

УДК 551.461.8:552.32 (470.5)

ВЛИЯНИЕ КОНВЕКЦИОННО-СПРЕДИНГОВЫХ И МАНТИЙНО-ПЛЮМОВЫХ ПРОЦЕССОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА БАЗАЛЬТОВ И ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД РИФТА ПАЛЕОУРАЛЬСКОГО ОКЕАНА

В.А. Коротеев, И.В. Семенов

Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mails: koroteev@igg.uran.ru, semenov@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 1 октября 2007 г.

Впервые, на основании представительного количества новых оригинальных ICP-M/S анализов, с использованием спайдер-диаграмм распределения редкоземельных и несовместимых элементов, нормированных по примитивной мантии [San & McDonough, 1989], выполнено сопоставление палеоокеанических базальтов и ассоциирующих с ними плутонических пород во всех пяти сегментах рифта Палеоуральского океана: Щучинском (Полярный Урал), Войкарском (Приполярный Урал), Тагильском (Северный и Средний Урал), Магнитогорском (Южный Урал и Северный Казахстан) и Мугоджарском (Северный Казахстан). Установлена геохимическая неоднородность как базальтов, так и плутонических пород по простиранию палеорифтовой структуры и ее специфика в каждом сегменте. Получены первые достаточно убедительные доказательства того, что образование базальтов и плутонических пород (габбро, пироксенитов, гипербазитов) рифта Палеоуральского океана контролировали, по крайней мере, два типа мантийных источников: конвекционно-спрединговый деплетированной верхней мантии и мантийно-плюмовый слабо деплетированной или недеплетированной нижней мантии. Производными конвекционно-спредингового источника (деплетированной верхней мантии) являются базальты, габбро, пироксениты и гипербазиты, развитые в Войкарском, Мугоджарском сегментах и Сыумкеуском блоке Щучинского сегмента; производными мантийно-плюмового источника (слабо деплетированной или недеплетированной нижней мантии) – подобные же породы, слагающие Магнитогорский сегмент и Харутский блок Щучинского сегмента. Заметно отличается в этом отношении Тагильский сегмент, в составе которого развиты породы, производные конвекционно-спредингового источника (базальты), мантийно-плюмового источника (базальты, габбро), а также продукты смешения производных двух вышеуказанных источников (базальты, габбро, пироксениты). Большинство базальтов и плутонических пород конвекционно-спредингового и мантийно-плюмового источников рифта Палеоуральского океана обладают дефицитом высокозарядных элементов (Nb-Ta, Zr-Hf), что обусловлено рециклином обогащенной водным компонентом океанической коры, морских осадков, продуктов островодужного вулканизма и другого субдуцированного водосодержащего субстрата. Породы типа N-MORB (с дефицитом Nb-Ta, Zr-Hf) могли образоваться при плавлении верхней мантии, близкой COX, но при воздействии на очаг плавления верхней периферической части плюма умеренно обогащенной, более богатой H₂O мантии. Породы типа E-MORB и OIB (с дефицитом Nb-Ta, Zr-Hf) могли возникнуть при плавлении верхней периферической части плюма умеренно обогащенной мантии, более богатой H₂O, летучими и несовместимыми элементами-примесями. По типу мантийного источника выделены сегменты гомогенные и гетерогенные. Гомогенные сложены производными только конвекционно-спредингового источника (Войкарский и Мугоджарский сегменты, кроме исландитов) или только слабо деплетированного мантийно-плюмового источника (Магнитогорский сегмент); гетерогенные – производными тех и других источников (Щучинский сегмент), а также производными каждого из этих источников и продуктами их смешения (Тагильский сегмент). Показано, что исландиты, развитые в Мугоджарском сегменте в виде изолированного выхода (размером 4,5 × 1,8 км) на площади развития базальтов спрединговой ассоциации, близки базальтам E-MORB и имеют мантийно-плюмовую природу. Их образование среди обширных площадей развития базальтов спрединговой ассоциации, по-видимому, связано с резкой локализацией плюма небольшого поперечного сечения.

Ключевые слова: Палеоуральский океан, спрединг, рециклинг, плюмы, ICP-M/S анализы, базальты, габбро, пироксениты, гипербазиты.

INFLUENCE OF CONVECTION-SPREADING AND MANTLE-PLUME PROCESSES ON THE CHEMICAL COMPOSITION OF PALEOURALS OCEAN RIFT'S BASALTS AND PLUTONIC ROCKS

V.A. Koroteev, I.V. Semenov

Institute of Geology and Geochemistry, Urals branch of RAS.

For the first time it was fulfilled the comparison of paleoceanic basalts and associated plutonic rocks in all segments of the Paleourals Ocean rift on the base of new original ICP-M/S analyses with the usage of spider-diagrams of rare-earth and incompatible element distribution, normalized on primitive mantle [San & McDonough, 1989]. The Paleourals Ocean rift is divided into five segments: Schuchinsky (Polar Urals), Voikarsky (Pre-Polar Urals), Tagilsky (North and Middle Urals), Magnitogorsky (South Urals and North Kazakhstan) and Mugodzharsky (North Kazakhstan). Geochemical heterogeneity both the basalts and plutonic rocks along the strike of paleorift structure and its specific character in each segment was determined. The first enough convicting evidences that formation of basalt and plutonic rock (gabbro, pyroxenites, ultrabasites) in the Paleourals Ocean rift had been controlled, at least, by two types of mantle sources: depleted upper convectional-spreading mantle and weakly or non-depleted lower mantle plumes were obtained. In Voikarsky, Mugodzharsky segments and in Syumkeusky block of Schuchinsky segment there are basalts, gabbro, pyroxenites and ultrabasites from convectional-spreading source; in Magnitogorsky segment and Kharutsky block of Schuchinsky segment similar rocks have the mantle-plume source origin. The Tagil segment notably differs in this aspect: it has the basalts from the convectional-spreading source, the basalts and gabbro generated due to mantle-plume source, as well as the products (basalts, gabbro, pyroxenites) of mixture of both above-named sources. Majority of basalts and plutonic rocks from the convectional-spreading and mantle-plume sources have a lack of high-charge elements (Nb-Ta, Zr-Hf), that is caused by recycling of the oceanic crust, enriched with water component of sea sediments, products of island-arc volcanism and other subducted water-bearing substratum. The rocks of N-MORB type (with Nb-Ta, Zr-Hf deficite) could have been formed while fusing the upper mantle, similar to MOR, but with the influence upon the fusing focus of the plume's upper periphery part of moderately enriched mantle, more enriched with H₂O. Rocks of E-MORB and OIB types (with Nb-Ta, Zr-Hf deficite) could have been occurred in the process of fusion of the upper periphery plume part of the moderately enriched mantle, more enriched with H₂O, volatile and inconsistent elements-impurities. Homogenous and heterogenous segments are distinguished according to the type of mantle source. Homogenous ones are generated from only convectional-spreading (Voikarsky and Mugodzharsky segments, exept islandites) or of only weakly depleted mantle-plume source (Magnitogorsky segment); heterogenous ones are formed due to both sources (Schuchinsky segment) as well as due to products of their mixture (Tagilsky segment). It is shown that islandites developed in Mugodzharsky segment in the form of isolated exit (of 4,5 × 1,8 km) in the area of spreading association basalts are close to the E-MORB type and resulted from mantle-plume source. Their formation among the spreading association basalts, possibly, connected with the small plume sharp localization.

Key words: *Paleourals Ocean, spreading, recycling, plumes, ISP-M/S analyses, basalts, gabbro, pyroxenites, ultrabasites.*

ВВЕДЕНИЕ

По современным и древним океаническим спрединговым структурам к настоящему времени накоплено огромное количество фактического материала по геологическому строению структур, химическому составу и взаимоотношениям базальтов и plutонических пород [Книппер, 1975; Марков, 1975; Тектоника..., 1977; Кашинцев, Фрих-Хар, 1978; Колман, 1979; История..., 1984; Добрецов, Зоненшайн, 1985; Кузьмин, 1985; Коротеев и др., 1985; Кузнецов, Симонов, 1988; Савельева, 1990; Трухалев и др., 1993; Ферштатер, Беа, 1996; Металлогеническая..., 1997; Геодинамика..., 1999; Силантьев и др., 2000; Семенов, 2000, 2006, и др.]. Многие вопросы, однако, остаются дискуссионными. К ним относится, в частности, проблема о роли и значения мантийно-плюмовых и конвекционно-

спрединговых процессов в формировании химического состава базальтов и plutонических пород в этих структурах. Впервые в нашей стране эти вопросы активно обсуждались на Международном симпозиуме «Мантийные плюмы и металлогения» в г. Петрозаводске [Мантийные..., 2002]. Решение этих проблем наиболее продвинуто в рифтах Мирового океана, особенно в Срединно-Атлантическом хребте [Симонов и др., 1996, 2000; Дмитриев и др., 1999, 2000; Пушаровский, 2001; Сушевская, Беляцкий, 2002; Грачев, 2003; Дмитриев, Соколов, 2003]. В древних океанических структурах эта проблема тоже успешно решается. Выявлен Северо-Азиатский плюм в фанерозое [Ярмлюк и др., 2000], плюмовые производные установлены в Палеоазиатском [Сафонова и др., 2004; Сафонова, 2006] и Палеоуральском [Семенов, 2004, 2007а, 2007б; Коротеев, Семенов, 2005, 2006] океанах,

в Центрально-Азиатском складчатом поясе [Ярмолук, Коваленко, 2003], Северо-Монгольско-Забайкальской полихронной рифтовой системе [Воронцов, Ярмолук, 2004]. Показана плюмовая природа сибирских траппов [Золотухин и др., 2003; Иванов, 2006] и среднепалеозойского кимберлитового магматизма восточной части Сибирской платформы [Киселев и др., 2003].

ФОРМУЛИРОВКА НАУЧНОЙ ЗАДАЧИ

Научная задача состояла в оценке роли конвекционно-спредингных и мантийно-плюмовых процессов в формировании химического состава базальтов и плутонических пород (гипербазитов, пироксенитов и габбро) в различных сегментах рифта Палеоуральского океана. Она решалась с позиций актуализма с привлечением имеющихся литературных данных по влиянию мантийно-плюмовых процессов на формирование химического состава вулканитов и плутонических пород в различных геодинамических обстановках.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При написании статьи использовано 44 ICP-M/S анализа базальтов (табл. 1) комплекса параллельных даек и 36 ICP-M/S анализов гипербазитов, пироксенитов и габбро (табл. 2), пространственно ассоциирующих с дайковым комплексом во всех пяти сегментах (Щучинском, Войкарском, Тагильском, Магнитогорском и Мугоджарском) древнего рифта Палеоуральского океана. Часть анализов пород Щучинского (базальты: 1 – обр. Щ-3-2-79, 2 – Щ-9-2-79, 3 – Щ-58-2-81; плутониты: 1 – Щ-3-3-79, 2 – Щ-9-6-79, 3 – Щ-58-3-81) и Тагильского (базальты: 20 – обр. А-2-73, 21 – Р-5-9-97, 22 – Р-11-2-97; плутониты: 18 – обр., Р-11-3-97, 19 – Р-1-1-97, 20 – Р-5-3-97) сегментов выполнены группой Ю.Л. Ронкина (аналитик О.П. Лепихина) или взяты из опубликованных работ других исследователей (базальты: 23 – обр. тг-48, 24 – тг-554; плутониты: 21 – обр. км-45, 22 – кт-88, 23 – кт-21, 29 – 529, 30 – 570, 31 – 212) [Ферштатер, Беа, 1996]. Из образцов авторов выполнено 72 анализа из использованных в работе 80 анализов. Преобладающая часть приведенных анализов (60 из 80) выполнена в лаборатории физико-химических методов исследований ИГГ УрО РАН (заведующий лабораторией член-корреспондент РАН С.Л. Вотяков, аналитики: О.А. Березикова, Л.К. Дерюгина, Д.В. Киселева, Н.В. Чередниченко).

Концентрации К и Р взяты из опубликованных химических анализов базальтов и плутонических пород [Семенов, 2000; Ферштатер, Беа, 1996]. Нормирование концентраций элементов проведено по примитивной мантии [San & McDonough, 1989].

Проанализированы спектры как редкоземельных, так и несовместимых элементов в различных породах.

Рассмотрим геохимические характеристики долеритов и базальтов дайкового комплекса и пространственно ассоциирующих с ними плутонических пород в каждом из пяти сегментов рифта Палеоуральского океана.

Щучинский сегмент (Полярный Урал)

В сегменте выделены два блока – северный (Сыумкеуский) и южный (Харутский). В Сыумкеуском блоке фрагменты комплекса параллельных даек развиты в северо-западном, западном и восточном обрамлениях габбро-гипербазитового массива Сыум-Кеу; в Харутском блоке – в восточной части Малыкского габбрового массива [Семенов, 2000].

Сыумкеуский блок

Фактический материал. В блоке проанализированы долериты (табл. 1): из тибейманяского фрагмента пакета параллельных будиноморфных даек в северо-западном обрамлении габбро-гипербазитового массива Сыум-Кеу (хр. Тибейманя, 4 – обр. Щ-20-7-81); из няровейского фрагмента тесно сближенных параллельных даек в габбро западного обрамления того же массива (ущелье на северо-западном склоне г. Няро-Пэ, 5 – обр. Щ-26-3-78.); из гердизшорского фрагмента дайкового комплекса типа «дайка в дайке» в восточном обрамлении того же массива (гряда в междуречье р. Герд-Из-Шор и р. Щучьей, 6 – обр. Щ-41-2-78). Проанализированы также плутониты (табл. 2): 4 – обр. Щ-0-6-78; гигантозернистый дунит из центральной части массива Сыум-Кеу; 5 – обр. Щ-0-8-78, двупироксеновый пироксенит, там же; 6 – Щ-1-5-78, среднезернистый габбро-амфиболит с гратом и обильной сульфидной вкрапленностью из восточной части массива Сыум-Кеу; 9 – обр. Щ-48-3-81, неравномерно-зернистое габбро, рассекаемое единичными субпараллельными долеритовыми дайками (ксенолит в харутском блоке Щучинского сегмента).

Обсуждение результатов. В сыумкеуском блоке базальты дайкового комплекса по составу РЗЭ аналогичны N-MORB (рис. 1А). По составу несовместимых элементов они также близки N-MORB (рис. 1Б), но по сравнению с последними в некоторых образцах имеют повышенные концентрации Rb и K и во всех – повышенные концентрации U и Pb; в некоторых образцах отмечены пониженные концентрации Zr и Hf. Повышенные концентрации в базальтах Rb, K, U Pb, возможно, связаны с обогащением этими элементами в процессе вторичных изменений пород. В целом, по геохимическим характеристикам, эти породы сопоставимы с толитами N-MORB и могут быть отнесены к спрединговой ассоциации современных океанических

Таблица 1. Концентрации редкоземельных и несовместимых элементов (г/т) в образцах базальтов, коматитов и исландитов в различных фрагментах комплекса параллельных даек пяти сегментов рифта Палеоуральского океана

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ti	2853,141	4077,054	11941,707	11319,905	5828,376	9036,415	8165,876	8017,724	14295,195	5556,264
Rb	9,020	5,931	9,228	22,740	1,398	1,304	5,655	0,665	4,624	6,038
Sr	549,804	293,635	553,287	180,729	134,218	76,931	386,793	236,237	166,703	442,529
Y	18,610	20,676	25,213	29,188	18,581	23,864	17,137	20,311	43,071	15,531
Zr	66,932	53,311	133,806	46,676	12,236	64,520	56,291	70,683	120,779	27,748
Nb	3,115	1,743	32,661	1,294	4,821	1,433	0,970	1,287	5,992	2,224
Ba	257,238	54,767	136,942	117,107	18,681	17,522	158,631	36,902	63,760	111,514
La	8,879	7,289	24,533	2,702	1,655	2,780	6,325	3,483	6,328	3,246
Ce	24,442	20,324	54,857	9,611	5,543	8,892	16,250	10,835	19,786	10,683
Pr	3,590	3,032	6,642	1,642	0,925	1,442	2,093	1,698	3,040	1,736
Nd	17,308	14,754	27,047	9,411	5,174	7,839	10,173	9,039	16,125	9,275
Sm	4,052	3,756	5,607	3,399	1,932	2,784	2,713	2,782	5,002	2,736
Eu	1,416	1,448	1,862	1,267	0,730	1,047	0,942	1,058	1,339	1,020
Gd	3,568	3,707	5,041	4,722	2,770	3,808	2,948	3,519	6,393	2,893
Tb	0,513	0,557	0,749	0,839	0,498	0,656	0,482	0,595	1,092	0,455
Dy	2,971	3,293	4,286	5,974	3,559	4,642	3,292	3,972	7,525	3,043
Ho	0,671	0,687	0,852	1,267	0,788	1,010	0,710	0,850	1,594	0,634
Er	1,700	1,938	2,275	3,459	2,246	2,787	2,004	2,379	4,376	1,739
Tm	0,261	0,297	0,327	0,506	0,330	0,412	0,296	0,344	0,638	0,255
Yb	1,874	1,829	2,009	3,256	2,215	2,775	1,975	2,240	4,132	1,709
Lu	0,260	0,283	0,295	0,443	0,334	0,411	0,309	0,341	0,614	0,262
Hf	1,675	1,446	2,693	1,326	0,564	1,712	1,461	1,940	3,125	0,766
Ta	0,212	0,114	2,240	0,104	0,119	0,112	0,062	0,100	0,394	0,113
Pb	10,575	4,828	6,529	8,341	3,958	23,187	10,074	0,987	0,269	1,251
Th	0,372	0,581	2,164	0,114	0,636	0,461	1,361	0,298	0,613	0,185
U	0,186	0,316	0,829	0,129	0,291	0,178	0,587	0,174	0,195	0,127
K	7221	3486	9711	996	1162	9130	1660	830	2490	4150
P	1311	1224	2884	481	393	393	830	524	389	253

Таблица 1. (Продолжение 1)

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Ti	8403,021	8750,108	4343,468	5027,372	1983,137	3992,688	4215,363	7755,872	26660,785	3900
Rb	2,307	0,319	1,555	3,105	1,077	1,765	5,519	3,295	17,688	0,396
Sr	164,086	114,033	384,889	828,187	47,308	258,076	353,950	105,356	1667,831	265,736
Y	21,371	23,545	11,238	12,858	9,881	9,285	13,070	22,110	95,894	13,909
Zr	18,215	28,404	29,473	26,169	6,129	30,931	26,840	44,420	277,869	44,365
Nb	0,517	0,376	0,781	1,100	0,080	1,137	1,426	2,622	5,994	0,444
Ba	45,933	28,798	30,328	146,685	14,658	27,171	99,918	23,520	194,698	26,890
La	2,049	2,955	4,115	9,399	0,929	3,555	7,123	4,550	18,302	4,857
Ce	7,437	9,633	10,563	21,049	2,535	9,975	16,729	12,948	58,864	14,844
Pr	1,282	1,669	1,562	2,750	0,398	1,510	2,220	1,996	9,232	2,279
Nd	7,392	9,223	8,242	13,167	2,212	7,831	10,422	10,645	49,874	11,111
Sm	2,659	3,092	2,200	3,171	0,766	2,046	2,651	3,130	14,502	3,056
Eu	1,096	1,048	0,765	1,110	0,425	0,733	0,790	1,133	5,180	1,119
Gd	3,557	3,975	2,443	3,003	1,221	2,107	2,633	3,940	17,448	3,426
Tb	0,608	0,678	0,366	0,438	0,222	0,311	0,411	0,651	2,910	0,568
Dy	4,163	4,701	2,422	2,801	1,683	2,028	2,644	4,570	20,014	3,458
Ho	0,890	0,999	0,511	0,568	0,383	0,409	0,549	0,986	4,261	0,747
Er	2,459	2,753	1,408	1,550	1,151	1,141	1,515	2,329	12,154	1,996
Tm	0,360	0,395	0,199	0,223	0,170	0,159	0,218	0,405	1,759	0,309
Yb	2,388	2,655	1,282	1,406	1,171	1,013	1,436	2,595	11,224	1,925
Lu	0,348	0,378	0,196	0,217	0,184	0,156	0,213	0,392	1,657	0,295
Hf	0,831	0,932	1,009	0,951	0,333	1,008	0,772	1,467	9,500	1,218
Ta	0,049	0,040	0,058	0,063	0,007	0,084	0,094	0,193	0,558	0,040
Pb	0,296	0,950	1,070	1,690	1,047	0,552	2,904	2,157	18,410	1,062
Th	0,146	0,235	0,526	0,778	0,070	0,457	1,279	0,518	1,999	0,265
U	0,063	0,060	0,304	0,281	0,034	0,152	0,588	0,171	0,948	0,094
K	1,660	830	2,490	4,980	2,490	1,328	3,486	1,162	1,909	1,830
P	306	287	267	1,005	22	437	656	656	481	170

Таблица 1. (Продолжение 2)

	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Ti	5760	7620	7200	9180	7168,855	4891,293	3098,474	2638,913	2629,079	4665,992
Rb	2,060	2,026	1,47	0,71	82,366	0,920	16,380	3,440	1,532	14,404
Sr	227,971	240,017	693,58	174	117,821	258,287	294,052	480,649	160,450	462,292
Y	19,681	24,699	29,57	35,96	21,098	11,964	8,402	8,729	9,219	11,816
Zr	35,092	28,273	18,58	18,83	51,113	108,465	25,849	28,528	33,370	59,717
Nb	1,862	2,132	5,45	1,2	2,177	5,385	3,027	0,871	0,941	3,448
Ba	23,466	32,168	73,56	20,04	87,648	20,109	134,725	100,492	35,398	165,682
La	4,863	3,728	7,56	2,73	2,890	14,550	3,742	3,683	2,584	3,453
Ce	13,772	11,911	23,66	11,06	8,684	35,349	9,535	8,694	6,642	8,882
Pr	2,198	2,017	4,03	2,11	1,381	4,428	1,204	1,156	0,946	1,194
Nd	11,171	11,014	21,51	13,32	7,703	19,772	5,324	5,476	4,742	5,773
Sm	3,436	3,512	6,23	4,34	2,510	3,996	1,336	1,386	1,345	1,628
Eu	1,390	1,397	2,07	1,51	0,987	1,113	0,493	0,482	0,499	0,565
Gd	4,245	4,413	7,05	6,39	3,481	3,283	1,453	1,526	1,629	1,949
Tb	0,718	0,766	1	1,08	0,615	0,464	0,242	0,254	0,275	0,331
Dy	4,473	4,933	6,9	7,31	4,390	2,824	1,674	1,789	1,922	2,296
Ho	0,952	1,020	1,34	1,49	0,956	0,555	0,382	0,386	0,410	0,502
Er	2,630	2,787	4,15	4,54	2,766	1,512	1,007	1,136	1,181	1,407
Tm	0,384	0,409	0,61	0,59	0,397	0,210	0,151	0,164	0,176	0,211
Yb	2,409	2,511	3,76	3,91	2,564	1,316	1,010	1,079	1,166	1,434
Lu	0,349	0,362	0,54	0,53	0,382	0,196	0,155	0,172	0,185	0,226
Hf	1,051	1,051	2,06	1,12	1,747	3,283	0,799	0,889	1,087	1,317
Ta	0,146	0,159	2,23	0,47	0,175	0,377	0,195	0,067	0,070	0,222
Pb	0,565	1,225	*не опр.	не опр.	0,911	2,006	0,752	0,441	1,810	1,648
Th	0,216	0,165	0,01	0,01	0,311	3,285	0,303	0,531	0,384	0,554
U	0,075	0,067	0,07	0,01	0,128	1,611	0,129	0,188	0,136	0,190
K	2320	2441	1490	250	6889	913	5146	2407	996	5063
P	480	480	1570	610	612	1488	524	481	219	524

Таблица 1. (Продолжение 3)

	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
Ti	7250,867	13368,611	9625,509	10367,456	14419,324	5254,505	8935,824	6334,944	6852,047	2576,564
Rb	17,043	3,871	0,964	0,749	0,083	0,158	0,958	4,067	2,682	0,435
Sr	580,328	669,484	116,326	136,271	97,304	16,826	166,566	161,777	77,813	120,821
Y	25,224	38,280	28,562	27,619	38,604	10,331	21,516	48,071	46,643	9,156
Zr	54,155	123,686	42,711	89,562	113,565	18,060	51,535	182,690	161,378	7,899
Nb	2,579	5,134	1,051	1,098	1,795	0,215	0,883	2,900	2,429	0,162
Ba	107,148	150,560	16,340	10,090	не опр.	11,307	42,197	71,842	26,938	14,923
La	5,995	9,993	2,459	2,358	3,883	0,866	1,808	5,543	5,175	0,415
Ce	15,406	24,780	8,203	8,644	13,527	2,767	6,562	18,697	17,544	1,534
Pr	2,256	3,451	1,415	1,491	2,396	0,451	1,128	3,115	3,029	0,278
Nd	11,283	17,514	8,053	8,640	14,210	2,596	6,612	16,996	17,492	1,729
Sm	3,300	4,920	2,841	3,164	4,859	1,009	2,377	5,398	5,653	0,724
Eu	1,227	1,889	1,015	1,218	1,747	0,459	0,676	1,593	1,751	0,298
Gd	4,207	6,218	4,007	4,454	6,728	1,503	3,373	7,197	7,555	1,209
Tb	0,708	1,080	0,697	0,793	1,160	0,268	0,610	1,238	1,279	0,223
Dy	5,117	7,680	4,993	5,504	8,070	1,969	4,233	8,538	8,515	1,661
Ho	1,115	1,701	1,079	1,188	1,750	0,438	0,928	1,854	1,842	0,376
Er	3,225	5,019	3,030	3,303	5,083	1,279	2,632	5,491	5,320	1,095
Tm	0,470	0,730	0,433	0,493	0,722	0,194	0,401	0,817	0,788	0,163
Yb	3,003	4,817	2,776	3,309	4,600	1,305	2,681	5,535	5,091	1,072
Lu	0,468	0,770	0,422	0,505	0,728	0,205	0,403	0,826	0,756	0,166
Hf	2,191	3,828	1,360	2,228	3,664	0,613	1,569	4,793	4,189	0,333
Ta	0,200	0,398	0,086	0,123	0,175	0,018	0,073	0,216	0,188	0,014
Pb	3,305	1,837	0,425	0,939	1,670	0,395	0,492	1,685	3,045	0,631
Th	0,983	1,328	0,132	0,113	0,162	0,142	0,277	0,425	0,298	0,013
U	0,257	0,530	0,066	0,095	0,075	0,131	0,345	0,274	0,590	0,025
K	3071	1743	664	860	1660	166	581	3406	1411	664
P	1093	не опр.	613	не опр.	874	393	481	961	1840	131

Таблица 1. (Окончание)

	41	42	43	44
Ti	5450,424	9783,709	9874,908	10746,998
Rb	0,504	0,606	8,028	5,130
Sr	163,448	62,096	222,342	131,526
Y	20,672	40,114	32,399	34,490
Zr	24,685	41,777	56,377	37,580
Nb	1,076	1,610	3,897	2,854
Ba	36,611	13,623	85,895	34,668
La	2,953	3,584	4,850	3,590
Ce	9,189	12,342	13,179	11,387
Pr	1,480	2,090	2,034	1,860
Nd	8,054	11,683	10,947	10,339
Sm	2,508	3,895	3,353	3,423
Eu	1,037	1,300	1,178	1,059
Gd	3,329	5,342	4,502	4,788
Tb	0,564	0,921	0,777	0,829
Dy	3,922	6,495	5,344	5,660
Ho	0,830	1,437	1,140	1,227
Er	2,321	4,196	3,251	3,486
Tm	0,339	0,618	0,462	0,488
Yb	2,277	4,037	2,750	2,890
Lu	0,338	0,615	0,373	0,375
Hf	1,097	1,176	1,634	1,437
Ta	0,071	0,125	0,250	0,195
Pb	0,309	0,534	1,044	0,906
Th	0,243	0,314	0,729	0,410
U	0,076	0,126	0,442	0,147
K	830	1660	5400	3070
P	306	699	787	874

Примечание. **1-7 – Щучинский сегмент.** 4-6 – Сыумкеуский блок: 4 – обр. Щ-20-7-81, тибейманяский фрагмент комплекса параллельных долеритовых даек; 5 – обр. Щ-26-3-78, няропейский фрагмент; 6 – обр. Щ-41-2-78, гердиз-шорский фрагмент; 1-3, 7 – Харутский блок: 1 – обр. Щ-3-2-79, 2 – обр. Щ-9-2-79, халатальбейский фрагмент; 3 – обр. Щ-58-2-81, 7 – обр. 48-6-81, харутский фрагмент. **8, 40-42 – Войкарский сегмент,** лагортаюский фрагмент: 8 – обр. В-13-1-81; 40 – обр. В-9-1-81, 41 – обр. В-9-2-81, 42 – обр. В-10-1-81. **9-24 – Тагильский сегмент.** 9-12 – вижайский фрагмент: 9 – обр. Т-5-4-84, 10 – обр. Т-10-4-84, 11 – обр. Т-7-4-84, 12 – обр. Т-9-3-84; 13 – шегульганский фрагмент, обр. Т-12-4-84; 14, 15 – кривинский фрагмент: 14 – обр. Т-12-12-2-84, 15 – обр. Т-13-2-84; 16 – павдинский фрагмент, обр. Т-12-3-1-86; 17 – тылайский фрагмент, обр. Т-1-2-2-86; 18 – княсьпинский фрагмент, обр. Т-9-20-74; 19 – иовский фрагмент, обр. Т-8-14-77; 20 – азовский фрагмент, обр. А-3-73; 21, 22 – ревдинский фрагмент: 21 – обр. Р-5-9-97, 22 – обр. Р-11-2-97; 23, 24 – нижнетагильский фрагмент [Ферштатер, Беа, 1996]: 23 – обр. тг-48, 24 – обр. тг-554. **25-32, 43, 44 – Магнитогорский сегмент.** 25, 26, 43, 44 – Поляковский блок: 25 – обр. М-25-1-74, 26 – обр. М-21-6-74, 43 – обр. М-19-1-74; 44 – обр. М-24-5-74 (базальтовый коматит); 27-32 – Хабаровинский блок: 27 – обр. Х-30-75, 28 – обр. Х-96-2-75, 29 – обр. Х-141-75, 30 – обр. Х-76-3-75, 31 – обр. Х-84-4-75, 32 – обр. Х-94-3-75. **33-39 – Мугоджарский сегмент.** Базальты: 33 – катынадырский фрагмент – обр. W-6-1-4-85, 34, 35 – шулдакский фрагмент: 34 – обр. W-23-2-77, 35 – обр. W-23-4-77, 36 – борлинский фрагмент – обр. W-34-2-85; 37 – лиманный фрагмент, обр., W-19-6-2-85. Исландиты, донголекская вулканическая постройка среди площади развития шулдакского фрагмента комплекса параллельных долеритовых даек: 38 – обр. W-6-2-77, 39 – обр. 16-3-73. Концентрации К и Р приведены по данным силикатных химических анализов, остальных элементов – по данным ICP M/S анализов. Геологические привязки образцов см. в [Семенов, 2000].

Таблица 2. Концентрации редкоземельных и несовместимых элементов (г/т) в образцах габбро, пироксенитов и гипербазитов из скринов между дайками комплекса параллельных даек и из габбро-гипербазитовых массивов различных сегментов рифта Палеоуральского океана

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ti	6120,975	2907,914	3188,712	164,925	270,921	3563,151	4941,257	2153,351	5509,393	128,195
Rb	11,697	4,724	6,329	0,102	0,354	0,474	1,186	5,580	3,778	0,072
Sr	454,859	179,580	334,073	6,101	29,976	142,582	1168,347	248,477	402,406	0,503
Y	33,401	14,691	19,181	0,271	1,109	3,050	12,909	7,839	3,167	0,601
Zr	39,932	16,472	50,358	0,467	2,202	2,553	15,955	17,046	3,317	0,442
Nb	6,427	0,357	2,420	0,043	0,208	0,102	1,369	0,495	0,069	0,017
Ba	217,327	33,129	108,455	2,330	4,045	не опр.	52,629	40,174	24,505	0,599
La	13,006	2,426	7,431	0,073	0,366	0,284	7,653	1,637	0,538	0,141
Ce	35,494	7,760	20,050	0,174	0,898	0,778	21,449	5,037	1,415	0,315
Pr	5,230	1,256	2,853	0,023	0,117	0,125	3,292	0,783	0,248	0,040
Nd	25,589	6,892	13,546	0,113	0,535	0,750	17,152	4,210	1,538	0,175
Sm	6,489	2,149	3,485	0,032	0,142	0,299	3,963	1,233	0,544	0,042
Eu	2,196	0,757	1,154	0,010	0,051	0,236	1,431	0,502	0,268	0,068
Gd	6,093	2,347	3,472	0,041	0,164	0,473	3,514	1,488	0,682	0,066
Tb	0,916	0,370	0,514	0,008	0,029	0,085	0,492	0,247	0,109	0,012
Dy	5,530	2,379	3,101	0,048	0,207	0,648	2,995	1,712	0,730	0,103
Ho	1,126	0,505	0,636	0,011	0,043	0,147	0,588	0,359	0,162	0,023
Er	3,062	1,428	1,778	0,034	0,131	0,436	1,586	1,030	0,410	0,075
Tm	0,456	0,210	0,249	0,006	0,019	0,065	0,215	0,146	0,056	0,012
Yb	2,910	1,320	1,608	0,038	0,145	0,440	1,345	0,933	0,353	0,093
Lu	0,442	0,204	0,238	0,007	0,023	0,071	0,197	0,147	0,055	0,016
Hf	1,056	0,571	1,429	0,018	0,081	0,111	0,623	0,648	0,163	0,013
Ta	0,315	0,026	0,163	0,003	0,022	0,009	0,075	0,045	0,005	0,005
Pb	6,536	9,400	8,333	3,095	5,709	7,215	4,109	79,874	0,508	0,163
Th	0,623	0,185	0,654	0,021	0,110	0,047	0,107	0,213	0,020	0,007
U	0,261	0,185	0,267	0,005	0,030	0,007	0,059	0,076	0,015	0,003
K*	не опр.	не опр.	не опр.	830	830	830	1909	3569	1660	830
P*	не опр.	не опр.	не опр.	219	219	219	4020	262	219	219

Таблица 2. (Продолжение 1)

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Ti	1169,754	26,214	542,686	2874,881	3468,695	1130,270	790,409	6720	5580	8220
Rb	0,240	0,187	0,368	20,360	1,367	0,714	0,287	2,689	4,181	7,130
Sr	91,222	1,250	8,088	384,699	375,511	49,193	68,222	275,978	436,004	240,017
Y	6,087	0,161	3,229	9,602	7,817	5,436	1,974	21,611	17,862	30,543
Zr	5,582	0,597	1,518	14,753	11,082	6,432	1,483	25,281	25,644	31,445
Nb	0,027	0,013	0,028	3,751	0,452	0,047	0,014	1,558	1,960	3,836
Ba	10,149	2,879	5,860	199,534	3292,104	20,358	7,614	44,619	117,933	75,747
La	0,253	0,069	0,100	6,253	3,550	1,140	0,348	3,109	8,523	6,042
Ce	0,914	0,159	0,322	15,084	8,789	4,165	1,209	9,705	19,324	17,800
Pr	0,175	0,019	0,080	1,938	1,246	0,760	0,249	1,667	2,574	2,797
Nd	1,140	0,084	0,425	8,749	6,219	4,412	1,581	9,427	12,298	14,351
Sm	0,506	0,019	0,233	1,975	1,596	1,355	0,554	3,413	3,161	4,262
Eu	0,213	0,004	0,112	0,726	0,468	0,463	0,186	1,859	1,162	1,616
Gd	0,864	0,023	0,444	1,856	1,643	1,554	0,631	4,388	3,472	5,281
Tb	0,159	0,003	0,085	0,298	0,235	0,208	0,081	0,748	0,555	0,899
Dy	1,204	0,028	0,662	2,015	1,481	1,215	0,466	4,860	3,370	5,677
Ho	0,259	0,005	0,144	0,419	0,300	0,226	0,085	0,999	0,717	1,209
Er	0,731	0,018	0,408	1,234	0,848	0,566	0,198	2,693	2,022	3,397
Tm	0,104	0,003	0,056	0,190	0,116	0,074	0,026	0,373	0,299	0,491
Yb	0,677	0,023	0,382	1,264	0,758	0,473	0,160	2,316	1,912	2,955
Lu	0,105	0,004	0,056	0,214	0,115	0,070	0,025	0,335	0,278	0,430
Hf	0,241	0,017	0,079	0,688	0,372	0,336	0,102	0,898	0,868	1,060
Ta	0,004	0,004	0,001	0,269	0,033	0,018	0,003	0,148	0,122	0,283
Pb	0,294	0,541	0,603	4,112	115,945	11,556	0,234	1,128	5,280	0,815
Th	0,040	0,017	0,019	1,049	0,077	0,044	0,014	0,216	0,478	0,294
U	0,019	0,006	0,006	0,322	0,059	0,021	0,005	0,089	0,180	0,085
K	830	не опр.	не опр.	7968	1826	249	не опр.	2740	3020	5060
P	219	не опр.	не опр.	57	830	175	не опр.	390	740	740

Таблица 2. (Продолжение 2)

Ti	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
	3360	4980	4980	95,188	6225,080	1104,521	544,124	225,482	2580	5160
Rb	0,86	1,69	24,88	0,594	3,750	0,206	2,929	0,165	1,94	67,34
Sr	535,28	458,3	910,73	9,036	387,868	59,569	23,220	14,689	207,93	873,01
Y	4,85	15,7	23,79	1,398	21,680	5,908	2,844	0,521	8,43	19,31
Zr	3,58	11,2	44,41	1,452	23,084	7,022	6,102	1,849	1,88	27,08
Nb	0,93	10,8	3,73	0,377	3,511	0,476	0,199	9,118	2,23	3,59
Ba	18,36	49,74	369,96	12,485	66,654	8,838	14,735	2,367	46,33	449,55
La	0,99	3,31	26,36	1,385	5,817	1,022	0,682	0,560	3,13	11,31
Ce	2,68	8,91	32,6	3,739	15,663	2,700	1,631	1,069	6,62	26,82
Pr	0,38	1,46	4,32	0,357	2,378	0,404	0,234	0,116	1,03	3,46
Nd	2,64	8,31	20,75	1,459	12,518	2,179	1,185	0,539	5,46	14,8
Sm	0,88	2,53	5,2	0,296	3,465	0,703	0,335	0,120	1,43	3,3
Eu	0,37	0,9	1,68	0,085	1,103	0,402	0,120	0,033	0,33	1,07
Gd	1,16	3,07	4,82	0,273	4,053	0,977	0,480	0,115	1,25	2,96
Tb	0,18	0,49	0,75	0,040	0,678	0,169	0,079	0,017	0,2	0,47
Dy	1,17	3	4,58	0,272	4,791	1,231	0,559	0,109	1,34	2,87
Ho	0,22	0,59	0,9	0,056	1,038	0,275	0,124	0,023	0,26	0,61
Er	0,61	1,77	2,3	0,175	2,977	0,787	0,372	0,061	0,65	1,63
Tm	0,08	0,24	0,37	0,025	0,425	0,113	0,056	0,008	0,1	0,28
Yb	0,55	1,73	2,43	0,156	2,714	0,757	0,349	0,062	0,57	1,78
Lu	0,05	0,23	0,44	0,026	0,428	0,124	0,057	0,011	0,12	0,33
Hf	0,37	0,8	1,75	0,028	1,054	0,259	0,191	0,054	не опр.	0,8
Ta	1,07	7,54	1,41	0,020	0,207	0,033	0,023	0,015	не опр.	не опр.
Pb	не опр.	не опр.	не опр.	5,535	2,083	0,369	26,167	6,171	не опр.	не опр.
Th	0,01	0,06	1,82	0,067	0,459	0,072	0,087	0,095	0,33	2,61
U	0,01	0,04	0,45	0,088	0,252	0,037	0,091	0,040	0,05	1,24
K	500	910	8960	249	6723	498	830	166	2740	18260
P	40	700	700	174	1095	743	219	350	306	1440

Таблица 2. (Окончание)

	31	32	33	34	35	36
Ti	4560	993,354	8200,491	12916,070	2762,998	1270,718
Rb	33,45	0,656	3,336	0,754	2,565	0,824
Sr	1120,58	20,060	113,644	103,202	117,055	162,100
Y	19,16	2,630	20,744	70,473	23,098	83,094
Zr	45,92	1,804	24,776	47,340	22,800	65,427
Nb	4,17	0,039	0,802	2,760	0,783	4,047
Ba	514,11	не опр.	8,711	не опр.	27,163	27,836
La	12,75	0,152	1,927	6,099	2,776	7,498
Ce	30,63	0,376	6,300	25,291	8,798	29,099
Pr	4,06	0,061	1,090	4,617	1,414	5,037
Nd	19,16	0,340	6,371	25,877	7,719	27,717
Sm	4,12	0,151	2,270	8,237	10,944	8,787
Eu	1,2	0,090	0,872	2,201	0,805	1,845
Gd	3,24	0,296	3,250	10,763	3,496	11,387
Tb	0,53	0,061	0,566	1,854	0,608	2,057
Dy	3,23	0,513	4,036	13,331	4,489	14,993
Ho	0,66	0,127	0,880	2,841	0,995	3,306
Er	1,78	0,393	2,514	8,182	3,008	9,812
Tm	0,3	0,061	0,355	1,168	0,444	1,447
Yb	1,92	0,443	2,298	7,491	2,936	9,439
Lu	0,35	0,075	0,344	1,153	0,451	1,457
Hf	1,82	0,079	1,061	2,362	0,815	2,479
Ta	0,02	0,005	0,077	0,265	0,062	0,381
Pb	не опр.	0,499	1,131	2,161	0,475	0,605
Th	3,17	0,042	0,124	0,300	0,213	1,011
U	1,85	0,012	0,058	0,125	0,195	0,288
K	13610	322	1494	830	2324	581
P	2450	131	393	1180	568	282

Примечание. **1-9 – Щучинский сегмент.** Харутский блок: 1 – обр. Щ-3-3-79, габбро из тела, рассекаемого серией параллельных долеритовых даек халатальбейского фрагмента, 2 – обр. Щ-9-6-79, то же, из скрина между дайками этого сегмента, 3 – обр. Щ-58-3-81, габбро из тела такситового габбро, рассекаемого серией даек харутского фрагмента, 7 – обр. Щ-18-2-3-78, полосчатое габбро массива Харам-Пэ, 8 – обр. Щ-26-4-78, амфиболовое габбро из скрина между дайками няропейского фрагмента западного массива Сыум-Кей; Сыумкеуский блок: 4 – обр. Щ-0-6-78, дунит центральной части массива Сыум-Кей; 5 – обр. Щ-0-8-78, пироксенит, там же; 6 – обр. Щ-1-5-78, габбро восточной части этого массива; 9 – обр. Щ-48-3-81, габбро из тела полосчатого габбро, рассекаемого серией долеритовых даек. **10-13 – Войкарский сегмент:** 10 – обр. В-11-1-81, серпентинит из скрина между дайками лагортауского фрагмента; 11 – обр. В-12-1-81, габбро из скрина между дайками этого сегмента; 12 – обр. 6267, дунит Войкаро-Сыньинского массива; 13 – обр. 6266, пироксенит этого массива (материал для анализа дунита и пироксенита предоставлен И.С. Чашухиным). **14-23 – Тагильский сегмент:** 14 – обр. Т-8-84, амфиболовое габбро из скрина между дайками вижайского сегмента; 15 – обр. Т-12-3-2-86, габбро из массива, рассекаемого дайками павдинского фрагмента; 16 – обр. Т-8-1-86, пироксенит из тела, рассекаемого дайками тылайского фрагмента; 17 – обр. 63, пироксенит Нижнетагильского массива (материал для анализа предоставлен И.С. Чашухиным); 18 – обр. Р-11-3-97 и 20 – Р-5-3-97, габбро из скринов между параллельными долеритовыми дайками ревдинского фрагмента; 19 – обр. Р-1-1-97, габбро Ревдинского массива; 21 – обр. км-45, оливин-пироксеновое габбро Кумбинского массива; 22 – обр. кт-88, двупироксеновое габбро Кытлымского массива; 23 – обр. км-21, двупироксеновое габбро Кумбинского массива (анализы обр. км-45, кт-88, км-21 взяты из [Ферштатер, Беа, 1996]). **24-31 – Магнитогорский сегмент.** Поляковский блок: 24 – обр. М-21-(8, 9)-74, серпентинит из скрина между дайками базальтовых коматитов, 25 – обр. М-9-2-74, габбро из блока полосчатых габбро в пакете будиноморфных даек; Хабаровинский блок: 26 – обр. Х-49-75, габбро (в ассоциации с гипербазитами) из скрина между параллельными долеритовыми дайками, 27 – обр. Х-96-3-75, пироксенит из скрина между дайками, 28 – обр. Х-151-1-75, дунит Западно-Хабаровинского габбро-гипербазитового массива, 29 – обр. 529, оливиновый клинопироксенит из «кольцевой интрузии в гарцбургитах Восточно-Хабаровинской ассоциации» [Ферштатер, Беа, 1996], 30 – обр. 570, двупироксеновое габбро «из расслоенной залежи» этой ассоциации [Ферштатер, Беа, 1996]; 31 – обр. 212, клинопироксенит-амфиболовое габбро «из кольцевых залежей» ассоциации [там же]. **32-36 – Мугоджарский сегмент:** 32 – обр. W-1-2-2-85, пироксенит из габбро-гипербазитового тела, рассекаемого дайками катынадырского фрагмента; 33 – обр. W-6-1-1-85, габбро из скрина между дайками этого же фрагмента; 34 – обр. W-21-7-77, габбро из крупного тела, рассекаемого серией параллельных даек шулдакского фрагмента; 35 – обр. W-30-2-2-85, крупнозернистое габбро из скрина между тесно сближенными дайками борлинского фрагмента; 36 – обр. W-19-6-1-85, плагиоклазит из скрина между дайками лиманного фрагмента. Остальные примечания см. в табл. 1.

хребтов [Дмитриев и др., 1999, 2000; Дмитриев, Соколов, 2003]. Следовательно, есть все основания относить базальты дайковых фрагментов в обрамлении габбро-гипербазитового массива Сыум-Кеу к спрединговой ассоциации рифта Палеоуральского океана и рассматривать их в качестве производных деплетированной верхней мантии – конвекционно-спредингового источника.

Габбро, развитое в юго-восточной части габбро-гипербазитового массива Сыум-Кеу, (рис. 1Г) характеризуется постепенным слабым уменьшением концентраций РЗЭ от Lu до La при положительной Eu-аномалии. Концентрации несовместимых элементов (рис. 1В) слабо уменьшаются от тяжелых редких земель до Th, U **при выдержанно повышенных концентрациях Rb, Ba, K, Pb, Sr, P и Ti**. Наблюдаются четко выраженные отрицательные Nb-Ta и Zr-Hf-аномалии. По аналогии с базальтами этого блока, габбро можно рассматривать в качестве производных деплетированной верхней мантии. *Пироксениты и дуниты* габбро-гипербазитового массива Сыум-Кеу имеют сходный состав РЗЭ, характеризующийся слабо вогнутой кривой распределения редкоземельных элементов при пониженных концентрациях средних РЗЭ. На спайдер-диаграммах несовместимых элементов в них наблюдается близкий характер распределения (слабо вогнутая кривая) при резко повышенных концентрациях K, Pb, P, пониженных – Rb, существенных отрицательных аномалиях Nb-Ta и незначительных – Zr и Hf. В целом, по геохимическим характеристикам, базальты дайкового комплекса и скрины габбро в этом комплексе, а также ассоциирующие с дайковым комплексом габбро, пироксениты и дуниты Сыумкеуского блока можно рассматривать в качестве производных деплетированной верхней мантии – конвекционно-спредингового процесса.

Харутский блок

Фактический материал. В блоке были проанализированы *долериты* (табл. 1) из серии субпараллельных даек в габброидах халатальбейского фрагмента дайкового комплекса (бассейн р. Халатальбей, приток р. Щучья, 1 – обр. Щ-3-2-79, 2 – Щ-9-2-79); а также долериты из серии параллельных даек, рвущих друг друга и разнообразные габброиды харутского фрагмента дайкового комплекса (бассейн рек М. и Б. Харута, притоки р. Щучья, 7 – обр. Щ-48-6-81, 3 – Щ-58-2-81). В этом же блоке проанализированы *плутониты* (табл. 2): среднезернистое габбро, рассекаемое серией субпараллельных долеритовых даек халатальбейского фрагмента (междуречье р. Халатальбей и рек М. и Б. Харуты): 1 – обр. Щ-3-3-79, среднезернистое габбро из скрина между долеритовыми дайками; 2 – обр. Щ-9-6-79, среднезернистое габбро из скрина между долеритовыми дайками; 3 – обр. Щ-58-3-81, такситовое лей-

кократовое габбро, рассекаемое субпараллельными долеритовыми дайками; 7 – обр. Щ-18-2-3-78, полосчатое мелкозернистое амфиболовое габбро массива Харам-Пэ; 8 – обр. Щ-26-4-78, крупнозернистое амфиболовое габбро из скрина между дайками во фрагменте комплекса параллельных долеритовых даек в западном обрамлении гипербазитового массива Сыум-Кеу, на широте р. Няровей-Хадата (ксенолит в сыумкеуском блоке Щучьинского сегмента).

Обсуждение результатов. В Харутском блоке *базальты* дайкового комплекса по составу РЗЭ идентичны E-MORB или занимают промежуточную позицию между E-MORB и OIB, **иногда при слегка пониженных концентрациях La и Ce (рис. 1А). По содержаниям несовместимых элементов (рис. 1Б) базальты близки E-MORB или занимают промежуточное положение между E-MORB и OIB, при повышенных концентрациях Pb, Sr, иногда K и P, при резко отрицательной Nb-Ta аномалии и меньших отрицательных аномалиях Zr-Hf и Ti. В целом, по геохимическим характеристикам рассматриваемые базальты сопоставимы с толеитами E-MORB или с толеитами промежуточного состава между E-MORB и OIB, а потому могут быть отнесены к плюмовой ассоциации современных океанических хребтов** [Дмитриев и др., 1999, 2000; Дмитриев, Соколов, 2003]. Следовательно, базальты дайкового комплекса Харутского блока правомочно относить к базальтам плюмовой ассоциации рифта Палеоуральского океана и рассматривать их в качестве производных слабо деплетированной или недеплетированной нижней мантии – мантийно-плюмового источника. Площади распространения пород спрединговой и плюмовой ассоциаций в Щучьинском сегменте резко разграничены в пространстве, а потому можно предполагать, что их формирование происходило при низкой скорости спрединга [Дмитриев и др., 2000; Дмитриев, Соколов, 2003].

Габбро этого блока, вмещающие дайковый комплекс, по составу РЗЭ (рис. 1В) близки к E-MORB или занимают промежуточную позицию между E-MORB и OIB **при несколько пониженных концентрациях La, Ce и значительных вариациях суммы РЗЭ (примерно 10-кратных).** По концентрациям несовместимых элементов (рис. 1Г), *габбро* близко к E-MORB или занимает промежуточное положение между E-MORB и OIB **при резко повышенных концентрациях Pb, повышенных – Sr, в ряде случаев – пониженных концентрациях Th и повышенных – K.** Четко выражены отрицательные аномалии Nb-Ta и Zr-Hf, менее резко – Ti. В целом по геохимическим характеристикам *базальты* дайкового комплекса и вмещающие их *габбро* рассматриваемого блока можно считать производными слабо деплетированной или недеплетированной нижней мантии – мантийно-плюмового источника [Дмитриев и др., 1999, 2000; Дмитриев, Соколов, 2003].

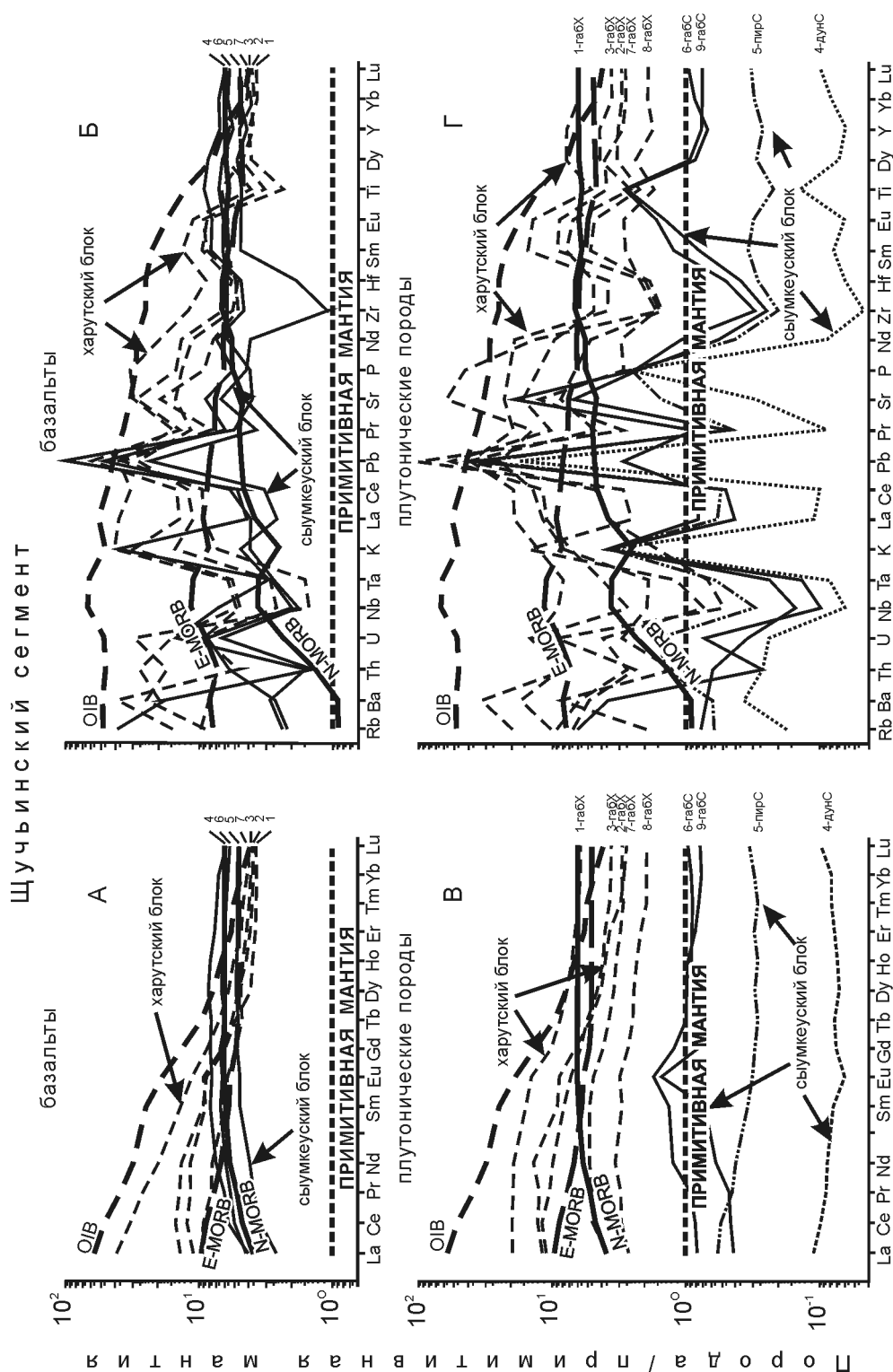


Рис. 1. Спайдер-диаграммы распределения редкоземельных (А, В) и несовместимых (Б, Г) элементов в базальтах и плутонитах Щучинского сегмента рифта Палеоуральского океана.

А и Б – Сыумкеуский блок, базальты, производные конвекционно-спредингового источника деплетированной верхней мантии; сплошные линии: 4 – обр. Щ-20-7-81, 5 – обр. Щ-26-3-78, 6 – обр. Щ-41-2-78. Харутский блок, базальты, производные мантийно-плюмового источника недеплетированной или слабо деплетированной нижней мантии; пунктирные линии: 1 – обр. Щ-3-2-79, 2 – обр. Щ-9-2-79, 3 – обр. Щ-58-2-81, 7 – обр. Щ-48-6-81.

В и Г – Сыумкеуский блок, плутониты, производные конвекционно-спредингового источника деплетированной верхней мантии; сплошные линии – габбро 6 – обр. Щ-1-5-78, 9 – обр. Щ-48-3-81; штрих-пунктирная линия – пироксенит 5 – обр. Щ-0-8-78; точечная линия – дунит 4 – обр. Щ-0-6-78. Харутский блок, габбро, производные мантийно-плюмового источника недеплетированной или слабо деплетированной нижней мантии; пунктирные линии: 1 – обр. Щ-3-3-79, 3 – обр. Щ-9-6-79, 3 – обр. Щ-58-3-81, 7 – обр. Щ-18-2-3-78, 8 – обр. Щ-26-4-78. Буква «С» означает принадлежность к сыумкеускому блоку, буква «Х» – к харутскому блоку. Порядковые номера образцов на диаграммах рис. 1-5 соответствуют порядковым номерам образцов базальтов в табл. 1 и плутонитов – в табл. 2. Геологическую привязку образцов см. в разделе статьи «Фактический материал и в монографии [Семенов, 2000]. Концентрации К и Р для спайдер-диаграмм взяты из опубликованных химических анализов пород [Семенов, 2000; Ферштатер, Беа, 1996]. Концентрации элементов нормированы по примитивной мантии [San, McDonough, 1989].

Войкарский сегмент (Приполярный Урал)

Фактический материал. В Войкарском сегменте фрагменты комплекса параллельных долевых даек пространственно прослеживаются в северо-восточном направлении от 66°51'00" до 65°52'00" с.ш., на протяжении более 150 км, при ширине 1-3 км, тяготея к восточному обрамлению Войкаро-Сыньинского и Райизского гипербазитовых массивов [Семенов, 2000].

Проанализированы (табл. 1) *долериты* из даек пакета типа «дайка в дайке» в дайковом комплексе со скринами габбро и серпентинитов, развитом в береговых обнажениях среднего течения реки Лагорта-Ю (8 – обр. В-13-1-81, долерит из средней части дайки, прорывающей крупный скрин габбро в дайковом комплексе; 40 – обр. В-9-1-81, порфировый плагиоклазовый долерит из средней части дайки, прорывающий крупный скрин серпентинитов, там же; 41 – обр. В-9-2-81, афирный долерит из средней части дайки, прорывающей крупный скрин серпентинитов, там же; 42 – обр. В-10-1-81, афирный долерит из средней части маломощной дайки, прорывающей мощную дайку крупнозернистого долерита, там же). Проанализированы также (табл. 2) *плутонические породы*: серпентинизированный гарцбургит из скрина между дайками лагортаюского фрагмента комплекса параллельных долеритовых даек, 10 – обр. В-11-1-81; пегматоидное крупнозернистое габбро из скрина между дайками в лагортаюском фрагменте, 11 – обр. В-12-1-81; дунит из северной части Войкаро-Сыньинского массива, 12 – обр. 6267; пироксенит, там же, 13 – обр. 6266 (материал для анализа дунита и пироксенита любезно предоставлен И.С. Чашухиным).

Обсуждение результатов. В Войкарском сегменте *базальты* дайкового комплекса по составу РЗЭ (рис. 2А) аналогичны N-MORB. По содержанию несовместимых элементов (рис. 2Б) породы также близки тренду N-MORB, при несколько повышенных концентрациях Ba, U, повышенных или пониженных в разных образцах концентрациях K, Pb, Sr. В двух из четырех образцов наблюдается четкая отрицательная Zr-Hf аномалия, во всех образцах – незначительная отрицательная Nb-Ta аномалия. В целом, по имеющимся на сегодня геохимическим характеристикам, рассматриваемые базальты близки составу N-MORB. По аналогии с современными океаническими хребтами [Дмитриев и др., 1999, 2000; Дмитриев, Соколов, 2003], есть основания относить их к спрединговой ассоциации рифта Палеоуральского океана и рассматривать в качестве производных деплетированной верхней мантии – конвекционно-спредингового источника.

Габбро (скрины между дайками) по составу РЗЭ (рис. 2В) следует тренду N-MORB, но при пониженных примерно в 3 раза концентрациях тяжелых РЗЭ

и в 10 раз – легких РЗЭ. На спайдер-диаграммах несовместимых элементов (рис. 2Г) габбро также сопоставимы с N-MORB, при несколько повышенных концентрациях Pb, Ba, Th, существенно повышенных – K, Pb, Sr, P. Резко выражена отрицательная Nb-Ta аномалия, слабо выражена – отрицательная Zr-Hf аномалия. В *пироксените* (северная часть Войкаро-Сыньинского массива, обр. 6266 из колл. И.С. Чашухина) распределение РЗЭ отвечает тренду N-MORB, но при пониженных примерно в 7 раз концентрациях тяжелых РЗЭ и в 23 раза – легких РЗЭ. На спайдер-диаграммах несовместимых элементов тренд пироксенита также отвечает тренду N-MORB, при несколько повышенных концентрациях Th, U и резко повышенных – Pb. Четко выражена отрицательная Nb-Ta аномалия, слабо – Zr-Hf отрицательная аномалия. *Серпентинит* (скрин между дайками) по составу РЗЭ характеризуется вогнутой кривой распределения элементов при существенном Eu-максимуме. Для распределения несовместимых элементов также характерен слабо вогнутый тип кривой, при повышенных концентрациях K, Pb, P, Eu, с четко выраженными отрицательными Nb-Ta и Zr-Hf аномалиями. В *дуните* (северная часть Войкаро-Сыньинского массива, обр. 6267 из колл. И.С. Чашухина) распределение РЗЭ также характеризуется четко вогнутой кривой (как в серпентините), но при незначительном Eu-минимуме. Распределения несовместимых элементов в дуните также характеризуется вогнутой кривой, при резко повышенных концентрациях Pb, пониженных концентрациях Nb, Eu, Ti. В целом, по геохимическим параметрам, базальты дайкового комплекса, габбро и серпентиниты из скринов этого комплекса, а также пироксениты и дуниты северной части Войкаро-Сыньинского массива следует рассматривать в качестве производных обедненной деплетированной верхней мантии – конвекционно-спредингового источника.

Тагильский сегмент (Северный и Средний Урал)

В Тагильском сегменте комплекс параллельных долеритовых даек установлен на всем его протяжении – от границы с Войкарским сегментом (на севере) до границы с Магнитогорским сегментом (на юге) [Семенов, 2000]. Фрагменты дайкового комплекса пространственно тяготеют преимущественно к Платиноносному поясу дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Урала, в меньшей степени – к Салатимскому гарцбургитовому поясу. Фрагменты дайкового комплекса развиты также и на значительном удалении от названных габбро-гипербазитовых поясов.

Фактический материал. Проанализированы (табл. 1) *долериты* комплекса параллельных даек, начиная от широты р. Вижай на Северном Урале и до широты г. Полевского на Среднем Урале: из

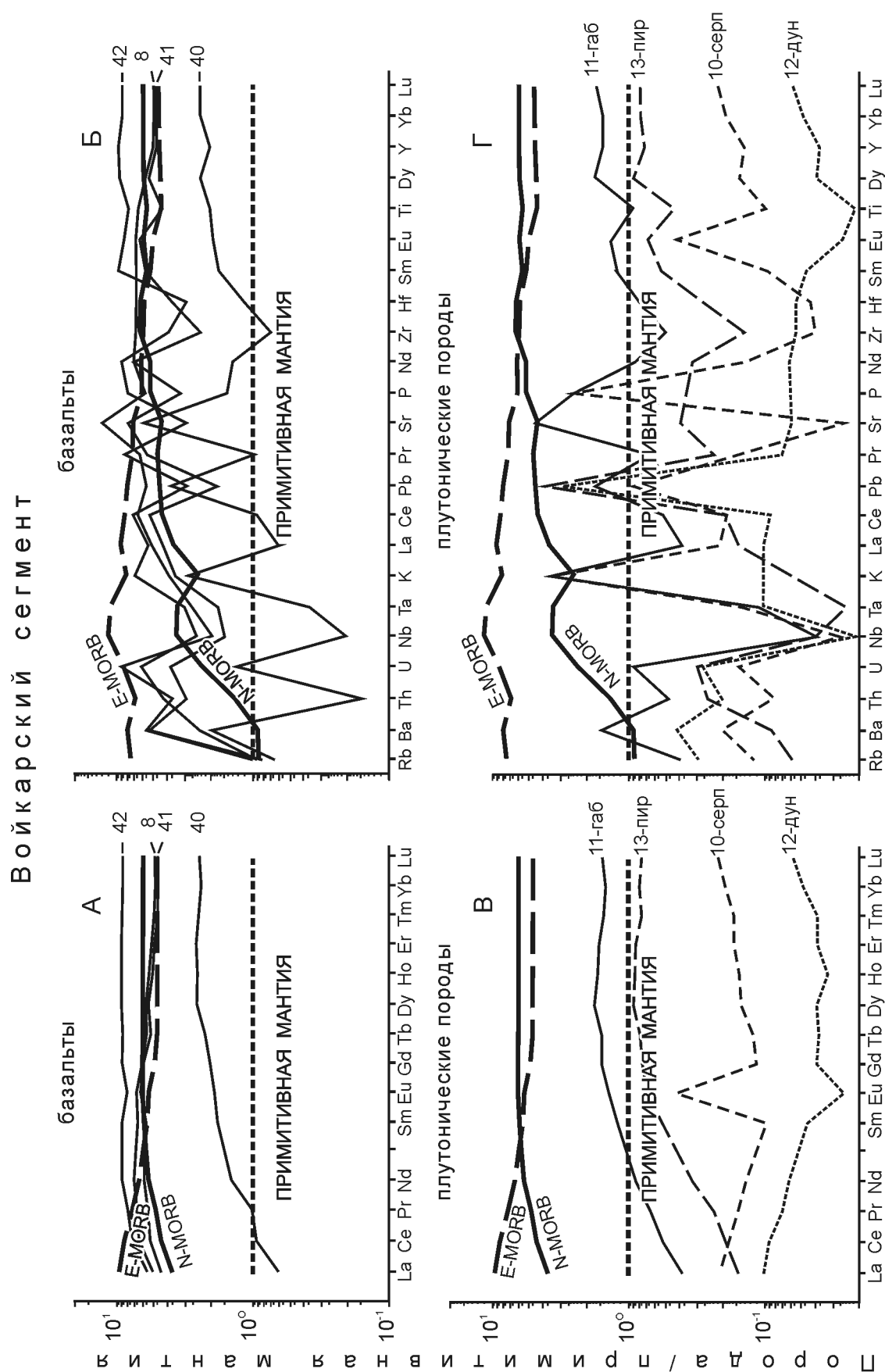


Рис. 2. Слайдер-диаграммы распределения редкоземельных (А, В) и несовместимых (Б, Г) элементов в базальтах и плутонитах Войкарского сегмента рифта Палеоуральского океана.

А и Б – базальты, производные конвекционно-спредингового источника деплетированной верхней мантии: 8 – обр. В-13-1-8, 40 – обр. В-9-1-81, 41 – обр. В-9-2-81, 42 – обр. В-10-1-81. В и Г – плутониты, производные конвекционно-спредингового источника деплетированной верхней мантии: габбро, сплошная линия 11 – обр. В-12-1-81, пироксенит, крупно-пунктирная линия, 13 – обр. 6266, дунит, мелко-пунктирная линия 12 – обр. 6267, серпентинит, средне-пунктирная линия 10 – обр. В-11-1-81.

серии параллельных даек, секущих гипербазиты (южный отрог горы Б. Салатим – гора Кваша, 9 – обр. Т-5-4-84); из серии параллельных даек, секущих габбро (хр. Халь-Ур-Чахле, к востоку от Салатимского пояса, 11 – обр. Т-7-84); из пакета типа «дайка в дайке» (гора Б. Лайс, к востоку от Салатимского пояса, 12 – обр. Т-9-3-84); из серии параллельных долеритовых даек, секущих габбро (хр. Кошма, к югу от хр. Халь-Ур-Чахле, на правом берегу р. Вижай, 10 – обр. Т-10-4-84); из серии параллельных даек, секущих габбро (верховья р. Шегультан, Денежкин Камень, 13 – обр. Т-12-4-84); из пакета параллельных даек типа «дайка в дайке» и пакета параллельных даек (южные отроги сопки Кривинской, 15 – обр. Т-13-2-84 и 14 – обр. Т-13-12-2-84); из серий параллельных даек, секущих габбро (Павдинский габбровый массив, южнее Елового Увала, 16 – обр. Т-12-3-1-86); из даек, секущих пироксениты (Тылайский Камень, р. Гаревая, 17 – обр. Т-1-2-2-86); из пакета параллельных долеритовых даек типа «дайка в дайке» в ассоциации с базальтовыми пиллоу-лавами (район Княсьпинских озер, 18 – обр. Т-9-20-74); из пакета параллельных даек типа «дайка в дайке» (г. Иов, к востоку от пос. Кытлым, 19 – обр. Т-8-14-77); из пакета параллельных даек со скринами габбро ревдинского и дегтярского фрагментов дайкового комплекса западного и восточного обрамления Ревдинского габбрового массива (Ревдинский район, 21 – обр. Р-5-9-97 и 22 – обр. Р-11-2-97); из пакета параллельных даек типа «дайка в дайке» со скринами базальтовых пиллоу-лав (район г. Полевского, г. Азов, 20 – обр. А-2-73); из жилы мелкозернистого габбро в амфиболовом габбро Черноисточинского массива (23 – обр. тг-48) и из мелкозернистого амфиболового габбро зоны параллельных даек г. Ипатова (Нижне-Тагильский район, 24 – обр. тг-554) [Ферштатер, Беа, 1996].

Проанализированы также (табл. 2) *плутониты*: амфиболовое габбро из скрина среди субпараллельных долеритовых даек г. Халь-Ур-Чахле, восточнее Салатимского пояса, 14 – обр. Т-8-84; габбро из скрина в пакете субпараллельных даек западнее пос. Павда, 15 – обр. Т-12-3-2-86; пироксенит из скрина между субпараллельными дайками в верховьях р. Гаревой, 16 – обр. Т-8-1-86; пироксенит из тела в 400 м к западу от контакта с дунитами г. Соловьевой, в выемке ж.д., 17 – обр. 63 (материал для анализа любезно предоставлен И.С. Чашухиным); неравномерно-зернистое амфиболовое габбро из скринов в пакете параллельных даек дегтярского (18 – Р-11-3-97) и ревдинского (20 – Р-5-3-97) фрагментов дайкового комплекса; 19 – обр. Р-1-1-97, неравномерно-зернистое габбро Ревдинского массива Платиноносного пояса; 21 – обр. км-45, оливин-клинопироксеновое габбро Кумбинского массива; 22 – обр. кт-88, двупироксеновое габбро Кытлымского массива; 23 – обр. км-21, двупироксеновое габбро Кумбинского массива Платиноносного пояса Урала [Ферштатер, Беа, 1996].

Обсуждение результатов. В Тагильском сегменте среди *базальтов* дайкового комплекса по геохимическим характеристикам отчетливо выделяется три разновидности.

Первая разновидность базальтов (11 – обр. Т-7-84, 12 – Т-9-3-84, 15 – Т-13-2-84, 24 – тг-554) по составу РЗЭ отвечают **N-MORB (рис. 3В)**. По содержаниям несовместимых элементов (рис. 3Г) породы также следуют тренду **N-MORB**, при повышенных концентрациях **Rb, Ba**, несколько повышенных в некоторых образцах – **Sr**, повышенных или пониженных в разных образцах – **Th, U, K, Pb**, в разной степени пониженных – **P**. Во всех образцах наблюдаются отчетливые отрицательные **Nb-Ta** и **Zr-Hf** аномалии. В целом, по геохимическим характеристикам, рассматриваемые базальты близки составу **N-MORB**. По аналогии с современными океаническими хребтами [Дмитриев и др., 1999, 2000; Дмитриев, Соколов, 2003] их следует относить к спрединговой ассоциации рифта Палеоуральского океана и рассматривать в качестве производных деплетированной верхней мантии – конвекционно-спредингового источника.

Вторая разновидность базальтов (13 – обр. Т-12-4-84; 14 – Т-13-12-2-84, 16 – Т-12-3-1-86; 17 – Т-1-2-2-86) по составу РЗЭ близка **E-MORB (рис. 3А)**. Характер распределения в них несовместимых элементов также сопоставим с трендом **E-MORB (рис. 3Б)**, при нескольких повышенных концентрациях **U, K** и пониженных – **Rb**. Отчетливы отрицательные аномалии **Zr-Hf** и **Nb-Ta**, особенно последняя. В целом по геохимическим характеристикам породы сопоставимы с **E-MORB**. По аналогии с современными океаническими хребтами [Дмитриев и др., 1999, 2000; Дмитриев, Соколов, 2003] эти базальты правомочно относить к базальтам плюмовой ассоциации рифта Палеоуральского океана и рассматривать их в качестве производных умеренно деплетированной нижней мантии – мантийно-плюмового источника.

Третья разновидность базальтов (9 – обр. Т-5-4-84, 10 – Т-10-4-84, 18 – Т-9-20-74, 19 – Т-8-16-77; 20 – А-2-73, 21 – Р-5-9-97, 22 – Р-11-2-97, 23 – тг-48) установлена на значительной части Тагильского сегмента. По составу РЗЭ базальты характеризуются (рис. 3А) постепенным возрастанием концентраций от **Lu** до **Sm**, а затем – постепенным уменьшением концентраций от средних к легким РЗЭ, вплоть до **La**. Состав РЗЭ в этой разновидности базальтов совмещает, таким образом, черты **E-MORB** и **N-MORB**. По концентрациям несовместимых элементов (рис. 3Б) породы характеризуются постепенным возрастанием концентраций от **Lu** до **K** (следуя тренду **E-MORB**), а затем – понижением концентраций в сторону редких щелочей (следуя тренду **N-MORB**), при пониженных в отдельных образцах концентрациях **Rb, Th, Nb, Ta, Pb, P** и повышенных – **Th, Pb, Sr**. Отрицательная **Nb-Ta** аномалия наблюдается лишь в одном образце, тогда

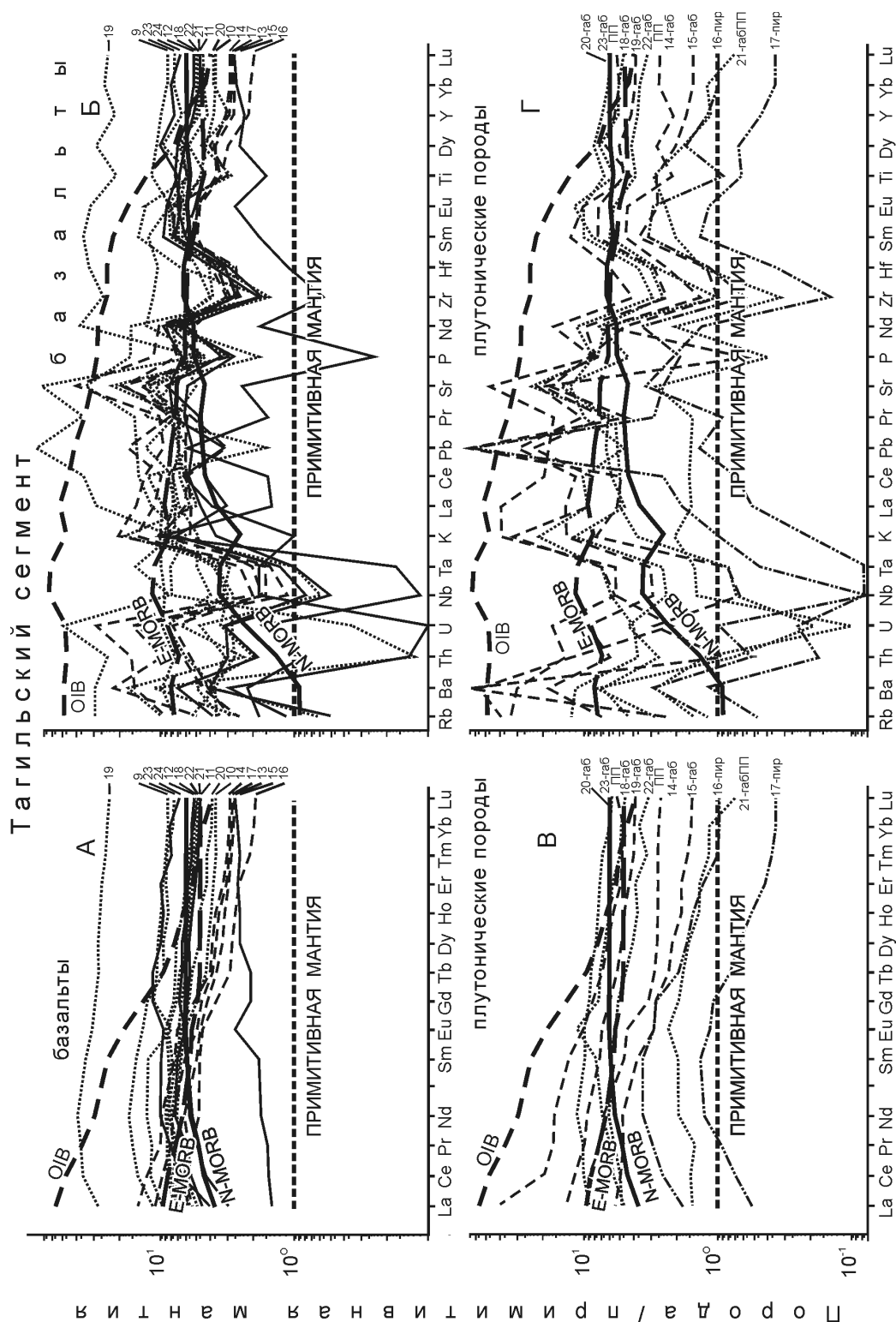


Рис. 3. Спайдер-диаграммы распределения редкоземельных (А, В) и несовместимых (Б, Г) элементов в базальтах и плутонитах Тагильского сегмента рифта Палеоуральского океана.

А и Б – базальты, производные конвекционно-спредингового источника деплетированной верхней мантии; сплошные линии: 11 – обр. Т-7-84, 12 – обр. Т-9-3-84, 15 – обр. Т-13-2-84, 24 – обр. тг-554; производные мантийно-плюмового источника недеплетированной или слабо деплетированной нижней мантии; пунктирные линии: 13 – обр. Т-12-4-84, 14 – обр. Т-13-12-2-84, 16 – обр. Т-12-3-1-86, 17 – обр. Т-1-2-2-86; продукты смешения производных конвекционно-спредингового и мантийно-плюмового источников; точечные линии: 9 – обр. Т-5-4-84, 10 – обр. Т-10-4-84, 18 – обр. Т-9-20-74, 19 – обр. А-2-73, 21 – обр. Р-5-9-97, 22 – обр. Р-11-2-97, 23 – тг-48.

В и Г – плутониты. Габбро, производные мантийно-плюмового источника недеплетированной или слабо деплетированной нижней мантии, пунктирные линии: 14 – обр. Т-8-84, 15 – обр. Т-12-3-2-86, 19 – обр. Р-1-1-97, 23 – обр. кт-21. Продукты смешения производных конвекционно-спредингового и мантийно-плюмового источников. Габбро, точечные линии: 18 – обр. Р-11-3-97, 20 – обр. Р-5-3-97, 21 – обр. км-45, 22 – обр. кт-88; пироксениты, пунктирно-точечные линии: 16 – обр. Т-8-1-86; 17 – обр. 63. Образцы с буквами «ШП» – габбро крупных габбровых массивов Платиносного пояса Урала – Кумбинского и Кытлымского.

как отрицательная Zr-Hf аномалия четко выражена во всех образцах этой разновидности базальтов. В целом, по геохимическим характеристикам, рассматриваемые базальты совмещают черты N-MORB и E-MORB и могут рассматриваться, по всей вероятности, как продукты смешения производных двух мантийных источников – деплетированной верхней мантии (конвекционно-спредингового источника) и слабо деплетированной нижней мантии (мантийно-плюмового источника).

Для палеоспрединговых базальтов Тагильского сегмента характерно, таким образом, беспорядочное распределение спрединговых и плюмовых ассоциаций, а также ассоциаций базальтов, представляющих собой продукты смешения производных двух различных мантийных источников (верхне-мантийного и нижнемантийного). Все это привело к значительному увеличению диапазона вариаций химического состава базальтов в данном сегменте палеоспрединговой структуры Урала. В современных океанических рифтах такая ситуация характерна для сегментов с высокой скоростью спрединга [Дмитриев и др., 2000; Дмитриев, Соколов, 2003]. По аналогии можно предполагать, что формирование Тагильского сегмента рифта Палеоуральского океана тоже происходило при высокой скорости спрединга.

Среди *габбро* в Тагильском сегменте выделяют две геохимические разновидности, которые беспорядочно распространены на его территории.

Первая разновидность (14 – обр. Т-8-84; 15 – Т-12-3-2-86; 19 – Р-1-1-97; 23 – км-21) по составу РЗЭ (рис. 3В) близка E-MORB или занимает промежуточное положение между E-MORB и OIB. По распределению несовместимых элементов (рис. 3Г) *габбро* следуют тренду E-MORB или занимают промежуточное положение между E-MORB и OIB, при повышенных (в некоторых образцах) концентрациях Ba, Pb, Sr, пониженных – Rb, Th, P. Четко выражены отрицательные Nb-Ta и Zr-Hf аномалии. В целом, по геохимическим параметрам, *габбро* близки тренду E-MORB-OIB, а потому их можно рассматривать в качестве производных слабо деплетированной или недеплетированной нижней мантии – мантийно-плюмового источника.

Вторая разновидность *габбро* (18 – обр. Р-11-3-97; 20 – Р-5-3-97; 21 – км-45; 22 – кт-88) по составу РЗЭ (рис. 3В) характеризуется постепенным возрастанием концентраций от Lu до средних РЗЭ (тренд E-MORB), а затем, начиная с Sm-Nd, постепенным уменьшением концентраций все более легких элементов. (тренд N-MORB). По концентрациям несовместимых элементов (рис. 3Г) наблюдается четкая тенденция к возрастанию концентраций от Lu до Nd (тренд E-MORB), которая далее сменяется четкой тенденцией к уменьшению концентраций в сторону редких щелочей (тренд E-MORB), при пониженных (в ряде образцов) концентрациях Rb, Th, U, P и повышенных – K, Sr. В большинстве образцов наблю-

дается отрицательная Nb-Ta аномалия, во всех образцах – четкая отрицательная Zr-Hf аномалия. Эта разновидность *габбро* совмещает геохимические черты N-MORB и E-MORB и может рассматриваться в качестве продуктов смешения производных двух мантийных источников: конвекционно-спредингового – деплетированной верхней мантии и мантийно-плюмового – слабо деплетированной нижней мантии. Характерно, что концентрации РЗЭ и несовместимых элементов, аналогичны таковым в *габбро* Кытлымского и Кумбинского массивов Платиноносного пояса Урала. Показательно, что *габбро* из скринов дайкового комплекса (18 – обр. Р-11-3-97; 20 – Р-5-3-97), развитого в обрамлении Ревдинского *габбрового* массива, а также *габбро* крупных Кумбинского и Кытлымского *габбровых* массивов Платиноносного пояса Урала (21 – обр. км-45; 22 – кт-88) на спайдер-диаграммах распределения редкоземельных и несовместимых элементов имеют аналогичные тренды. Представляется, что это не случайные совпадения, а свидетельства того, что как крупные *габбровые* массивы Платиноносного пояса Урала, так и более мелкие тела того же состава, были выведены в рифтовую структуру Палеоуральского океана, где служили вмещающим субстратом для формировавшегося комплекса параллельных долеритовых даек. *Габбро*, сопоставимых по составу редкоземельных и некогерентных элементов с N-MORB, в Тагильском сегменте пока не обнаружено.

В *пироксенитах* (16 – обр. Т-8-1-86 взят автором из Княсьпинского *габбрового* массива, 17 – обр. 63 любезно предоставлен И.С. Чашухиным, взят из пироксенитового тела в 400 м к западу от контакта с дунитами г. Соловьевой, в выемке ж. д.) в составе РЗЭ (рис. 3В) наблюдается возрастание концентраций от Lu до Sm-Eu, а затем – постепенное уменьшение содержаний все более легких редкоземельных элементов. По концентрациям несовместимых элементов (рис. 3Г) наблюдается постепенное возрастание от Lu до Nd-Pr, затем – тенденция к уменьшению концентраций в сторону редких щелочей, при повышенных концентрациях Rb, Ba. В одном из двух образцов наблюдается резко повышенная концентрация Pb. Четко выражены отрицательные Nb-Ta и Zr-Hf аномалии. В целом, по геохимическим параметрам, *пироксениты* сопоставимы со второй разновидностью *габбро* в Тагильском сегменте (при пониженной сумме РЗЭ), т.е. совмещают черты N-MORB и E-MORB, а потому могут рассматриваться в качестве продуктов смешения производных двух мантийных источников – деплетированной верхней мантии (конвекционно-спредингового источника) и слабо деплетированной нижней мантии (мантийно-плюмового источника).

Представляется, что из приведенных геохимических данных вытекают важные петрологические следствия. Поскольку базальты (вторая разновид-

ность) и габбро (первая разновидность), с одной стороны, базальты (третья разновидность), габбро (вторая разновидность) и пироксениты, – с другой имеют близкие тренды распределения РЗЭ и некогерентных элементов, можно предположить, что первая группа магматитов (базальты + габбро) может рассматриваться в качестве производных слабо деплетированной или недеплетированной нижней мантии – мантийно-плюмового источника, а вторая группа (базальты + габбро + пироксениты) – в качестве продуктов смешения производных двух мантийных источников – деплетированной верхней мантии (конвекционно-спредингового источника) и слабо деплетированной нижней мантии (мантийно-плюмового источника). Это отнюдь не означает, что базальты + габбро или базальты + габбро + пироксениты комагматичны. Геохимическое сходство свидетельствует лишь о том, что породы первой группы пород являются производными мантийно-плюмового источника (нижней мантии), второй группы – продуктами смешения производных мантийно-плюмового (нижней мантии) и конвекционно-спредингового (верхней мантии) источников.

Магнитогорский сегмент (Южный Урал)

В Магнитогорском сегменте выделено два территориально разобщенных блока – Поляковский (северный) и Хабарнинский (южный). Соответственно, выделено и описано два фрагмента комплекса параллельных долеритовых даек, развитых в пространственной ассоциации с габбро-гипербазитовыми массивами – поляковский и хабарнинский [Семенов, 2000].

Поляковский блок

Фактический материал. Поляковской фрагмент дайкового комплекса географически расположен на расстоянии порядка 130 км к северо-востоку от г. Магнитогорска, между дер. Поляковка и Вознесенка. С запада на восток он прослежен и изучен на расстоянии около 11 км, с севера на юг – 1-1,5 км. Проанализированы (табл. 1) *долериты*: мелкозернистый долерит из средней части дайки пакета будиноморфных параллельных даек (25 – обр. М-25-1-74); долерит сланцеватой текстуры из будиноморфной дайки в пакете таких тел (43 – обр. М-19-1-74); миндалекаменный долерит из краевой части будиноморфной дайки в пакете таких субпараллельных тел (44 – М-24-5-74); *базальтовый коматиит* (26 – обр. М-21-6-74) – из дайки пакета параллельных даек во вмещающих серпентинитах. Проанализированы также (табл. 2) *плутонические породы*: серпентинит из тела, рассекаемого серией субпараллельных даек базальтовых коматиитов (24 – обр. М-21 (8, 9)-74); крупнозернистое габбро из крупного блока между пакетами будиноморфных долеритовых

даек (25 – обр. М-9-2-74).

Обсуждение результатов. *Базальты* характеризуются составом РЗЭ (рис. 4А), близким к примитивной мантии (РМ), но с незначительно пониженными концентрациями **Се** и **La**. По концентрациям несовместимых элементов (рис. 4Б) порода следует тренду **Е-MORB**, с **несколько** повышенными в отдельных образцах содержаниями **Rb**, **K**, с отчетливо выраженной отрицательной **Nb-Ta** аномалией, менее четко – отрицательной **Zr-Hf** аномалией. *Базальтовый коматиит* по составу РЗЭ (рис. 4А) следует тренду **OIB**, но имеет в 2-3 раза более низкую сумму РЗЭ. По концентрациям несовместимых элементов (рис. 4Б), порода занимает промежуточное положение между трендами **Е-MORB** и **OIB**, **при повышенных** концентрациях **Th** и **U**, пониженных – **Pb** и **Ba**, **K**. Четко выражена отрицательная **Nb-Ta** аномалия. Аномалии по **Zr-Hf** не наблюдается. **Пониженные** концентрации **Rb**, **Ba** и **K** в **базальтовом коматиите**, возможно, связаны с обеднением этими элементами в ходе вторичных изменений породы. В целом, по геохимическим характеристикам, базальтовые коматииты занимают промежуточное положение между **Е-MORB** и **OIB**. **Таким образом**, по аналогии с современными океаническими хребтами [Дмитриев и др., 1999, 2000; Дмитриев, Соколов, 2003], базальты и базальтовые коматииты поляковского дайкового комплекса следует относить к породам плюмовой ассоциации рифта Палеоуральского океана и рассматривать в качестве производных слабо деплетированной (базальты) или недеплетированной (базальтовые коматииты) нижней мантии – мантийно-плюмового источника.

Габбро Поляковского блока (ассоциирующие с базальтами дайкового комплекса и вмещающие его), по составу РЗЭ (рис. 4В) и концентрациям несовместимых элементов (рис. 4Г) сопоставимы с **Е-MORB**, при повышенных концентрациях **K**, **Sr**, **при незначительной отрицательной Nb-Ta аномалии** и несколько большей отрицательной **Zr-Hf аномалии**. *Серпентиниты* (скрин между параллельными дайками коматиитов) характеризуются (рис. 4В) резким возрастанием концентраций РЗЭ от **Lu** до **La**. На спайдер-диаграмме несовместимых элементов (рис. 4Г) также наблюдается резкое возрастание концентраций от **Lu** до **U**, **при резко** повышенных концентрациях **Pb**, пониженных – **Rb**, **Ba**, **Th**, **K**, **Ti**, четко выраженных отрицательных **Nb-Ta** и **Zr-Hf аномалиях**. **Пониженные содержания редких** щелочей, **Th** и **K** связаны, вероятно, с выносом этих элементов в ходе вторичных изменений пород. На основании геохимических спектров редкоземельных и несовместимых элементов габбро следует рассматривать в качестве производных слабо деплетированной, а гипербазиты – недеплетированной нижней мантии – производных мантийно-плюмового источника.

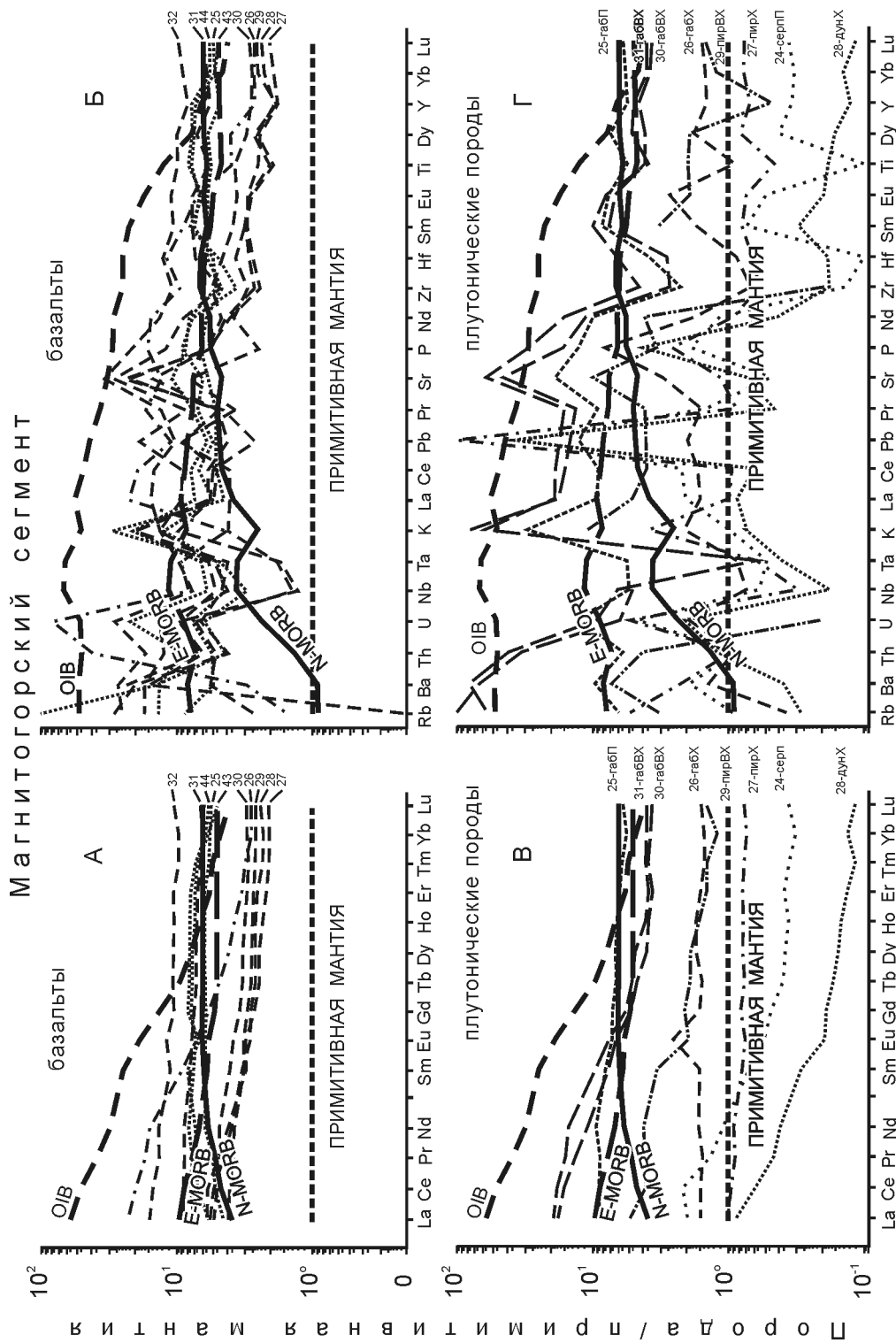


Рис. 4. Спайдер-диаграммы распределения редкоземельных (А, В) и несовместимых (С, Д) элементов в базальтах и плутонитах Магнитогорского сегмента рифта Палеоуральского океана.

А и Б – вулканы, производные мантийно-плумового источника недеплетированной или слабо деплетированной нижней мантии. Поляковский блок: базальты (25 – обр. М-25-1-74), долериты сланцевой текстуры из будиноморфной дайки в пакете таких тел (43 – обр. М-19-1-74), миндалекаменные долериты из краевой части будиноморфной дайки в пакете таких субпараллельных тел (44 – обр. М-24-5-74), базальтовые коматиты (26 – обр. М-21-6-74) – штрих-пунктирная линия. Хабарнинский блок, базальты: 27 – обр. Х-30-75; 28 – обр. Х-96-2-75; 29 – обр. Х-141-75; 30 – обр. Х-76-3-75; 31 – обр. Х-84-4-75; 31 – обр. Х-84-4-75.

В и Г – плутониты, производные мантийно-плумового источника недеплетированной или слабо деплетированной нижней мантии. Габбро Поляковского блока, мелкопунктирные линии (25 – обр. М-9-2-74), габбро Хабарнинского блока, средне-пунктирные линии (26 – обр. Х-49-75); габбро Восточно-Хабарнинской ассоциации, крупнопунктирные линии (30 – обр. 570, 31 – обр. 212); пироксениты Хабарнинского блока, штрих-пунктирные линии (27 – обр. Х-96-3-75); пироксениты Восточно-Хабарнинской ассоциации, двух-штрих-пунктирные линии (29 – обр. 529), серпентиниты Поляковского блока, редко-точечные линии (24 – обр. М-21(8, 9)-74), дуниты хабарнинского блока, часто-точечные линии (28 – обр. Х-151-1-75).

Хабарнинский блок

Фактический материал. Хабаровинский фрагмент дайкового комплекса географически расположен в 24 км к юго-западу от г. Ново-Троицка Оренбургской области, на правом (Российском) и левом (Казахстанском) берегах р. Урал, к югу от субширотного течения р. Губерля. Он вытянут в северо-западном направлении почти на 15 км – от широты среднего течения р. Губерля (на севере) до широты р. Тонатар (на юге). Минимальная ширина (мощность) фрагмента составляет 1,3 км, максимальная – 3,3 км. Площадь обнаженной части фрагмента – около 34 км².

Проанализированы (табл. 1) *долериты* из пакета субпараллельных даек в гипербазитах (западное обрамление Западно-Хабарнинского габбро-гипербазитового массива, правый берег р. Урал (27 – обр. X-30-75); из пакета параллельных даек со скринами пироксенита (28 – обр. X-96-2-75); из тонкой жилы, рассекающей мощную долеритовую дайку в пакете типа «дайка в дайке» (29 – обр. X-141-75); из мощной дайки в пакете типа «дайка в дайке» (30 – обр. X-76-3-75); из дайки в пакете будиноморфных параллельных даек (31 – обр. X-84-4-75); из дайки в пакете типа «дайка в дайке» со скринами габбро (32 – обр. X-94-3-75). Проанализированы также (табл. 2) *плутонические породы*: пегматоидное габбро из тела (в более крупном блоке серпентинита), рассекаемого серией субпараллельных долеритовых даек, (26 – обр. X-49-75); пироксенит из тела, рассекаемого серией таких же даек, (27 – обр. X-96-3-75), дунит из Западно-Хабарнинской габбро-гипербазитовой ассоциации (28 – обр. X-151-1-75), оливиновый клинопироксенит из «кольцевой интрузии в гарцбургитах» Восточно-Хабарнинской ассоциации (29 – обр. 529) [Ферштатер, Беа, 1996]; двупироксеновое габбро из «расслоенной залежи» этой же ассоциации, 30 – обр. 570 [Ферштатер, Беа, 1996]; клинопироксен-амфиболовое габбро из «кольцевой интрузии» этой же ассоциации, 31 – обр. 212 [Ферштатер, Беа 1996].

Обсуждение результатов. Все *базальты* дайкового комплекса по составу РЗЭ (рис. 4А) следуют тренду E-MORB, но обладают значительными вариациями суммы РЗЭ относительно средней величины для E-MORB [San & McDonough, 1989]. По концентрациям несовместимых элементов (рис. 4Б) они также следуют тренду E-MORB, при пониженных в отдельных образцах содержаниях Rb, Ba, Pb, P, повышенных – U, K, Sr. Отчетлива отрицательная Nb-Ta аномалия, тогда как отрицательная Zr-Hf аномалия выражена очень слабо. По аналогии с толеитами современных океанических хребтов [Дмитриев и др., 1999, 2000; Дмитриев, Соколов, 2003], базальты хабарнинского дайкового комплекса следует относить к плюмовой ассоциации рифта Палеоуральского океана и

рассматривать их в качестве производных умеренно деплетированной нижней мантии – мантийно-плюмового источника.

Габбро из габбро-гипербазитовых блоков между дайками характеризуются составом РЗЭ (рис. 4В), близким примитивной мантии с небольшим Eu-максимумом. Концентрации некогерентных элементов (рис. 4Г) в габбро также следуют тренду примитивной мантии при несколько повышенных концентрациях Rb, пониженных – Rb. Достаточно отчетливо выражены отрицательные Nb-Ta и Zr-Hf аномалии. Для сравнения отметим, что габбро Восточно-Хабарнинской габбро-гипербазитовой ассоциации [Ферштатер, Беа, 1996], являются значительно более обогащенными по сравнению с габбро хабарнинского комплекса. По концентрациям редкоземельных элементов они занимают промежуточное положение между E-MORB и OIB. По содержаниям несовместимых элементов они также занимают промежуточное положение между E-MORB и OIB, при повышенных концентрациях K, Sr, пониженных – U. Наблюдаются четкие отрицательные Nb-Ta и Zr-Hf аномалии. *Пироксениты* (скрин между дайками) по составу РЗЭ (рис. 4В) обнаруживают слабую тенденцию к возрастанию все более легких редкоземельных элементов (распределение, близкое к PM). По концентрациям некогерентных элементов (рис. 4Г), наблюдается та же тенденция к возрастанию концентраций от Lu к редким щелочам, при повышенных концентрациях Rb, U, K, P и, особенно, Pb. Достаточно отчетлива отрицательная Nb-Ta аномалия и отсутствует Zr-Hf аномалия. Для сравнения отметим, что пироксенит Восточно-Хабарнинской габбро-гипербазитовой ассоциации [Ферштатер, Беа, 1996] по составу РЗЭ (рис. 4В) характеризуется резким возрастанием все более легких РЗЭ, а по концентрациям некогерентных элементов (рис. 4Г) – также соизмеримым возрастанием концентраций элементов от Lu к легким щелочам при повышенных концентрациях K, Sr и пониженных – U, Y. Концентрации Nb, Ta, Hf в цитированной работе отсутствуют. *Дунит* Западно-Хабарнинской габбро-гипербазитовой ассоциации характеризуется резким возрастанием концентраций все более легких РЗЭ (рис. 4В). Концентрации несовместимых элементов также обнаруживают резкое возрастание концентраций от Lu до U-Th, при повышенных концентрациях Pb, P и пониженных – Rb, Ba. Достаточно отчетливы отрицательные Nb-Ta и Zr-Hf аномалии. В целом, геохимические параметры габбро, пироксенита и дунита Хабаровинского блока позволяют рассматривать все эти породы как производные умеренно деплетированной или недеплетированной нижней мантии – мантийно-плюмового источника.

Мугоджарский сегмент (Северный Казахстан)

В Мугоджарском сегменте комплекс параллельных долеритовых даек обнажен, начиная от ширины пос. Домбаровский на севере, ($55^{\circ}44'$ с. ш.) до ширины южных отрогов г. Жамантау на юге, (48° с.ш.). В субмеридиональном направлении обнаженная часть дайкового комплекса простирается почти на 290 км. Ширина его обнаженной части (вместе с вмещающими его габброидами) колеблется от 0,5 км (на северном и южном выклиниваниях его обнажений) до 42 км (на широте ст. Мугоджарской). Площадь выхода дайкового комплекса (включая перекрытые более молодыми отложениями участки, а также вмещающие дайковый комплекс габброиды) составляет порядка 8800-8900 км² [Семенов, 2000].

Среди площадей развития комплекса параллельных даек Мугоджарского сегмента встречаются довольно обширные поля исландитов, которые впервые были выделены и описаны Н.А. Румянцевой [Магматические..., 1979]. По данным разных исследователей исландиты составляют от 5 до 15 % от общего объема мугоджарского комплекса. Установлено [Юриш и др., 2003], что они преобладают в пределах донголекской вулканической постройки размером $4,5 \times 1,8$ км. По химическому составу они близки исландитам Исландии (Исландия..., 1978), имеющим [Дмитриев и др., 2000] плюмовую природу.

Фактический материал. В рассматриваемом сегменте проанализированы *долериты* (табл. 1) из пакетов параллельных даек со скринами габброидов и пироксенитов на хр. Катынадыр (33 – обр. W-6-1-4-85) в районе пос. Борлы (36 – обр. W-34-2-85) и месторождения Лиманное (37 – обр. W-19-2-85), а также долериты из пакетов параллельных даек (34 – обр. W-23-2-77) и *базальты пиллоу-лав* (35 – обр. W-23-4-77) из скринов между дайками, развитых в долине р. Шулдак.

Проанализированы также (табл. 2) *плутонические породы*: пироксенит из тела, рассекаемого редкими субпараллельными долеритовыми дайками, хр. Катынадыр, (32 – обр. W-1-2-2-85); габбро из скрина в пакете будиноморфных субпараллельных долеритовых даек, там же, (33 – W-6-1-1-85); *амфиболовое габбро* из крупного массива, рассекаемого серией параллельных долеритовых даек, р. Шулдак, (34 – обр. W-21-7-77); крупнозернистое габбро из скрина между тесно сближенными долеритовыми дайками, (35 – обр. W-30-2-2-85); *плагноклазит* из скрина в пакете субпараллельных долеритовых даек, г. Куляттау (отм. 405,1 м), (36 – обр. W-19-6-1-85).

Выполнен анализ исландитов, развитых в районе донголекской вулканической постройки (39 – W-6-2-77, 40 – обр. 16-3-73).

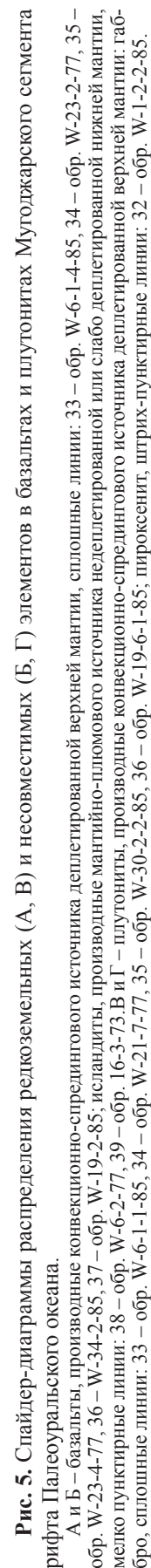
Обсуждение результатов. В Мугоджарском сегменте все исследованные *базальты* дайкового комплекса по составу РЗЭ (рис. 5А), четко сопоставимы

с MORB, при незначительном Eu-минимуме в некоторых образцах. По сумме РЗЭ отдельные образцы отличаются друг от друга в 2-3 раза. По концентрациям несовместимых элементов (рис. 5Б) они также хорошо сопоставимы с N-MORB, при повышенных в отдельных образцах концентрациях Ba, Th, U, P, Ti и пониженных – Rb, Sr. Минимальные отрицательные Nb-Ta аномалии проглядываются в некоторых пробах, а Zr-Hf аномалии отсутствуют. По аналогии с толеитами современных океанических хребтов [Дмитриев и др., 1999, 2000; Дмитриев, Соколов, 2003], базальты мугоджарского сегмента следует относить к спрединговой ассоциации рифта Палеоуральского океана и рассматривать в качестве производных деплетированной верхней мантии – конвекционно-спредингового источника.

На основе проведенных исследований, можно полагать, что формирование комплекса параллельных даек происходило при низкой скорости спрединга, поскольку в современных океанических хребтах именно при низкой скорости спрединга образуются протяженные провинции однородных базальтовых ассоциаций, ограниченные крупными трансформными разломами, разделяющими хребет на тектоно-магматические сегменты разного порядка [Дмитриев и др., 1999, 2000; Дмитриев, Соколов, 2003]. Подобной провинцией является мугоджарский комплекс параллельных долеритовых даек, сохраняющий состав N-MORB на протяжении, как минимум, 290 км.

Базальты мугоджарского дайкового комплекса по геохимическим характеристикам и геодинамическим условиям образования сопоставимы с базальтами дайкового комплекса Сыумкеуского блока Щучьинского сегмента (Полярный Урал), базальтами лагортаюского дайкового комплекса Войкарского сегмента (Приполярный Урал), базальтами (типа N-MORB) части фрагментов дайкового комплекса Тагильского сегмента (Северный и Средний Урал).

Габбро (скрины в дайковом комплексе) по составу РЗЭ (рис. 5В) близки N-MORB при Eu-минимуме (в некоторых образцах). По концентрациям несовместимых элементов (рис. 5Г) габбро также близки N-MORB при повышенных концентрациях в разных образцах Rb, Ba, K, пониженных – K, Pb, Sr, P, Ti. *Пироксениты* (скрины между дайками) обладают суммой РЗЭ (рис. 5В) в 30-100 раз меньшей, чем габбро, и характеризуются резким уменьшением концентраций от Lu до Ce-La при небольшом Eu-максимуме. По концентрациям несовместимых элементов (рис. 5Г) они характеризуются, в целом, слабо вогнутой кривой при повышенных концентрациях Rb, Ba, Th, U, K, Pb, Sr, P. Порода обладает незначительными отрицательными Nb-Ta и Zr-Hf аномалиями. В целом, по геохимическим параметрам, базальты дайкового комплекса, вмещающие их габбро и пироксениты могут рассматриваться в качестве производных деплетированной верхней мантии – конвекционно-спредингового источника.



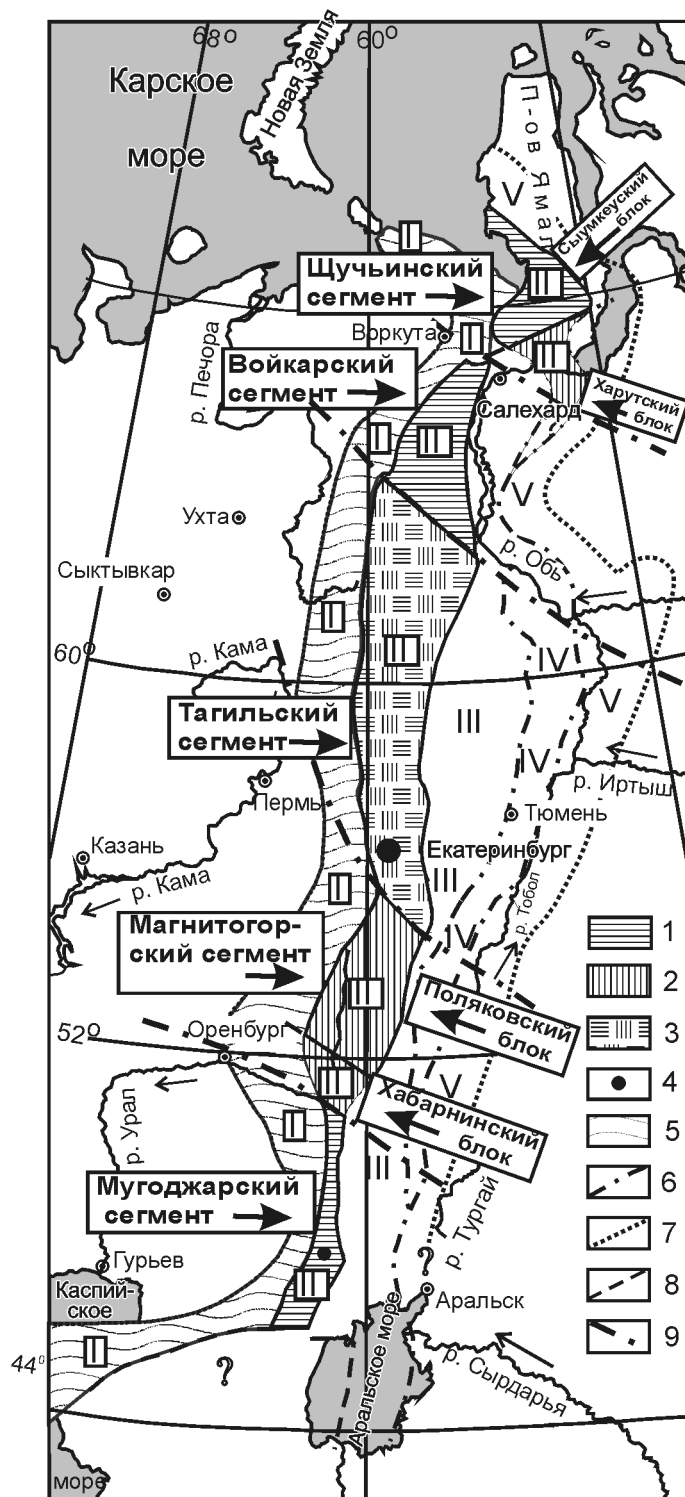


Рис. 6. Схема распространения базальтов спрединговой и плюмовой ассоциаций в разных сегментах рифта Палеоуральского океана.

1 – базальты спрединговой ассоциации (производные конвекционно-спредингового источника верхней мантии), 2 – базальты плюмовой ассоциации (производные мантийно-плюмового источника нижней мантии), 3 – площади хаотичного распространения базальтов спрединговой и плюмовой ассоциаций, а также базальтов – продуктов смешения спрединговой и плюмовой ассоциаций, 4 – местонахождение исландитов в Мугоджарском сегменте, 5 – ареал развития вещественных комплексов континентального рифтогенеза венда-ордовика, 6 – границы структурно-тектонических зон, 7 – предполагаемые внешние и внутренние границы Восточно-Европейской и Кокчетав-Западно-Сибирской зон деструкции континентальной коры, 8 – границы плато Усть-Юрт, 9 – зоны разломов (трансформного типа). Структурно-тектонические зоны: I – Восточно-Европейская зона деструкции континентальной коры; II – Уральская палеоокеаническая зона с «впаянными» в нее микроконтинентами; III – Харбейско-Шаимско-Мугоджарская зона блоков дезинтегрированной рифтогенезом континентальной коры; IV – Хантымансийско-Кустанайская зона, состоящая из шарьированных фрагментов океанической и континентальной литосферы; V – Кокчетав-Западно-Сибирская зона деструкции континентальной коры.

Близость геохимических характеристик базальтов, габбро и пироксенитов Мугоджарского сегмента свидетельствует скорее не о комагматичности этих пород, а о единстве их верхнемантийного конвекционно-спредингового источника.

Исландиты (38 – обр. W-6-2-77, 40 – обр. 16-3-73) по составу РЗЭ (рис. 5А) характеризуются слабым

возрастанием концентраций элементов от Lu до Nd, а затем – со слабым падением концентраций от Pr к La при незначительном Eu-минимуме. При этом сумма РЗЭ в исландитах больше, чем в базальтах дайкового комплекса Мугоджарского сегмента (в отдельных образцах – в 3-5 раз). Характер распределения в них несовместимых элементов (рис. 5Б)

близок к таковому в E-MORB, при повышенных (относительно основного тренда) концентрациях U, слабо повышенных – K, Pb, P; пониженных – Sr, Ti. Отчетлива отрицательная Nb-Ta аномалия, Zr-Hf аномалия отсутствует. В целом по геохимическим характеристикам исландиты сопоставимы с базальтами E-MORB, имеющими, как считают большинство исследователей, мантийно-плюмовую природу. По аналогии со Срединно-Атлантическим хребтом [Дмитриев и др., 1999], исландиты следует относить к плюмовой ассоциации рифта Палеоуральского океана и рассматривать их в качестве производных умеренно деплетированной нижней мантии. По данным Л.В. Дмитриева с коллегами [Дмитриев и др., 1999, 2000; Дмитриев, Соколов, 2003], локализация в современных океанических хребтах плюмовой ассоциации может быть связана с резкой локализацией плюмов, имеющих небольшое поперечное сечение. Именно таким процессом, возможно, объясняется причина локального развития исландитов среди несоизмеримо больших площадей распространения базальтов спрединговой ассоциации в мугоджарском сегменте рифта Палеоуральского океана.

Подводя итоги рассмотрения спайдер-диаграмм распределения редкоземельных и несовместимых элементов в базальтах дайковых комплексов и ассоциирующих с ними плутонических породах (габбро, пироксенитах, гипербазитах) различных сегментов рифта Палеоуральского океана, следует заметить, что по нормированным концентрациям РЗЭ (РЗЭ-диаграммы) в преобладающем большинстве анализированных образцов горных пород все редкоземельные элементы дают совершенно четкие тренды возрастания (убывания) нормированных концентраций от легких РЗЭ к тяжелым, а потому установление близости изучавшихся базальтов и плутонических пород к тому или иному генетическому типу (N-MORB, E-MORB, OIB) достаточно очевидно.

Представляется необходимым остановиться на обсуждении возможных причин отрицательных аномалий высокозарядных элементов (Nb-Ta, Zr-Hf) в большинстве базальтов и плутонических пород (габбро, пироксенитах, гипербазитах) рифта Палеоуральского океана, одни из которых по содержаниям редкоземельных и несовместимых элементов сопоставимы с трендами N-MORB (производные конвекционно-спредингового источника), другие – с трендами E-MORB–OIB (производные мантийно-плюмового источника).

При анализе спайдер-диаграмм распределения концентраций несовместимых элементов в базальтах и плутонических породах всех пяти сегментов рифта Палеоуральского океана с очевидностью вытекает, что в большинстве анализированных пород имеют место отчетливо выраженные отрицательные аномалии высокозарядных элементов (Nb-Ta, Zr-Hf, иногда – Ti). Поскольку такое явление про-

слеживается по простиранию всей уральской палеоспрединговой структуры почти на 2000 км, можно говорить о региональной специфике мантийного магматизма, участвовавшего в формировании этой структуры. Обсудим возможные причины этого явления.

Согласно [Хаин, 1994; Когарко, 2006], на границе архей-протерозой (2,5-2,7 млрд. лет назад) произошла смена геодинамического режима Земли – к тектонике плюмов присоединилась тектоника литосферных плит и началась субдукция уже значительно окисленной океанической коры, содержащей повышенные концентрации летучих компонентов (в основном H₂O и CO₂). Астеносферный слой Земли, в котором формируются базальты СОХ, обособился от остальной мантии, как полагают исследователи [Кузьмин и др., 2003], 1,8-2,0 млрд. лет назад и тогда появились типичные представители «горячих» точек и офиолитовые ассоциации, разрезы которых аналогичны разрезам современной океанической коры. Можно полагать, что от протерозоя до начала среднего палеозоя – начала открытия Уральского палеоокеана [Семенов, 2000], в нижнюю мантию субдукционным процессом [Кузьмин и др., 2003; Ярмолюк, Коваленко, 2003; Коваленко и др., 2006; Киселев и др., 2006; Рябчиков, 2006] было доставлено достаточно большое количество океанической коры, фрагментов древней литосферы и континентальной коры, морских илов, пирокластических продуктов островодужного вулканизма. Предполагается, что все эти образования через мантийный рециклинг участвуют в мантии плюмов [Коваленко и др., 2006].

Как полагают исследователи [Коваленко и др., 2006], мантия плюмов неоднородна и ее неоднородность обусловлена наличием трех главных составов, один из которых близок к мантии СОХ, второй состоит из умеренно обогащенной сухой мантии, третий – из умеренно обогащенной мантии, более богатой H₂O, летучими и несовместимыми элементами-примесями. С достаточной долей уверенности исследователи [Грачев, 2003] говорят о провинциальных различиях различных мантийных плюмов, обусловленных как химической гетерогенностью нижней мантии, так и различной степенью контаминации плюма веществом литосферы и подлитосферной мантии. При этом отмечают, что три процесса – контаминация (ассимиляция), смешение и фракционирование расплавов – влияют на распределения редких и редкоземельных элементов. В некоторых моделях плюмовой магмогенерации, основанной на экспериментальных данных, допускается содержание в головной части плюма до 20 % фрагментов субдуцированной океанической коры [Киселев и др., 2006]. На примере изучения глубинной геодинамики, мантийных плюмов, их роли в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса В.В. Ярмолюк и В.И. Коваленко [2003] пришли к заключению, что к палеозою на

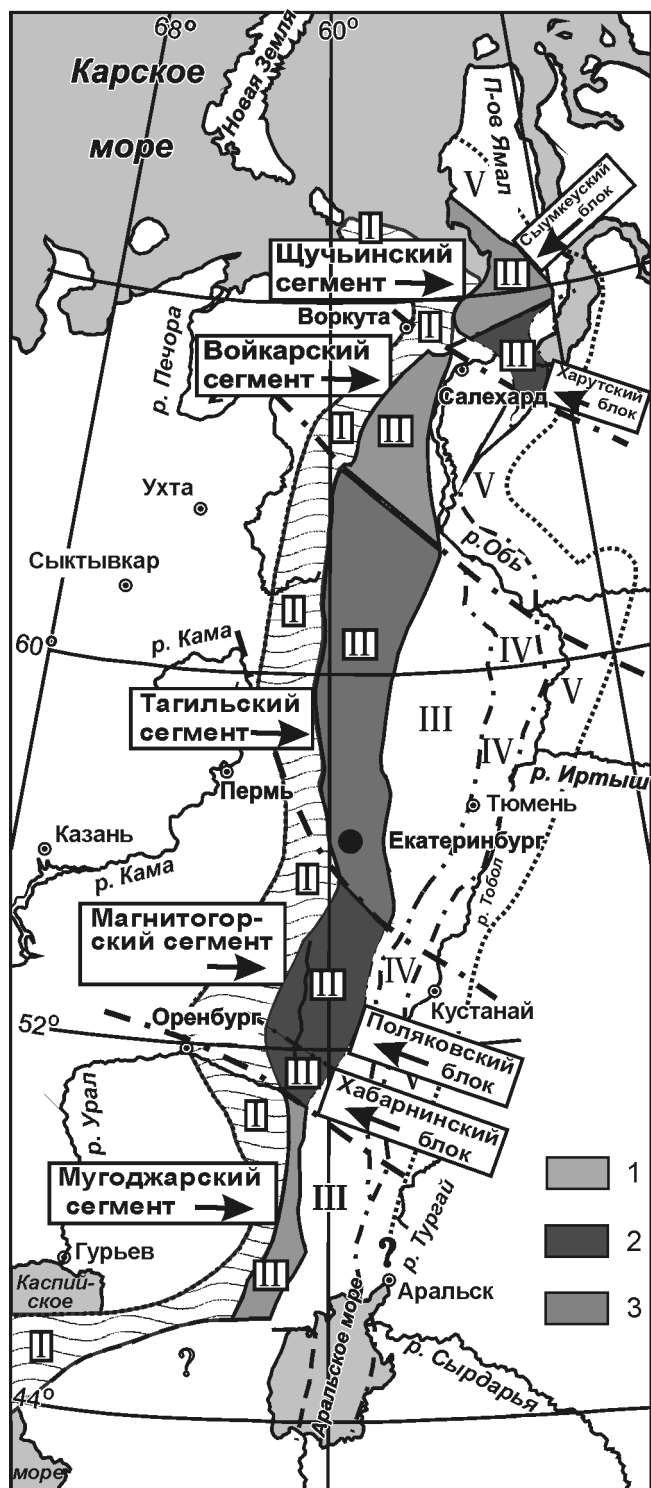


Рис. 7. Схема распространения плутонов разноглубинных мантийных источников в разных сегментах рифта Палеоуральского океана.

1 – плутоны, производные конвекционно-спредингового источника деплетированной верхней мантии; 2 – плутоны, производные мантийно-плюмового источника слабо деплетированной или недеплетированной нижней мантии; 3 – плутоны – продукты смешения производных конвекционно-спредингового и мантийно-плюмового источников. Остальные условные обозначения см. на рис. 6.

территории Сибири существовала большая вероятность участия в очагах плавления, наряду с обогащенной мантией, субдукционного, существенно водного компонента, вызвавшего в расплаве дефицит высоkozарядных элементов (Nb-Ta, Zr-Hf). Предполагается также, что к подобному эффекту может привести присутствие в плюме рециклированной литосферы с небольшим количеством осадков. Дополнительным аргументом в пользу обогащения нижней мантии водным компонентом служат экспериментальные данные К.Д. Литасова и Э. Отани [2004], показавшие, что водосодержащий базальт субдукционной плиты может беспрепятственно погружаться в нижнюю мантию до глубины 660 км без разделения с ее перидотитовой частью. Однако, исследователи при этом подчеркивают [Киселев и др., 2006], что для типичных внутриплитных магматических источников (базиты Виллойского рифта, OIB) характерно отсутствие Ta-Nb минимума.

На основании приведенного краткого анализа литературных данных по данной проблеме, представляется возможным предложить следующую модель, удовлетворительно объясняющую, как нам представляется, присутствие отрицательных аномалий концентраций высоkozарядных элементов (Nb-Ta, Zr-Hf) практически во всех вулканических и плутоновых породах (типов N-MORB, E-MORB, OIB) всех пяти сегментов рифта Палеоуральского океана.

С момента начала субдукции океанической коры (2,5-2,7 млрд. лет назад) до начала формирования рифта Палеоуральского океана (около 500 млн. лет назад), т.е. почти за 2 млрд. лет, за счет рециклинга океанической коры, обогащенной водным компонентом фрагментов древней литосферы и обломков континентальной коры, морских илов, части продуктов островодужного вулканизма, а также внутримантийной дифференциации, сформировалась неоднородная по составу мантия плюмов. Этим, по-видимому, объясняется тот факт, что в различных сегментах Палеоуральского океана вулканические и плутоновые породы имеют отличающийся спектр концентраций редких и редкоземельных элементов. Представляется, что породы конвекционно-спредингового источника (типа N-MORB) рифта Палеоуральского океана (с дефицитом Nb-Ta, Zr-Hf) могли образоваться при плавлении верхней мантии, близкой COX, но при воздействии на очаг плавления верхней периферической части мантийного плюма, содержащей, как полагают исследователи, до 20 % фрагментов субдуцированной, обогащенной водным компонентом океанической коры. Породы мантийно-плюмового источника (типа E-MORB и OIB) рифта Палеоуральского океана (с дефицитом Nb-Ta, Zr-Hf) могли образоваться при плавлении самой верхней периферической части плюма умеренно обогащенной мантии, более богатой H₂O, летучими и несовместимыми элементами-примесями.

Площади распространения базальтов комплекса параллельных долеритовых даек, производных различных мантийных источников, в каждом из пяти сегментов рифта Палеоуральского океана приведены на рис. 6, площади распространения плутонитов (габбро, пироксенитов, гипербазитов), также производных различных мантийных источников в тех же сегментах – на рис. 7.

ВЫВОДЫ

1. Вдоль простираения рифта Палеоуральского океана наблюдается сложный характер чередования базальтов и плутонических пород (габбро, пироксенитов и гипербазитов), производных конвекционно-спрединговых и мантийно-плюмовых источников, а также продуктов смешения производных этих источников. Ареалы распространения пород, производных различных мантийных источников, развиты либо только в пределах тех или иных сегментов рифта Палеоуральского океана, либо смешиваются в пределах одного сегмента.

2. Базальты и плутонические породы (габбро, пироксениты, гипербазиты), производные деплетированной верхней мантии (конвекционно-спредингового источника), развиты в северной части (сымкеусский блок) Щучьинского сегмента, целиком слагают Войкарский и Мугоджарский сегменты, хаотично развиты в Тагильском сегменте.

3. Базальты и плутонические породы (габбро, пироксениты, гипербазиты), производные умеренно деплетированной или недеплетированной нижней мантии (мантийно-плюмового источника), развиты в южной части (харутский блок) Щучьинского сегмента, целиком слагают Магнитогорский сегмент, хаотично развиты в Тагильском сегменте.

4. Базальты и плутонические породы (габбро, пироксениты) промежуточного типа, совмещающие черты N-MORB и E-MORB и являющиеся, по всей вероятности, продуктами смешения производных двух мантийных источников (конвекционно-спредингового деплетированной верхней мантии и мантийно-плюмового слабо деплетированной нижней мантии), развиты только в Тагильском сегменте.

5. Исландиты, имеющие геохимические характеристики близкие к E-MORB и относимые к мантийно-плюмовым производным, развиты только в ограниченной Донголекской структуре среди поля развития базальтов спрединговой ассоциации Мугоджарского сегмента. Их образование связано, по всей вероятности, с резкой локализацией плюма, имевшего небольшое поперечное сечение.

6. Присутствие дефицита высокозарядных элементов (Nb-Ta, Zr-Hf) в базальтах и плутонических породах конвекционно-спредингового и мантийно-плюмового источников рифта Палеоуральского океана обусловлено, вероятно, рециклингом океанической коры, обогащенной водным компонентом,

а также фрагментов древней литосферы, обломков континентальной коры, морских осадков и части продуктов островодужного вулканизма, что привело к неоднородности нижней мантии. Представляется, что породы конвекционно-спредингового источника (типа N-MORB) рифта Палеоуральского океана (с дефицитом Nb-Ta, Zr-Hf,) могли образоваться при плавлении верхней мантии, близкой СОХ, но при воздействии на очаг плавления верхней периферической части мантийного плюма, который мог содержать до 20 % фрагментов субдуцированной, обогащенной водным компонентом океанической коры. Породы мантийно-плюмового источника (типа E-MORB и OIB) рифта Палеоуральского океана (с дефицитом Nb-Ta, Zr-Hf,) могли образоваться при плавлении самой верхней периферической части плюма умеренно обогащенной мантии, более богатой H₂O, летучими и несовместимыми элементами-примесями.

7. По типу мантийного источника выделены **сегменты** гомогенные и гетерогенные. **Гомогенные** сложены производными только конвекционно-спредингового источника (Войкарский и Мугоджарский сегменты, кроме исландитов) или только мантийно-плюмового источника (Магнитогорский сегмент); **гетерогенные** – производными тех и других источников (Щучьинский сегмент), а также производными каждого из этих источников и продуктами их смешения (Тагильский сегмент).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые выполнено сопоставление палеоокеанических базальтов и ассоциирующих с ними плутонитов во всех пяти сегментах рифта Палеоуральского океана. Установлена геохимическая неоднородность как базальтов, так и плутонитов по простираению палеорифтовой структуры и его специфика в каждом сегменте.

Получены доказательства того, что образование базальтов и плутонитов (габбро, пироксенитов, гипербазитов) рифта Палеоуральского океана контролировали, по крайней мере, два типа мантийных источников – конвекционно-спрединговый и мантийно-плюмовый.

По типу мантийного источника выделены **сегменты** гомогенные и гетерогенные. **Гомогенные** сложены производными только конвекционно-спредингового источника или только мантийно-плюмового источника; **гетерогенные** – производными тех и других источников.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Северо-Монгольская-Забайкальская полихронная рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика) // Литосфера. 2004. № 3. С. 17-32.

Геодинамика и рудогенез Мирового океана. СПб: ВНИИОкеангеология, 1999. 209 с.

Грачев А.Ф. Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 618-654.

Дмитриев Л.В., Силантьев С.А., Плечова А.А. и др. Сравнение базальтового магматизма в условиях разной скорости спрединга на примере Срединно-Атлантического хребта (САХ) и Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. № 3. С. 207-226.

Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю. Геодинамика трех контрастных типов магматизма океанов и их отражение в данных сейсмоотомографии // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 655-672.

Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю., Мелсон В.Г. и др. Плюмовая и спрединговая ассоциация базальтов и их отражение в петрологических и геофизических параметрах северной части Срединно-Атлантического хребта // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 6. С. 457-476.

Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П. Сопоставление рифейско-палеозойских офиолитов Северной Евразии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. 201 с.

Золотухин В.В., Симонов В.А., Альмухамедов А.И. Сравнительный анализ составов континентальных и океанических платобазальтов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1339-1348.

Иванов А.В. Водонасыщенный слой в переходной зоне мантии и объемный внутриплитный магматизм: пример сибирских траппов // Вулканизм и геодинамика. Мат-лы III Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. Т. 1. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского НЦ СО РАН, 2006. С. 17-19.

Исландия и срединно-океанический хребет. Геохимия. М.: Наука, 1978. 184 с.

История развития Уральского палеоокеана. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1984. 165 с.

Кашинцев Г.Л., Фрих-Хар Д.И. Строение океанической коры в зоне разломов Элтанин (Тихий океан) по петрографическим данным // Океанология. 1978. Т. XVIII. Вып. 1. С. 64-69.

Киселев А.И., Егоров К.Н., Чернышов Р.А., Чаирхин А.В. Геодинамика среднепалеозойского магматизма алмазных районов Сибирской платформы // Вулканизм и геодинамика: Мат-лы. II Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 208-212.

Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н. и др. Среднепалеозойский базитовый магматизм северо-западной части Виллюйского рифта: состав, источники, геодинамика // Петрология. 2006. Т. 14. № 6. С. 626-648.

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). М.: Наука, 1975. 208 с.

Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В. и др. Состав и вещественная структура океанических мантийных плюмов // Петрология. 2006. Т. 14. № 5. С. 482-507.

Когарко Л.Н. Щелочной магматизм и обогащенные мантийные резервуары. Механизмы возникновения, время проявления и глубины формирования // Геохимия. 2006. № 1. С. 5-13.

Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.

Коротеев В.А., Зоненшайн Л.П., Парначев В.П. и др. Офиолиты Южного Урала. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1985, 80 с.

Коротеев В.А., Семенов И.В. Возможное влияние мантийных плюмов на сегментарность, химический состав базальтов и плутонитов спрединговой структуры Уральского палеозойского океана // Эволюция петрогенеза и дифференциация вещества Земли. Мат-лы Междунар. (X Всерос.) петрограф. совещ. Т. 1. Апатиты: Изд-во Кольского НЦ РАН. 2005. С. 109-111.

Коротеев В.А., Семенов И.В. Распространение базальтов спрединговой и плюмовой ассоциаций в палеозойской океанической спрединговой структуре Урала // Вулканизм и геодинамика: Мат-лы III Всемерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. Т. 1. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского НЦ СО РАН, 2006. С. 36-39.

Кузнецов П.П., Симонов В.А. Офиолиты и рифты. Новосибирск: Наука, 1988. 151 с.

Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.

Кузьмин М. И., Альмухамедов А.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Рифтогенный и внутриплитный магматизм, соотношение с «горячими» и «холодными» полями мантии // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1270-1279.

Литасов К.Д., Отани Э. Влияние воды на субдукцию океанической коры в нижнюю мантию // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 12. С. 1427-1433.

Магматические формации СССР. Т. 1 / В.Л. Масайтис, В.Н. Москалева, Н.А. Румянцева и др. Л., Недра, 1979. 318 с.

Мантийные плюмы и металлогения. Мат-лы Междунар. симпоз. Петрозаводск, М.: «ПРОБЕЛ-2000», 2002. 515 с.

Марков М.С. Метаморфические комплексы и базальтовый слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.

Металлогеническая зональность Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. 172 с.

Пущаровский Ю.М. Тектонические феномены океанов // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир. 2001. С. 174-230.

Рябчиков И.Д. Главные компоненты геохимических резервуаров силикатной Земли // Геохимия. 2006. № 1. С. 14-22.

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые формации дна океана // Магматизм и тектоника океана (проект «Литос»). М.: Наука, 1990. с. 264-296.

Сафонова И.Ю. Геохимия внутриплитного океанического вулканизма ЮЗ части Палео-Азиатского океана: эволюция плюмового магматизма от венда до раннего кембрия // Вулканизм и геодинамика: Мат-лы III Всерос.

симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. Т. 2. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского НЦ СО РАН, 2006. С. 314-320.

Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Кох Д.А. Фрагменты океанической коры Палео-Азиатского океана в Горном Алтае и Восточном Казахстане: геохимия и структурное положение // Литосфера. 2004. № 3. С. 84-96.

Семенов И.В. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 362 с.

Семенов И.В. Сравнение строения и состава пород палеозойской океанической спрединговой структуры Урала и современных срединно-океанических хребтов // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Мат-лы XIV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 49-51.

Семенов И.В. Проблема офиолитов и возможные пути ее решения // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Мат-лы Междунар. конф. XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 48-52.

Семенов И.В. Конвекционно-спрединговые и мантийно-плюмовые процессы в формировании химического состава базальтов рифта Палеоуральского океана // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование / Отв. ред.: Н.П. Юшкин, В.Н. Сазонов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007а. С. 158-181.

Семенов И.В. Роль и значение конвекционно-спрединговых и мантийно-плюмовых процессов в формировании химического состава базальтов, габбро и гипербазитов в различных сегментах рифтовой структуры Палеоуральского океана // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Мат-лы Междунар. науч. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007б. С. 273-278.

Силантьев С.А., Левский Л.К., Аракелянц М.Н. и др. Возраст магматических и метаморфических событий в САХ: интерпретация данных изотопного К-Аг датирования // Российский журнал наук о Земле. Т. 2. № 3. 2000. С. 269-278.

Симонов В.А., Колобов В.Ю., Ковязин С.В. Петрохимические особенности базальтовых магм в районе тройного сочленения Буве // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 2. С. 86-96.

Симонов В.А., Пейве А.А., Колобов В.Ю., Тикунов Ю.В. Геохимия и геодинамика базитов в районе тройного сочленения Буве, Южная Атлантика // Петрология. 2000. Т. 8. № 1. С. 43-58.

Суцеская Н.М., Беляцкий Б.В. Влияние глубинных плюмов на магматизм Индийского и Атлантического океанов // Мантийные плюмы и металлогения. Мат-лы междунар. симп. Петрозаводск, М.: «ПРОБЕЛ-2000», 2002. С. 246-248.

Тектоника Урала: Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1:1000 000 / А.В. Пейве, С.Н. Иванов, В.М. Нечеухин и др. М.: Наука, 1977. 120 с.

Трухалев А.И., Погребницкий Ю.Е., Беляцкий Б.В. и др. Древние породы в Срединно-Атлантическом хребте // Отечественная геология. 1993. № 11. С. 81-89.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимическая типизация уральских офиолитов // Геохимия. 1996. № 3. С. 195-218.

Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Наука, 1994. 521 с.

Юриш В.В., Юриш З.А., Тимофеев Ю.И. Океанический вулканизм и колчеданообразование Западных Мугоджар // Вулканизм и геодинамика: Мат-лы II Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 158-164.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин В.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3-29.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556-586.

Sun S-s, McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts implication for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313-345.

Рецензент доктор геол.-мин. наук Г.Б. Ферштатер