

УДК 552.11+550.42

ЭВОЛЮЦИЯ КРУПНЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПРОВИНЦИЙ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ (НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА)

© 2020 г. Е. В. Шарков^{а, *}, М. М. Богина^а, А. В. Чистяков^а, В. Л. Злобин^б

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

^бГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: sharkov@igem.ru

Поступила в редакцию 07.04.2020 г.

После доработки 23.04.2020 г.

Принята к публикации 01.06.2020 г.

Изучение эволюции крупных изверженных провинций показало, что мантийные плюмы архея и раннего палеопротерозоя были образованы высоко-Mg ультрамафитами и выглядели как термальные плюмы. Однако ситуация кардинально изменилась в середине палеопротерозоя, ~2.3 млрд лет назад, когда необратимо сменился состав этих плюмов, свидетельствующий о вовлечении в тектономагматические процессы качественного нового, геохимически-обогащенного вещества. Такие термохимические плюмы существуют и поныне, и, согласно современной парадигме, зарождаются при пропитке низов мантии флюидами, выделившимися из жидкого внешнего ядра. Это хорошо согласуется с данными по вещественному составу таких плюмов, среди которых выявлены как фрагменты деплетированных ультрамафитов мантийного матрикса (зеленых шпинелевых перидотитов, в основном, лерцолитов), так и жил геохимически-обогащенных пород, формировавшихся при инконгруэнтном плавлении материала плюмов под влиянием флюидов “ядерного” происхождения, содержавшихся в веществе плюмов. Показано, что магматизм первой половины истории Земли отличался от магматизма второй половины практическим отсутствием элементов, связанных с “ядерными” флюидами (Ti, Nb, Ta, щелочи и др.). Рассмотрены возможные причины такого развития событий. Обсуждено влияние этой перемены на тектономагматические процессы, экологию и эволюцию биосферы, т.е. показано, каким образом события в глубоких недрах Земли влияют на процессы на ее поверхности. Показано, что причиной удивительной стабильности составов мантийных плюмов на протяжении последних 2.3 млрд лет, скорее всего, является то, что в данном случае в результате кристаллизации ядра происходит отделение флюидных компонентов, которые определяют специфику внутриплитного магматизма всего неогей. Эти флюиды постоянно покидают затвердевающее жидкое ядро вместе с новообразованными мантийными плюмами, обеспечивая стабильность состава последних.

Ключевые слова: палеовулканизм, крупные изверженные провинции, мантийные плюмы, мантийные ксенолиты в базальтах, первичное ядро Земли, “ядерные” флюиды, средний палеопротерозой, необратимый перелом в развитии Земли

DOI: 10.31857/S0203030620050065

ВВЕДЕНИЕ

В середине палеопротерозоя, в интервале 2.3–2.0 млрд лет назад, произошел кардинальный необратимый перелом в тектономагматическом развитии Земли, навсегда изменивший ход как геологических, так и экологических процессов, определяющих развитие биосферы [Шарков, Богатиков, 2010]. Эти изменения произошли не мгновенно, а на протяжении ~300 млн лет и, очевидно, были связаны с внутренним развитием Земли.

Практически единственным источником информации об этих глубинных процессах являются крупные изверженные (магматические) провинции (КИП) (large igneous provinces, LIPs, в англоязычной литературе), связанные с подъемом мантийных плюмов и адиабатическим плавлением их головных частей. Поскольку КИП существовали на протяжении всей геологической истории Земли [Ernst, 2014], а состав их выплавки зависел от состава вещества плюмов, эти данные могут быть использованы для изучения эволюции источников магм в глубинах Земли, особенно на

ранних стадиях ее развития, чему и будет посвящено данная работа.

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ КИП В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Мы обсудим эту проблему на примере восточной части Балтийского щита, где три типа таких провинций последовательно сменяли друг друга: 1) архейская КИП, образованная преимущественно вулканитами коматиит-базальтовой серии; 2) раннепалеопротерозойская (Сумийско-Сариолийская) КИП, где преобладали породы кремнеземистой высоко-Mg серии и 3) среднепалеопротерозойская (Ятулийско-Людииковийская) КИП, образованная пикритами и базальтами, аналогичными фанерозойским КИП [Шарков, Богина, 2009]. И если два первых типа КИП практически “вымерли” после середины палеопротерозоя, то последний тип продолжает существовать до настоящего времени без заметных изменений.

Архейская КИП

Как и на всех докембрийских щитах, главные тектонические структуры архея в восточной части Балтийского щита представлены гранит-зеленокаменными областями (ГЗО) – Карельской и Мурманской и разделяющим их Кольско-Норвежским гранулитовым поясом [Ранний ..., 2005; Шарков, Богатиков, 2010]. ГЗО состоят из неправильной сети преимущественно неоархейских зеленокаменных поясов (<10–15% площади) среди плагиогранитного тоналит-трондьемит-гранодиоритового (ТТГ) матрикса (рис. 1). Зеленокаменные пояса выглядят как проторифтовые структуры, заполненные преимущественно вулканитами коматиит-базальтовой серии (табл. 1), которые произошли из деплетированного ультрамафического вещества головы крупного мантийного плюма под ГЗО.

Согласно [Arndt et al., 2008], коматиитовые магмы генерировались на глубинах 200–450 км. Из этого следует, что на этих глубинах и происходило растекание и адиабатическое плавление головных частей мантийных плюмов архея; соответственно, они не достигали умеренных глубин и не могли существенно воздействовать на тектоносферу. В этом случае гранулитовые пояса маркировали участки нисходящих течений в мантии между поднимающимися плюмами (и расположенными над ними ГЗО). Никаких геологических свидетельств существования тогда тектоники плит, и ситуация может быть описана в терминах плюм-тектоники. Поскольку этот тип тектоники предполагает весьма ограниченные горизонтальные перемещения по сравнению с тектоникой плит, многие исследователи характеризуют такую ситуа-

цию как *лид-тектонику* (lid tectonics: [O’Neil, Roberts, 2018]).

Палеопротерозойские КИП

Особенностью рассматриваемых палеопротерозойских КИП (Сумийско-Сариолийской и Ятулийско-Людииковийской) является то, что они развиты на одной и той же территории, часто образуя крупные совместные вулканогенно-осадочные комплексы, нижние части которых сложены образованиями раннего палеопротерозоя, а верхние – среднего. Поэтому на рис. 2 они показаны одним знаком.

Раннепалеопротерозойская Сумийско-Сариолийская КИП. К протерозою кора стала жесткой, что привело к формированию рифтовых структур, заполненных вулканогенно-осадочными комплексами, а также роев даек и крупных расчлененных мафит-ультрамафитовых интрузивов, содержащих Cu–Ni-PGE- и Ст-минерализацию (Мончегорский, Бураковский и др.) (см. рис. 2). Таким образом, здесь представлены по крайней мере три уровня эрозионного среза КИП, начиная с лавовых покровов на поверхности и кончая крупными промежуточными магматическими очагами (расчлененными интрузивами), где происходило накопление магм, процессы их кристаллизационной дифференциации, смешения магм и т.д.

Рассматриваемая КИП занимает практически всю восточную часть щита и развивалась от 2.55 до 2.35 млрд лет назад [Шарков и др., 1997; Шарков, Богина, 2009]. Такие же породы того же возраста найдены в Финляндии, Шотландии, Гренландии и на Канадском щите, а также в фундаменте Восточно-Европейского кратона, т.е. первоначальные размеры этой провинции были значительными.

Магматизм Сумийско-Сариолийской КИП представлен образованиями кремнеземистой высоко-Mg (бонинитоподобной) серией (КВМС), иногда описываемыми в качестве протерозойских коматиитов и базальтов. Магмы КВМС близки по составу к фанерозойским надсубдукционным магмам, однако они формировались во внутриконтинентальной обстановке. Подобно магмам архейской коматиит-базальтовой серии, расплавы КВМС также произошли из деплетированного ультрамафического плюмового источника, но, в отличие от коматиитов, они обогащены некоторыми несовместимыми элементами, в частности, легкими редкоземельными элементами (ЛРЗЭ) (см. табл. 1, рис. 3).

КИПы аналогичного состава и возраста и их фрагменты найдены практически на всех докембрийских щитах. Из этого следует, что появление магм КВМС было важным глобальным событием

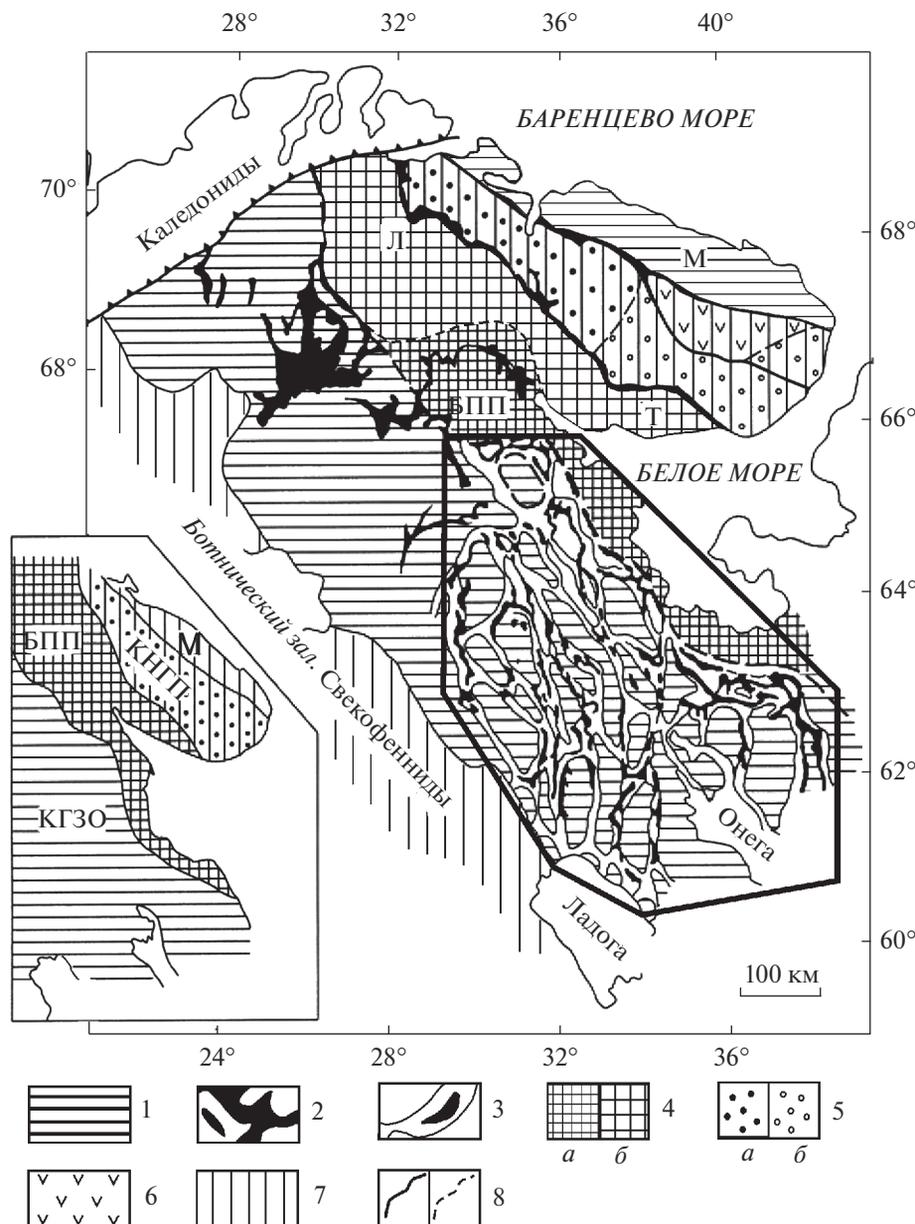


Рис. 1. Позднеархейская (3.0–2.7 млрд лет назад) ситуация в восточной части Балтийского щита, по [Шарков, Богатиков, 2010].

1 – гранит-зеленокаменные области (КГЗО – Карельская гранит-зеленокаменная область и М – Мурманский блок); 2 – зеленокаменные пояса; 3 – реконструированные С.И. Рыбаковым [1987] зеленокаменные пояса в юго-восточной части Карельского кратона; 4 – Беломорский подвижный пояс (БПП): а – установлено, б – предполагается (Л – Лоттинский и Т – Терский участки); 5 – Кольско-Норвежский гранулитовый пояс (КНПП) и связанные с ним эндербиты и чарнокиты: а – установлено, б – предполагается; 6 – Кейвская структура; 7 – свекофенниды; 8 – границы: а – прослеженные, б – предполагаемые. Контуром обведена площадь, исследованная С.И. Рыбаковым.

На врезке – положение главных структурных доменов восточной части Балтийского щита в позднем архее.

[Шарков, Богина, 2009], и такие КИПы отмечали следующую после архея стадию развития Земли.

Среднепалеопротерозойская Ятулийско-Людиковская КИП развивалась с ~2.3 по ~1.95 млрд лет назад на той же территории, что и Сумийско-Сариолийской КИП (см. рис. 2). Как и в ней, здесь представлены образования разных уровней

КИП, начиная от лавовых покровов и роев даек и кончая промежуточными магматическими очагами – крупными титаноносными сиенит-содержащими расслоенными мафит-ультрамафитовыми интрузивами (Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове и Еletzозеро – в Карелии) [Шарков и др., 2018]. Однако состав магм этой КИП был карди-

Таблица 1. Представительные анализы архейских и палеопротерозойских вулканитов Балтийского щита, связанных с магматическими плутонами

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Компоненты	91155	91156	94145	9436	89155	89151	89161	93150	8978	8987	8991	9302
SiO ₂	45.1	45.6	47.2	49.8	44.6	44.8	50.8	50.4	49.6	52.8	46.5	50.2
TiO ₂	0.41	0.57	0.89	1.11	0.312	0.336	0.939	0.972	0.7	0.72	0.43	0.61
Al ₂ O ₃	7.01	9.47	14.5	16	6.12	6.52	14.6	15	12.6	13.1	7.6	11
Fe ₂ O ₃	14.1	14	14.1	13.4	11.7	12	12.2	13.2	12.6	11.8	13.4	11.9
MnO	0.16	0.18	0.19	0.2	0.2	0.2	0.17	0.2	0.16	0.18	0.19	0.17
MgO	27.2	22.1	8.37	6.46	31.5	30.1	7.8	6.8	12.9	8.86	24.8	15.6
CaO	5.93	7.6	13.4	10.8	5.62	5.87	11.5	12.2	9.12	9.47	6.25	8.54
Na ₂ O	0.02	0.4	0.95	1.86	0.012	0.011	1.88	1.11	1.78	2.52	0.47	1.16
K ₂ O	0.04	0.06	0.35	0.33	0.012	0.033	0.062	0.072	0.45	0.52	0.35	0.71
P ₂ O ₅	0.06	0.07	0.08	0.07	0.035	0.048	0.101	0.069	0.09	0.1	0.07	0.1
Сумма	100.0	100.1	100.0	100.0	100.1	99.92	100.5	100.0	100	100.1	100.1	99.99
Пипт	6.3	5.7	2.03	1.06	9.5	7.93	2.66	2.53	2.26	0.64	3.72	2.66
Sc	26.3	33.8	40.4	56.4	25.4	27.7	43.7	52.1	38.8	38.2	23.2	30.7
V	202	234	298	351	130	141	265	295	233	216	138	196
Cr	3812	3711	290	261	2750	2913	273	320	1095	640	2102	1797
Co	113	110	52	61	127	120	50	47	59	47	105	67
Ni	1167	1007	145	129	1777	1584	158	152	278	118	747	522
Rb	1.3	1.3	3.4	4.1	0.77	0.73	0.8	0.79	14	10	13	14
Sr	13.8	16.9	87.7	70.7	3.21	2.89	125	257	166	226	112	189
Y	9.57	11.7	21.6	28.5	6.28	6.85	20.9	22.2	15.6	15.9	9.66	13.4
Zr	24.5	28.5	50	62.7	18.8	19.4	52.4	54.3	2.68	2.62	1.5	3.08
Nb	0.768	0.937	2.1	3.1	0.604	0.671	2.1	1.77	70	70	41	56
Ba	0.505	0.65	2.52	2.97	9.03	11.3	6.87	9.82	356	282	134	184
La	1.66	2.33	7.3	8.68	0.583	0.658	2.31	2.33	9.62	10.2	5.77	7.59
Ce					1.682	1.891	6.65	6.59	21.5	22.6	12.7	17
Pr												
Nd	1.87	2.7	6.33	7.44	1.48	1.63	5.77	5.86	11.3	11.7	6.61	9.37
Sm	0.811	1.07	2.24	2.65	0.54	0.588	2	2.08	2.49	2.59	1.47	2.11
Eu	0.27	0.353	0.756	0.923	0.221	0.246	0.743	0.775	0.655	0.769	0.45	0.662
Gd	1.21	1.62	3.09	3.73	0.733	0.795	2.76	2.95	2.5	2.58	1.49	2.19
Tb												
Dy	1.51	1.97	3.82	4.63	0.912	0.989	3.39	3.68	2.5	2.6	1.51	2.24
Ho												
Er	0.904	1.21	2.47	3.03	0.585	0.627	2.16	2.36	1.49	1.56	0.913	1.34
Tm												
Yb	0.834	1.12	2.43	2.98	0.562	0.607	2	2.18	1.4	1.47	0.865	1.29
Lu												
Hf					0.506	0.522	1.45	1.49	1.76	1.83	1.04	1.36
Ta	0.285	0.285	1.76	4.73	0.033	0.041	0.131	0.125	0.439	0.172	0.102	0.119
Pb	0.049	0.061	0.27	0.209	0.047	0.017	0.081	0.199	243	4.55	2.41	2.41
Th	0.019	0.024	0.085	0.059	0.012	0.017	0.081	0.055	0.531	2.44	1.30	1.05
U										0.505	0.271	0.217

Таблица 1. Продолжение

№ п/п	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Компоненты	ВТ-10/04	гиз 4/05	Sh-1/08	Sh-19/08	05А-Н-011.75	06А-Н-013.57	06А-Н-188.16	9А-75.04	9А-15.45	35/С10	НВ-42d-28	НВ-36c-28
SiO ₂	52.65	54.2	54.9	52.8	49.38	52	52.02	50.34	47.69	47.8	48.9	47.6
TiO ₂	0.59	1.54	1.2	0.8	2.32	2.18	1.76	1.17	1.45	1.25	1.16	1.26
Al ₂ O ₃	13.12	15.31	13.9	14.9	10.74	11.57	17.78	12.53	12.8	14.2	14.5	13.9
Fe ₂ O ₃	11.03	11.35	13.3	11.8	14.63	14.89	12.27	14.33	16.38	14.60	12.94	14.44
MnO	0.16	0.203	0.1	0.2	0.179	0.188	0.075	0.23	0.23	0.21	0.19	0.21
MgO	8.10	4.2	3.6	6.4	7.04	4.85	3.29	6.38	7.15	6.19	6.2	5.74
CaO	8.24	6.343	6.4	7.5	7.68	9.02	1.07	10.98	9.54	9.25	10.9	10.1
Na ₂ O	3.69	4.65	3.7	3.3	4.32	2.19	4.1	1.81	2.41	3.45	2.46	3.44
K ₂ O	0.48	1.25	1.66	1.31	0.92	0.60	5.05	0.05	0.18	0.19	0.36	0.16
P ₂ O ₅	0.10	0.47	0.18	0.13	0.23	0.14	0.471	0.09	0.13	0.1	0.1	0.1
Сумма	99.9	100.0	99.7	99.6	97.4	97.6	97.9	97.9	98.0	97.2	97.7	97.0
LOI	1.75	0.38	0.77	0.54	2.21	2.09	1.65	2.12	2.47	2.22	1.57	2.15
Sc	22.7	17.0	17.0	31.1	17.9	31.9	13.7	44	43	49.7	53.9	55.3
V	166	194	168	208	367	395	100	322	352	359	332	363
Cr	69.7	58.2	7.5	197.6	212.8	57.9	33.2	22	15	68	157	66
Co	47.1	22.9	46.8	41.5	41.9	42.6	31.6	64	86	101	96	88
Ni	50.7	13.0	65.3	84.7	132.9	71.4	56.9	64	86	101	96	88
Rb	10.4	25.9	43.1	53.4	17.5	9.3	134.6	0.85	3.04	5.51	11.9	4.89
Sr	355	284	465	292	205	291	120	259	193	621	302	240
Y	12.8	36.3	14.8	15.7	12.1	29.1	32.2	18.3	16.1	27.7	26	32.8
Zr	102	151	133	87	138	166	338	78	90	64	63	69
Nb	3.3	6.5	7.1	3.2	31.1	13.7	30.7	4.22	9.52	4.89	3.98	5.16
Ba	59	614	618	276	277	232	1479	36	81	241	73	143

Таблица 1. Окончание

№ п/п	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
La	14.3	25.9	24.3	15.0	80.7	22.5	64.9	5.12	9.94	5.08	3.81	5.57
Ce	30.9	59.4	52.2	33.8	154.7	54.8	136.7	12.6	23.8	12.9	10.8	13.7
Pr	3.6	7.7	6.3	3.9	12.8	6.7	14.6	1.75	3.22	1.84	1.61	1.9
Nd	14.1	32.7	25.6	16.3	40.0	28.7	58.2	8.53	14.2	9.37	7.99	10.1
Sm	2.68	6.63	4.87	3.26	5.25	6.33	10.10	2.51	3.27	2.91	2.76	3.28
Eu	0.66	1.89	1.48	0.99	1.50	1.83	1.69	0.92	1.07	0.98	1.14	1.09
Gd	2.39	5.88	5.03	3.67	4.97	7.60	9.18	3.20	3.60	4.20	3.58	4.64
Tb	0.36	0.95	0.63	0.52	0.73	1.18	1.41	0.53	0.54	0.7	0.63	0.74
Dy	2.12	5.84	3.33	3.16	2.88	6.52	6.93	3.47	3.18	4.66	4.11	5.51
Ho	0.43	1.25	0.61	0.65	0.59	1.32	1.33	0.7	0.64	0.94	0.93	1.15
Er	1.21	3.52	1.69	1.93	1.62	3.74	3.67	2.03	1.82	2.58	2.4	3.05
Tm	0.18	0.52	0.22	0.26	0.21	0.56	0.51	0.28	0.25	0.39	0.33	0.47
Yb	1.17	3.22	1.48	1.83	1.24	3.42	3.29	1.77	1.51	2.63	2.43	3.24
Lu	0.17	0.48	0.21	0.26	0.18	0.47	0.47	0.250	0.210	0.380	0.340	0.410
Hf	2.32	3.99	3.65	2.42	3.59	4.27	9.33					
Ta	0.25	0.43	0.59	0.28	2.80	1.21	2.46	1.07	1.55	2.14	1.47	2.04
Pb		53.93	4.84	7.92	6.37	5.38	5.32	0.280	0.600	0.390	0.220	0.290
Th	3.14	1.35	3.06	1.74	3.53	3.21	10.63	0.560	1.060	0.500	0.500	0.510
U	0.66	0.30	0.61	0.39	0.62	0.74	1.39	0.13	0.24	0.20	0.20	0.20

Примечание. 1–8 – архей; 1–4 – Костомукша, Западная Карелия [Ruchtel et al., 1998], 5–8 – Каменные Озера, Центральная Карелия [Ruchtel et al., 1999]; 9–12 – Ветреный пояс, Юго-восточная Карелия [Ruchtel et al., 1997]; 13–24 – палеопротерозой; 13–16 – ранний палеопротерозой, Центральная Карелия, сумийский надгоризонт (авторские данные), 17–24 – средний палеопротерозой; 17–19 – куэтсъярвинская свита, ятулийский надгоризонт, Кольский кратон (авторский данные), 20–21 – колосьюкская свита, людикувийский надгоризонт, Кольский кратон [Hanski et al., 2014], 22–24 – пилуярвинская свита, людикувийский надгоризонт, Кольский кратон [Hanski et al., 2014].

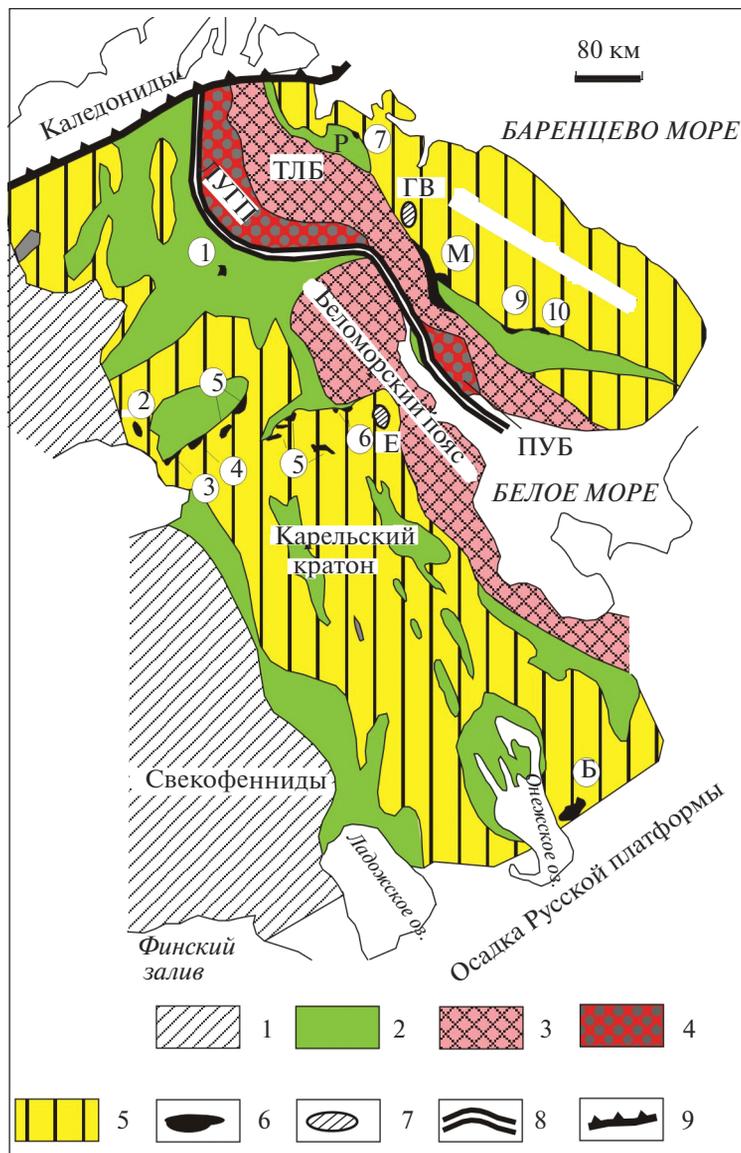


Рис. 2. Палеопротерозойские КИП Балтийского щита.

1 – среднепалеопротерозойский Свекофеннский ороген; 2 – палеопротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы с породами Сумийско-Сариолийской КИП в основании; 3 – палеопротерозойские промежуточные подвижные пояса: Беломорский (БПП) и Терско-Лоттинский (ТЛБ) блоки; 4 – палеопротерозойский Лапландско-Умбинский гранулитовый пояс (ЛУГП) с Порьегубско-Умбинским блоком (ПУБ); 5 – архейский фундамент; 6 – раннепалеопротерозойские расслоенные мафит-ультрамафитовые расслоенные интрузивы, в том числе Бураковский (Б) и Мончегорский (М) комплексы; 7 – среднепалеопротерозойские титаноносные сиенит-габбровые расслоенные интрузивы: ГВ – Гремяха-Вырмесский и Е – Елетозерский комплексы; 8 – среднепалеопротерозойский (1.95–1.90 Ga) Главный Лапландский разлом (надвиг); 9 – сутура каледонских надвигов.

нально отличен от предыдущей. Подобно фанерозойским КИП, они были близки к E-MORB и OIB и характеризовались повышенными и высокими содержаниями Fe, Ti, Cu, P, щелочей, ЛРЗЭ, Nb, Ta, Zr, Ba, U, Th, Cl, F и др., которые типичны для геохимически-обогащенных плюмовых источников (см. табл. 1, рис. 4). Среди интрузивных аналогов вулканитов здесь встречены

сиенит-габбровые и ультрамафит-щелочно-карбонатитовые расслоенные комплексы, типичные для фанерозойских КИП [Шарков и др., 2018, 2019]. Таким образом, Ятулийско-Людиковийская КИП является древнейшим представителем КИП фанерозойского типа.

Такие же кардинальные изменения в характере магматизма практически синхронно произо-

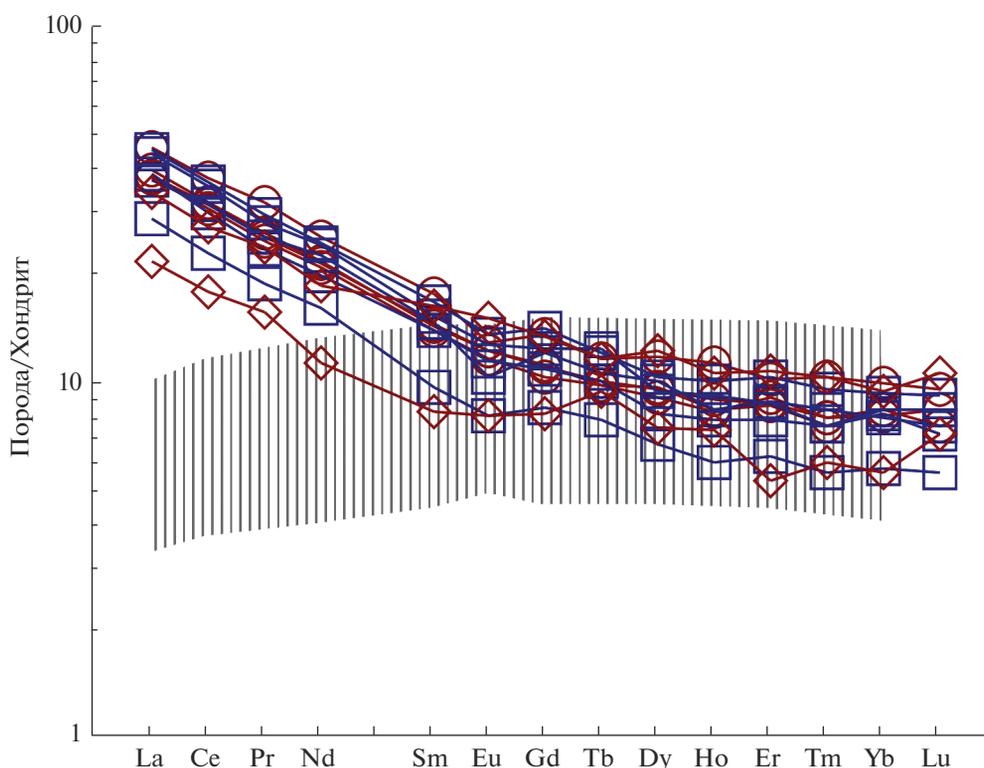


Рис. 3. Распределение РЗЭ в высоко-Mg лавах серии Ветреный Пояс (Карелия). Для сравнения штриховкой нанесено поле составов архейских коматиитов и базальтов Сумозерско-Кенозерского пояса (ЮВ Карелия), по [Puchtel et al., 1996].

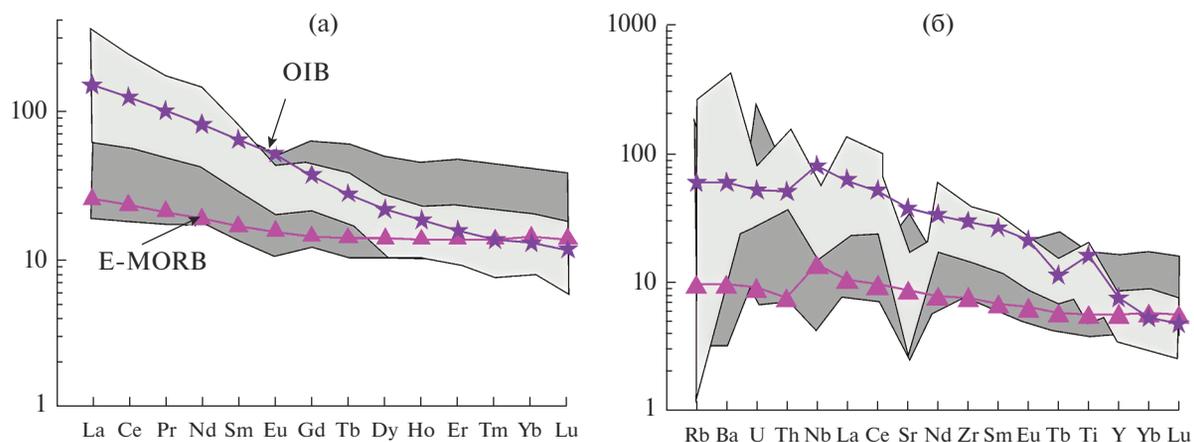


Рис. 4. Геохимические особенности вулканитов середины палеопротерозоя; слева — нормировано к MORB, справа — к примитивной мантии. Серое поле — базальты ятулия Центральной Карелии, светло-серое — Fe-Ti щелочные базальты куэтьярвинской свиты, Печенгская структура, Кольский полуостров.

шли в середине палеопротерозоя и на всех других докембрийских щитах, [Шарков, Богина, 2009], т.е. эти перемены происходили в глобальном масштабе. С того времени состав магматитов КИПов практически не менялся.

ОБСУЖДЕНИЕ

Как уже говорилось, большинство исследователей связывает происхождение КИП с подъемом

мантийных плюмов. Согласно современной парадигме, эти плюмы генерируются на границе жидкого внешнего ядра и мантии при просачивании “ядерных” флюидов в низы мантии [Miyamoto, 1994; Добрецов и др., 2001; French, Romanowicz, 2015 и др.]. Таким образом, эти мантийные плюмы должны состоять из двух компонентов: пород нижней мантии и флюидов ядра. По этой причине они и называются термохимическими, т.к. их подъем происходит как за счет термического

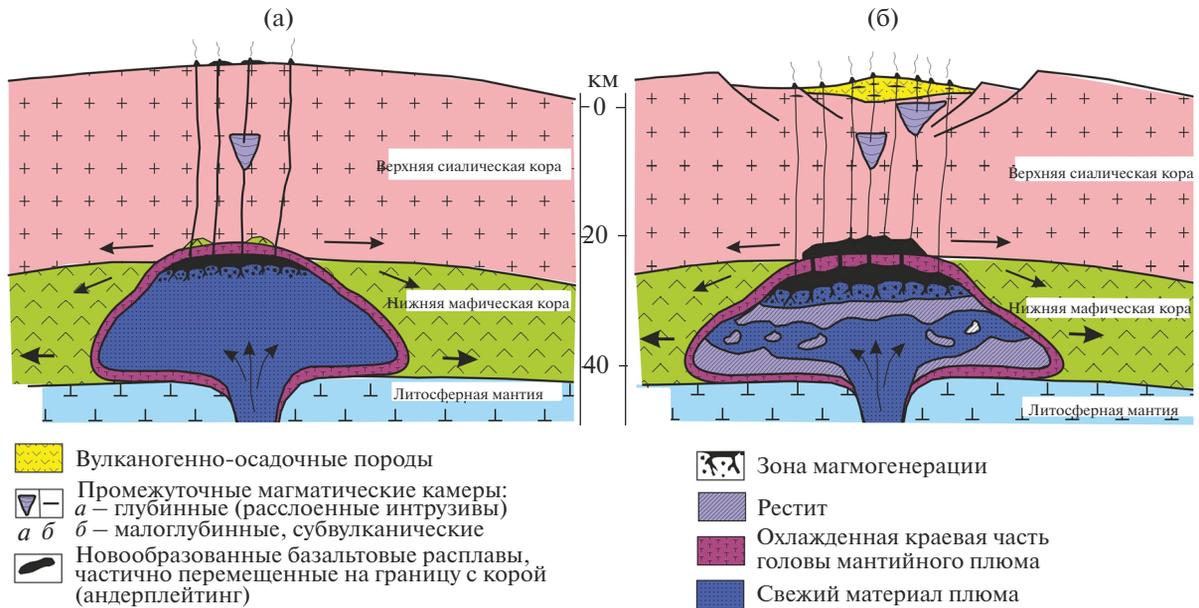


Рис. 5. Схема строения магматической системы, связанной с адиабатическим плавлением головной части мантийного плюма (а – начальная стадия, б – зрелая стадия развития), по [Sharkov et al., 2017].

разуплотнения вещества мантии в контакте с горячим ядром (см. ниже), так за счет флюидных компонентов, поступающих из ядра. Оба типа глубинного материала совместно участвуют в адиабатическом плавлении головных частей мантийных плюмов и могут достигать поверхности в форме базальтовых магм, поставляя информацию как о составе ядра, так и нижней мантии.

Мантийные ксенолиты в базальтах как образцы вещества мантийных плюмов

Что мы реально знаем о составе термохимических мантийных плюмов? Очень важная информация об этом содержится в мантийных ксенолитах во внутриплитных (связанных с плюмами) базальтах. Эти ксенолиты аналогичны по составу во всем мире, на континентах и в океанах, и, по-видимому, представляют собой фрагменты верхних охлажденных краев головных частей мантийных плюмов над зонами их адиабатического плавления (рис. 5) [Sharkov et al., 2017; Шарков, Богатиков, 2019].

Как и следует из теории термохимических плюмов, среди этих ксенолитов установлены два типа материала: 1) зеленые шпинелевые перидотиты (обычно лерцолиты), представляющие мантийный матрикс, и 2) жилы пород “черной серии”, которые образованы Al–Ti авгитом, керсунитом, флогопитом и т.д. [Магматические ..., 1988; Pearson et al., 2014; Sharkov et al., 2017 и др.] (рис. 6). Породы этой серии произошли из расплавов/флюидов, появившихся в результате инкогруэнтного плавления перидотитов верхнего

охлажденного края плюма под влиянием флюидов, ранее содержащихся в веществе плюма и высвободившихся в результате декомпрессии. По-видимому, это и есть “ядерные” флюиды – вторая главная составляющая мантийных термохимических плюмов.

Судя по находимым в породах “зеленой серии” зародышам плавления (“расплавным пакетам” (“melt-pockets”)), состав этих флюидов везде был примерно одинаков и был представлен двумя главными разновидностями: 1) легкоподвижным карбонатитовым флюидом, обогащенным LREE, Na, Th, U и деплетированным Si, Ti, Zr, Hf, etc., и 2) силикатно-водным флюидом/расплавом, обогащенным Ti, Fe, Ba, P, K, Zr, Nb, Ta и др. [Ionov et al., 1996; Downes, 2001; Ma et al., 2015; Ryabchikov et al., 2010 и др.]. Оба типа флюидов могут присутствовать в конкретных мантийных плюмах в разных количествах, приводя к появлению таких бимодальных ассоциаций в КИП, как трахит-базальтовые (сиенит-габбровые) при преобладании богатых Fe и Ti силикатно-водных флюидов [Шарков и др., 2018] или щелочно-карбонатитовые – при преобладании карбонатитовых флюидов [Шарков и др., 2019].

Из всех этих данных следует, что вещество термохимических мантийных плюмов действительно состоит из двух независимых компонентов – вещества мантии и “ядерных” флюидов. При этом геохимические данные свидетельствуют о том, что несовместимые элементы содержатся, главным образом, в продуктах позднего инкогруэнтного плавления головных частей мантий-

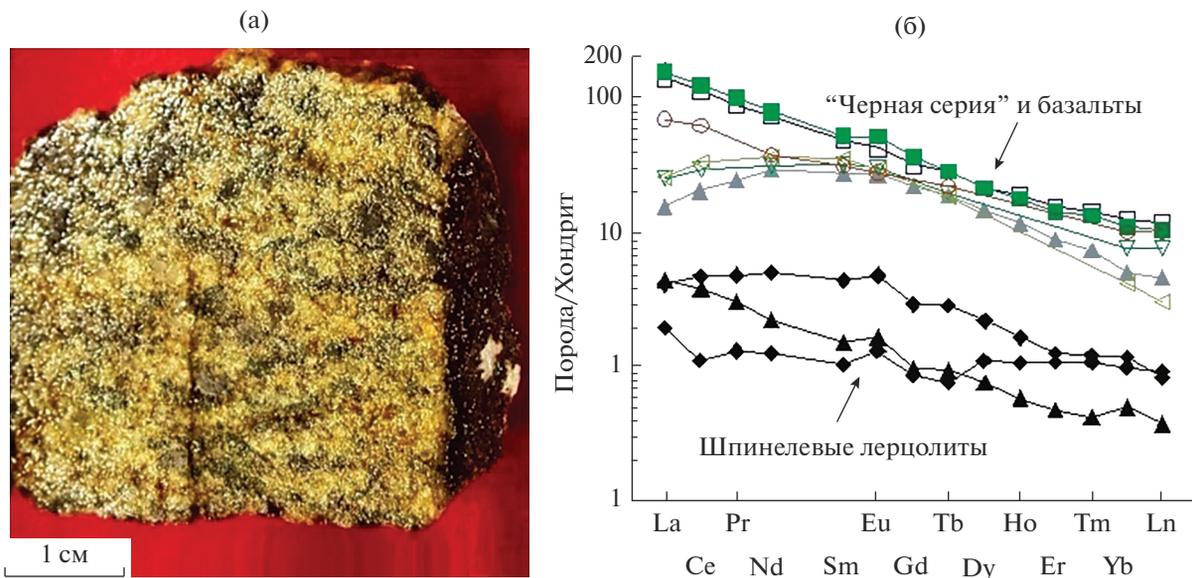


Рис. 6. Содержания редкоземельных элементов в шпинелевых лерцолитах, образованиях “черной серии” и базальтах-хозяевах.
 а – мантийный ксенолит из базальта (зеленый шпинелевый лерцолит с жилой “черной серии” справа), фото Х. Даунс (H. Downes), б – содержания РЗЭ в обоих типах плюмовых веществах, а также в ксенолит-содержащих базальтах.

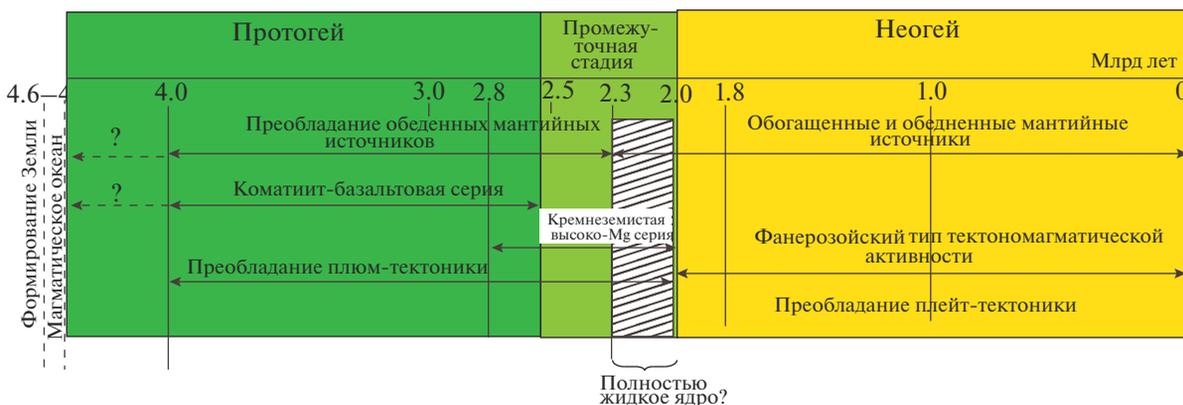


Рис. 7. Эволюция главных типов тектономагматических процессов в истории Земли, по [Шарков, Богатиков, 2010] с уточнениями.

ных плюмов под влиянием этих флюидов (см. рис. 6б).

Эволюция тектономагматических процессов в истории Земли

Естественно, что кардинальные изменения в составе мантийных плюмов не могли не сказаться и на внешних оболочках Земли. Еще в середине прошлого века Г. Штилле [1964] обратил внимание на то, что геологическую историю Земли можно подразделить на две крупных, примерно равных по длительности части: Протогей и Неогей, различающиеся по характеру геологических процессов. Более полувека спустя О.А. Богатиков

с коллегами вернулись к проблеме эволюции тектономагматических процессов, уточнили эту схему и показали, что такой перелом действительно имел место, и он произошел в середине палеопротерозоя [Богатиков и др., 2010; Шарков, Богатиков, 2010] (рис. 7).

Из-за присутствия “ядерных” флюидов, разуплотнявших материал, мантийные плюмы могли достигать уже умеренных глубин и растекание их головных частей вело к активному взаимодействию с древней литосферой, к появлению в ней разрывов, зон океанического спрединга, субдукции и т.д., т.е. к плейт-тектонике. Об этом свидетельствует появление первых орогенов фанерозойского типа, таких как Свекофеннский на Балтийском

щите (см. рис. 1, 2), Транс-Гудзонский и др. – на Канадском и т.д. [Хаин, Божко, 1988], а также первых достоверных свидетельств существования океанической коры (офиолиты Йормуа, Финляндия, с возрастом 1.95 млрд лет [Peltonen et al., 1996]). По-видимому, именно тогда же процессы океанического спрединга привели к формированию крупных депрессий с базальтовой корой, заполненных водой (океанов). Это, согласно законам изостазии [Теркот, Шуберт, 1985], должно было привести к появлению глобальной дихотомии рельефа твердой Земли с поднятыми блоками более легкой древней литосферы с корой континентального типа (материками) и разделяющими их более молодыми депрессиями с корой океанического типа, свидетельствуя о независимом происхождении этих типов земной коры. Такое же строение глобального рельефа с поднятыми блоками древней коры и разделяющими их более молодыми обширными депрессиями с базальтовой корой характерно для Венеры и Марса, а также Луны, что может свидетельствовать об общем сценарии развития земных планет [Sharkov, Bogatkov, 2009].

Кроме того, фундаментальные изменения в составе магм явились триггером для экологических процессов и ускорения эволюции биосферы в связи с поступлением на поверхность Земли элементов, способствующих метаболизму и ферментации (Fe, P, щелочи, Cu, Ba, Zn, Cl, F и др.). Это привело к широкой экспансии биосферы и появлению окислительной атмосферы за счет фотосинтеза, осуществляемого цианобактериями, и превращению биосферы в мощную силу, сопоставимую с геологическими процессами [Шарков, 2013].

Эволюция внутренних процессов в глубинах Земли

Таким образом, согласно имеющимся данным, раннедокембрийские КИП характеризовались высоко-Mg магмами, происшедшими из деплетированного насыщенного кремнеземом плюмового ультрамафического материала практически без добавки “ядерных” флюидов, т.е. их источники выглядели как термальные мантийные плюмы. Только небольшое обогащение магм ЛРЗЭ, возможно, связанное с контаминацией мафит-ультрамафитовыми расплавами сиалической коры, отмечается в раннепалеопротерозойских КВМС. В целом, из-за отсутствия “ядерной” добавки, особенно таких компонентов водно-силикатных расплавов/флюидов как Fe, Ti, Nb, Ta и щелочи, состав мантийных магм раннедокембрийских КИП на классификационных диаграммах часто близок к фанерозойским надсубдукционным расплавам. Это хорошо видно на рис. 8, где составы вулканитов, связанных с мантийными термохимическими плюмами, четко отделя-

ются от состава вулканитов, связанных с мантийными термальными плюмами раннего докембрия.

Необратимый переход к современному типу КИП, связанный с появлением термохимических мантийных плюмов, начался ~2.3 млрд лет назад и характеризовался уже геохимически-обогащенными базальтами и пикритами (см. выше). Сам переход осуществлялся через этап сосуществования термических и термохимических плюмов, причем последняя КИП, образованная КВМС (Бушвельдская в Южной Африке), формировалась 2061 ± 2 млн лет назад [Buchanan et al., 1999]. Иными словами, согласно геологическим данным, этот переход продолжался около 300 млн лет [Шарков, Богина, 2009]. Более того, установившийся с тех пор характер тектономагматических процессов существует уже около 2.3 млрд лет, т.е. это не было случайным событием, а было обусловлено особенностями формирования и внутреннего развития нашей планеты.

Из приведенных материалов следует, что спустя примерно 2.3 млрд лет после аккреции Земли (4.54 млрд лет назад [Age ..., 1997]), в тектономагматические процессы стало вовлекаться новое, геохимически обогащенное вещество, ранее практически в них не участвовавшее. Где хранилось это вещество, и как оно было активировано? Скорее всего, такое вещество могло сохраниться нетронутым столь длительное время только в первичном железном ядре Земли, а вовлечь его в геологические процессы можно было только путем плавления этого ядра [Шарков, Богатиков, 2010].

Соответственно, геологически установленная последовательность событий могла возникнуть только при комбинации двух независимых факторов.

1) Земля изначально была гетерогенной; по-видимому, она произошла из первичного газово-пылевого облака (Солнечной небулы) в две стадии: (i) образование вначале первичного существенно железного ядра (возможно, из-за магнитных свойств пылевых железных частичек с налипшими на них пылинками других первичных веществ из небулы), т.е. первичное железное ядро могло являться зародышем нашей планеты, и (ii) ее последующее разрастание за счет выпадения на нее хондритового материала.

2) Разогрев Земли происходил сверху вниз, от поверхности к ядру, сопровождаясь охлаждением внешних оболочек.

Такой характер разогрева “внутренней” Земли мог быть осуществлен только путем прохождения через нее центростремительной зоны (“волны”) теплогенерирующих деформаций [Шарков, Богатиков, 2010]. Нечто похожее на это наблюдалось в опытах с неравномерным вращением маховика, где на стадиях разгона в нем возникала центро-

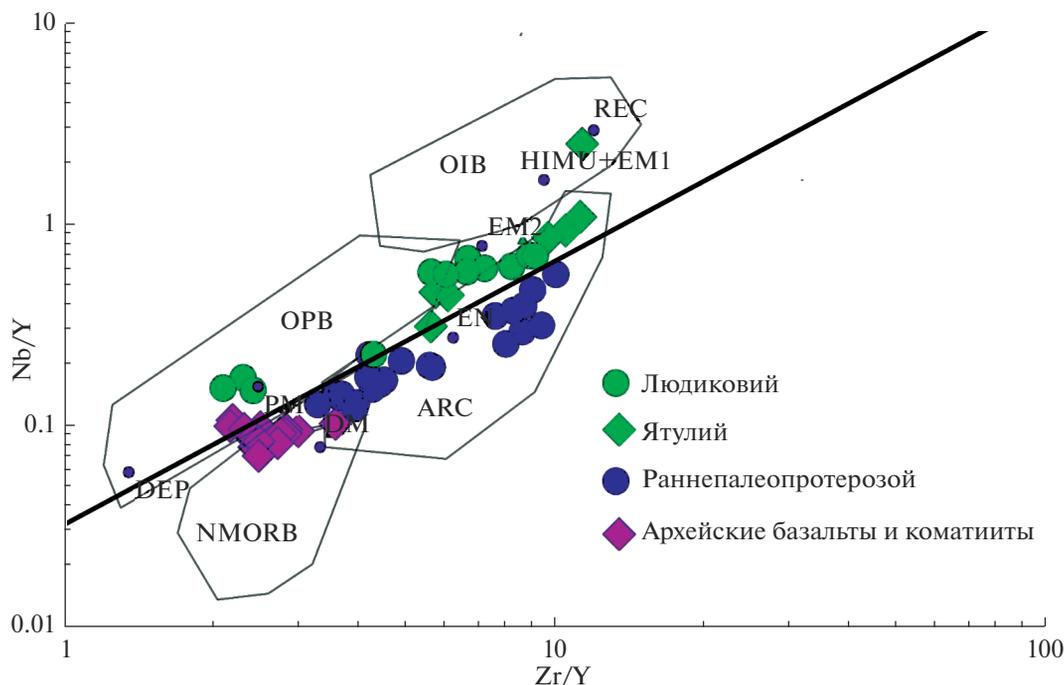


Рис. 8. Диаграмма Nb/Y–Zr/Y для архейских и палеопротерозойских базальтов Балтийского щита. Поля вулканитов различных современных тектонических обстановок, по [Condie, 2005]. Дискриминантная линия отделяет базальты архея и раннего палеопротерозоя от базальтов среднего палеопротерозоя. Аббревиатуры: PM – примитивная мантия, DM – малоглубинная деплетированная мантия; HIMU – высоко - mu (U/Pb) источник; EM1 и EM2 – обогащенные мантийные источники; ARC – островодужные базальты; NMORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов; OPB – океанические платобаазальты; OIB – базальты океанических островов.

стремительная зона деформаций; при этом перенос энергии был наиболее интенсивен на стадиях разгона маховика и практически отсутствовал в установившемся режиме вращения [Белостоцкий, 2000].

Мы полагаем, что подобное явление могло иметь место и на первой стадии развития Земли, после завершения ее аккреции, в результате постепенного уплотнения ее материала, приводившего к сокращению ее радиуса. Это, в свою очередь, согласно закону сохранения момента количества движения [Фриш, Тиморева, 2009], должно было приводить к постоянному ускорению вращения Земли, что, в соответствии с упомянутыми выше экспериментальными данными, могло способствовать появлению в ней центростремительной “волны” теплогенерирующих деформаций [Шарков, Богатиков, 2015]. По-видимому, эта постепенно движущаяся сверху вниз зона (“волна”) разогрева существовала на протяжении всего Протогея, проходя через первичную мантию, возможно, сложенную материалом пересыщенного кремнеземом энстатитового хондрита [Kaminsky, 2017], генерируя по пути термические плюмы архея, образованные высоко-Mg ультрамафическим материалом.

Первичного ядра эта зона разогрева, по-видимому, достигла близ границы архей-протерозой, приведя к его плавлению и к началу вовлечения качественно-нового материала в тектономагматические процессы путем формирования термохимических мантийных плюмов, существующих и поныне. Как уже указывалось, некоторое время, около 300 млн лет, термические и термохимические плюмы сосуществовали, после чего термохимический тип окончательно утвердился в качестве главного и единственного. Поскольку этим событиям предшествовало появление магм КВМС, где уже чувствуется, хотя и в очень ограниченных масштабах, появление нового материала, процесс плавления первичного ядра мог начаться еще в раннем палеопротерозое или даже в неoarхее, когда, согласно палеомагнитным данным [Reddy, Evans, 2009], произошли очень сильные пертурбации магнитного поля Земли.

С таких позиций к концу первой стадии развития Земли, а именно Протогея, железное ядро Земли представляло собой своеобразный “накопитель энергии” типа рассмотренных в работе [Ерошенко, Шарков, 1989], где, как в фокусе, аккумулировалась выделявшаяся энергия. Этим, возможно, и объясняется его высокая температура (~3500–4500°C), примерно на 600–1600°C пре-

вышающая температура на границе ядро—мантия на глубине 2900°C [McDonough, 2014].

В противоположность Протогею, в Неогее происходит диссипация накопленной энергии в форме подъема термохимических мантийных плюмов и развития связанных с ними тектономагматических процессов, иными словами, происходит охлаждение и затвердевание ядра. Как показал еще Н. Jeffries [1929], и впоследствии было подтверждено на примере расслоенных интрузивов [Уэйджер, Браун, 1970; Шарков, 2006 и др.], затвердевание крупных расплавленных тел из-за разницы в величинах адиабатического градиента (минимальной разницы температур, при которой начинается конвекция) и градиента точки затвердевания (зависимость температуры ликвидуса от давления столба жидкости), должно происходить направленно, путем прохождения снизу вверх маломощной зоны кристаллизации. В случае шарообразного расплавленного тела, его затвердевание (кристаллизация) должно начаться в центре путем образования и разрастания твердого внутреннего ядра. Из этого следует, что современное твердое внутреннее ядро Земли является результатом продолжающегося затвердевания прежде почти целиком жидкого железного ядра. Недавно выявленное внутреннее ядро в твердом ядре [Wang et al., 2015], по нашему мнению, является скоплением недоплавленных остатков первичного земного ядра.

В пользу того, что твердое ядро Земли является результатом происходящего сейчас затвердевания жидкого ядра, является наличие в нем расслоенности [Labrosse, 2014]. обычно сопровождающей процессы направленного затвердевания расплавов [Шарков, 2006]. Таким образом, затвердевание земного ядра происходит путем разрастания внутреннего твердого ядра, нарастания на нем выделяющихся фронте затвердевания твердых фаз (своеобразных кумулатов). К аналогичному выводу о направленном характере затвердевания железных ядер планетезималей пришли [Scheinberg et al., 2016].

Из всего этого следует, что Неогей является стадией окончательного охлаждения нашей планеты, сопровождаемой затвердеванием жидкого ядра с появлением и ростом внутреннего твердого ядра Земли.

Проблема устойчивости современного типа геодинамики

Одной из важных нерешенных проблем эволюции тектономагматических процессов является удивительная устойчивость состава магм современной разновидности КИП на протяжении последних 2.3 млрд лет. Это тем более странно, что все это время, благодаря затвердеванию (кри-

сталлизации) земного ядра (разрастанию его внутреннего твердого ядра), в остающейся жидкой части (внешнем ядре) должны накапливаться низкотемпературные продукты кристаллизационной дифференциации. Это должно было бы приводить к изменению ее состава и соответствующему изменению состава мантийных термохимических плюмов, чего не наблюдается.

Скорее всего, этого не происходит из-за того, что такие продукты в данном случае, по-видимому, представлены в основном флюидными компонентами, которые и определяют специфику внутриплитного магматизма Неогея (см. выше). Поскольку жидкая часть ядра насыщена этими флюидами, их новые поступления покидают затвердевающее ядро вместе с новообразованными мантийными плюмами, обеспечивая их стабильный состав. Судя по имеющимся данным, вклад пород нижней мантии в геохимию плюмового материала, скорее всего, не играл определяющей роли, и пока существенно не сказывается на общей картине.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На примере восточной части Балтийского щита показано, что на его территории последовательно развивались три разных типа КИП: 1) архейская (с ~3.2 до ~2.5 Ga), с преобладанием вулканитов коматит-базальтовой серии, 2) раннепалеопротерозойская (~2.5 по 2.35 Ga), сложенная породами кремнеземистой высоко-Mg серии, и 3) среднепалеопротерозойская (2.3–1.95 Ga), образованная пикритами и базальтами, аналогичными КИП фанерозоя. Аналогичная эволюция КИП установлена и на других докембрийских щитах, т.е. характерна для Земли в целом.

Первые два типа КИП характерны для первой половины истории Земли. Они произошли за счет деплетированных ультрамафических субстратов и практически “вымерли” после середины палеопротерозоя. В отличие от них, третий тип КИП, существующий и поныне, связан с геохимически-обогащенными субстратами. Согласно современной парадигме, зарождение таких (термохимических) плюмов происходит на границе жидкого железного ядра и мантии за счет пропитки материала нижней мантии флюидами, выделяющимися из жидкого ядра.

Изучение мантийных ксенолитов в современных внутриплитных базальтах (фрагментов верхнего охлажденного края плюма над зоной адиабатического плавления), показало, что вещество этих плюмов действительно состоит из материала деплетированной мантии и “ядерных” флюидов. При этом геохимическая специфика базальтов, связанных с термохимическими плюмами, определяется именно такими флюидами (Ti, Nb, Ta,

щелочи и др.). Соответственно, магматизм первой половины истории Земли (Протогея) отличался от магматизма второй половины (Неогей) практическим отсутствием элементов, связанных с “ядерными” флюидами. Как было показано ранее, эти флюиды, по-видимому, изначально содержались в первичном железном ядре Земли и были вовлечены в тектономагматические процессы после расплавления этого ядра центростремительной волной разогрева [Шарков, Богатиков, 2010].

Показано, что удивительная стабильность состава термохимических плюмов за последние 2.3 млрд лет скорее всего связана с особенностями затвердевания высокожелезистого расплава внешнего ядра, приводящими к появлению и росту твердого внутреннего ядра. По-видимому, кристаллизация такого расплава сопровождалась высвобождением в основном флюидных компонентов. Они не накапливались в остающемся расплаве (внешнем жидком ядре), а постоянно покидали его вместе с мантийными плюмами, обеспечивая устойчивость их состава.

Появление нового типа глубинного вещества привело к необратимым переменам как в тектономагматических, так и экологических процессах на поверхности Земли, способствуя бурному развитию биосферы и появлению окислительной атмосферы. Из этого следует, что развитие Земли можно подразделить на две примерно равные по длительности стадии — Протогея и Неогей; последняя из них продолжается поныне и сильно отличается по характеру тектономагматических процессов от предыдущей.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках Базовой темы ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белостоцкий Ю.Г.* Единая основа мироздания. СПб.: Наука, 2000. 275 с.
- Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В.* Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и в пространстве. М.: Наука, 2010. 605 с.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика / 2-е издание. Новосибирск, Наука-ГЕО, 2001. 409 с.
- Ерошенко В.А., Шарков Е.В.* Термодинамика сложных систем и магматические процессы Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 9. С. 3–28.
- Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы / Под ред. Е.Е. Лазько, Е.В. Шаркова. М.: Наука, 1988. 508 с.
- Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
- Рыбаков С.И.* Колчеданное образование в раннем докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 270 с.
- Теркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика. Ч. 1. М.: Мир, 1985. 230 с.
- Уэйджер Л.П., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
- Фриш С.Э., Тиморева А.В.* Курс общей физики. Т. 1. Физические основы механики. Молекулярная физика. Колебания и волны / 13-е издание. СПб.: Изд-во Лань, 2009. 480 с.
- Хаин В.Е., Божко Н.А.* Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
- Шарков Е.В.* Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 2006. 364 с.
- Шарков Е.В.* Эволюция геологических процессов на ранней Земле и их влияние на развитие биосферы // Палеонтологический журнал. 2013. Т. 47. № 9. С. 997–1000.
- Шарков Е.В., Богина М.М.* Мафит-ультрамафитовый магматизм раннего докембрия (от архея до палеопротерозоя) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 2. С. 7–28.
- Шарков Е.В., Богатиков О.А.* Эволюция тектономагматических процессов Земли и Луны // Геотектоника. 2010. № 2. С. 3–22.
- Шарков Е.В., Богатиков О.А.* Проблема эволюции ядра Земли: геолого-петрологические и палеомагнитные свидетельства // Докл. АН. 2015. Т. 462. № 3. С. 346–351.
- Шарков Е.В., Богатиков О.А.* Взаимодействие растекающейся головы мантийного плюма с древней литосферой: результаты изучения глубинных ксенолитов в базальтах и лампрофировых диатремах Западной Сирии // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 7. С. 899–915.
<https://doi.org/10.15372/GiG2019033>
- Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С.* Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 503–522.
- Шарков Е.В., Чистяков А.В., Щипцов В.В., Богина М.М., Фролов П.В.* Происхождение Fe–Ti-оксидной минерализации в среднепалеопротерозойском Ельтьозерском сиенит-габбровом интрузивном комплексе (Северная Карелия, Россия) // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60. № 2. С. 198–230.
<https://doi.org/10.7868/S0016777018020041>
- Шарков Е.В., Чистяков А.В., Богина М.М. и др.* Ультрамафит-щелочно-карбонатитовые комплексы как результат двухстадийного плавления мантийного плюма (на примере среднепалеопротерозойского Тикшеозерского интрузива, Северная Карелия, Россия) // Докл. АН. 2019. Т. 486. С. 56–61.
- Штилле Г.* Избранные труды / Ред. А.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: Мир, 1964. 887 с. (*Stille H.* Geotektonische gliederung der Erdgeschichte. Berlin, 1944).
- Age of the Earth. US Geological Survey. 1997. URL: <https://pubs.usgs.gov/gip/geotime/age.html>.
- Arndt N.T., Leshner C.M., Barnes S.J.* Komatiites. N.Y.: Cambridge Univ. Press, 2008. 488 p.
- Buchanan P.C., Koebert C., Reimold W.U.* Petrogenesis of Dullström Formation, Bushveld Magmatic Province, South Africa // Contrib. Miner. Petrol. 1999. V. 137. P. 133–146.

- Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 491–504.
- Downes H. Formation and modification of the shallow subcontinental lithospheric mantle: a review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of Western and Central Europe // *Journal of Petrology*. 2001. V. 41. P. 233–250.
- Ernst R.E. *Large Igneous Provinces*. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2014. 653 p.
- French S.W., Romanowicz B. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots // *Nature*. 2015. V. 525. P. 95–99.
- Ionov D.A., O'Reilly S.Y., Genshaft Y.S., Kopylova M.G. Carbonate-bearing mantle peridotite xenoliths from Spitsbergen: phase relationships, mineral compositions and trace-element residence // *Contrib. Miner. Petrol.* 1996. V. 125(4). P. 375–392.
- Jeffries H. *The Earth* / 2nd Ed. London: Cambridge Univ. Press, 1929.
- Kaminsky F.V. *The Earth's lower mantle. Composition and structure*. Berlin: Springer, 2017. 331 p.
- Labrosse S. Thermal and Compositional Stratification of the Inner Core / Abstract of AGU 2014 Fall Meeting, 15–19 December. San Francisco, USA, 2014. DI31A-4257.
- Ma G.S.-K., Wang K.-L., Malpas J. et al. Melt-pockets and spongy clinopyroxenes in mantle xenoliths / Eds A. Khan, F. Deschamps // *The Earth's Heterogeneous Mantle*. Heidelberg: Springer International Publishing, 2015. P. 205–257.
- Maruyama S. Plume tectonics // *J. Geological Society of Japan*. 1994. V. 100. P. 24–49.
- McDonough W.F. Compositional Model for the Earth's Core // *Treatise on Geochemistry. The Mantle and Core*. V. 2. Heidelberg: Elsevier, 2014. P. 559–576.
- O'Neil C., Roberts N.M.W. Lid tectonics – Preface // *Geoscience Frontiers*. 2018. V. 9(1). P. 1–2.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.10.004>
- Pearson D.G., Canil D., Shirey S.B. Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds / Ed. R.W. Carlson // *Treatise on Geochemistry* / 2nd edition. The Mantle and Core. V. 3. Heidelberg: Elsevier, 2014. P. 547–568.
- Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua ophiolite North-eastern Finland // *J. Petrol.* 1996. V. 37. P. 1359–1383.
- Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann A.W. Precise Re-Os mineral isochron and Pb-Nd-Os isotope systematics of a mafic-ultramafic sill in the 2.0 Ga Onega plateau (Baltic Shield) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999a. V. 170. P. 447–461.
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Yu.V. et al. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: isotope and trace element constraints // *Geochem. Cosmochim. Acta*. 1999b. V. 63. P. 3579–3595.
- Reddy S.M., Evans D.A.D. Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution: correlations from core to atmosphere // *Geological Society, London, Special Publications*. 2009. V. 323. P. 1–26.
- Ryabchikov I.D., Sharkov E.V., Kogarko L.N. Rhönite from mantle peridotites in Syria // *Bulletin of the Tethys Geological Society, Cairo*. 2010. V. 6. P. 120–126
- Sharkov E.V. Origin and Development of Cores of the Terrestrial Planets: Evidence from Their Tectonomagmatic Evolution and Paleomagnetic Data. In: *The Earth's Core: Structure, Properties and Dynamics* / Ed. J.M. Phillips. N. Y.: Nova Science Publishers Inc., 2012. P. 39–62.
- Sharkov E.V., Bogatikov O.A. Do terrestrial planets evolve according the same scenario? Geological and petrological evidence // *Petrology*. 2009. V. 17. № 7. P. 629–652.
- Sharkov E., Bogina M., Chistyakov A. Magmatic systems of large continental igneous provinces // *Geoscience Frontiers*. 2017. V. 8(4). P. 621–640.
- Scheinberg A., Elkins-Tanton L.T., Schubert G., Bercovici D. Core solidification and dynamo evolution in a mantle-stripped planetesimals // *J. Geophys. Res. Planets*. 2016. V. 121. P. 2–20.
<https://doi.org/10.1002/2015JE004843>
- Wang T., Song X., Xia H.H. Equatorial anisotropy in the inner part of Earth's inner core from autocorrelation of earthquake coda // *Nature Geoscience*. 2015. V. 8. P. 224–227.

Evolution of Large Igneous Provinces Throughout the Earth's History: Evidence from the Eastern Baltic Shield

E. V. Sharkov^{1,*}, M. M. Bogina¹, A. V. Chistyakov¹, and V. L. Zlobin²

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) RAS, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia*

²*Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bl. 1, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: sharkov@igem.ru

Study of evolution of large igneous provinces (LIPs) showed that mantle plumes in Archean and Early Paleoproterozoic were formed by high-Mg ultramafites and looked like thermal plumes. However, situation was cardinally changed in the Mid Paleoproterozoic, ~2.3 Ga, when composition of the mantle plumes was irreversible changed, evidence about involving of new geochemical enriched material in tectonomagmatic processes. Such thermochemical plumes exist to present day, and, according to the modern paradigm, they arise when the lower parts of the mantle are impregnated with fluids released from the liquid outer core. This is in good agreement with the data on the material composition of such plumes, among which fragments of depleted ultramafites of the mantle matrix (green spinel peridotites, mainly lherzolites) and veins of geochemically enriched rocks, formed during incongruent melting of plume material under the influence of core's flu-

ids which were contained in plume matter. It was shown that the magmatism of the first half of the Earth's history differed from the magmatism of its second half by the practical absence of elements associated with core's fluids (Ti, Nb, Ta, alkalis, etc.). Possible causes of such a development of events are considered. The influence of this change on tectonomagmatic processes, ecology and evolution of the biosphere is discussed, i.e. it is illustrated how events in the deep interiors of the Earth affect to processes on its surface. It is shown that the reason for the amazing stability of the composition of mantle plumes over the past 2.3 billion years is most likely that in this case, as a result of crystallization of the core, the separation of fluid components that determine the specificity of intraplate magmatism of the entire Neogene occurs. These fluids are not accumulated in the solidifying liquid core and constantly leave it together with newly formed mantle plumes, ensuring the stability of their composition.

Keywords: paleovolcanism, large igneous provinces, mantle plumes, mantle xenoliths in basalts, the Earth's core, core's fluids, the Middle Paleoproterozoic, major turning point in the Earth's development