

ПЕРМОТРИАСОВЫЙ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРНОГО ВЬЕТНАМА И ЮЖНОГО КИТАЯ КАК ПРОЯВЛЕНИЕ ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА

А.Э. Изох, Г.В. Поляков, Чан Чонг Хоа*, П.А. Балыкин, Нго Тхи Фьонг*

Институт геологии ОИГТМ СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

** Институт геологических наук ВАНТ, Ханой, Вьетнам*

Статья посвящена характеристике пермотриасового мафит-ультрамафитового магматизма юго-восточного сегмента Евразии. Для Северного Вьетнама с учетом левостороннего сдвига по зоне Шонгхонг (ASRR), происходившего около 40—25 млн лет назад, ультрамафит-мафитовые комплексы зоны Шонгда рассматриваются как юго-западный фланг, а интрузии комплекса Каобанг как юго-восточное продолжение основного ареала развития траппов Эмейшань. Показано, что петрохимические и геохимические характеристики продуктов пермотриасового ультрамафит-мафитового магматизма определяются эффектами взаимодействия глубинного мантийного плюма с блоками, характеризующимися различным строением литосферы. Для района рифта Шонгда можно предполагать присутствие под континентальной литосферой участков сильно деплетированной мантии. Геохимические особенности пикритов Северо-Восточного Вьетнама (комплекс Каобанг) свидетельствуют о наличии здесь литосферной мантии надсубдукционного типа. Высокие содержания платиноидов в пикритоидах и базальтоидах пермотриасового этапа в Юго-Восточной Азии связаны с плюмом, который имел нижнемантийную природу.

Пермотриас, пикриты, плюм, Эмейшань.

PERMIAN-TRIASSIC ULTRAMAFIC-MAFIC MAGMATISM OF NORTH VIETNAM AND SOUTH CHINA AS EXPRESSION OF PLUME MAGMATISM

A.E. Izokh, G.V. Polyakov, Tran Trong Hoa, P.A. Balykin, and Ngo Thi Phuong

This paper is aimed at characterizing the Permian-Triassic mafic-ultramafic magmatism of the southeastern segment of Eurasia. Taking into account that a sinistral strike-slip fault in the Song Hong zone (ASRR) occurred about 40–25 Myr ago, the ultramafic-mafic complexes of the Song Da zone and intrusions of the Cao Bang complex are considered the southwestern flank and southeastern continuation of the Emeishan traps, respectively. It has been shown that petrochemical and geochemical characteristics of the products of the Permian-Triassic ultramafic-mafic magmatism are controlled by effects of interaction of a mantle-derived plume with blocks characterized by different structure of the lithosphere. It is supposed for the Song Da rift zone that heavily depleted mantle is in places beneath the continental lithosphere. Geochemical features of the picrites from northeastern Vietnam (Cao Bang complex) indicate that the subduction-related lithosphere mantle is present there. High contents of platinooids in picritoids and basaltoids of the Permian-Triassic step in Southeastern Asia are connected with the plume originated in the lower mantle.

Permian-Triassic, picrites, plume, Emeishan

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время активно развивается новая парадигма геологии — глубинная геодинамика, оценивающая природу глобальных процессов с учетом взаимодействия разноглубинных, вплоть до ядра, оболочек Земли [1]. В различных тектонических процессах показано широкое участие разномасштабных плюмов: горячие точки (Гавайская, Исландская, Буве и др.), горячих полей и суперплюмов [2—6]. С участием плюмов происходят сложные процессы взаимодействия глубинного мантийного магматизма с корой и литосферной мантией с формированием бимодальных вулканических ассоциаций [7], габбро-гранитных серий [8], траппов [6]. Крупные изверженные провинции ((Large igneous provinces — LIP) рассматриваются как массовые кратковременные внедрения в земную кору мафитовых магм в эффузивной или интрузивной форме. Они могут проявляться как на континентах (траппы), так и в океанах: океанические плато, группы симаунтов, вулканизм пассивных окраин [9]. Часто для LIP устанавливается временная связь с распадом континентов, в частности Гондваны. Для этих этапов характерны: высокие значения теплового потока, что проявляется в широком развитии пикритового магматизма и высокотемпературного метаморфизма НТ-ЛР типа; активное взаимодействие плюмовых магм с литосферной мантией и корой; крупнейшие месторождения платины, золота, редких и редкоземельных элементов.

Одним из наиболее ярких проявлений LIP на территории Азии является пермотриасовая эпоха [6, 10]. Плюмовый магматизм проявился по всей Евразии в виде рифтогенного магматизма или траппов (Сибирский кратон, Эмейшань). В статье рассмотрены материалы по пермотриасовому ультрамафит-мафитовому магматизму Северного Вьетнама (Лаосско-Вьетнамская складчатая система) в сопоставлении с траппами Эмейшань (платформа Янцзы).

© А.Э. Изох, Г.В. Поляков, Чан Чонг Хоа*, П.А. Балыкин, Нго Тхи Фьонг, 2005

**ПЕРМОТРИАСОВЫЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРНОГО ВЬЕТНАМА И ЮЖНОГО КИТАЯ
(ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ)**

Анализ новейших данных о масштабах и роли ультрамафит-мафитового магматизма в позднепалеозойско-мезозойской истории геологического развития Северного Вьетнама и прилегающих территорий Южного Китая и Лаоса свидетельствует о его многоэтапности и связях с различными геодинамическими режимами. Пик этого магматизма отчетливо приходится здесь, как и во многих других районах Азии, на пермотриасовую эпоху. Помимо траппов провинции Эмейшань южной окраины платформы Янцзы пермотриасовые ультрамафит-мафитовые комплексы широко проявлены и в южном складчатом обрамлении этой платформы в связи с крупными рифтогенными структурами северо-западного (гималайско-средиземноморского) направления. В Северном Вьетнаме к таким структурам относятся сложные позднепалеозойско-мезозойские рифтогенные системы: Шонгда на северо-западе (южнее крупноамплитудной сдвиговой зоны Шонгхонг (Ailao Shan — Red River (ASRR))) и Шонгхием — на северо-востоке (рис. 1).

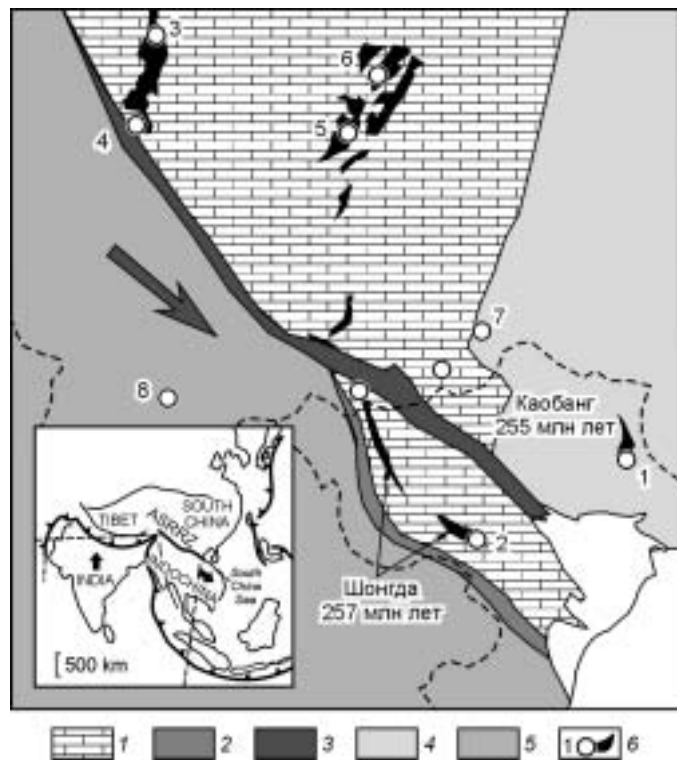
Рифт Шонгда расположен в Северо-Западном Вьетнаме между сдвиговой системой Шонгхонг (ASRR) и сутурной зоной Шонгма. Производные ультрамафит-мафитового магматизма представлены в нём позднепермскими пикрит-андезит-базальтовым, диабаз-пикритовым и риолит-андезит-базальтовым комплексами повышенной щелочности и титанистости в бортовых частях этой структуры и позднепермско-раннетриасовой ассоциацией высокомагнезиальных и низкотитанистых вулканитов коматит-базальтовой серии — в осевой ее части. Такая латеральная зональность ультрамафит-мафитового магматизма зоны Шонгда согласуется с её принадлежностью к внутриконтинентальным рифтам [12—14].

Базальты и пикробазальты бортовых частей рифта Шонгда относятся к классу высокотитанистых, натриевых, низкоглинозёмистых и умеренно-железистых базальтов и пикритоидов. Распределение в них РЗЭ носит контрастный характер с превышением содержаний легких РЗЭ сравнительно с хондритовыми в 50—200 раз, а тяжелых в 5—15 раз. По этим и другим характеристикам состава они сближаются с пикрит-базальтовыми формациями внутриконтинентальных рифтов других регионов мира и широко развитыми в соседних районах Южного Китая траппами провинции Эмейшань [15].

В осевой части рифта Шонгда преобладают высокомагнезиальные низкотитанистые вулканиты, отвечающие по составу высокомагнезиальным оливиновым базальтам, коматитовым базальтам и коматитам [14, 15]. В ассоциации с вулканитами находятся мелкие субвулканические тела плагиоперидотитов. В районе Тахоа к этому комплексу относятся более крупные интрузии перидотитов, апоперидотитовых и аподунитовых серпентинитов, с которыми связано платинометалльно-медно-никелевое месторождение Банфук. Породы комплекса характеризуются устойчивыми особенностями минерального состава: форстерит-хризолитовый ряд оливинов, обогащенных никелем и кальцием; магнезиальный диопсид-авгитовый тип пироксенов, обогащенных никелем, титаном и натрием; алюмохромитовый состав хромшпинелидов, заключённых в оливине, низкие содержания в них титана и высокие —

Рис. 1. Схема размещения пермотриасовых пикритоидных ассоциаций Северного Вьетнама и Южного Китая и связанных с ними платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов.

1 — платформа Янцзы и протерозойско-палеозойские структуры Северо-Западного Вьетнама; 2 — сутурная зона Шонгма с позднепалеозойскими офиолитовыми и островодужными комплексами; 3 — олигоцен-миоценовая крупноамплитудная сдвиговая зона Шонгхонг (направление сдвига в период 35—25 млн лет показано стрелкой); 4 — Вьетнам-Южнокитайская складчатая система, включая зону Шонгхиен; 5 — Лаосско-Вьетнамская и Юннань-Тибетская складчатые системы, включающая раннекарбонные симаунты с пикритовым магматизмом; 6 — места проявления пикритоидов и комагматичных им платиноносных дифференцированных ультрамафит-мафитовых интрузивов: 1—4 — низкотитанистые комплексы (Cu-Ni-ЭПГ): 1 — Суойкун (комплекс Каобанг), 2 — Банфук (коматиты зоны Шонгда), 3 — Лимахэ, 4 — дифференцированный силл Джанг Бао Шань; 5, 6 — высокотитанистые комплексы (Ti-V-Fe-ЭПГ): 5 — Панчихуа, 6 — Байма; 7 — пикритоиды пояса Шизонг-Маил; 8 — океанические раннекарбонные пикритоиды по [31]. На врезке кайнозойская тектоническая схема Юго-Восточной Азии, по П. Таппонье [11].



хрома. Проведенные на основании петрохимических и минералогических данных расчеты свидетельствуют о том, что исходные для пород этой ассоциации расплавы были близки по составу к коматиитовым базальтам.

В зоне Шонгхиен, расположенной в Северо-Восточном Вьетнаме, ультрамафит-мафитовый магматизм пермотриасового этапа представлен позднепермским лерцолит-габбронорит-долеритовым комплексом Каобанг, объединяющим многочисленные малые интрузии ультраосновного и основного составов, приуроченные к шовным разломам северо-западного простирания, отделяющим пермотриасовые вулканогенно-осадочные толщи от карбонатных отложений перми и карбона. Становление массивов сопряжено с последовательным внедрением различных по составу интрузивных серий: ранней, включающей плагио-лерцолиты и ассоциирующие с ними верлиты, пикриты, пикродолериты и оливиновые габбронориты, и более поздней, объединяющей долериты, субофитовые габбро, конгадиабазы и, в очень малых количествах, гранофиры. В районе массива Суойкун выявлены своеобразные пикриты со структурами закалки, которые можно рассматривать в качестве слабодифференцированных комагматов этого массива. Анализ составов расплавных включений из оливинов в этих породах показал, что родоначальный для них расплав соответствовал пикритам [16]. Модельные расчеты свидетельствуют о том, что становление массивов комплекса Каобанг произошло в малоглубинных условиях при дифференциации исходных расплавов пикродолеритового состава.

Наиболее вероятным временем проявления рассмотренных ультрамафит-мафитовых ассоциаций является поздняя пермь—ранний триас. В зоне Шонгда вулканические породы коматиит-базальтового комплекса согласно перекрываются карбонатно-сланцевой толщей с остатками позднепермской фауны и флоры, а интрузивные образования прорывают каменноугольные и пермские терригенные отложения в районе р. Намуой и девонские отложения в районе Тахоа [13]. Массивы комплекса Каобанг прорывают в ряде случаев карбон-нижнепермские карбонатные отложения и устойчиво ассоциируют с нижнетриасовой вулканогенно-осадочной толщей Шонгхиен. Изотопный возраст базальтового коматиита из района Намуой зоны Шонгда, полученный Rb-Sr методом, составляет 257 ± 24 млн лет [14]. Возраст лерцолитов массива Суойкун комплекса Каобанг оценен также Rb-Sr методом в 255 ± 14 млн лет. Близкие изотопные датировки известны по траппам провинции Эмейшань [17], с которыми связаны пермотриасовые ультрамафит-мафитовые комплексы Северо-Западного (зона Шонгда) и Северо-Восточного (комплекс Каобанг) Вьетнама. С учётом левостороннего сдвига по ASRRZ, происходившего около 40—25 млн лет назад [18], ультрамафит-мафитовые комплексы зоны Шонгда могут рассматриваться как юго-западный фланг, а интрузии комплекса Каобанг как юго-восточное продолжение основного ареала развития траппов Эмейшань, в ассоциации с которыми также описаны пикритоиды в ассоциации с дифференцированными ультрабазит-базитовыми интрузиями с медно-никелевым и платинометалльным оруденением [19—22].

Проявления пермотриасового рифтогенного щелочно-базитового и щелочно-сапического магматизма установлены в последнее время и в других структурах Северного Вьетнама. К ним относятся, в частности, габбро-монцодиоритовые массивы Лукиен (Rb-Sr возраст 247 ± 22 , Ar-Ar 250 ± 3 по плагиоклазу и $243,6 \pm 3$ млн лет по амфиболу) и габбро-сиенитовые массивы в районе Чодон, прорванные гранитами Пиа-Биок [23]. Полученные нами Ar-Ar спектры по биотиту из этих гранитов (250 ± 1 млн лет) свидетельствуют о проявлении на этом этапе и гранитоидного магматизма.

Характерной чертой структур, контролирующей размещение рассмотренных комплексов, является, как это следует из приведенных выше данных, аномально высокотемпературный мантийный магматизм высоких степеней плавления. Индикаторами таких режимов служат высокомагнезиальные базальты, коматииты в зоне Шонгда и пикритоиды в зоне Шонгхиен. Пикриты и комагматичные им высокомагнезиальные ультраосновные и основные породы установлены также в связи с траппами Эмейшань. Высокомагнезиальные эффузивы характерны и для траппов Сибирского кратона (пикриты Норильского района, меймечиты Маймеча-Котуйской провинции) и его обрамления (пикродолериты Новосибирского Приобья). Признаком высокого теплового потока на это время является также высокотемпературный метаморфизм массива Шонгчай (236 млн лет) [24] и зоны Шонгма ($240—245$ млн лет) [25] в Северном Вьетнаме. Аномально высокотемпературный пермотриасовый метаморфизм установлен для каннакского комплекса в Контумском выступе Среднего Вьетнама (254 млн лет) [26].

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПИКРИТОИДОВ И АССОЦИИРУЮЩИХ С НИМИ ПОРОД СЕВЕРНОГО ВЬЕТНАМА И ЮЖНОГО КИТАЯ

Представительные анализы пикритов и коматиитов Северного Вьетнама и Китая, распространенные в районах с различным строением литосферы, приведены в таблице. Нами выбраны только высокомагнезиальные составы, которые ближе всего соответствуют примитивным расплавам. Магмы, формирующиеся при высокой степени плавления, позволяют корректнее, нежели базальты, оценивать состав магмогенерирующего субстрата, а также выявить эффекты взаимодействия пермотриасового плюма с литосферой различного типа.

Представительные составы пермтрнасовых пикритов Северного Вьетнама и Южного Китая

Оксид, элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂ , мас. %	44,17	45,70	45,90	44,15	44,38	46,86	46,15	44,54	44,87	44,72	45,03	46,88	46,58	46,71	45,43	44,59	45,32
TiO ₂	2,15	0,55	0,58	0,39	0,58	0,49	0,61	0,47	0,55	0,54	0,62	2,88	2,59	2,69	1,37	0,58	1,10
Al ₂ O ₃	6,59	10,96	10,11	7,68	11,14	10,33	9,96	9,35	8,16	7,38	7,52	8,14	7,81	7,90	8,00	8,12	6,08
FeO*	12,78	11,16	10,67	10,71	10,94	10,55	10,99	11,08	13,51	13,76	10,73	12,78	12,56	12,66	12,81	10,07	11,42
MnO	0,19	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,18	0,18	0,21	0,20	0,19	0,20	0,19	0,20	0,21	0,14	0,16
MgO	23,06	21,88	22,68	29,63	23,01	22,29	23,46	26,44	25,76	26,31	27,65	17,25	19,49	18,34	19,86	29,47	30,83
CaO	10,29	8,60	8,80	7,07	8,64	8,39	7,83	7,54	5,97	5,79	7,85	9,25	8,40	8,86	10,66	6,18	4,72
Na ₂ O	0,32	0,89	1,02	0,11	1,04	0,80	0,74	0,35	0,51	1,00	0,17	1,44	1,13	1,55	0,82	0,75	0,14
K ₂ O	0,17	0,03	0,02	0,08	0,04	0,09	0,02	0,02	0,40	0,23	0,10	0,94	1,02	0,87	0,77	0,03	0,08
P ₂ O ₅	0,27	0,04	0,04	0,02	0,05	0,03	0,04	0,03	0,06	0,06	0,13	0,24	0,23	0,23	0,09	0,07	0,16
Ni, r/r	916	926	908	1382	1030	1072	1099	1259	1189	1450	1160	713	901	795	794	1283	1558
Co	81	79,7	80,0	92,5	77,3	75,0	80,7	87,8	105	108	95	69	77	74	82	93	96
Cu	90	89,0	101,0	76,0	88,0	105,0	95,0	85,0	328	447	58	141	117	126	145	84	54
Cr	788	2034	1930	2033	1763	3687	1804	2575	512	696	2344	1344	1457	1534	1590	3135	2324
V	185	193	222	141	185	181	178	152	114	96	132	302	241	286	258	121	113
Rb	2	5,02	1,35	2,85	3,06	5,99	3,05	1,81	18	13	5	19	22	17	21	1,72	10,94
Sr	212	39	43	27	57	35	41	71	54,3	43	68	429	367	454	231	59	62
Y		13,90	12,50	8,50	14,20	11,50	12,50	9,80	13,7	12,8	9	22	21	21	13	10	10
Zr	197	21,30	21,90	11,10	20,90	17,20	23,60	15,20	49,9	49,3	34	168	151	161	72	29	79
Ta	1,55	—	—	—	—	—	—	—	0,2	0,2	0,3	1,9	1,2	1,7	0,06	0,05	0,51
Nb	65	0,69	0,64	0,33	0,60	0,52	0,45	0,47	1,5	1,9	8	28	22	27	9	1,01	8,57
Cs	0,4	—	—	—	—	—	—	—	4,6	12	—	—	—	—	—	0,06	3,49
Ba		19	5,17	23	29	23	21	25	—	—	99	336	927	279	113	11	29
La	23,6	0,7	0,64	0,49	1,24	0,89	0,66	1	5,4	5,1	4,41	31,1	25,7	27,6	8,4	1,16	7,62
Ce	49	2,08	2,05	1,12	3,2	2	2,05	2,39	11	10,6	10,1	64,2	55,2	58,3	19,2	3,31	17,7
Pr		0,33	0,39	0,2	0,5	0,31	0,4	0,35	1,1	1,6	—	—	—	—	—	0,57	2,41
Nd	26	2,25	2,37	1,34	2,7	1,69	2,45	1,82	6,1	6	4,9	32,2	28,22	30,36	11,53	3,11	10,1
Sm	5,66	0,99	1,11	0,51	1,08	0,72	1,01	0,71	1,56	1,64	1,28	6,93	5,698	6,2	2,81	1,15	2,45
Eu	1,71	0,38	0,48	0,22	0,47	0,32	0,49	0,33	0,5	0,4	0,43	1,98	1,75	1,89	0,85	0,48	0,84
Gd	4,5	1,78	1,84	1,03	1,79	1,46	1,74	1,25	2,1	1,9	—	—	—	—	—	1,66	2,48
Tb	0,7	0,31	0,36	0,19	0,33	0,24	0,32	0,24	0,38	0,35	0,3	0,87	0,76	0,81	0,51	0,3	0,37

Элемент, 1/г	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Dy	—	2,39	2,33	1,37	2,23	1,79	2,17	1,67	1,8	2,0	—	—	—	—	—	2,04	2,21
Ho	—	0,49	0,53	0,31	0,51	0,4	0,45	0,37	0,38	0,42	—	—	—	—	—	0,43	0,41
Er	—	1,48	1,55	0,9	1,44	1,3	1,29	1,01	1,13	1,3	—	—	—	—	—	1,25	1,07
Tm	—	0,2	0,22	0,15	0,19	0,19	0,19	0,16	—	—	—	—	—	—	—	0,18	0,14
Yb	1,21	1,43	1,41	0,93	1,36	1,26	1,23	1,02	1,46	1,31	1,12	1,62	1,3	1,6	1,4	1,14	0,89
Lu	0,16	0,23	0,21	0,15	0,19	0,21	0,19	0,16	0,22	0,2	0,16	0,21	0,2	0,17	0,13	0,17	0,12
Hf	3,9	0,78	0,67	0,5	0,64	0,59	0,83	0,56	1,2	1,1	0,85	4,4	4,3	4,4	2,1	0,85	2,03
Th	2,8	0,5	0,076	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	1,6	1,2	0,5	3,9	2,8	3,3	0,7	0,14	0,19
U	0,76	0,2	0,02	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,6	0,4	0	0,7	0,5	0,7	0,2	0,4	0,19

Примечание. 1—8—пикритоиды рифта Шонгда: 1—высокотитанистый пикрит района Намсо, 2—8—коматииты района Намсо, 9, 10—пикриты массива Суойкун комплекса Каобанг; 11—15—пикритоиды Эмейшань: 11—район Бинчуань [22], 12—15—район Дукоу [19]; 16, 17—раннекарбонатные пикритоиды из офиолитового пояса Шангин-Менглин в Юньнань-Тибетском складчатом поясе [31]. Породообразующие оксиды приведены к 100 %.

В общем объеме платобазальтов Эмейшань пикриты занимают небольшой процент, но они фиксируются как в западной, так и в восточной частях ареала распространения траппов. При высоком содержании магния (MgO 17—27 %) они характеризуются низкими содержаниями глинозема (Al_2O_3 6,4—9,3 %) и кальция (CaO 8—10 %) (рис. 2). По содержанию титана пикриты, так же как и базальты провинции Эмейшань, разделяются на высокотитанистые (2,2—2,8 % TiO_2) и низкотитанистые (1,4—0,7 % TiO_2) (рис. 3), причем последние более характерны для западных районов проявления платобазальтов [22]. Высокотитанистые пикриты обогащены некогерентными элементами (V, Ba, Sr, Zr, LREE) (рис. 4, 5). Отмечается слабый минимум для Nb и Ta, что характерно и для траппового магматизма Сибирского кратона. Низкотитанистые пикриты Эмейшань также обогащены этими элементами, но в меньшей степени.

Анализ составов пикритов района Намсо северо-восточной окраины рифта Шонгда показывает, что по всем петрохимическим и геохимическим параметрам они аналогичны высокотитанистым пикритам Юго-Западного Китая. Для них также присущи низкие содержания глинозема и кальция, высокие концентрации редких и редкоземельных элементов (см. рис. 2—5). Этот факт подтверждает вывод о том, что зона Шонгда представляет собой внутриконтинентальную рифтовую структуру, которая с учетом сдвига по ASRR развивалась на западном фланге платформы Янцзы. Проведенные С. Чангом и Б.М. Джаном [19] исследования пикритов Эмейшань позволили им предположить, что высокотитанистые пикриты Эмейшань, обладающие изотопными отношениями $\epsilon_{Nd}(T) = +4 \dots -5$, отвечают верхней части Эмейшаньского плюма (см. таблицу). Пикриты с более низкими изотопными отношениями $\epsilon_{Nd}(T)$ от +4 до -5 и высокими отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ до 0,707 и $(Ce/Yb)_N = 10-20$ являются продуктом взаимодействия верхней части плюма и древней субконтинентальной мантии. В то же время пикриты с сильно варьирующими значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ от +4 до -6, но постоянными $(Ce/Yb)_N$ обусловлены взаимодействием пикритовых расплавов с нижнекоровым материалом.

Коматииты рифта Шонгда резко отличаются по геохимическим особенностям от остальных пермотриасовых пикритоидов Юго-Восточной Азии. Они при относительно высокой магниальности (Mg# 78—83 %) характеризуются и относительно высокой глиноземистостью (Al_2O_3 — 10—11 %). Концентрации титана и щелочей в них очень низкие, что наряду со структурными особенностями пород (пироксеновый спинифекс) позволяет классифицировать их как породы, отвечающие по составу коматиитам [15]. По изотопно-геохимическим характеристикам они близки к Al-недеплетированным коматиитам о. Горгона, формирование которых происходило в океанических условиях.

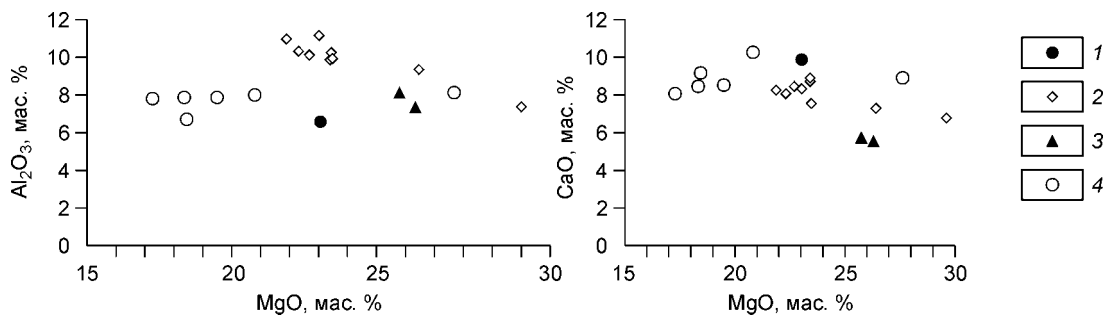


Рис. 2. Положение составов пермотриасовых пикритоидов Северного Вьетнама и Эмейшань на диаграммах MgO—Al₂O₃ и MgO—CaO.

1, 2 — зона Шонгда: 1 — высокотитанистые пикриты района Намсо, 2 — коматииты; 3 — комплекс Каобанг; 4 — высокотитанистые пикриты Эмейшань.

Коматииты зоны Шонгда резко обеднены несовместимыми элементами, особенно LREE (см. рис. 4, 5). Нормированные на примитивную мантию значения редких элементов показывают обогащенность некоторых образцов коматиитов Rb, Ba и Sr, что характерно для плюмовых магм [27].

Приуроченность коматиитов к осевой части зоны Шонгда, а высокотитанистых пикритов к ее флангам позволила предположить антидромную эволюцию пикритового магматизма в этом районе [28]. При этом обедненность несовместимыми элементами коматиитов по отношению к высокотитанистым пикритоидам района Намсо северо-восточной окраины зоны Шонгда связывалась с более продвинутым плавлением одного и того же мантийного субстрата (континентальной литосферной мантии). Выполненные в последнее время изотопно-геохимические исследования коматиитов не согласуются с этой моделью [15]. Для них установлены высокие $\epsilon_{Nd}(T) \geq +8$, что не характерно для пикритоидов и базальтоидов платформы Янцзы. Сходные геохимические характеристики имеют раннекарбоновые пикриты в офиолитовом поясе Шангин-Менглин в ее юго-западном складчатом обрамлении [31], которые рассматриваются как океанические плато в пределах Тетиса. На основании этих данных можно предположить, что литосферная мантия под зоной Шонгда имела гетерогенный состав. В ее строении принимает участие как древняя континентальная литосферная мантия, так и субокеаническая. Эти особенности можно увязать с расположением зоны Шонгда на окраине платформы Янцзы и, следовательно, возможности существования субдукции под континент со стороны зоны Шонгда. Этот вывод согласуется с данными китайских исследователей об участии субдукционных процессов в формировании платобазальтов Эмейшань в западной части платформы Янцзы (см. статью Чжу Бин-Цюань и др. в настоящем журнале).

Пикриты района Каобанг резко отличаются по петрохимическим и особенно геохимическим характеристикам как от коматиитов, так и от высокотитанистых пикритов зоны Шонгда (см. таблицу). Они характеризуются более низкими содержаниями кальция и хрома. Эти особенности связаны

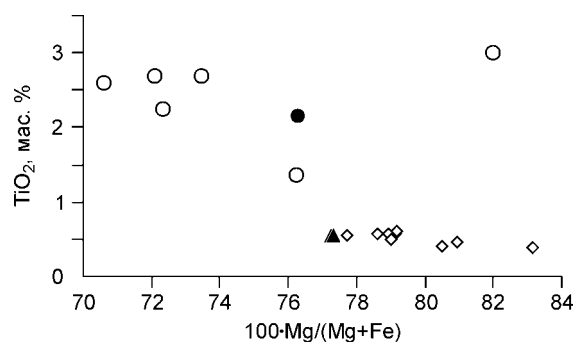


Рис. 3. Зависимость содержания титана и магнетизального номера для пермотриасовых пикритоидов Северного Вьетнама и Южного Китая.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

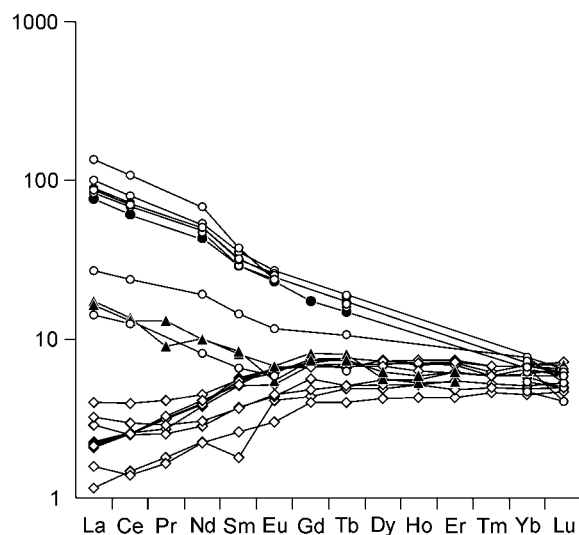


Рис. 4. Распределение РЗЭ в пикритах Северного Вьетнама и Эмейшань.

Нормировано на хондрит *C1*, по [29]. Усл. обозн. см. на рис. 2.

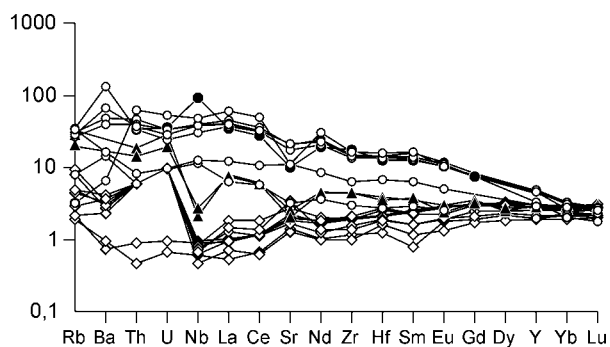


Рис. 5. Спайдер-диаграмма для пермотриасовых пикритов Северного Вьетнама и Южного Китая.

Нормировано на примитивную мантию, по [30]. Усл. обозн. см. на рис. 2.

с меньшей долей клинопироксена по отношению к ортопироксену в магмогенерирующем субстрате. Следует отметить, что для дифференцированных массивов комплекса Каобанг характерен ортопироксеновый уклон пород расслоенной серии (лерцолиты, габбронориты). По содержанию титана они сопоставимы с коматиитами зоны Шонгда, но резко отличаются от них по поведению остальных некогерентных элементов. Распределение REE в них близко к низкотитанистым пикритам Эмейшань (см. рис. 4). Для них характерно слабое обогащение LREE при нефракционированном распределении HREE и слабый европиевый минимум. Еще большие различия наблюдаются на спайдер-диаграмме составов, нормированных на примитивную мантию (см. рис. 5). Для пикритов района Каобанг характерно обогащение Rb, Th, U и резкое обеднение Nb, Ta, Sr и Ti. Такие геохимические особенности характерны для магм, связанных с зонами субдукции. Сходные геохимические характеристики получены З. Бинг-Куаном с соавторами для пикритов пояса Шизонг-Майл в юго-восточном обрамлении кратона.

Аналогичные геохимические характеристики установлены и для габбро-сиенитовых массивов, также расположенных в юго-восточном обрамлении платформы Янзцы [23]. Геохимические особенности, которые установлены для пермотриасового пикритового и щелочно-базитового магматизма зон Шонгхиен и Логаи, свидетельствуют не о режиме субдукции, а об эффекте взаимодействия плюма Эмейшань с надсубдукционной литосферной мантией. Наличие палеозойских офиолитовых ассоциаций в восточном обрамлении массива Шонгчай подтверждает это предположение. Аналогичные „надсубдукционные“ геохимические особенности имеют ордовикские перидотит-габбровые расслоенные интрузивы в Алтае-Саянской складчатой области, формирование которых приурочено к террейнам островодужной природы [32]. Показано [33], что при взаимодействии тепла плюма с надсубдукционной литосферной мантией генерируются пикритовые расплавы по своим петрохимическим и геохимическим свойствам, не отличимые от действительно островодужных.

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ ПЕРМОТРИАСОВОГО УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВОГО МАГМАТИЗМА СЕВЕРНОГО ВЬЕТНАМА И ЮЖНОГО КИТАЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ СУПЕРПЛУМА

Формирование крупных месторождений ЭПГ требует аномально высоких концентраций этих элементов в родоначальных расплавах, больших объемов базитовых магм, дифференциации их в глубинных промежуточных камерах и участия летучих [34, 35]. Причиной высоких содержаний ЭПГ, Ni, Co, Cr, V, Cu, Au, Hg, Li в базитовых магмах является обогащенность ими магмогенерирующих мантийных субстратов, что особенно характерно для мантийных плюмов, зарождавшихся на границе ядро—мантия [6].

Высокие концентрации ЭПГ выявлены в базальтах пермотриасового рубежа в Норильском районе [35] и в Маймечэ-Котуйской провинции, где известны и крупнейшие платиновые месторождения. Месторождения Cu-Ni руд с ЭПГ, связанные с пермотриасовым плюмом, в последнее время обнаружены в Южном Китае [20, 21] и в Монголии [36]. Платиноносные комплексы установлены в связи с пермотриасовым магматизмом и во Вьетнаме. Коматиит-базальтовый комплекс рифта Шонгда является одним из редких примеров проявления коматиитового магматизма в фанерозое, а в связи с сопряженными с ним платиноидно-медно-никелевыми месторождениями и рудопроявлениями (Банфук, Бансанг, Банмонг и др.) он представляет собой уникальный пример рудоносного платиноидно-медно-никеленосного фанерозойского коматиит-базальтового комплекса. Содержания благородных металлов, Ni и Cu в рудах месторождения Банфук, нормированных на примитивную мантию, отражают нефракционированное их распределение, типичное для коматиитов [37]. Характерно, что и дайки коматиитов (Банмонг) характеризуются повышенными концентрациями ЭПГ. В породах месторождения Банфук содержания Pt достигают 0,8—1,5, Pd — 0,2—0,84, Rh — 0,33 г/т и серебра — до 30 г/т. Изотопно-геохимические исследования коматиитов показали, что для них характерны высокие содержания Os (до 10 мг/т) и хондритовые $^{188}\text{Os}/^{187}\text{Os}$ отношения ($\gamma = +0,02$), что подтверждает их плюмовую природу.

Медно-никелевые рудопроявления с высокими содержаниями платиноидов установлены и в связи с комплексом Каобанг. Сульфидное оруденение наиболее полно изучено в массиве Суойкун, где оно приурочено преимущественно к плагиолерцолитам, достигая наибольших концентраций в юго-западной части восточного блока [16]. Сульфиды представлены интерстициальной вкрапленностью, присутствующей

щей по всему разрезу интрузива в количестве от 3 до 5—7, реже до 10—15 % от объема породы. Сульфидизированные породы характеризуются высокими концентрациями никеля относительно содержания в них меди ($Ni/(Ni + Cu) = 0,70—0,88$) и повышенной кобальтоносностью (0,012—0,016 % Co), что типично для пикритоидных расплавов. Для сульфидсодержащих лерцолитов характерны повышенные содержания ЭПГ (до 1 г/т Pd + Pt). Высокие содержания ЭПГ установлены в недифференцированных пикритах этого района (Pd — 80, Pt — 25 мг/т).

В Южном Китае платиноносные дифференцированные массивы установлены как в связи с высокотитанистыми, так и низкотитанистыми базальтами и пикритоидами. В центральной части платформы Янзцы известны дифференцированные перидотит-габбровые массивы с комплексным Fe-V-Ti и ЭПГ оруденением. К таким образованиям относится, в частности, пермотриасовый (250 млн лет) массив Панчихуа [38]. В последнее время установлен еще ряд подобных массивов, с которыми связаны высокие содержания ЭПГ [20]. В восточной части ареала распространения платобазальтов Эмейшань установлены ультрамафит-мафитовые силлы, также сопровождающиеся медно-никелевым и платинометалльным оруденением (Джанг-Бао-Шань и др.). По оценкам китайских специалистов, содержания платины и палладия в базальтах Эмейшань превышало $n \cdot 10$ мг/т [21], что на порядок выше значений, характерных для конвектирующей мантии.

ВЫВОДЫ

Для всех рассмотренных районов проявления пермотриасового ультрамафит-мафитового магматизма Юго-Восточной Азии характерно присутствие пикритоидов и других разновидностей высокомагнезиальных основных и ультраосновных пород, что указывает на высокий тепловой поток, характерный для этого времени. В отдельных структурах (например рифт Шонгда) это приводит к появлению низкотитанистых высокомагнезиальных вулканоплутонических комплексов, отвечающих по составу коматитбазальтовым ассоциациям.

Петрохимические и геохимические характеристики продуктов пермотриасового ультрамафит-мафитового магматизма определяются эффектами взаимодействия глубинного мантийного плюма с блоками, характеризующимися различным строением литосферы. Для района рифта Шонгда можно предполагать присутствие под континентальной литосферой участков сильно деплетированной мантии. Геохимические особенности пикритов Северо-Восточного Вьетнама (комплекс Каобанг) свидетельствуют о наличии здесь литосферной мантии надсубдукционного типа.

Сравнительный анализ пермотриасовых ультрамафит-мафитовых комплексов Северного Вьетнама и Южного Китая свидетельствует об высоких содержаниях в них ЭПГ. Это, а также установленные для высокомагнезиальных пород коматитового состава (рифт Шонгда) хондритовые $^{188}Os/^{187}Os$ отношения ($\gamma = +0,02$) позволяют связывать высокие содержания платиноидов в пикритоидах и базальтоидах пермотриасового этапа в Юго-Восточной Азии и на Сибирской платформе и ее обрамлении с плюмами, которые имели нижнемантийную природу.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 03-05-65088, 04-05-64439 и 05-05-64504) и научной школы НШ-1573.2003.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2001, 406 с.
2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитный магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника, 1983, № 1, с. 28—45.
3. Flower M.F.J., Russo R.M., Tamaki K., Hoang N. Mantle contamination and the Izu-Bonin-Mariana (IBM) 'high-tide mark': evidence for mantle extrusion caused by Tethyan closure // Tectonophysics, 2001, v. 333, № 1—2, p. 9—34.
4. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Эволюция Центрально-Азиатского „горячего“ поля в фанерозое и некоторые проблемы плюм-тектоники. Иркутск, Изд-во ИрГТУ, 2001, с. 246—262.
5. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.
6. Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 12, с. 1243—1261.
7. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Там же, с. 1305—1320.

8. **Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А. и др.** Позднетриасовый этап формирования Монголо-Забайкальской щелочно-гранитоидной провинции: данные изотопно-геохимических исследований // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 3, с. 445—455.
9. **Coffin M.F., Eldholm O.** Large Igneous Provinces — Crustal Structure, Dimensions, and External Consequences // *Rev. Geophys.*, 1994, v. 32, № 1, p. 1—36.
10. **Nikishin A.M., Ziegler P.A., Abbott D. et al.** Permo-Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: implications for mantle plumes and mantle dynamics // *Technophysics*, 2002, v. 351, No 1—2, p. 3—39.
11. **Tapponnier P., Lacassin R., Leloup P.H. et al.** The Ailao Shan/Red River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China // *Nature*, 1990, v. 343, p. 431—437.
12. **Поляков Г.В., Балькин П.А., Глотов А.И. и др.** Пермотриасовая ассоциация высокомагнезиальных вулканитов зоны Шонгда (Северо-Западный Вьетнам) // Геология и геофизика, 1991, № 9, с. 3—15.
13. **Poliakov G.V., Balykin P.A., Tran Trong Hoa et al.** Cac thanh tao mafic-sien mafic pecmi-triat mien bac Viet Nam. Nha xuất ban khoa hoc va ky thuat. Ha Noi, 1996, 173 p. (на вьетнамском языке).
14. **Поляков Г.В., Балькин П.А., Чан Чонг Хоа и др.** Эволюция мезозойско-кайнозойского магматизма рифта Шонгда и структур его обрамления (Северо-Западный Вьетнам) // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 6, с. 695—706.
15. **Hanski E., Walker R.J., Huhma H. et al.** Origin of the Permian-Triassic komatiites, northwestern Vietnam // *Contr. Miner. Petrol.*, 2004, v. 147, № 4, p. 453—469.
16. **Glotov A.I., Polyakov G.V., Tan Trong Hoa et al.** The Late Permian Cao Bang PGE-Cu-Ni-bearing complex of the Song Hiem structure, northeastern Vietnam // *J. Geol.*, 2004, Ser. B, № 23, p. 89—98.
17. **Ching-Hua Lo, Sun-Lin Chung, Tung-Yi Lee, Genyao Wu.** Age of the Emeishan flood magmatism and relations to Permian-Triassic boundary events // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 198, p. 449—458.
18. **Leloup P.H., Lacassin R., Tapponnier P. et al.** The Ailao Shan—RRSZ (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina // *Tectonophysics*, 1995, v. 251, p. 3—84.
19. **Chung S.L., Jahn B.M.** Plume—lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary // *Geology*, 1995, v. 23, № 10, p. 889—892.
20. **Zhong H., Zhou X.H., Zhou M.F. et al.** Platinum-group element geochemistry of the Hongge Fe-V-Ti deposit in the Pan-Xi area, southwestern China // *Miner. Depos.*, 2002, v. 37, № 2, p. 226—239.
21. **Song X.Y., Zhou M.F., Cao Z.M. et al.** Ni-Cu-(PGE) magmatic sulfide deposits in the Yangliuping area, Permian Emeishan Igneous Province, SW China // *Miner. Depos.*, 2003, v. 38, № 7, p. 831—843.
22. **Xu Y., Chung S.L., Jahn B.M., Wu G.** Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China // *Lithos.*, 2001, v. 58, p. 145—168.
23. **Tran Trong Hoa, Tran Tuan Anh, Ngo Thi Phuong et al.** Gabbro-syenite associations on East Bac Bo structures: evidence of intraplate magmatism? // *J. Geol.*, 2004, Ser. B, № 23, p. 13—25.
24. **Maluski H., Lepvrier C., Jolivet L. et al.** Ar-Ar and fission-track ages in the Song Chay Massif: Early Triassic and Cenozoic tectonics in northern Vietnam // *J. Asian Earth Sci.*, 2001, v. 19, № 1—2, p. 233—248.
25. **Lepvrier C., Maluski H., VanVuong N. et al.** Indosinian NW-trending shear zones within the Truong Son belt (Vietnam) Ar-40-Ar-39 Triassic ages and Cretaceous to Cenozoic overprints // *Tectonophysics*, 1997, v. 283, № 1—4, p. 105—127.
26. **Nam T.N., Sano Y., Terada K. et al.** First SHRIMP U-Pb zircon dating of granulites from the Kontum massif (Vietnam) and tectonothermal implications // *J. Asian Earth Sci.*, 2001, v. 19, № 1—2, p. 77—84.
27. **Sobolev A.V., Hofmann A.W., Nikogosian I.K.** Recycled oceanic crust observed in „ghost plagioclase“ within the source of Mauna Loa lavas // *Nature*, 2000, v. 404, p. 986—990.
28. **Balykin P.A., Polyakov G.V., Petrova T.E. et al.** Petrology and evolution of the formation of Permian-Triassic mafic-ultramafic associations in North Vietnam // *J. Geol.*, 1996, Ser. B, № 7—8, p. 59—64.
29. **Boyton W.V.** Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // *Rare earth element geochemistry* (P. Henderson Ed.). Elsevier, 1984, p. 63—114.
30. **Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / A.D. Saunders, M.J. Norry (eds.) // *Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989, v. 42, p. 313—345.
31. **Fang N., Niu Y.** Late Paleozoic ultramafic lavas in Yunnan, SW China and their geodynamic significance // *J. Petrol.*, 2003, v. 44, № 1, p. 141—157.
32. **Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С. и др.** Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса (геохимические особенности, возраст и геодинамические условия формирования) // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 11, с. 93—111.

33. **Бородина Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э.** Петрология расслоенных перидотит-габбровых массивов (на примере Мажалыкского интрузива, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 9, с. 1075—1091.
34. **Платиноносность** ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири / В.И. Богнибов, А.П. Кривенко, А.Э. Изох и др. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1995, 151 с.
35. **Додин Д.А., Поляков Г.В., Дюжиков О.А. и др.** Платиноидные месторождения Северо-Азиатского кратона и его обрамления: металлогения и геодинамика // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 11, с. 1619—1634.
36. **Изох А.Э., Поляков Г.В., Аношин Г.Н., Голованова Н.П.** Геохимия элементов группы платины в Номгонском троктолит-анортозит-габбровом массиве // Геохимия, 1991, № 10, с. 1398—1405.
37. **Glotov A.I., Polyakov G.V., Hoa T.T. et al.** The Ban Phuc Ni-Cu-PGE deposit related to the Phanerozoic komatiite-basalt association in the Song Da Rift, northwestern Vietnam // Canad. Miner., 2001, v. 39, p. 573—589.
38. **Boven A., Pasteels P., Punzalan L.E. et al.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on the age and evolution of the Permo-Triassic Emeishan Volcanic Province, Southwest China // J. Asian Earth Sci., 2002, v. 20, p. 157—175.

*Поступила в редакцию
11 февраля 2005 г.*