các thể magma boninit, gabro/basalt kiểu đại dương - cung đảo (MORB/arc-like) [25]. Quá trình địa chất này tiếp diễn trong một thời kỳ để thành tạo nên các kiểu thạch quyển đại dương trước cung. Hoạt động magma trước cung ở vùng này có lẽ đã xảy ra ít nhất là 470 Tr.n trước hoặc cổ hơn [22].

VI. KẾT LUẬN

Các kết quả trong nghiên cứu này cho thấy peridotit Núi Nưa được hình thành trong môi trường kiến tạo trước cung, thuộc giai đoạn sớm của quá trình hút chìm giữa địa khối Đông Dương và Việt-Trung.

Tuổi thành tạo của peridotit vùng nghiên cứu cho phép luận giải thời gian bắt đầu quá trình hút chìm giữa địa khối Việt Trung và Đông Dương. Hoạt động magma trước cung trong vùng nghiên cứu đã xảy ra ít nhất là 470 Tr.n trước hoặc cổ hơn.

Lời cảm ơn: Bài báo được hoàn thành có sự trợ giúp về phân tích mẫu của phòng phân tích Itaya (Trường ĐH Khoa Học Okayama, Nhật Bản) và Phòng thí nghiệm Vật liệu - vỏ - Manti Trường Đại học Khoa học Kỹ thuật Trung Quốc.. Nhóm tác giả xin chân thành cảm ơn những góp ý sâu sắc của GS.TS Trần Văn Trị. Nghiên cứu này được tài trợ bởi Quỹ phát triển khoa học và Công nghệ Quốc gia (NAFOSTED) trong đề tài mã số 105.1-2011.14 (Ngô Xuân Thành) và đề tài mã số KHCN-TB/13-18 thuộc chương trình KHCN phục vụ phát triển bền vững vùng Tây Bắc.

VĂN LIỆU

1. **Arai S., 1994.** Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chemical Geology* 113, 191-204.

2. **Bédard É. et al., 2009.** Petrology and geochemistry of the Saga and Sangsang ophiolitic massifs, Yarlung Zangbo Suture Zone, Southern Tibet: evidence for an arc-back-arc origin. *Lithos* 113, 48-67.

3. **Bùi Minh Tâm (Chủ biên), 2010.** Hoạt động magma Việt Nam. *Viện Khoa học Địa chất và Khoáng sản. Hà Nội.*

4. **Dick H.J.B., Bullen T., 1984.** Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.* 86, 54-76.

5. **Đào Đình Thục và Huỳnh Trung (Đồng Chủ biên), 1995.** Địa chất Việt Nam. Tập II. Magma. *Cục Địa chất Việt Nam, Hà Nội, 359 tr.*

6. **Đovjikov A.E. (Chủ biên), 1965.** Địa chất Miền Bắc Việt Nam. Tổng cục Địa chất, Hà Nội 1965, 668 tr. (tiếng Nga). *Nxb Khoa học & Kỹ thuật, Hà Nội 1971, 538 tr. (tiếng Việt).*

7. **Ecbvards S., Malpas J., 1995.** Multiple origins for mantle harzburgites: examples from the Lewis Hills, Bay of Islands ophiolite, Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences* 32 (7), 1046-1057.

8. **Ewart A., Bryan W.B., Chappell B.w. and Rudnick R.L., 1994.** Regional geochemistry of the Lau-Tonga arc and backarc systems. *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, 135, 385-425.

9. **Hellebrand E., Show J.E., Dick H.J.B., Hofmann A.W., 2001.** Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in the mid-ocean- ridge peridotites. *Nature* 410, 677-681.

10. **Himmelberg G.R., Loney R.A., 1973.** Petrology of the Vulcan Peak Alpine-Type Peridotite, Southwestern Oregon. *Geological Society of America Bulletin* 84 (5), 1585-1600.
11. **Hirose K., Kawamoto T., 1995.** Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: the effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 133 (3-4), 463-473.
12. **Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R., 1992.** Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu -Ogasawara - Mariana forearc, leg 125. In: Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results 125. *College Station, TX, Ocean Drilling Program*, pp. 445-485.
13. **Kamenesky V.S., Crawford A.J., Mefre S., 2001.** Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal of Petrology* 42, 655-671.
14. **Lan C.Y., Chung S.L., Lo C.H., Lee T.Y., Wang P.L., Li H.M., Toan D.V., 2001.** First evidence for Archean Continental crust in northern Viet Nam and its implications for crustal and tectonic evolution in Southeast Asia. *Geology*, 19: 219-222.
15. **Nakano N., Osanai Y., Nguyễn Thị Minh, Miyamoto T., Owada M., Trần Ngọc Nam, 2006.** Phát hiện eclogit và các đá áp suất cao ở đới khô Sông Mã, Bắc Việt Nam. *TC Địa chất*, A/296:16-27. Hà Nội.
16. **Ngo Xuan Thanh, Mai Trong Tu, Itaya T., Kwon S., 2011.** Chromian-spinel compositions from the Bo Xinh ultramatics, Northern Vietnam: Implications on tectonic evolution of the Indochina block. *Journal of Asian Earth Science* 42, 258-267.
17. **Ngô Xuân Thành, Mai Trọng Tú, 2013.** Những kết quả nghiên cứu mới về thành phần khoáng vật của các khối serpentinit thuộc đới khô Sông Mã trong vùng Sơn La: Kiểu ophiolit không thuộc vỏ đại dương thực thụ. *TC Địa chất*, A/334:1-12. Hà Nội.
18. **Ngo Xuan Thanh, Santosh M., Tran Thanh Hai, Pham Trung Hieu, 2015 (in press).** Subduction initiation of Indochina and South China blocks: Insight from the forearc ophiolitic peridotites of the Song Ma suture zone in Vietnam. *Geological Journal*.
19. **Nguyen Van Vuong, Hansen B.T., Wemmer K. et al., 2013.** U/Pb and Sm/Nd dating on ophiolitic rocks of the Song Ma suture zone (northern Vietnam): Evidence for upper paleozoic paleotethyan lithospheric remnants. *Journal of Geodynamics* 69, 140-147.
20. **Nguyễn Xuân Bao, Trần Đức Lương, 1981.** Bản đồ địa chất Việt Nam, tỷ lệ 1:500 000. *Nxb Khoa học và Kỹ thuật*. Hà Nội.
21. **Pearce J., Barker P., Edvards S., Parkinson I., Leat P., 2000.** Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139/1:36-53.
22. **Phạm Trung Hiếu, Lê Tiến Dũng, La Mai Sơn, Ngô Xuân Thành, 2014.** 470 triệu năm gabro - diaba khu vực Núi Nưa đới cấu trúc Sông Mã và ý nghĩa kiến tạo. *TC Địa chất* A/340:1-12. Hà Nội.
23. **Sobolev A.V., Hoernann A.W., Sobolev S.V. and Nikogosian I.K., 2005.** An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature*, 434, 590-597.
24. **Shaw D.M., 1970.** Trace-element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 34, 237-243.
25. **Stern R., Bloomer S.H., 1992.** Subduction zone infancy: Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs. *Geological Society of America Bulletin* 104, 1621-1636.

- 26. Trần Văn Trị, 1977.** Địa chất miền Bắc Việt Nam. *Nxb Khoa học Kỹ thuật, Hà Nội, 354 trang.*
- 27. Trần Văn Trị, Vũ Khúc (Đồng Chủ biên), 2009.** Địa chất và Tài nguyên Việt Nam. *Nxb Khoa học Tự nhiên và Công nghệ, 590 tr. Hà Nội.*
- 28. Zhang R.Y., Lo C.H., Chung S.L., Grove M., Omori S., Iizuka Y., Liou J.G., Trần Văn Trị, 2013.** Origin and Tectonic Implication of Ophiolite and Eclogite in the Song Ma Suture Zone between the South China and Indochina Blocks. *Journal of Metamorphic Geology 31, 49-62.*