

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ РЗЭ В ПОРОДАХ ТРИАСОВОГО ВУЛКАНОГЕННОГО КОМПЛЕКСА УРАЛА

К.П. Иванов, К.С. Иванов, В.А. Коротеев

При решении различных вопросов петрологии и петрохимии магматических комплексов одной из наиболее индикаторных справедливо считается группа редкоземельных элементов (РЗЭ), в которую помимо лантаноидов (La-Lu) обычно включают и иттрий (Y). Наиболее характерной особенностью этой группы элементов является, как известно, непрерывное изменение их свойств в указанном ряду, и прежде всего – радиусов и основности их трехвалентных ионов, в связи с чем крайние элементы ряда заметно различаются и в химическом отношении и по кристаллохимическим свойствам [2]. По величине ионного радиуса La и Ce сопоставимы со Sr, средние лантаноиды – с Ca и Y, а тяжелые (особенно Lu) – уже со Sc; следовательно, группа РЗЭ образует своего рода “индикаторную шкалу” [3], которая в отличие от индикаторных пар элементов отвечает достаточно широкому диапазону физико-химических условий. А это позволяет, с одной стороны, анализировать корректность индикаторных пар редких элементов, а с другой – положить ее в основу разного рода спайдеграмм, то есть многоэлементных диаграмм нормирования содержания элементов либо по хондриту, либо по мантии, либо по наиболее примитивному базальту COX (MORB). Видимо, поэтому группа

РЗЭ оказывается изученной более полно и детально, чем некоторые другие группы редких элементов, а литература по ней уже и достаточно обширна, и демонстрирует как большую представительность фактического аналитического материала, так и методов его представления, в том числе графического, что немаловажно в целях сравнительного анализа; в последнем мы убедились, в частности, при анализе РЗЭ на материалах по триасовым вулканитам Урала.

Особенности минерало-петрографического и химического состава пород триасового магматического комплекса были описаны и обсуждены нами ранее [5]. В частности, было найдено, что основными петрохимическими особенностями пород комплекса являются повышенные кремнеземистость и щелочность при повышенном же содержании Fe, Ti, P. Что же касается характера распределения и поведения редких элементов, то эти вопросы рассматривались попутно и в самой общей и краткой форме [5, 6]. Здесь можно указать, в частности, что в отношении РЗЭ этот вопрос обсуждался по результатам всего двух анализов [11]. В настоящем сообщении мы попытаемся несколько восполнить этот пробел на более представительном аналитическом материале. Обсуждение характера распределения основывается на резуль-

татах 27 оригинальных анализов, в том числе 13 из них по базальтам, 10 – по долеритам Тюменской дифференцированной интрузии и 4 по кислым породам (табл.). Следует оговориться, что анализы были сделаны в разное время и в разных лабораториях, но половина из них (14 из 27) сделана в последние два года и наиболее точным на сегодняшний день методом ICP-MS.

Анализ самих величин содержаний элементов (см. табл.) и диаграммы их нормализации по хондриту (рис. 1) демонстрируют прежде всего следующие две особенности состава

РЗЭ. Во-первых, высокий в целом уровень концентрации РЗЭ, в среднем в десятки раз превышающий таковой хондрита. Во-вторых, резко выраженная селективность состава РЗЭ, проявляющаяся в постоянной и равномерно возрастающей обогащенности (против хондрита) всех элементов, слабее или слабо выраженной в подгруппе тяжелых РЗЭ, но сильнее до сильной в подгруппе легких РЗЭ. Суммарное содержание РЗЭ, включая Y, варьирует в базальтах весьма широко – от 52,5 г/т (обр.31-61) до 438,8 г/т (обр.93-61), составляя в среднем, по данным

Содержание редкоземельных элементов

№№ обр	857- 54	175- 61	110-56	31-61	32-61	28-61	38-61	4-61	10-61	15-61	103-56
№№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
La	26,7	23,7	47,6	6,3	15,5	5,2	9,4	14,0	39,0	83,25	49,26
Ce	36,5	38,1	73,0	12,0	49,5	8,0	20,5	43,5	110,0	44,0	109,5
Pr	5,1	2,6	10,0	1,3	5,9	1,0	4,8	4,0	7,0	12,5	11,76
Nd	23,2	25,8	49,9	7,7	17,0	5,7	11,0	17,5	43,5	44,0	50,75
Sm	7,7	6,1	7,0	2,0	4,0	1,3	2,5	3,5	8,3	22,0	10,16
Eu	1,1	1,3	1,9	1,1	1,5	1,0	1,5	2,1	5,4	6,6	2,37
Gd	5,2	5,7	7,6	2,5	3,8	0,8	3,2	4,3	6,2	13,0	8,79
Tb	0,85	0,85	3,4	0,6	0,7	0,5	0,7	0,6	0,6	0,7	1,33
Dy	7,4	6,9	5,6	1,8	2,7	0,7	2,2	3,2	5,4	16,0	7,74
Ho	1,0	0,5	1,1	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,1	2,4	1,66
Er	2,9	2,5	3,5	1,7	4,7	0,9	1,8	2,0	3,4	6,5	4,28
Tm	0,3	0,3	0,5	0,6	0,7	0,6	0,7	0,6	0,7	0,9	0,64
Yb	2,8	2,9	4,4	1,2	1,4	0,7	1,7	2,2	2,6	6,6	4,06
Lu	0,25	0,25	0,97	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,61
Y	27,3	24,5	50,5	12,4	12,0	3,3	11,0	15,5	22,0	22,0	44,81

(продолжение)

№№ обр	105-56	108-56	372-56	410-57	31-61	32-61	93-61	4-61	10-61	14-61
№№ п/п	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
La	46,02	51,22	51,31	41,27	10,75	21,38	72,66	18,00	35,28	65,08
Ce	102,7	111,2	118,55	90,22	21,62	47,90	160,21	36,44	79,82	159,5
Pr	10,78	12,18	12,70	10,21	2,85	6,47	17,34	5,11	11,54	21,55
Nd	46,12	51,91	55,02	44,55	12,89	25,92	70,32	23,21	42,74	80,67
Sm	9,30	9,91	12,03	9,33	3,04	4,64	13,81	3,92	7,53	14,15
Eu	2,22	2,47	3,06	2,34	1,02	1,43	3,73	1,25	2,46	4,49
Gd	8,26	9,55	10,67	8,78	3,05	4,16	11,89	3,50	7,57	14,84
Tb	1,31	1,41	1,61	1,41	0,49	0,64	1,87	0,51	1,05	2,01
Dy	7,51	8,24	9,40	7,98	3,01	3,68	10,25	1,80	3,89	7,56
Ho	1,65	1,86	2,02	1,72	0,71	0,84	2,22	0,71	1,31	2,51
Er	4,32	4,69	5,21	4,58	1,88	2,20	5,78	1,67	3,53	6,78
Tm	0,65	0,69	0,74	0,67	0,30	0,32	0,87	0,29	0,61	1,16
Yb	3,89	4,30	4,57	4,19	1,89	2,11	5,18	1,68	3,14	6,07
Lu	0,60	0,65	0,70	0,65	0,29	0,28	0,80	0,23	0,50	0,95
Y	43,24	49,02	55,09	48,95	21,62	22,81	61,86	23,58	48,77	89,11

№№ обр	22-61	38-61	420-57	23-63	6-75	33-58
№№ п/п	22	23	24	25	26	27
La	48,46	17,15	59,31	81,3	88,4	80,0
Ce	99,83	39,08	156,54	127,2	119,9	104,5
Pr	14,85	5,53	14,29	33,2	35,8	29,0
Nd	64,20	21,26	58,04	92,9	93,6	76,5
Sm	10,68	3,59	11,93	14,2	15,5	10,7
Eu	3,10	1,52	2,68	0,6	0,8	1,7
Gd	10,72	3,91	10,06	14,3	16,7	8,7
Tb	1,48	0,54	1,68	3,1	2,1	0,8
Dy	5,75	2,19	9,64	26,1	23,5	13,3
Ho	2,06	0,73	2,09	2,8	2,8	1,3
Er	4,97	1,92	6,06	8,3	7,6	4,0
Tm	0,91	0,35	0,96	1,4	1,6	0,6
Yb	4,88	1,85	5,96	6,3	7,2	2,8
Lu	0,71	0,29	0,90	---	---	---
Y	68,27	26,51	58,61	58,5	72,9	25,6

Примечание. 1 – анализы 1-5 и 11-18 – базальты, 6-10 и 19-23 – долериты и 24-27 – кислые породы. 2 – анализы выполнены: 1-2 и 25-27 – в химико-спектральной лаборатории ИГГ УрО РАН под руководством Л.И.Коленко и Н.П.Горбуновой, химико-спектральный метод; 3-10 – в лаборатории Ново-Пышминского ПЗО под руководством А.А.Штенке, химико-спектральный метод; 11-18 и 24 – в лаборатории ИГЕМ под руководством Д.В.Журавлева, метод ICP-MS; 19-23 – в лаборатории Ново-Уральского ПЗО под руководством Ю.Л.Ронкина и О.П.Лепихиной, метод ICP-MS.

13-ти анализов, не менее 230 г/т. Нетрудно видеть, что эта величина в два с лишним раза выше, чем таковая в триасовых же траппах Сибирской платформы, где она составляет не более чем 100 г/т [2]. Что же касается селективности, то степень обогащения против хондрита возрастает от 10-20 = кратного для Lu до 30-100-250=кратного для La соответственно; средняя величина $(La/Lu)_n$ не менее 10. В долеритах Тюменской интрузии концентрация РЗЭ варьирует не менее широко – от минимальной 31,4 г/т в долерите из верхнего эндоконтакта (обр.28-61) до максимальной в 476,5 г/т в наиболее дифференцированном лейкократовом долерит-пегматите (обр.14-61); уровень обогащенности сильно возрастает от Lu к La, как и в случае с базальтами и в тех же значениях. В целом кривые нормализации РЗЭ в долеритах параллельны таковым из базальтов, символизируя идентичность источника их исходного магматического расплава. Суммарная концентрация РЗЭ в кислых вулканитах достаточно высока и мало вариабильна (~ 360-490 г/т), составляя в среднем величину около 430 г/т. Характер селектив-

ности и уровень обогащенности в них ведут себя почти аналогично таковым в базальтах и долеритах (рис.1 и 2).

Вместе с тем, сравнительный анализ самих величин содержаний (табл.), диаграммы нормализации их по хондриту (рис.1) и диаграммы соотношения “состав-сумма” РЗЭ (рис.2) позволяют увидеть и выделить два типа составов РЗЭ, заметно различающихся как по сумме РЗЭ, так и по “составу”, или по соотношению легких РЗЭ (от La до Gd) и тяжелых, включая иттрий (далее – величина Ce/Y), свидетельствующему о степени фракционированности РЗЭ [2]. К первому и более распространенному типу относятся составы с более высокой суммой РЗЭ (от 150-200 до 400-500 г/т) и более фракционированные (Ce/Y от 2,5 – 3,0 до 5,0; см. рис.2), а к второй – составы и с меньшей суммой (< 150 г/т) и менее фракционированные (Ce/Y < 3). Первый из них более характерен для пород комплекса из более западных районов (депрессии Чернышевская, Назарово-Карасевская и др.), второй – для более восточных, особенно для Тюменского. И это не случайно, и это нельзя не

Рис. 1. Диаграмма нормирования РЗЭ по хондриту Leedy (значения коэффициентов нормирования взяты в [2, 11]).

А) вверху полоса составов РЗЭ базальтов первого типа (косая штриховка), внизу – второго типа (вертикальная штриховка); Б) полоса составов РЗЭ кислых вулканитов (вверху, вертикальная штриховка) и (остальное) – кривые состава РЗЭ долеритов и долерит-пегматитов Тюменской интрузии.

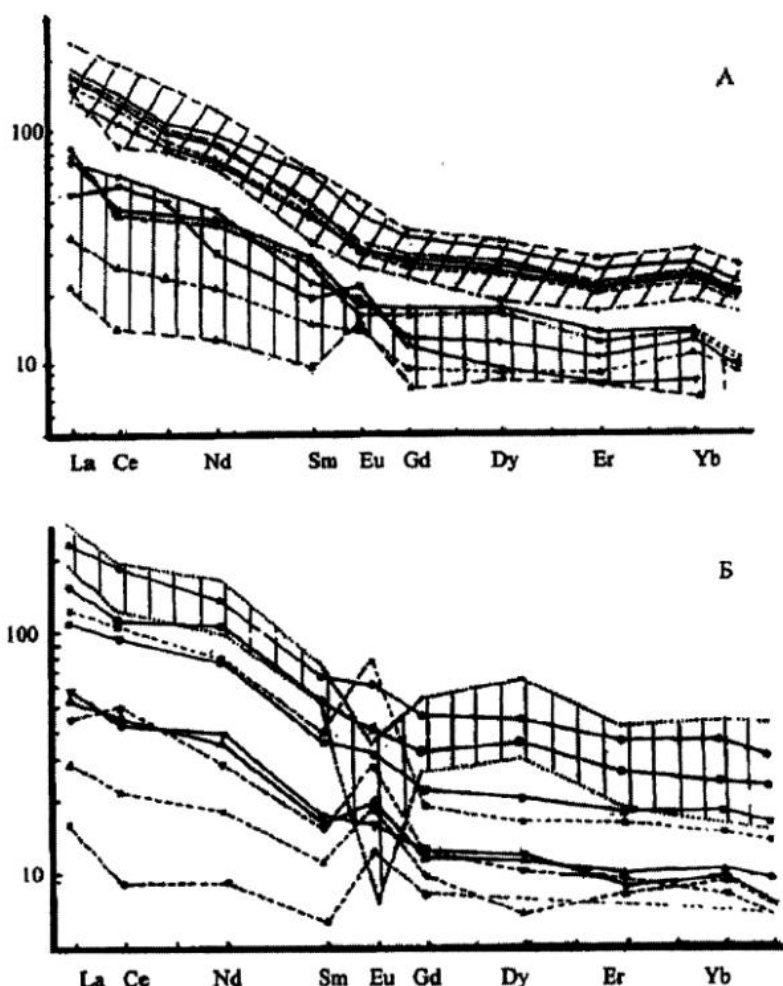
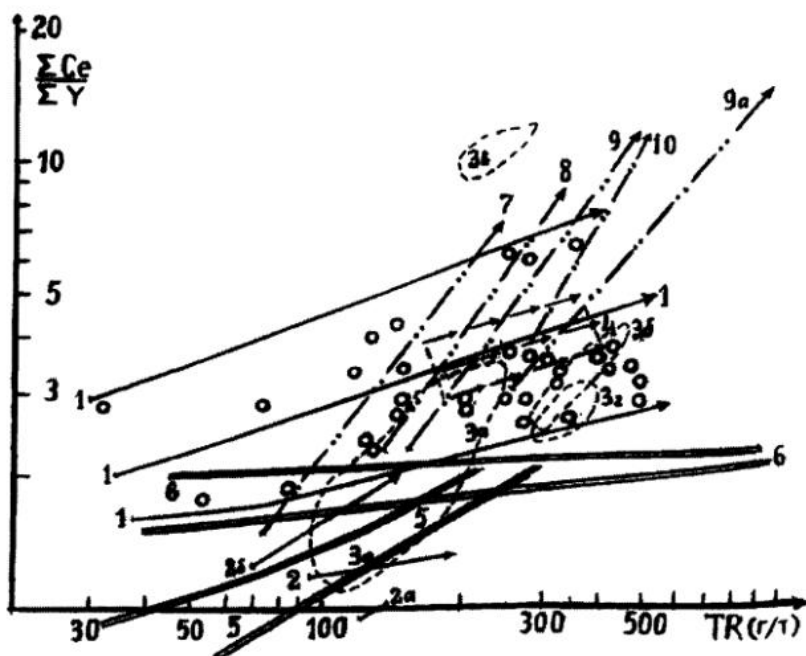


Рис. 2. Диаграмма соотношения суммы РЗЭ (TR г/т) и состава РЗЭ (Ce/Y).

1 – трапповый комплекс Урала (по данным таблицы 1); 2 – то же Аппалачей [13, 15, 16 и др.]; 2а и 2б – то же Марокко [12]; 3 то же Западной Сибири (3а базальты, 3б и 3в шошони-ты, 3г кислые вулканиты [9]); 4 – то же Кузбасса [8]; 5 – траппы Сибирской платформы (Аламджахский тип [2]; 6 – плато-базальтовая провинция Туле (Скаергардский тип [2]; 7 – вулканиты рифта Рио Гранде [14]; 8 – то же Рейнского рифта; 9 и 9а – то же Восточно-Африканского рифта (9а – высококалийный тип) [4]; 10 – высококалийные базальты Монголии [10].



подчеркнуть, что второй тип составов не менее, если не более, характерен для все более восточных и северных районов Западно-Сибирской плиты и особенно – Уренгойского [1, 7], то есть, в направлении все более возрастающих масштабов и интенсивности триасового вулканизма. Отметим, что наличие этих двух типов составов РЗЭ можно видеть на диаграмме нормирования по хондриту (рис.1) – по наличию “пробела-разрыва”, в частности для первого типа $La_n > 100$, а во втором $La_n < 80$.

Отмеченные особенности состава триасового магматического комплекса существуют не сами по себе, но, как показывает анализ данных, тесно связаны с общими петрохимическими особенностями и, очевидно, обусловлены последними. Из их числа особенно характерны повышенные кремнеземистость и щелочность при повышенном же содержании Fe, Ti, P, что считается свойственным для субщелочных “развитых” магматических комплексов. Несмотря на то, что повышенная щелочность рассматриваемого триасового комплекса относится к калиевому типу, корреляция с содержанием калия как суммы РЗЭ, так и состава (или степени фракционирования) довольно слабые и недостаточно четкие, но обе эти последние величины достаточно сильно и четко коррелируются с общей щелочностью ($Na_2O^1 = Na_2O + 0,7K_2O$). При этом связь суммы РЗЭ с общей щелочностью несравненно более сильная и ясная, чем для состава. Это позволяет полагать, что если дифференциация и контаминация исходного базальтового расплава в промежуточной магматической камере в коре и имели место, то существенного влияния на состав РЗЭ не оказали.

По характеру поведения РЗЭ и их связи с общими особенностями химизма у рассматриваемого комплекса, с одной стороны, много общего с родственными и близ одновозрастными трапповыми же комплексами Аппалачей и Кузбасса, между которыми по своим петро- и геохимическим особенностям он занимает своего рода промежуточное положение, являясь своеобразным связующим звеном. По сравнению с аппалачским комплексом (и его марокканским аналогом) уральский является более “развитым” – при тех же или близких концентрациях SiO_2 в нем меньше магнезии и извести, но больше щелочей и Fe, Ti, P, а также, как и следовало ожидать, – больше щелочных и щелочноземельных редких элементов, особенно Ba и Sr, и РЗЭ, особенно легкими. Кузбасский трапп-

повый комплекс продолжает эту тенденцию еще дальше. Даже по сравнению с уральским он еще более щелочной и “развитый” – в нем еще меньше глинозема, магнезии и извести, но больше кремнезема, щелочей и Fe, Ti, P, а отсюда – еще беднее сидерофильными редкими элементами (особенно Cr), но богаче щелочными и щелочно-земельными редкими элементами; а при тех же концентрациях РЗЭ несколько беднее легкими и богаче тяжелыми, в том числе Y. Другими словами, по составу РЗЭ Аппалачский тип состава ближе к уральскому первому типу, а кузбасский – к его второму типу (рис.2).

Петрогенетическое значение диаграммы “состав - сумма” РЗЭ (рис.2) весьма характерно и двоякое. Прежде всего в том, что четко демонстрирует характер связи между общей концентрацией всей группы РЗЭ и соотношением в ней элементов ее легкой и тяжелой подгрупп, которые в каждом конкретном случае, или магматическом комплексе, обусловлены конкретными же геотектоническим и геодинамическими условиями их становления, начиная с обстановки выплавления исходного магматического расплава. Вместе с тем, этот тип диаграмм, предложенный Ю.А.Балашовым [2], позволяет оперировать одновременно с несколькими комплексами, что в целях сравнительного анализа более чем желательно. На этой диаграмме показано несколько характерных континентальных вулканических комплексов (см.рис.2) в виде линий главных трендов изменения составов РЗЭ. Хорошо видно, что среди магматических комплексов достаточно отчетливо и однозначно выделяются две основные группы по типу фракционирования – континентальных толеит-базальтовых (рис.2, 1-6) и континентальных же щелочно-базальтоидных (рис.2, 7-10). Весьма показательно, что тренды и поля составов щелочно-базальтоидных комплексов на диаграмме лежат в целом выше таковых толеит-базальтовых, демонстрируя тем самым тот известный факт, что они, как правило, уже исходно обогащены легкими РЗЭ и имеют несравненно более резко выраженный их селективный состав. Поля же уральских и кузбасских трапповых комплексов на этой диаграмме занимают своего рода промежуточное положение между обоими этими типами – по обогащенности легкими РЗЭ они сближаются с щелочно-базальтоидными, а по типу и степени фракционирования – с толеит-базальтовыми.

Сильное фракционирование состава РЗЭ

в базитовых магматических комплексах, как известно, наилучшим образом объясняется прежде всего глубиной зарождения исходных магматических расплавов; другими словами для рассмотренных комплексов - наличием мощной континентальной литосферы, мощность и время становления которой к моменту проявления вулканизма в отдельных конкретных случаях могут различаться. В случае щелочно-базальтоидных магматических выплавов, наиболее характерных для континентальных рифтогенных условий, глубина зарождения расплавов оценивается, как известно, в 80-90 км и более, тогда как в случае континентальных толситов - в 60-80 км и менее. И чем больше глубина плавления, тем больше селективность состава РЗЭ с увеличением роли в нем легких лантаноидов. При этом эффект этот усиливается и за счет уменьшения степени плавления с ростом глубины зарождения магматического очага [2]. И, естественно, наоборот - с уменьшением глубины выплавления увеличивается степень плавления мантийного источника (и, как правило, объем выплавов), но уменьшается селективность состава РЗЭ, что становится возможным при усилении ("раскачке") тектонического и магматического процесса. Подобная картина, кстати, отчетливо наблюдается в рифте Рио Гранде, где самые молодые Сервиллетта-Базальты по сравнению с предыдущими являются и наиболее крупнообъемными, и наименее щелочными с наименее селективным составом РЗЭ [14]. Близкая к ней в принципе картина проявляется, по видимому, и в пределах Западно-Сибирской плиты (см. выше), но здесь она проявлена более в пространственной координате - во все более восточных и северных районах и все более крупных грабеновых структурах. Вместе с тем, нельзя отрицать и роли состава мантийного источника и эффекта глубинной фракционной кристаллизации исходных расплавов на распределение РЗЭ в магматических комплексах [11]. В первом случае речь может и должна идти о степени гомогенизации мантии после после предшествовавших тектоно-магматических процессов (субдукции, коллизии и т.п.); в пользу второго свидетельствует наличие дифференциатов кислого, липаритового состава.

*Исследования проводятся при поддержке
РФФИ (грант 02-05-64111).*

Список литературы

- Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П. Риолиты - составляющая часть триасового вулканогенно-осадочного комплекса Западно-Сибирской плиты // Доклады АН. 2001. Т. 371. № 2. С. 200-203.
- Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 266с.
- Бородин Л.С. Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981. 195с.
- Герасимовский В.И., Поляков А.И. Геохимия вулканогенных пород рифтовых зон Восточной Африки // Восточно-Африканская рифтовая система. Т. III. М.: Наука, 1974. С. 5-194.
- Иванов К.П. Триасовая трапповая деформация Урала. М.: Наука, 1974. 154 с.
- Иванов К.П., Иванов К.С. Постколлизийный триасовый вулканизм Урала // Постколлизийная эволюция подвижных поясов. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2001. С. 76-80.
- Кременецкий А.А., Гладких В.С. Низкокальциевые толситовые базальты - индикатор эволюции палеодинамических обстановок и прогноза глубинного углеводородного сырья (по данным Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6) // Геохимия, 1997. №6. С. 609-617.
- Крук Н.Н., Плотноков А.В., Владимиров А.Г. и др. Геохимия и геодинамические условия формирования траппов Кузбасса // Докл. АН, 1999. Т. 369. С. 812-815.
- Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Кирда Н.П. Геохимия пермотриасовых вулканитов Западной Сибири // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1-2. С. 86-100.
- Самойлов В.С., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. и др. Геохимические и изотопные характеристики и магматические источники раннемеловых высококальциевых трахибазальтов Гоби-Алтайской рифтовой зоны (на примере грабенов хр. Арц-Богдо) // Геохимия, 1998. №2. С. 1203-1216.
- Семенов И.В., Коленко Л.И., Штенке А.А. РЗЭ в базальтах вулканогенных формаций Уральской эвгеосинклинали // Элементы-примеси в минералах и горных породах Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 36-64.
- Bertrand H., Dostal J., Dupuy C. Geochemistry of Early Mesozoic tholeiites from Morocco // Earth Plan. Sci. Lett. 1982. 58. №2. P. 225-239.
- Dostal J., Dupuy C. Geochemistry of the North Mountain basalts (Nova Scotia, Canada) // Chemical geology. 1984. №45. P. 245-261.
- Dungan M.A., Lindstrom M.M., McMillan N.J. Open system magmatic evolution of the Taos plateau volcanic field, northern New Mexico. 1. The petrology and geochemistry of the Servilletta basalt // Journ. Geophys. Research, 1986. V. 91. P. 5999-6028.
- Greenough J.D., Jones L.M., Mossman D.J. Petrochemical and stratigraphic aspects of North Mountain

basalts from north shore of Bay of Fundy, Nova Scotia, Canada // Canadian Journal Earth Science. 1989. V.26. №12. P. 2710-2717.

Gottfried D., Annele C.S., Byerly G.R.
Geochemistry and tectonic significance basalts near
Charlston, S.C. // Geology Survey Professional Paper.
1983. №1313-A. P. 20-38.