

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ И СОСТАВЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА СРЕДНЕГО УРАЛА: Sr-Nd ИЗОТОПНЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ

© 2016 г. В. Н. Смирнов, Ю. Л. Ронкин, Н. Г. Солошенко, М. В. Стрелецкая

Урал является одним из наиболее хорошо изученных внутриконтинентальных подвижных поясов. Основные особенности его геологического строения к настоящему времени достаточно надежно установлены и рассмотрены в ряде обобщающих работ [1, 4, 8 и др.], однако благодаря широкому внедрению в практику новых методов геологических исследований в последние годы появляются данные, позволяющие по-новому трактовать некоторые ключевые положения существующих представлений о геологии этого региона. Одним из таких вопросов, требующих дальнейшего анализа в связи с появлением новой информации, является проблема генезиса земной коры в пределах территории восточного склона Урала. Начиная с первых работ по анализу истории формирования Урала с мобилистских позиций [4] и до настоящего времени [8 и др.] преобладает точка зрения о том, что фундаментом для геологических структур восточного сектора Урала (территории, расположенной к востоку от Главного Уральского разлома) служила палеозойская кора океанического типа. В то же время результаты изучения изотопного состава Sr и Nd в гранитоидах этого региона [3, 5, 6, 9, 11 и др.] свидетельствуют о том, что в процессах магмообразования принимали участие породы континентальной коры допалеозойского возраста. В настоящей работе изложены результаты более детального по сравнению с выполненными ранее работами изучения изотопного состава Sr и Nd в гранитоидах восточного склона Среднего Урала, позволяющие уточнить имеющиеся представления о составе и возрасте исходного вещества магматических комплексов этой части Уральского орогена.

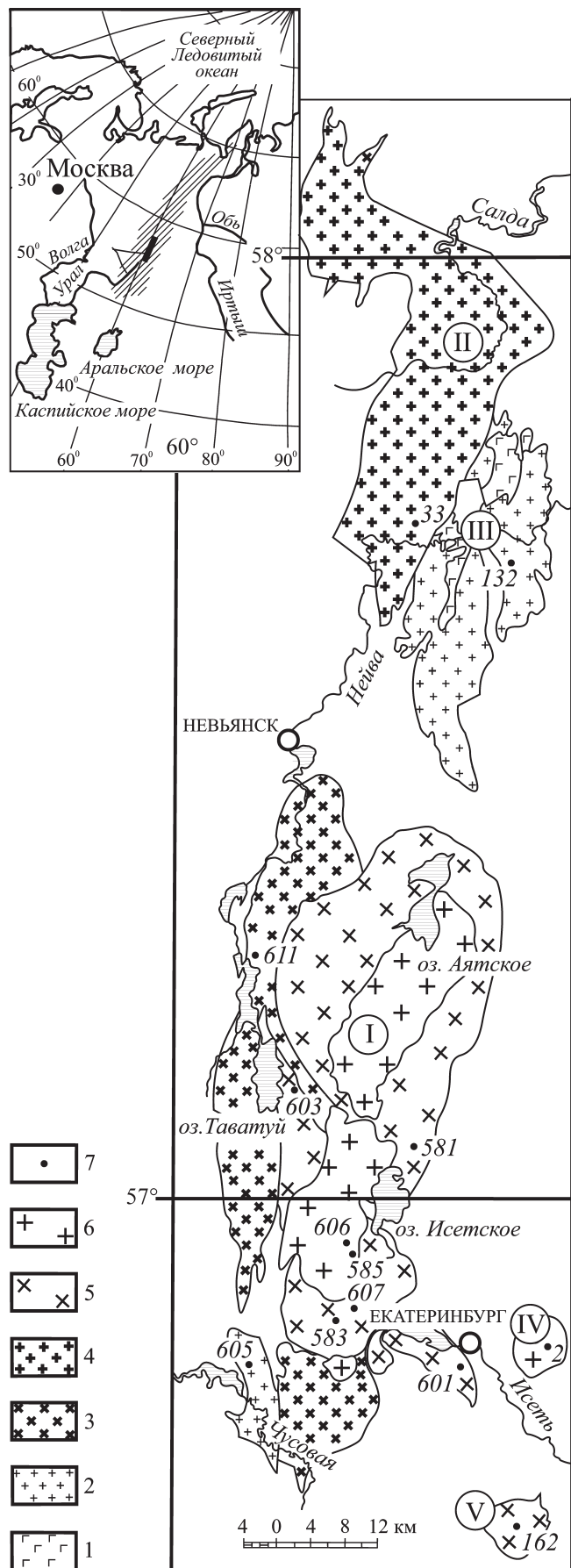
Авторами выполнен анализ изотопного состава Sr и Nd в разных по составу гранитоидах, сформировавшихся в течение промежутка времени от среднего девона до начала перми, из наиболее хорошо изученных массивов Среднего Урала: Верхисетского, Шарташского, Краснопольского, Петрокаменского и Шабровского (рис. 1). В соответствии с имеющимися представлениями внедрение гранитоидов перечисленных массивов происходило в разных геодинамических обстановках: островодужной (пробы 132 и 605), активной окраины континента (33, 611) и континентальной коллизии (2, 162, 581, 583, 585, 601, 603, 606, 607). Воз-

раст пород предварительно был установлен U-Pb SHRIMP-II методом датирования по доменам призматического циркона с тонкой ритмичной зональностью (табл. 2, столбцы 2–3).

Rb-Sr и Sm-Nd данные, полученные масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID-TIMS), координаты точек отбора проб и графическая интерпретация результатов представлены в табл. 1, 2 и на рис. 2, 3. Размах осцилляции концентраций Rb-Sr в изученных породах определяется интервалами 14.8 г/т – 109 г/т и 192 г/т – 1026 г/т соответственно, диапазоны наблюдаемых отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (вычисленных с использованием U-Pb SHRIMP-II возрастов циркона) идентифицируются значениями 0.0950–1.134, 0.70456–0.70991 и 0.70331–0.70431 (или $+4.0 \div +0.15$ в единицах ϵ_{Sr}) соответственно, а параметр обогащения $f_{\text{Rb/Sr}}$ ранжируется диапазоном 0.15–2.7 (см. табл. 1).

Коэффициенты вариации параметров Sm-Nd систематики (см. табл. 2) имеют значительно меньший по сравнению с Rb-Sr данными размах: 34.6, 36.5, 13.8, 0.014, 22.9% для содержаний Sm, Nd, атомных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $f_{\text{Sm/Nd}}$ соответственно. Интервал изменения величин $\epsilon_{\text{Nd}} = +1.9 \div +6.2$ (образцы 585 и 132).

Модельные Nd возрасты (T_{DM}) для изученных пород вычислены путем нахождения координат точек пересечения Sm-Nd трендов эволюции конкретных образцов с линией развития деплетированного вещества верхней мантии (см. рис. 2). Выполнено несколько вариантов расчета по одностадийной [12, 13, 15] и двухстадийной [14] моделям (см. табл. 2). Анализ полученных данных показывает, что наименьшими колебаниями в изученной выборке характеризуются “двухстадийные” возрасты [14] при параметрах модельного резервуара из работы [13] (коэффициент вариации 13.4%). Вычисленные с использованием этих параметров значения T_{DM} свидетельствуют о том, что отделение (или обособление) протолита гранитоидных расплавов от вещества деплетированной мантии произошло в интервале времени от 938 до 629 млн лет назад (см. табл. 2), то есть источником исходных для их магм служило вещество с возрастом не моложе неопротерозойского. При этом для преобладающей части изученных пород значения Nd модельного возраста



располагаются в значительно более узком возрастном интервале: от 537 до 662 млн лет по двухстадийной модели при параметрах модельного резервуара по [15] и 773–814 млн лет при использовании параметров из работы [13]. Исключение представляют граниты аятского комплекса (пробы 585 и 606), слагающие центральную часть Верхисетского батолита, для которых T_{DM} при тех же параметрах модельного резервуара имеет величины 773–814 и 892–938 млн лет (см. табл. 2).

Относительно невысокие значения величины первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ в изученных породах (см. табл. 1) свидетельствуют о том, что неопротерозойский источник гранитоидных расплавов имел низкое Rb/Sr отношение. Это позволяет рассматривать в качестве наиболее вероятного протолита метабазиты или бедные калием разновидности гранитоидов (тоналиты). Независимые данные о том, что к моменту формирования изучаемых гранитоидов в рассматриваемой части Урала присутствовали метаморфические породы основного состава, были получены ранее. На их наличие указывают находки ксеногенных (или реститовых) зерен граната метаморфического генезиса, по составу аналогичных гранатам из амфиболитов и гранулитов в силурийских и девонских магматических породах [10]. Следует отметить также, что метаморфические толщи с неопротерозойскими (вендскими) $\text{U}-\text{Pb}$ изотопными датировками по циркону, сопоставимыми с Nd модельными возрастными протолита гранитоидных расплавов, известны в пределах Салдинского и Сысертско-Ильменогорского блоков, расположенных на небольшом удалении к северу и югу от изученной территории [2, 11 и др.].

Отмеченные различия Nd модельных возрастов гранитоидов и наблюдаемые вариации величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ позволяют предположить первичную неоднородность источника гранитоидных расплавов. Это наглядно иллюстрирует корреляционная диаграмма $\epsilon_{\text{Sr}} - \epsilon_{\text{Nd}}$ (см. рис. 3), где положение изученных гранитоидов в связи с существенной разницей времени их образования (интервал от 396 до 301 млн лет назад) показано в виде траекторий точек как функции возраста в диапазоне 400 млн лет

Рис. 1. Схема расположения интрузивных массивов с точками отбора проб для изотопных исследований.

Интрузивные массивы: I – Верхисетский, II – Краснопольский, III – Петрокаменский, IV – Шарташский, V – Шабровский. 1, 2 – петрокаменский габбро-гранитоидный комплекс (1 – габбро, 2 – гранитоиды); 3, 4 – западноверхисетский комплекс (3 – тоналиты, 4 – трондjemиты); 5 – верхисетский комплекс, гранодиориты; 6 – аятский и шарташский комплексы, граниты; 7 – точки отбора проб. Косой штриховкой на врезке показано положение Уральского подвижного пояса, заливным прямоугольником – площадь основного рисунка.

Таблица 1. Rb-Sr ID-TIMS данные для гранитоидов восточного склона Среднего Урала

	Номер пробы	GPS координаты		Rb ¹	Sr ¹	⁸⁷ Rb/ ⁸⁷ Sr ¹	±2σ	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ¹	±2σ	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i	f _{Rb/Sr} ²	ε _{Sr} (t) ³
		долгота	широта	[г/т]	[г/т]							
1	583	56° 52.370'	60° 18.802'	38.9	593	0.1896	0.0028	0.70499	0.00001	0.70416	+1.3	0.35(306)
2	603	57° 07.038'	60° 14.092'	41.3	781	0.1529	0.0023	0.70456	0.00027	0.70388	+0.85	-3.6(312)
3	607	56° 52.466'	60° 21.689'	35.9	537	0.1933	0.0029	0.70499	0.00007	0.70412	+1.3	-0.08(315)
4	581	57° 03.325'	60° 28.609'	60.6	623	0.2811	0.0042	0.70535	0.00002	0.70415	+2.4	0.0(301)
5	601	56° 49.493'	60° 33.184'	52.9	808	0.1893	0.0028	0.70504	0.00005	0.70421	+1.3	1.0(308)
6	611	57° 16.274'	60° 10.326'	29.3	609	0.1393	0.0021	0.70482	0.00029	0.70405	+0.68	0.12(387)
7	585	56° 56.372'	60° 20.796'	109	431	0.7338	0.0110	0.70731	0.00006	0.70417	+7.9	0.30(301)
8	606	56° 56.545'	60° 20.639'	88.1	504	0.5056	0.0076	0.70640	0.00007	0.70422	+5.1	1.1(303)
9	605	56° 49.249'	60° 08.714'	14.8	451	0.0950	0.0014	0.70485	0.00006	0.70431	+0.15	4.0(396)
10	33	57° 43.098'	60° 28.636'	66.8	469	0.4125	0.0062	0.70555	0.00008	0.70331	+4.0	-11(382)
11	132	57° 39.071'	60° 39.391'	75.1	192	1.134	0.017	0.70991	0.00001	0.70368	+12.7	-5.2(386)
12	2	56° 50.378'	60° 42.745'	77.1	507	0.4397	0.0066	0.70562	0.00007	0.70373	+4.3	-5.9(302)
13	162	56° 38.017'	60° 38.725'	39.2	1026	0.1104	0.0017	0.70467	0.00043	0.70420	+0.33	0.73(300)
Var (%)				47.2	35.5	85.4		0.21		0.041	111.7	

Примечание. ¹ получено методом ID-TIMS (Triton Plus) с использованием индикатора ⁸⁵Rb + ⁸⁴Sr. ² ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr_{UR} = 0.0827. ³ ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_{UR} = 0.7045, в скобках указан U-Pb SHRIMP-II возраст (млн лет) циркона соответствующего образца.

Пробы из пород Верхисетского батолита: 583, 603, 607, 581 – гранодиориты верхисетского комплекса, 601 – гранит верхисетского комплекса, 611 – тоналит западноверхисетского комплекса, 585, 606 – граниты аятского комплекса, 605 – кварцевый диорит, комагматичный девонским островодужным вулканитам. Краснопольский массив: 33 – трондьемит западноверхисетского комплекса. Петрокаменский массив: 132 – гранит петрокаменского комплекса. Шарташский массив: 2 – гранит верхисетского комплекса. Шабровский массив: 162 – гранодиорит верхисетского комплекса. Var (%) – коэффициент вариации.

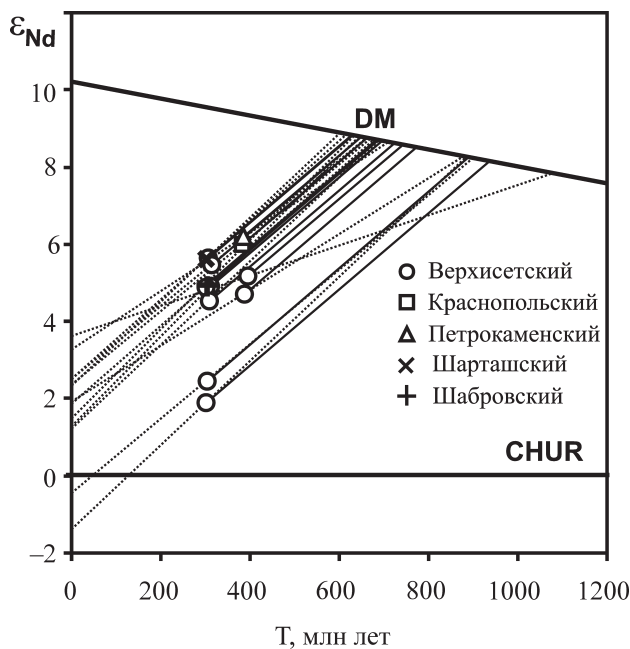


Рис. 2. “Одностадийная” (DM: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2140$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513160$, пунктирные линии) и “двухстадийная” ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{cc}} = 0.12$, сплошные линии) эволюция Sm-Nd изотопной системы в изученных образцах на графике в координатах T–ε_{Nd}.

(основание пунктирной линии) – 300 млн лет (окончание в виде стрелки). На этой диаграмме гранитоиды образуют поле, характеризующееся значительным размахом колебаний величины ε_{Sr}, что, по всей вероятности, объясняется неоднородностью состава

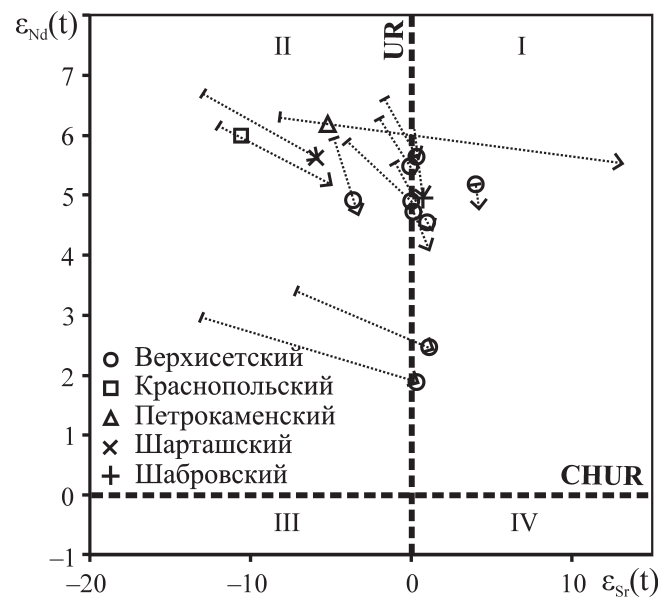


Рис. 3. Корреляционная диаграмма ε_{Sr}(t)–ε_{Nd}(t) для изученных пород Среднего Урала.

ва протолита магматических расплавов. При этом преобладающая часть изученных пород характеризуется близкими значениями ε_{Nd}. Исключение представляют граниты аятского комплекса (пробы 585 и 606), отличающиеся пониженной величиной этого параметра, что согласуется с их более древними Nd модельными возрастными. По-видимому, наряду с породами основного состава в процессы магмообразования могли вовлекаться тоналиты, обособление которых в конце венда и кембрии при частич-

Таблица 2. U-Pb SHRIMP-II цирконовый возраст и Sm-Nd ID-TIMS данные для гранитоидов восточного склона Среднего Урала.

Номер пробы	Т*, млн лет	СКВО	Sm ¹ г/г	Nd ¹ г/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd ¹	±2σ	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ¹	±2σ	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ¹	ε _{Nd} (t) ³	млн лет					T _{DM} ⁷⁽⁶⁾
											T _{DM} ⁴	T _{DM} ⁵	T _{DM} ⁶	T _{DM} ⁷⁽⁵⁾	T _{DM} ⁷⁽⁶⁾	
1	306 ± 2	0.16	2.47	12.9	0.1162	0.0006	0.512764	0.00012	0.512764	+5.6(306)	455	530	618	538	630	
2	312 ± 3	0.16	1.90	10.9	0.1058	0.0005	0.512702	0.00010	0.512702	+4.9(312)	497	563	646	597	696	
3	315 ± 4	0.32	2.95	14.5	0.1231	0.0006	0.512765	0.00009	0.512765	+5.5(315)	487	565	663	557	652	
4	301 ± 2	4.2	4.71	24.2	0.1177	0.0006	0.512731	0.00008	0.512731	+4.9(301)	512	585	680	591	689	
5	308 ± 3	0.999	2.91	15.7	0.1122	0.0006	0.512698	0.00009	0.512698	+4.5(308)	533	600	692	622	724	
6	387 ± 4	0.69	2.66	11.5	0.1403	0.0007	0.512735	0.00012	0.512735	+4.7(387)	653	733	880	666	773	
7	301 ± 5	0.06	2.36	12.8	0.1116	0.0006	0.512565	0.00010	0.512565	+1.9(301)	720	776	886	814	938	
8	303 ± 3	0.024	1.01	5.02	0.1215	0.0006	0.512613	0.00013	0.512613	+2.5(303)	719	780	902	773	892	
9	396 ± 5	0.0023	3.43	12.5	0.1663	0.0008	0.512822	0.00008	0.512822	+5.2(396)	724	831	1079	639	743	
10	382 ± 6	0.031	1.89	9.34	0.1225	0.0006	0.512757	0.00020	0.512757	+6.0(382)	496	573	672	569	664	
11	386 ± 3	0.0030	1.96	8.6	0.1377	0.0007	0.512804	0.00010	0.512804	+6.2(386)	501	591	712	556	650	
12	302 ± 3**	0.44**	2.57	13.9	0.1116	0.0006	0.512756	0.00021	0.512756	+5.6(302)	447	520	602	537	629	
13	300 ± 4**	0.98**	3.37	19.1	0.1064	0.0005	0.512712	0.00078	0.512712	+4.9(300)	486	553	635	586	684	
Var (%)											19.1	17.1	19.5	14.0	13.4	

Примечание. * получено с помощью SHRIMP-II; ** данные из работы [7]; ¹ получено методом ID-TIMS с использованием индикатора ¹⁴⁹Sm + ¹⁵⁰Nd; ² ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd_{CHUR} = 0.1967 [12]; ³ ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_{CHUR} = 0.512636 [12], в скобках указан U-Pb SHRIMP-II возраст (млн лет) циркона соответствующего образца; ⁴ в соответствии с ε_{Nd}(t) = 0.25t² - 3t + 8.5 [12]; ⁵ одностадийный возраст, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.2250, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.513142 [15]; ⁶ одностадийный возраст, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.2140, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.513160 [13]; ⁷ двухстадийный возраст, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd_{cc} = 0.12 [14]; ⁸ с учетом ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.2250, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.513142 [15]; ⁹ с учетом ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.2140, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.513160 [13]. Var (%) – коэффициент вариации. Координаты точек отбора, а также сведения об образцах приведены в табл. 1 и примечании к ней.

ном плавлении неопротерозойских базитов предполагалось в работах В.С. Попова с соавторами [5, 6 и др.]. Не исключено также, что плавлению могли подвергаться и существенно отличающиеся по возрасту горизонты неопротерозойской коры, а также смесь вещества этой коры и различных по составу пород палеозойского возраста.

Таким образом, результаты исследования Sr-Nd изотопной систематики гранитоидов изученного региона позволяют констатировать, что в составе протолита гранитоидных расплавов, генерация которых происходила в разных геодинамических обстановках (островодужной, окраинноконтинентальной и коллизивной), присутствовало и, по всей вероятности, преобладало вещество с возрастом не моложе неопротерозойского.

Работа выполнена в рамках комплексной программы УрО РАН (15-18-5-15).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строение Урала. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 1998. 252 с.
2. Краснобаев А.А., Давыдов В.А. Цирконовая геохронология Салдинского метаморфического блока (Средний Урал) // Докл. АН. 2003. Т. 293, № 3. С. 388–392.
3. Осипова Т.А. Источники гранитоидов Главной гранитной оси Урала: Sm-Nd, Rb-Sr и U-Pb данные // Магматизм и метаморфизм в истории Земли: тезисы докладов XI Всерос. петрограф. сов. Т. II. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2010. С. 111–112.
4. Лейве А.В., Иванов С.Н., Нечехин В.М., Перфильев А.С., Пучков В.Н. Тектоника Урала. М.: Наука, 1977. 120 с.
5. Попов В.С., Богатов В.И., Журавлев Д.С. Источники гранитных магм и формирование земной коры Среднего и Южного Урала: Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные // Петрология. 2002. Т. 10, № 4. С. 389–410.
6. Попов В.С., Тевелев А.В., Беляцкий Б.В., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Журавлев Д.З., Осипова Т.А. Изотопный состав Nd и Sr в гранитах Урала как показатель взаимодействия мантия-кора // ЗВМО. 2003. Ч. СXXXII, № 3. С. 16–38.
7. Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В. Возраст поздних орогенных гранитоидов Урала по данным U-Pb-изотопии цирконов (на примере Шарташского и Шабровского массивов) // Докл. АН. 2011. Т. 438, № 3. С. 369–373.
8. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
9. Ронкин Ю.Л. Изотопы стронция – индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник-1988, ИГТ УрО АН СССР. 1989. С. 107–110.
10. Смирнов В.Н., Чащухина В.А., Пушкарев Е.В., Ведерников В.В. О природе акцессорных гранатов в породах габбро-гранитоидных серий Урала // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298, № 4. С. 256–259.

11. Шатагин К.Н., Астраханцев О.В., Дегтярев К.Е., Лучицкая М.В. Неоднородность континентальной коры Восточного Урала: результаты изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидных комплексов // Геотектоника. 2000. № 5. С. 44–60.
12. DePaolo D.J. Neodymium isotope geochemistry. An introduction. New York: Springer-Verlag, 1988. 187 p.
13. Goldstein S.L., O'Nions R.K., Hamilton P.J. A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dust and particulates from major river systems // Earth planet. sci. lett. 1984. V. 70. P. 221–236.
14. Liew T.C., Hofmann A.W. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian fold Belt of central Europe: indications from a Nd and Sr isotopic study // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 98. P. 129–138.
15. Liew T.C., McCulloch M.T. Genesis of granitoid batholiths of Peninsular Malaysia and implications for model of crustal evolutions: evidence from a Nd-Sr isotopic and U-Pb zircon study // Geochimica et cosmochimica acta. 1985. V. 49, No. 2. P. 587–600.