Геосферные исследования. 2020. № 3. С. 17–33

УДК 552.311+552.321.6+552.086

ОБРАТНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В КРАЕВЫХ ЗОНАХ РАССЛОЕННЫХ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ НА ПРИМЕРЕ МАЖАЛЫКСКОГО ПЕРИДОТИТ-ГАББРОВОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

В.В. Егорова, Р.А. Шелепаев

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

В породах краевой фации Мажалыкского перидотит-габбрового массива проявлена обратная зональность, выражающаяся в увеличении MgO, Cr_2O_3, NiO, An в плагиоклазах, Mg# в клинопироксенах и амфиболах и уменьшении SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, Na_2O вверх по разрезу краевой фации. Образование обратной зональности происходит на начальном этапе заполнения магматической камеры вследствие непрерывного поступления в камеру все более примитивного расплава, фракционирующего в подводящем канале или в промежуточной камере.

Ключевые слова: *ультрамафит-мафитовые массивы, расслоенные интрузивы, внутрикамерные процессы, краевая фация, обратная зональность, Юго-Восточная Тува.*

Введение

Как известно, породы краевой фации расслоенных массивов являются первыми продуктами кристаллизации магмы, поступающей на начальном этапе заполнения и формирования магматической камеры. Однако данный этап и процессы, происходящие при этом, являются наиболее неизученной областью в петрологии расслоенных интрузивов. Одной из особенностей краевых фаций ультрамафит-мафитовых интрузивов является присутствие в них обратной зональности, выражающейся в увеличении содержания MgO в породе от контакта вверх по разрезу краевой фации, что сопровождается увеличением магнезиальности мафических минералов и содержанием анортитового компонента в плагиоклазе (например, оливин от Fo_{40} до Fo_{80} и плагиоклаз от An_{40} до An_{80}). То есть тренды кристаллизации в краевой фации как бы обратны трендам при обычной фракционной кристаллизации, при которой магнезиальность пород уменьшается вверх по разрезу. В зарубежной литературе такое явление получило название краевых реверсий [Latypov et al., 2007, 2011]. Явление обратной зональности в краевых фациях расслоенных массивов (Мончегорский, Маскокс, Джимберлана, Йоко-Довыренский и др.), в базитовых дайках, силлах (Норильский, Вилюйский, Вавуканский) и даже потоках (Килауэа, Гавайи) отмечалось в работах исследователей давно [например Moor, Evance, 1967; Campbell, 1987; Irvine, 1980; Alapieti, 1982; Raedeke, McCallum, 1984; Gorring, Naslund, 1995; Bédard, 1987; Foland et al., 2000; Latypov, 2003; Latypov et al., 2007, 2011; Aarnes et al., 2008; Galerne, 2010; Chistyakova, Latypov, 2009, 2010; Egorova, Latypov, 2012b, 2013]. Немаловажно, что такая обратная зональность отмечается и в массивных сульфидных телах, связанных с ультрамафит-мафитовыми интрузивами (Хараелахская интрузия, Садберри).

Однако этому явлению не придавали большого значения, предполагая, что скорее всего это связано с контаминацией вмещающих пород [Tyson, Chang, 1984]. И только в последние десятилетия этим эффектом заинтересовались, отмечая, что обратная зональность проявляется в магматических телах, независимо от состава вмещающих пород, возраста, географического и структурного положения, размера, формы и даже состава исходной магмы. Этот факт свидетельствует о том, что к образованию обратной зональности приводят какие-то универсальные фундаментальные процессы, происходящие на начальной стадии заполнения магматической камеры расплавами и которые, возможно, могут влиять и на образование ритмичной и скрытой расслоенности в интрузивах в целом. Однако прогресс в нашем понимании этого этапа значительно затруднен из-за недостатка детальных минералого-петрологических работ по краевым фациям интрузивов. Чтобы заполнить этот пробел, мы провели детальное геологическое, минералогическое и петрогеохимическое изучение пород краевой зоны Мажалыкского расслоенного ультрамафит-мафитового массива, что позволит ответить на несколько важных петрологических вопросов. Главный вопрос: какие физико-химические процессы, происходящие на начальной стадии заполнения магматической камеры базальтовым расплавом, приводят к такому всеобщему поведению магматических систем.

Методы исследования

В основу работы легли каменные материалы, полученные в ходе полевых работ на Мажалыкском перидотит-габбровом массиве в Юго-Восточной Туве.

© Егорова В.В., Шелепаев Р.А., 2020
DOI: 10.17223/25421379/16/2

На протяжении 150 м краевой зоны массива с интервалом в 10–15 м были отобраны образцы для петрогеохимического и минералогического анализа. В работе использованы химические анализы породообразующих минералов, выполненные на рентгеноспектральном микроанализаторе с электронным зондом CAMEBAX-micro в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Анализ петрогенных элементов выполнен рентгенофлуорисцентным методом с использованием рентгеновского анализатора СРМ-25 в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Анализы в таблицах приведены с учетом пределов обнаружений элементов.

Геологические особенности строения Мажалыкского перидотит-габбрового массива

Мажалыкский массив является эталонным массивом мажалыкского перидотит-габбрового комплекса Юго-Восточной Тувы. Он расположен в 100 км от г. Кызыл в Балгазикской структурно-фациальной зоне Таннуольской островодужной системы.

Его возраст (484,2 млн лет) соответствует ордовикскому аккреционно-коллизионному этапу эволюции земной коры Центральной Азии [Бородина и др., 2004].

Массив представляет собой в плане овальное тело размером 4 × 2,5 км, вытянутое в направлении с северо-востока на юго-запад (рис. 1, *b*). Границы массива большей частью скрыты четвертичными отложениями. В восточной части установлен контакт пород закалочной и краевой фаций с вмещающими нижнекембрийскими терригенно-вулкано-генными отложениями основного состава. В контакте, имеющем интрузивный характер, наблюдаются высокотемпературные роговики. С юга породы краевой фации массива прорываются раннепалеозойскими гранитоидами.

И.М. Волоховым и В.М. Ивановым [Волохов и др., 1972], впервые давшим наиболее полное описание массива, была установлена ритмически расслоенная внутренняя структура массива. Ими было выделено 30 различных по мощности и составу ритмических пачек. Мощность этих пачек варьирует в пределах 20–200 м при мощности отдельных слоев в ритме 5–150 м. Нижние члены ритмов представлены слоями пород ультраосновного состава (перидотитами), а верхние – слоями пород основного состава (габбро).

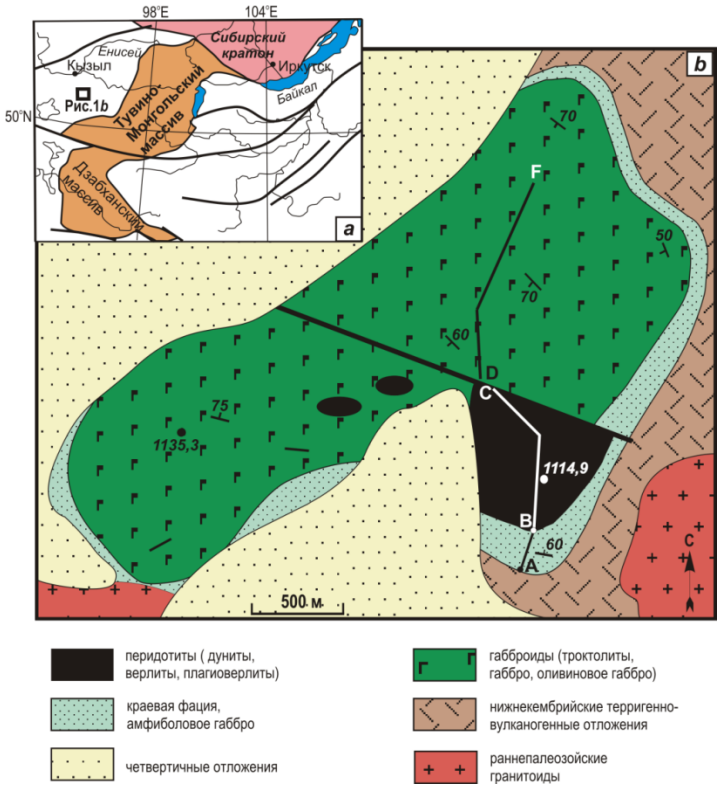

Рис. 1. Схема геологического строения Мажалыкского перидотит-габбрового массива

a – схема расположения района исследований в складчатых структурах Южной Сибири [Кузьмичев, 2004]; *b* – схема геологического строения Мажалыкского перидотит-габбрового массива. На схеме буквами A-B показан разрез краевой фации, буквами B-C, D-F – разрез расслоенной серии Мажалыкского массива

Fig. 1. The geological map of the Mazhalyk peridotite-gabbro intrusion

a – The location of the research region in the folded structures of the South Siberia [after Kuzmichev, 2004]. *b* – schematic geological map of the Mazhalyk peridotite-gabbro intrusion. Section A-B – cross section through the marginal zone, B-C, D-F – cross section through the layered series of the Mazhalyk peridotite- gabbro intrusion

В строении массива выделяется расслоенная серия и краевая фация [Бородина и др., 2004]. В составе расслоенной серии участвуют дуниты, верлиты, плагиоверлиты, оливиновые клинопироксениты, плагиоклазсодержащие роговообманковые пироксениты, троктолиты, габбро, оливиновое габбро, лейкогаббро, анортозиты. В соответствии с расположением на местности, набором и петрографическим составом Мажалыкский массив условно разделяется на три блока – Южный, Северный и Западный. Южный блок (г. Кара-Кожагар) (рис. 1, *b*) представляет наиболее меланократовую часть массива, которая по своему положению в разрезе, вероятно, является фрагментом базального кумулятивного горизонта. Этот блок сложен перидотитами, среди которых преобладают дуниты, верлиты и плагиоверлиты. Взаимоотношения между этими породами можно определить как ритмическую расслоенность, дуниты слагают нижние части ритмов, а верлиты, плагиоверлиты, оливиновые клинопироксениты и меланогаббро – верхние. Границы между отдельными ритмами в расслоенной пачке выражены достаточно резко, а в пределах одного ритма наблюдается постепенный переход от дунитов к верлитам. Северный блок Мажалыкского массива по петрографическому составу пород является более лейкократовой частью. В этой части массива преобладают оливиновые габбро, габбро, габбронориты, лейкогаббро. Характерна ярко выраженная ритмическая расслоенность. Ритмы сложены породами контрастного состава – перидотитами в нижней части ритма и оливиновыми габбро или лейкогаббро в верхней. В наиболее лейкократовых частях разреза в основании ритмов залегают меланогаббро или оливиновое габбро, сменяющееся лейкогаббро и анортозитами. В Западном блоке массива (район высоты 1135,3) (рис. 1, *b*) в равной степени представлены как меланократовые, так и лейкократовые разности пород. Здесь в состав расслоенной серии входят перидотиты, плагиоперидотиты, меланогаббро, оливиновые габбро, лейкогаббро.

Геологическое положение и петрография пород краевой фации

Краевая фация Мажалыкского массива хорошо обнажена в юго-западной и восточной части массива, где имеет мощность от 100 до 200 м (рис. 1, *b*). В юго-восточной части Мажалыкского массива нами был отобран наиболее полный разрез пород краевой фации. Закалочную зону не удалось обнаружить, но в направлении контакта породы становятся более мелкозернистыми. Породы краевой фации представлены однородными среднезернистыми амфиболовыми габбро, которые вверх по разрезу резко сменяются перидотитами вышележащей по разрезу расслоенной серии. В отличие от расслоенной серии в краевой фации отсутствует явление расслоенности или ритмичности.

Амфиболовые габбро краевой фации состоят из плагиоклаза (55–65 об. %), моноклинного пироксена (25–35 об. %) и бурого амфибола (10 об. %). Структура пород габбровая, редко пойкиллитовая. Плагиоклаз преобладает в породе, образует крупнопризматические слабозональные зерна размером 4–6 мм. Клинопироксен образует небольшие (2–3 мм) идиоморфные, часто сдвойникованные зерна и имеет равную степень идиоморфизма с плагиоклазом, что свидетельствует о совместной кристаллизации этих двух минералов. В большинстве образцов клинопироксен замещается вторичным ярко-зеленым амфиболом. Первично-магматический амфибол наряду с плагиоклазом – наиболее неизмененный минерал в породе. Он образует плеохроирующие (от бурого до коричневого) кристаллы размером 5–6 мм или ойкокристаллы с заключенными в них небольшими зернами клинопироксена и плагиоклаза.

Среди вышележащих по разрезу перидотитов расслоенной серии преобладают дуниты, верлиты, оливиновые клинопироксениты и их плагиоклазсодержащие разности. Они состоят главным образом из переменного количества оливина (45–90 об. %) и клинопироксена (10–65 об. %). Оливин в этих породах представлен идиоморфными вытянутыми зернами размером 2–3 мм. Клинопироксен представлен ксеноморфными удлиненными зернами размером в среднем 3–4 мм, но могут достигать и 5–7 мм, придавая породе порфировидный облик. В верлитах и оливиновых клинопироксенитах присутствуют единичные зерна ортопироксена, плагиоклаза и первично-магматического амфибола. В верхних частях ритмов количество плагиоклаза увеличивается до 5–10 об. %. В них также происходит увеличение количества ортопироксена и амфибола до 5–8 об. %. Плагиоклаз представлен в этих породах в виде отдельных крупных незональных зерен.

Минералогический и петрохимический состав пород краевой фации

Минералогические и петрохимические данные показывают, что в породах краевой фации Мажалыкского массива проявлена обратная зональность (рис. 2–4). На протяжении 150 м состав пород и породообразующих минералов существенно изменяется. От контакта вверх по разрезу краевой фации в породах содержание MgO увеличивается от 2,9 до 10 мас. %, магнезиальность пород (Mg#) – от 41 до 57 %. Содержание нормативного An в породах увеличивается от 80 до 95 %. Увеличивается и содержание Cr_2O_3 и NiO (см. рис. 3). Содержания кремния, глинозема, титана, натрия и фосфора в породах краевой фации, наоборот, законо-

мерно и постепенно уменьшается – SiO_2 от 46 до 42 мас. %, Al_2O_3 от 27,9 до 19,3 мас. %, TiO_2 от 0,32 до 0,15 мас. %, Na_2O от 1,82 до 1 мас. %, P_2O_5 от 0,04 до 0,02 мас. % (см. рис. 3, табл. 1).

Краевая фация резко прерывается вышележащими перидотитами расслоенной серии, содержание MgO (30,4 мас. %) и магнезиальность (83 %) которых намного превышают эти показатели в краевой фации (рис. 2, табл. 1). Надо отметить, что составы пород расслоенной серии массива, отобранные далее вверх по разрезу от краевой фации, образуют на диаграммах линейный тренд от MgO – от 30,4 до 3,65 мас. %. С уменьшением содержания MgO содержание в породах массива SiO_2, Al_2O_3, Na_2O и K_2O возрастает (рис. 2). То есть в расслоенной серии проявлен петрохимический тренд, обусловленный обычной фракционной кристаллизацией базальтового расплава [Бородина и др., 2004].

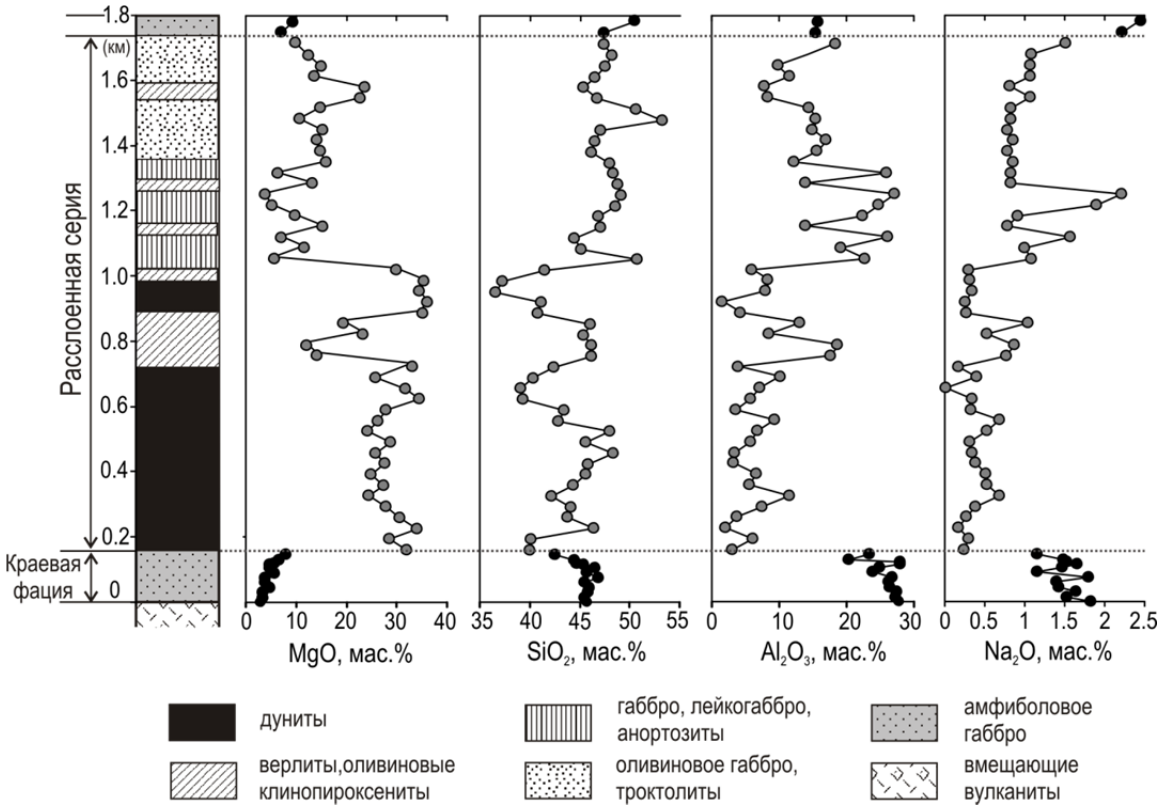

Рис. 2. Вариации химического состава пород краевой фации и расслоенной серии Мажалыкского перидотит-габбрового массива по разрезу A-B, B-C, D-F

Графики для расслоенной серии построены с использованием данных из [Волохов и др., 1972; Бородина др., 2004]

Fig. 2. Stratigraphic section with whole-rock chemical compositions through the marginal zone (filled circles, A-B) and the layered series (grey circles, B-F) of the Mazhalyk peridotite-gabbro intrusion

Data for layered series after [Volokhov et al., 1972; Borodina et al., 2004]

Явление обратной зональности отражается и в составах породообразующих минералов Мажалыкского массива (см. рис. 4, табл. 2–4). Состав плагиоклаза в породах краевой фации Мажалыкского массива отвечает анортиту-битовниту. Содержание анортитового компонента в ядрах плагиоклаза постепенно увеличивается от 81 % у контакта до 91 % вверх по разрезу краевой фации (рис. 4, табл. 2). Плагиоклаз слабозональный, разница между ядром и краевой зоной составляет в среднем 5 % An, но, как и в ядерной части, краевые зоны плагиоклазов вверх по разрезу обогащаются анортитовым компонентом. В породах расслоенной серии содержание анортитового компонента в плагиоклазах вверх по разрезу закономерно уменьшается от 90 до 83 % [Бородина и др., 2004].

Состав клинопироксенов пород краевой фации соответствует диопсид-авгиту, его магнезиальность увеличивается от 70 до 83 % вверх по разрезу краевой фации (см. рис. 4, табл. 3), а затем закономерно уменьшается от 88 до 76 % вверх по разрезу расслоенной серии [Бородина и др., 2004]. Такая тенденция отмечается даже в составе амфибола, магнезиальность которого увеличивается вверх по разрезу краевой фации от 62 до 79 % (рис. 4, табл. 4) и уменьшается от 83 до 70 % в расслоенной серии Мажалыкского массива [Бородина и др., 2004].

Такие характеристики присущи краевым фациям многих ультрамафит-мафитовых массивов [Latypov, 2011; Latypov, Egorova, 2012; Egorova, Latypov, 2012a, 2012b, 2013] и являются основным показателем обратной зональности. То есть тренды кристаллизации в краевой фации обратны трендам при обычной фракционной кристаллизации, при которой магнезиальность пород уменьшается вверх по разрезу.

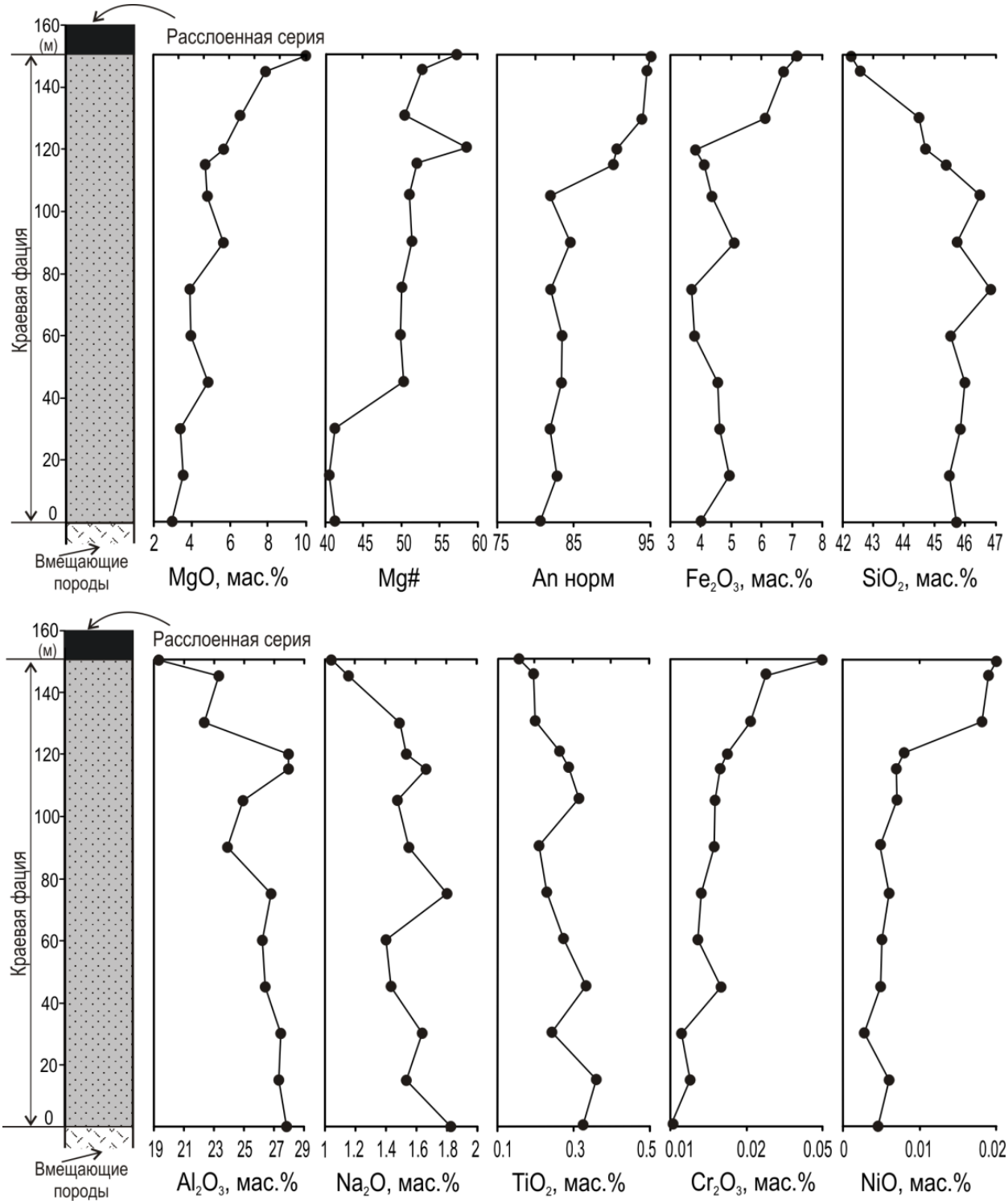

Рис. 3. Вариации химического состава амфиболовых габбро краевой фации Мажалыкского перидотит-габбрового массива по разрезу А-В

Fig. 3. Stratigraphic section (A-B) with whole-rock chemical compositional variations through the marginal zone of the Mazhalyk peridotite-gabbro intrusion

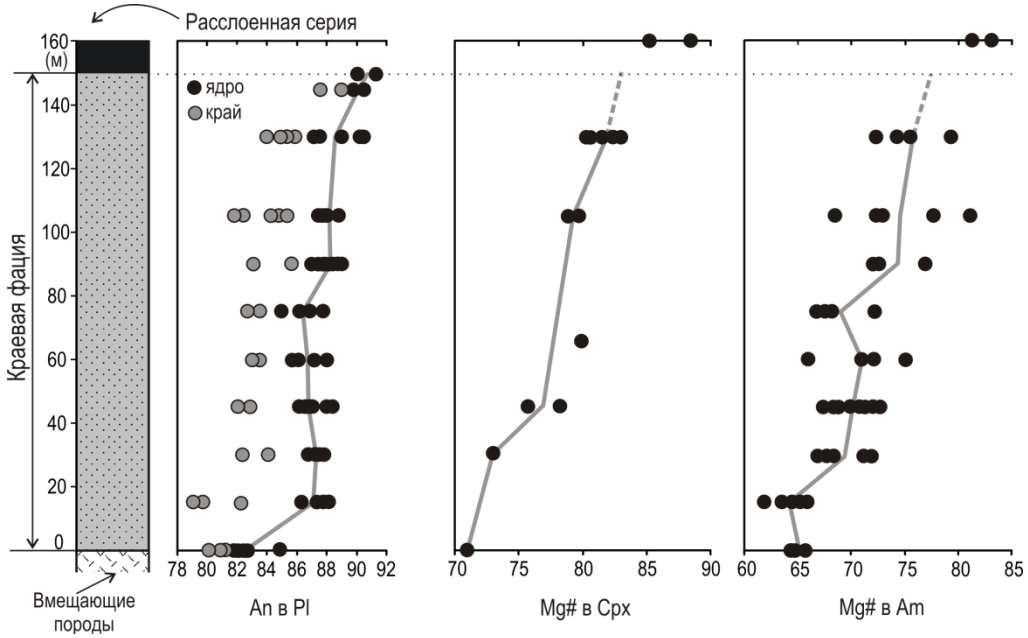

Рис. 4. Вариации химического состава породообразующих минералов амфиболовых габбро краевой фации Мажалыкского перидотит-габбрового массива по разрезу А-В

Fig. 4. Stratigraphic section (A-B) with mineral compositional variations through the marginal zone of the Mazhalyk peridotite-gabbro intrusion

Таблица 1

Химический состав (мас. %) амфиболовых габбро краевой фации и нижней части расслоенной серии Мажалыкского перидотит-габбрового массива

Table 1

Major element data (wt. %) for the amphibole gabbro of the marginal zone and the lower part of the layered series of the Mazhalyk peridotite-gabbro intrusion

Порода	Краевая фация													РС
Образец	E16	E17	E19	E20	E21	E22	E25	E24	BT23	BT22	E23	BT26	E18	E26
Высота, м	0	15	30	45	60	75	90	105	115	120	130	145	150	160
SiO_2	45,7	45,5	45,9	46,0	45,5	46,8	45,7	46,5	45,4	44,7	44,5	42,6	42,1	39,0
TiO_2	0,32	0,36	0,24	0,33	0,27	0,23	0,21	0,31	0,29	0,27	0,20	0,19	0,15	0,16
Al_2O_3	27,9	27,3	27,5	26,4	26,2	26,8	23,9	24,9	27,0	27,9	22,4	23,3	19,3	1,88
Fe_2O_3	4,00	4,95	4,64	4,57	3,80	3,70	5,10	4,38	4,13	3,81	6,12	6,74	7,19	13,1
MnO	0,05	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,09	0,07	0,18	0,17	0,12	0,20	0,11	0,13
MgO	2,95	3,54	3,42	4,85	3,97	3,89	5,67	4,80	4,72	5,69	6,53	7,91	10,0	30,4
CaO	14,9	14,9	14,9	15,0	14,8	14,7	14,6	15,4	14,6	15,3	15,5	17,6	17,8	5,3
Na_2O	1,82	1,53	1,64	1,43	1,40	1,80	1,55	1,47	1,66	1,53	1,49	1,16	1,01	0,01
K_2O	0,30	0,42	0,32	0,26	0,49	0,87	1,07	0,46	1,09	0,47	0,68	0,13	0,12	0,04
P_2O_5	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cr_2O_3	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,05	0,29
NiO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,11
ппп	1,26	1,40	1,47	1,09	1,33	1,82	2,07	1,52	1,12	0,86	2,24	0,86	0,88	8,38
Сумма	*99,5*	*100*	*100*	*100*	*100*	*99,9*	*100*	*100*	*100*	*100*	*100*	*100*	*99,0*	*99,1*
Mg#	41,2	40,4	41,2	50,2	49,8	49,9	51,3	51,0	52,0	58,6	50,3	52,7	57,0	68,8
An норм	80,7	82,8	81,9	83,5	83,5	82,0	84,6	82,0	90,1	90,7	94,0	94,9	95,0	98,2

Примечание. Все железо дано в форме Fe_2O_3, расчет магнезиальности производился с использованием мольных долей Mg и Fe, Mg#=100*Mg/(Mg + Fe) %. An норм рассчитан по методу CIPW. РС – расслоенная серия, дунит.

Note. Total Fe presented as Fe_2O_3, Mg#= 100*Mg/(Mg + Fe) mol %, An norm was estimated using CIPW method. PC – dunite from layered series.

Таблица 2

Представительные анализы химического состава (мас. %) плагиоклаза из амфиболовых габбро краевой фации Мажалыкского перидотит-габбрового массива

Table 2

Representative major element data (wt. %) for plagioclase from the amphibole gabbro of the marginal zone of the Mazhalyk peridotite-gabbro intrusion

Образец	T16				E17				E19			E20			E21				E22	
	ядро1	ядро2	ядро3	край3	ядро1	край1	ядро2	край2	ядро1	край1	ядро2	ядро1	ядро2	край2	ядро1	край1	ядро2	ядро3	ядро1	край1
SiO_2	46,36	47,08	47,13	47,40	45,76	48,01	45,76	47,28	45,10	47,16	46,37	45,23	45,45	45,40	45,45	45,67	46,53	46,02	45,96	46,80
Al_2O_3	34,10	33,58	33,67	33,40	33,91	32,74	33,73	33,12	33,60	33,34	33,74	34,16	34,29	32,93	33,86	32,60	33,48	33,82	34,46	33,56
FeO	0,19	0,16	0,13	0,15	0,24	0,20	0,22	0,16	0,17	0,08	0,22	0,17	0,14	0,12	0,20	0,21	0,16	0,19	0,21	0,13
CaO	16,96	16,47	16,53	16,36	17,95	16,29	17,87	16,94	17,84	16,95	17,79	17,81	17,33	15,91	17,97	16,40	17,68	17,64	17,53	16,52
Na_2O	1,66	2,02	1,91	2,13	1,42	2,38	1,59	2,03	1,36	1,97	1,49	1,34	1,33	1,90	1,37	1,78	1,61	1,58	1,37	1,88
K_2O	0,05	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,11
Сумма	*99,4*	*99,4*	*99,5*	*99,5*	*99,3*	*99,7*	*99,2*	*99,6*	*98,1*	*99,5*	*99,7*	*98,8*	*98,6*	*96,4*	*98,9*	*96,7*	*99,5*	*99,3*	*99,6*	*99,1*
An	85,0	81,8	82,7	80,9	87,5	79,1	86,1	82,2	87,9	82,6	86,8	88,0	87,8	82,2	87,9	83,6	85,9	86,1	87,6	82,9

Образец	E22		E25					E24				E23					BT26		E18	
	ядро2	ядро3	ядро1	ядро2	край2	ядро3	край3	ядро1	край1	ядро2	край2	ядро1	ядро2	край2	ядро3	край3	ядро1	край1	ядро1	ядро2
SiO_2	46,53	46,80	45,81	46,00	47,40	46,32	46,69	45,51	46,62	45,48	46,59	46,23	45,11	46,22	45,46	46,12	45,73	45,45	45,19	45,87
Al_2O_3	34,31	34,20	34,92	34,68	34,02	34,89	34,53	34,20	33,91	34,52	33,92	30,70	34,60	34,13	34,47	34,02	34,24	34,18	34,77	34,85
FeO	0,14	0,14	0,23	0,24	0,24	0,21	0,17	0,25	0,10	0,19	0,25	0,10	0,19	0,17	0,21	0,22	0,23	0,25	0,16	0,20
CaO	17,42	16,99	18,13	17,69	17,01	18,16	17,55	18,05	16,92	17,68	17,11	18,11	17,92	17,06	17,40	16,79	18,05	17,93	17,73	17,85
Na_2O	1,47	1,66	1,25	1,42	1,89	1,32	1,56	1,26	1,73	1,36	1,71	1,08	1,23	1,64	1,40	1,73	1,09	1,40	1,08	1,16
K_2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01
Сумма	*99,9*	*99,8*	*100,4*	*100,1*	*100,6*	*101,0*	*100,6*	*99,3*	*99,3*	*99,3*	*99,6*	*99,5*	*99,1*	*99,3*	*99,0*	*99,0*	*99,3*	*99,6*	*99,0*	*100,1*
An	86,8	85,0	88,9	87,3	83,3	88,4	86,1	88,8	84,4	87,8	84,7	90,3	89,0	85,2	87,3	84,3	90,1	87,6	91,0	90,0

Примечание. An = 100*$Ca_{ф.е.}$($Ca_{ф.е}$ + $Na_{ф.е}$) %, ф.е. получены при перерасчете состава плагиоклаза на 8 атомов кислорода.

Note. An = 100*$Ca_{f.n.}$($Ca_{f.n.}$ + $Na_{f.n.}$) %, f.n. was estimated by recalculation of plagioclase composition on 8 atoms of oxygen.

Таблица 3

Представительные анализы химического состава (мас. %) клинопироксенов из амфиболовых габбро краевой фации и нижней части расслоенной серии Мажалыкского массива

Table 3

Representative major element data (wt. %) for clinopyroxene from the amphibole gabbro of the marginal zone and the lower part of the layered series of the Mazhalyk peridotite-gabbro intrusion

Образец	Краевая фация											РС	
	E16	E19	E20		E24		E23					E26	
SiO_2	55,11	55,92	51,23	55,61	51,51	51,64	53,13	51,91	52,52	53,43	53,74	51,32	53,81
TiO_2	0,19	0,06	0,36	0,10	0,17	0,15	0,22	0,38	0,29	0,13	0,06	0,10	0,04
Al_2O_3	2,38	2,5	2,29	2,29	2,84	2,45	1,58	2,61	2,05	0,81	0,20	2,48	0,90
FeO	8,13	7,99	6,90	6,88	6,91	6,60	5,74	6,31	6,20	6,12	5,66	4,76	3,90
MnO	0,26	0,30	0,23	0,23	0,23	0,19	0,24	0,27	0,24	0,24	0,26	0,21	0,14
MgO	12,46	12,13	13,92	12,06	14,45	14,62	14,78	14,39	14,15	14,63	14,77	15,45	16,80
CaO	19,45	20,48	22,59	22,20	21,85	22,93	23,78	22,61	23,72	24,09	25,06	23,39	23,77
Na_2O	0,23	0,40	0,31	0,18	0,37	0,30	0,22	0,36	0,28	0,19	0,11	0,18	0,14
Cr_2O_3	0,07	0,01	0,23	0,02	0,12	0,05	0,10	0,20	0,20	0,04	0,03	0,57	0,16
Сумма	*98,3*	*99,8*	*98,0*	*99,7*	*98,6*	*98,9*	*99,8*	*99,1*	*99,7*	*99,7*	*99,8*	*98,4*	*99,6*
Mg#	71,0	73,0	78,2	75,7	78,8	79,8	82,1	80,3	80,3	81,0	82,3	85,3	88,5

Примечание. Mg# = 100*$Mg_{ф.е}$/($Mg_{ф.е}$ + $Fe_{ф.е}$) %, ф.е. получены при перерасчете состава клинопироксена на 6 атомов кислорода. РС – расслоенная серия, дунит.

Note. Mg# = 100*$Mg_{f.n}$ /($Mg_{f.n}$ + $Fe_{f.n}$) %, f.n. was estimated by recalculation of clinopyroxene composition on 6 atoms of oxygen. PC – dunite from layered series.

Таблица 4

Представительные анализы химического состава (мас. %) амфиболов из амфиболовых габбро краевой фации и нижней части Мажалыкского перидотит-габбрового массива

Table 4

Representative major element data (wt. %) for amphibole from the amphibole gabbro of the marginal zone and the lower part of the layered series of the Mazhalyk peridotite-gabbro intrusion

Образец	Краевая фация													
	E16		E17			E19			E20			E21		
SiO_2	47,15	49,47	44,92	47,69	48,16	48,60	50,45	49,33	44,53	47,66	47,78	45,52	48,48	50,27
TiO_2	1,01	0,43	0,72	0,51	0,34	0,33	0,32	0,26	2,74	0,39	0,55	0,44	0,38	0,22
Al_2O_3	6,71	5,16	9,75	7,07	6,65	6,04	5,89	5,58	11,36	8,04	7,24	9,66	6,50	5,02
FeO	13,64	13,64	14,26	13,57	14,55	13,56	11,38	12,96	11,39	10,70	11,35	10,69	13,31	11,27
MnO	0,25	0,27	0,25	0,25	0,26	0,28	0,22	0,31	0,22	0,22	0,24	0,21	0,32	0,25
MgO	14,09	14,66	13,00	14,77	14,22	15,37	16,40	15,72	13,81	16,01	15,51	14,70	14,54	16,29
CaO	11,77	11,76	12,07	11,67	11,76	12,19	12,75	12,43	11,05	11,14	11,51	12,76	12,06	12,39
Na_2O	0,79	0,55	1,11	0,96	0,94	0,90	0,52	0,65	1,75	1,26	1,01	1,28	0,79	0,63
K_2O	0,51	0,25	0,58	0,42	0,23	0,38	0,28	0,20	0,43	0,29	0,29	0,14	0,29	0,16
Cr_2O_3	0,04	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,12	0,03	0,06	0,06	0,02	0,92	0,01	0,28
Сумма	*98,5*	*98,7*	*99,2*	*99,4*	*99,6*	*100,2*	*100,8*	*100,0*	*99,8*	*98,3*	*98,0*	*98,8*	*99,2*	*99,3*
Mg#	64,8	65,7	61,9	66,0	63,5	66,9	72,0	68,4	68,4	72,7	70,9	71,0	66,1	72,0

Образец	Краевая фация												РС	
	E22			E25		E24				E23			E26	
SiO_2	48,12	48,59	48,69	50,26	52,76	48,25	50,72	52,76	55,09	50,05	50,37	50,43	46,68	43,61
TiO_2	0,09	0,09	0,18	0,10	0,18	6,56	4,91	4,3	2,38	0,19	0,18	0,09	10,97	13,20
Al_2O_3	7,21	6,96	6,15	6,00	4,30	0,48	0,16	0,18	0,09	6,15	5,87	6,50	0,02	0,02
FeO	12,84	13,18	13,14	11,31	8,91	12,77	11,22	8,91	8,13	11,33	10,71	8,54	6,34	7,08
MnO	0,27	0,33	0,21	0,37	0,19	0,22	0,30	0,19	0,26	0,35	0,28	0,31	0,10	0,06
MgO	15,44	14,88	15,30	16,69	17,73	14,74	16,73	17,73	19,45	16,53	17,47	18,88	17,55	17,34
CaO	11,34	11,70	11,42	11,73	12,55	11,98	11,98	12,55	12,46	12,24	12,22	12,12	12,63	12,65
Na_2O	1,11	0,91	0,96	0,88	0,46	0,86	0,64	0,46	0,23	0,30	0,26	0,23	1,89	2,33
K_2O	0,43	0,37	0,40	0,12	0,07	0,29	0,12	0,07	0,03	0,07	0,06	0,05	0,13	0,26
Cr_2O_3	0,05	0,03	0,06	0,01	0,15	0,07	0,05	0,15	0,07	0,08	0,12	0,01	0,031	0,01
Сумма	*99,4*	*99,5*	*99,0*	*100,0*	*99,8*	*98,7*	*99,3*	*99,8*	*100,7*	*99,3*	*99,5*	*99,1*	*98,8*	*99,1*
Mg#	68,2	66,8	67,5	72,4	78,0	67,3	72,7	78,0	81,0	72,2	74,4	79,8	83,1	81,4

Примечание. Mg# = 100*$Mg_{ф.е}$/($Mg_{ф.е}$ + $Fe_{ф.е}$) %, ф.е. получены при перерасчете состава амфибола на 23 атома кислорода. РС – расслоенная серия, дунит. Сумма дана с учетом 2% H_2O.

Note. Mg# = 100*$Mg_{f.n}$/($Mg_{f.n}$ + $Fe_{f.n}$) %, f.n. was estimated by recalculation of amphibole composition on 23 atoms of oxygen. PC – dunite from layered series. Total with 2% H_2O.

Дискуссия

Существующие модели формирования обратной зональности. Обширная география исследованных объектов доказывает, что обратная зональность проявляется в краевых зонах магматических тел по всему миру, независимо от возраста, структурного положения, размера и формы тела и даже от состава исходной магмы.

В научной литературе обсуждается несколько моделей образования обратной зональности в краевых фациях (краевых реверсий):

1. Контаминация вмещающих пород [Tyson, Chang, 1984].
2. Многократное поступление расплава в камеру [Morse, 1981; Henderson et al., 2000; Gibb, Henderson, 2005; Latypov et al., 2011].
3. Стратификация магмы по составу [Wilson, Engell-Sørensen, 1986].
4. Переохлаждение [Wager, Brown, 1968; Miller, Ripley, 1996].
5. Эффект Cope [Latypov, 2003; Latypov et al., 2007].
6. Осаждение интрателлурических вкрапленников [Frenkel et al., 1989; Marsh, 1989; Helz et al., 1989; Ariskin, Yaroshevsky, 2006].
7. Дифференциация течения [Bhattacharji, Smith 1964; Bhattacharji, 1967; Marsh, 1996; Gibb, Henderson, 2005].
8. Уменьшение количества интеркумулусной жидкости от контакта вследствие композиционной конвекции [Raedeke, McCallum, 1984; Jaupart, Tait, 1995; Tait, Jaupart, 1996; Lundstrom et al., 2007; Huang et al., 2009].
9. Перераспределение интеркумулусной жидкости вследствие компакции и термальной миграции [Boudreau, Philpotts, 2002; Lundstrom et al., 2007; Huang et al., 2009].

В подробном обсуждении этих моделей [Latypov, 2003, 2015] было показано, что их можно объединить в две группы. В первую входят модели, в которых формирование краевой фации и обратной зональности происходит в магматической камере, развивающейся как открытая система (контаминация вмещающих пород, многократное поступление расплава в камеру, стратификация магмы по составу). В противоположность, в других моделях магматическая камера развивается как закрытая система, и образование обратной зональности происходит за счет внутренних процессов (осаждение интрателлурических вкрапленников, переохлаждение, композиционная конвекция, дифференциация течения, компакция). Все эти модели в той или иной степени объясняют обратный тренд по петрогенным и редким элементам (MgO, Mg#, TiO_2, REE) в краевой фации расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузивов. Однако ни в одной из этих моделей, за исключением модели с переохлаждением расплава, не рассматривается гораздо более важный фактор, а именно составы породообразующих минералов. А ведь именно состав минералов может дать более важную информацию о ходе кристаллизации, поскольку отражает состав кристаллизующегося расплава без вклада интеркумулусной жидкости, что всегда приходится учитывать в моделях на основе валового состава пород. Особенно показателен состав плагиоклазов, поскольку в силу малых коэффициентов диффузии компонентов, он не переуравновешивается при взаимодействии с интеркумулусным расплавом, что может происходить с оливином.

Модель формирования обратной зональности в Мажалыкском массиве. Построение модели формирования краевой зоны Мажалыкского массива основано на следующих геологических и петрологических характеристиках: 1) краевая зона и расслоенная серия массива образуют две отдельных части; 2) контакт между этими частями массива резкий, с резким скачком по составам минералов и породы в целом; 3) краевая зона состоит из лейкократовых амфиболовых габбро без элементов расслоенности, тогда как расслоенная серия состоит из ритмически расслоенных перидотитов и габброидов; 4) в краевой фации проявлена обратная зональность как в составах минералов, так и в породе в целом; 5) обратные тренды составов минералов и пород расслоенной серии прерываются более примитивными составами минералов и пород вышележащей расслоенной серии; 6) плагиоклаз в краевой фации зональный; это может свидетельствовать о том, что его ядерные части первичномагматические и не переуравновешивались при взаимодействии с расплавом; 7) содержание An компонента увеличивается вверх по разрезу краевой фации не только в ядерной части плагиоклазов, но и в краевых тоже; 8) породы краевой зоны являются наиболее эволюционированными породами массива и содержат максимальные количества SiO_2, щелочей и минимальные MgO.

На основе детальных исследований ультрамафит-мафитовых интрузивов и силлов было выделено два типа обратной зональности в краевых фациях (краевой реверсии) (см. рис. 5, *a*) [Latypov et al., 2011; Latypov, 2015]. Наиболее распространенный первый тип, так называемая полная реверсия, когда обратные тренды в породах краевой фации достигают максимума (кроссовер максимум) на контакте с расслоенной серией и далее кристаллизуются породы с обычными для фракционной кристаллизации трендами [Latypov et al., 2011]. Второй тип проявляется, если кристаллизация краевой фации прерывается, например, внедрением большой порции более примитивной магмы в камеру, из которой образуется расслоенная серия. В результате формирование краевой фации прекращается, а между расслоенной серией и краевой фацией образуется резкий разрыв в составах минералов и пород (рис. 5, *b*). Такая обратная зональность была названа прерванной [Latypov et al., 2011]. Обратная зональность в Мажалыкском массиве может быть отнесена именно ко второму типу. Модель формирования такой обратной зональности не предполагает кристаллизацию пород краевой зоны в условиях закрытой системы. Модели, в которых образование обратной зональности происходит в закрытой системе за счет внутренних процессов, предсказывают, что составы минералов (особенно плагиоклаза) остаются либо постоянными, либо более эволюционированными по мере кристаллизации краевой фации [Latypov et al., 2003; Latypov, 2015].

Ранее на основе данных, полученных по другим массивам [Latypov et al., 2011; Egorova, Latypov, 2012a, 2012b] и на основе критического обзора существующих концепций была предложена модель образования обратной зональности в краевых зонах ультрамафит-мафитовых интрузивов и силлов [Latypov, 2015]. Согласно этой теории, образование обратной зональности происходит в открытой системе вследствие непрерывного поступления в камеру все более примитивного расплава, фракционирующего в подводящем канале или в промежуточной камере. Далее на уровне становления по мере удаления от холодного контакта уменьшается степень переохлаждения, что приводит к образованию плагиоклазов с более высоким содержанием анортитового компонента и мафических минералов с более высокой магнезиальностью. Для многих интрузивов уже доказано многоактное внедрение новых порций магм разного состава. При этом допускается, что на глубине существуют промежуточные камеры, в которых происходит фракционирование первичных магм до их внедрения в наблюдаемую камеру. Существо-

вание таких промежуточных камер показано на примере габбро-монцо-диоритовых интрузивов Юго-Восточной Тувы (Башкымугурский массив) [Egorova et al., 2006]. В Мажалыкском массиве в перидотитах расслоенной серии были обнаружены крупные зерна клинопироксенов, с более высоким содержанием Al_2O_3 [Бородина и др., 2014], что может свидетельствовать о присутствии промежуточной камеры под Мажалыкским массивом. Для многих вулканических провинций доказано, что излияния вулканов как раз и начинаются с более кислых магм, постепенно становясь все более основными (примитивными). Поэтому первый фактор в нашей модели не противоречит данным, наблюдаемым в природе. Этот фактор имеет наибольший эффект при формировании обратной зональности. Другой фактор – уменьшение степени переохлаждения по мере удаления от контакта – давно известное явление, описанное еще Уайджером и Брауном [Wager, Brown, 1968]. Эти факторы, сведенные в одну модель, учитывают не только поведение петрогенных и редких элементов в породах краевой фации в целом, но и адекватно объясняют изменение состава (обратного фракционного тренда) породообразующих минералов [Latypov, Egorova, 2012; Egorova, Latypov, 2013].

Таким образом, формирование краевой фации Мажалыкского массива происходило следующим образом. Вначале магматическая камера заполняется базальтовым расплавом с невысоким содержанием MgO, фракционирование которого происходило либо в глубинной камере либо в подводящем канале. По мере поступления состав расплава становится все менее фракционированным, т.е. более магнезиальным и более высокотемпературным (рис. 6, *a*). Кристаллизующиеся от контакта вверх по разрезу породы и темноцветные минералы становятся все более магнезиальными, уменьшается содержание SiO_2, Al_2O_3, Na_2O. Более того, интеркумулусная жидкость тоже становится все более магнезиальной, что демонстрируется составом первично-магматического амфибола. Формирование краевой фации прерывается внедрением большой порции примитивного базальтового расплава, который, кристаллизуясь, образует расслоенную серию. Образование пород расслоенной серии Мажалыкского массива идет согласно обычным трендам фракционной кристаллизации с уменьшением магнезиальности пород вверх по разрезу (рис. 6, *b*).

Используя состав плагиоклазов краевой фации, мы попытались оценить степень фракционирования и состав поступающих в камеру порций расплава относительно родоначального расплава. Наша гипотеза предполагает, что поступающая магма фракционирует в подводящем канале и в камеру поступает все более примитивный расплав. С использованием программы COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004], было проведено моделирование фракционной кристаллизации родоначального расплава Мажалыкского массива. В качестве родоначального расплава был принят средневзвешенный состав расслоенной серии [Бородина и др., 2004]. Моделирование проводилось при давлении 2 кбар, буфере QFM и содержании воды 0,5 мас. %. Каждый образец краевой фации был принят за отдельную порцию поступающего расплава. Используя максимальное содержание анортитового компонента в ядрах плагиоклаза (т.е. ликвидусный состав плагиоклаза) для каждого образца, мы оценили, при какой степени фракционирования родоначального расплава начинает кристаллизоваться плагиоклаз данного состава. Такая оценка была проведена для каждого образца из краевой фации Мажалыкского массива. На рис. 7 показаны температура и степень фракционирования, при которых кристаллизуются плагиоклазы с максимальным анортитовым компонентом. На рис. 7 видно, что составы модельных клинопироксенов, кристаллизующихся совместно с такими плагиоклазами, близки к составам реально наблюдаемых.

Таким образом, мы посчитали, что сначала в приконтактовую часть массива поступают расплавы со степенью фракционирования около 63 % (см. рис. 7). Во время этого процесса рассчитанные составы магмы становятся все более примитивными. Постепенно степень фракционирования уменьшается до 37 %, а затем процесс прерывается поступлением в камеру основной порции расплава, из которого кристаллизуется расслоенная серия. Таким образом, степень фракционирования расплавов, формирующих краевую фацию Мажалыкского массива, должна быть существенной. Из этого следует, что породы краевых фаций расслоенных интрузивов непригодны для определения состава родоначального расплава.

В некоторых моделях, объясняющих образование обратной зональности, появление такой зональности объясняется изменением количества или перераспределением и составом интеркумулусной жидкости в процессе кристаллизации пород [Boudreau, Philpotts, 2002; Aarnes et al., 2008]. Чтобы оценить влияние итеркумулусной жидкости, мы посчитали ее количество в каждом образце, используя формулу Морзе [Morse, 1979, 2012].

На примере интрузии Киглапат была показана зависимость разницы анортитового компонента в ядре и краевой части плагиоклаза и количества интеркумулусной жидкости. Используя эмпирическую формулу Pr = 2,19*(An range) –7,61, где Pr – количество интеркумулусной жидкости (%), An range – (An_{max} – An_{min}), мы оценили количество интеркумулусной жидкости для каждого образца.

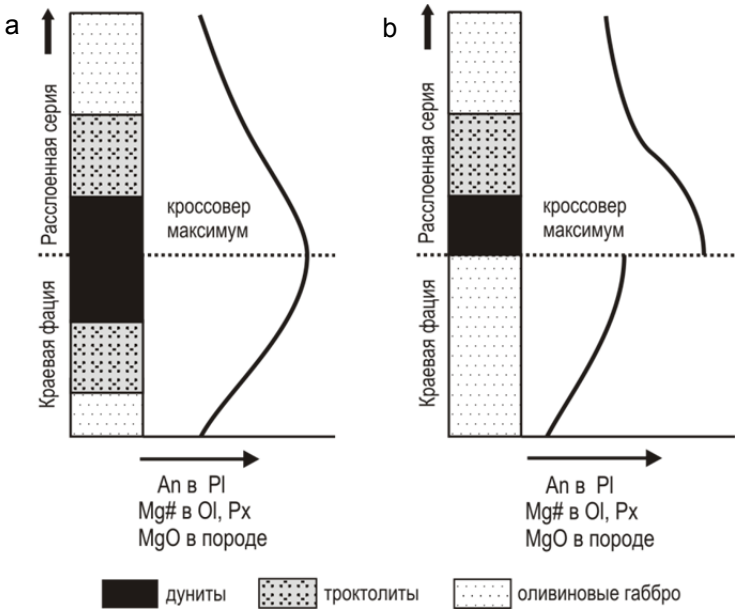

Рис. 5. Схема двух типов обратной зональности в расслоенных интрузивах [Latypov et al., 2011]
a – полная обратная зональность (реверсия), *b* – прерванная обратная зональность (реверсия)

Fig. 5. Cartoon illustrating two different types of marginal reversal in layered intrusions after [Latypov et al., 2011]
a – fully-developed marginal reversal, *b* – an aborted marginal reversal

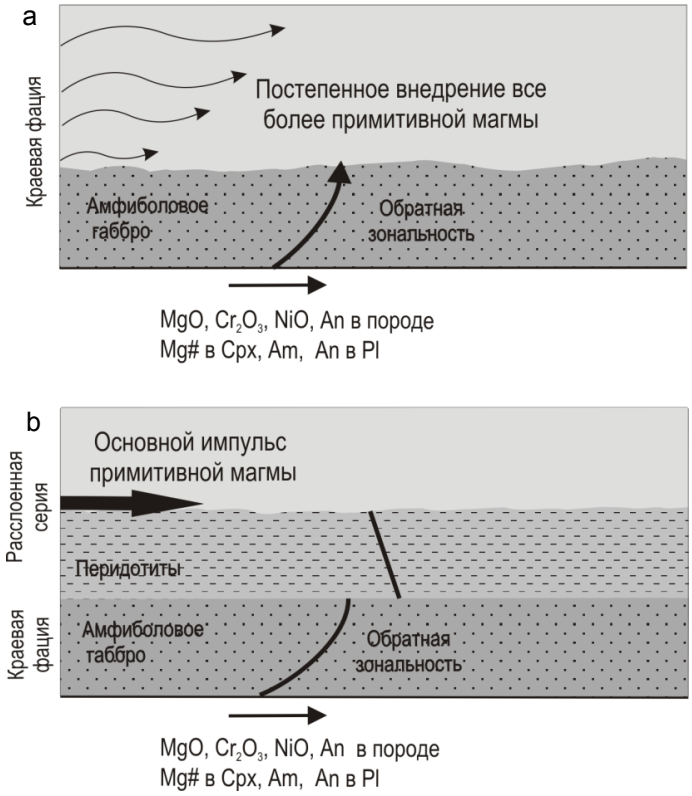

Рис. 6. Схематичная иллюстрация модели образования обратной зональности в краевой фации Мажалыкского перидотит-габбрового массива

Обратная зональность формируется на начальном этапе заполнения магматической камеры из расплава, который по мере заполнения камеры становится все более примитивным по составу. При этом кристаллизующиеся пироксены становятся все более магнезиальными, а в плагиоклазе увеличивается содержание анортитового компонента (*a*). Формирование краевой фации прерывается большим импульсом внедрения примитивной магмы с последующим формированием расслоенной серии (*b*)

Fig. 6. Schematic illustration of the formation of the marginal reversal of the Mazhalyk peridotite-gabbro intrusion

A marginal zone crystallizing from inflowing magmas that become more primitive in composition with time, with rocks and minerals becoming more primitive in composition inwards (*a*). This is followed by a major influx of a new primitive magma that terminates the development of the marginal reversal and restarts crystallization of the layered series (*b*)

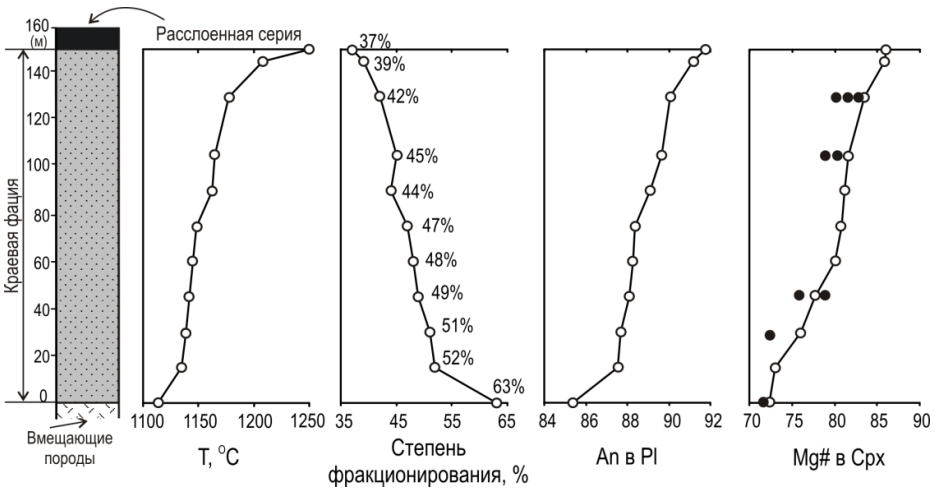

Рис. 7. Изменение температуры, степени фракционирования и составов минералов при образовании краевой фации Мажалыкского массива в открытой системе в процессе непрерывного поступления все более примитивной (более магнезиальной) магмы в камеру из подводящего канала или из промежуточной магматической камеры на глубине

На рисунке показаны температуры и степень фракционирования, при которых кристаллизуются плагиоклазы с максимальным анортитовым компонентом (т.е. ликвидусный состав плагиоклаза). Оценки степени фракционирования, температуры и состава минералов проведены с использованием программы COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004]. Черные кружки – реальные составы моноклинных пироксенов, белые кружки – составы, полученные при моделировании. Для плагиоклазов показаны реальные составы, использованные при моделировании

Fig. 7. Plots showing the stratigraphically constrained changes in temperatures, degree of fractionation and compositions of minerals crystallizing from inflowing magmas that produced basal reversal in Mazhalyk intrusion

The mineral compositions were derived by fractional crystallization of the parental magmas [Borodina et al., 2004] to an extent resulting in the maximum An content of plagioclase cores observed in each sample from the basal reversals. Calculations were carried out using the software package COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004]. Filled circles are real composition of clinopyroxenes and open circles are modeled clinopyroxenes. Plot show real composition of plagioclase using for model calculations

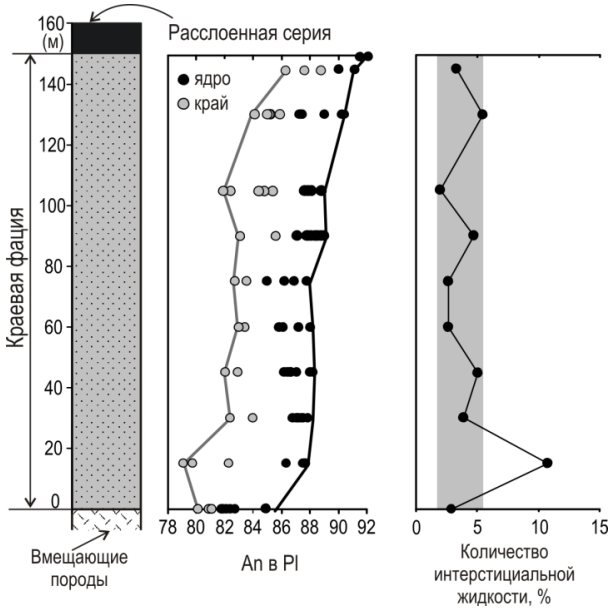

Рис. 8. Вариации количества интеркумулусной жидкости вверх по разрезу краевой фации Мажалыкского массива

Количество интеркумулусной жидкости рассчитано по формуле Pr = 2,19*(An range) –7,61, где Pr – количество интеркумулусной жидкости (%), An range – (An_{max} – An_{min}) [Morse, 1979, 2012]. An_{max} – ядро, An_{min} – край плагиоклаза

Fig. 8. Stratigraphic variations in the amount of trapped melt in rocks from the basal reversals of the Mazhalyk intrusion

The residual porosity (filled circles) was calculated using the following equation: Pr = 2,19*(An range) –7,61, where Pr is residual porosity (%) and An range – (An_{max}– An_{min}) in each sample [Morse, 1979, 2012]. An_{max} and An_{min} are from plagioclase cores and rims respectively

Результаты показали, что количество интеркумулусной жидкости колеблется в узких пределах от 3 до 6%, за исключением одного образца, и остается практически постоянным на всем протяжении разреза краевой фации (см. рис. 8). Состав же этой жидкости тоже становится все более магнезиальным вверх по разрезу краевой фации, что подтверждается увеличением магнезиальности позднемагматического амфибола и увеличением содержания анортитового компонента в краевых зонах плагиоклазов. Таким образом, итеркумулусная жидкость не оказывает существенного влияния на формирование обратных трендов в краевой фации Мажалыкского массива. На рис. 9 показаны составы пород Мажалыкского массива и модельные составы пород, рассчитанные с использованием программы COMAGMAT. Анализируя распределения петрогенных компонентов, полученных расчетным путем, устанавливается их схожесть с трендами распределения в реальных породах. Соответствие рассчитанных и природных трендов содержаний петрогенных компонентов может служить основным критерием оптимальности модели для объяснения образования обратной зональности в краевой фации Мажалыкского массива.

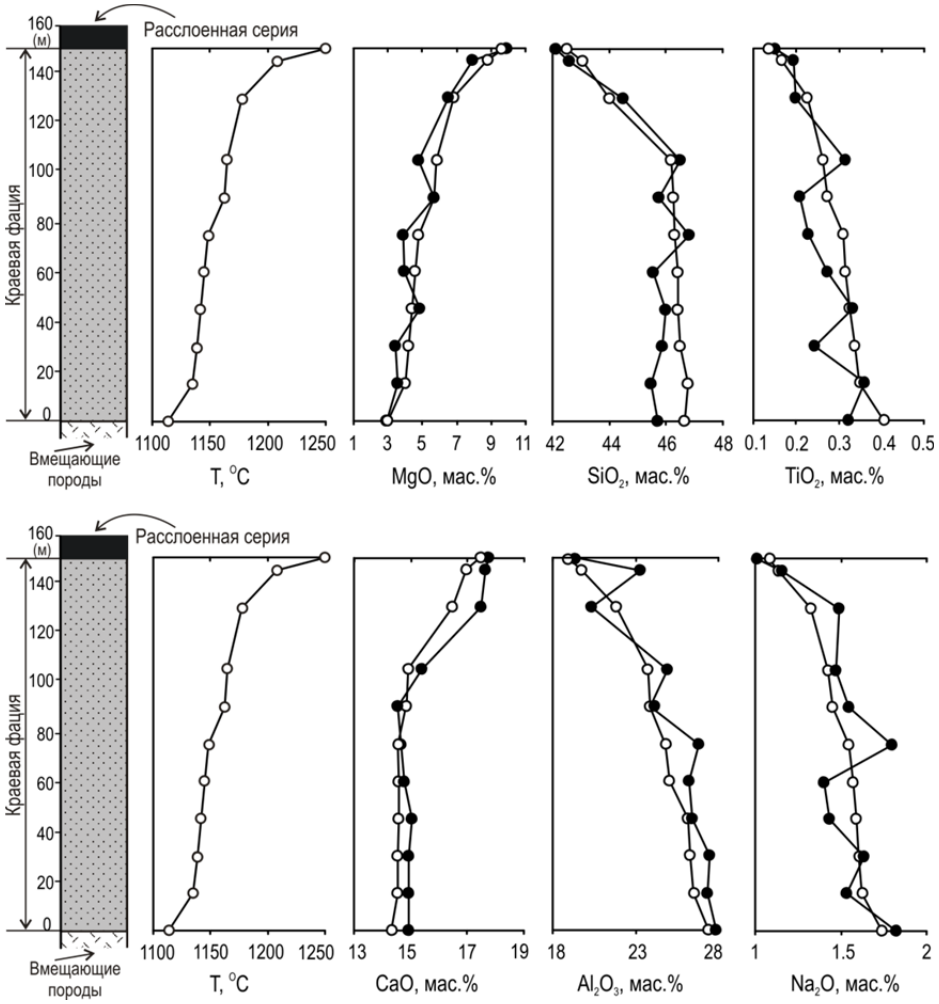

Рис. 9. Изменение петрохимического состава реальных (черные кружки) и модельных (белые кружки) пород вверх по разрезу краевой фации Мажалыкского массива

Моделирование проводилось с использованием программы COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004], при давлении 2 кбар, буфере QFM и содержании воды 0,5 %

Fig. 9. Stratigraphic variations of real (filled circles) and modeling (open circles) composition of the basal reversals in the Mazhalyk intrusion

Calculations were carried out using the software package COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004] under 2 kbar and 0,5 % water content

Заключение

Как показали наши исследования, обратная зональность – это распространенное явление в краевых фациях расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузивов. Однако при изучении краевых фаций немного внимания уделяется минеральному составу пород. Тем временем именно минеральный состав (в частно-

сти, состав плагиоклаза и пироксенов) содержит более точную информацию о процессе кристаллизации и образования обратной зональности в этих породах. Наши исследования показывают необходимость детальнейшего изучения именно составов минералов в краевых фациях для лучшего понимания процессов, происходящих на начальной стадии формирования расслоенных интрузивов, а также процессов в промежуточных камерах и подводящих каналах.

Другой немаловажный аспект исследований состоит в том, что состав краевых фаций часто рассматривают как состав родоначального расплава для всего расслоенного интрузива. Нужно отметить, что на всех графиках составы пород краевой фации Мажалыкского массива и ряда других [Latypov, Egorova, 2012a, 2012b] являются наиболее фракционированными относительно даже самых лейкократовых пород расслоенной серии. Следовательно, породы краевых фаций не являются репрезентативными для определения состава родоначального раплава. Скорее, они являются наиболее эволюционированной частью расплава после его фракционирования в промежуточных камерах или подводящем канале.

Работа выполнена в соответствии с государственным заданием ИГМ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Бородина Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э. Петрология ордовикских коллизионных расслоенных перидотит-габбровых массивов (на примере Мажалыкского интрузива, Юго-Восточная Тыва) // Геология и геофизика. 2004. № 9. С. 1074–1091.

Волохов И.М., Иванов В.М., Арнаутов Н.В. Мажалыкский габбро-пироксенит-перидотитовый плутон (Восточный Танну-Ола, Тува). Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М. : Наука, 1972. С. 130–145.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М. : Пробел-2000, 2004. 191 с.

Aarnes I., Podladchikov Yu.Y., Neumann E.-R. Post-emplacement melt flow induced by thermal stresses: Implications for differentiation in sills // Earth and Planet Science Letters. 2008. V. 276. P. 152–166.

Alapieti T.T. The Koillismaa layered igneous complex, Finland- its structure, mineralogy and geichemistry, with emphasis on the distribution of chromium // Geological Survey of Finland. 1982. Bulletin 319. 116 p.

Ariskin A.A., Yaroshevsky A.A. Crystallization differentiation of intrusive magmatic melt: Development of a convection-accumulation model // Geochemistry International. 2006. V. 44. P. 72–93.

Ariskin A.A., Barmina G.S. COMAGMAT: development of a magma crystallization model and its petrologic applications // Geochemical Intern. 2004. V. 42 (Suppl. 1): S1–157 A.

Bédard J.H.J. The development of compositional and textural layering in Archaean komatiites and in Phanerozoic komatiitic basalts from Cape Smith, Quebec, Canada // Parson I. (ed.) Origin of Igneous Layering. Dordrecht : D. Reidel, 1987. P. 399–418.

Bhattacharji S. Scale model experiments on flowage differentiation on sills // Wyllie P.J. (ed.) Ultramafic and Related Rocks. N.Y. : Wiley, 1967. P. 69–70.

Bhattacharji S., Smith, C.H. Flowage differentiation // Science. 1964. V. 14. P. 150–153.

Boudreau A.E., Philpotts A.J. Quantitative modeling of compaction in the Holyoke flood basalt flow, Hartford Basin, Connecticut // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2002. V. 144. P. 176–184.

Campbell I.H. Some problem with the cumulate theory // Lithos. 1987. V. 11. P. 311–323.

Chistyakova S.Yu., Latypov R.M. On the development of internal chemical zonation in small mafic dykes // Geological Magazine. 2010. V. 147. P. 1–12.

Chistyakova S.Yu., Latypov R.M. Two independent processes responsible for compositional zonation in mafic dykes of the Åland-Åboland Dyke Swarm, Kestiö Island, SW Finland // Lithos. 2009. V. 112. P. 382–396.

Egorova V.V., Volkova N.I., Shelepaev R.A., Izokh A.E. The lithosphere beneath Sangilen Plateau, Siberia: evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts // Mineralogy and Petrology. 2006. V. 88 (3–4). P. 419–441.

Egorova V., Latypov R.M. Mafic-ultramafic sills: new insights from M- and S-shaped mineral and whole-rock compositional profiles // Journal of Petrology. 2013. V. 54 (10). P. 2155–2191.

Egorova V., Latypov R.M. Prolonged magma emplacement as a mechanism for the origin of marginal reversal of the Fongen-Hyllingen layered intrusion, Norway // Geological Magazine. 2012a. V. 53. P. 1–18.

Egorova V., Latypov R.M. Processes operating during the initial stage of magma chamber evolution: insights from marginal reversal of the Imandra Layered Intrusion, Russia // Journal of Petrology. 2012b. V. 53 (1). P. 3–26.

Foland K.A., Gibb F.G.F., Henderson C.M.B. Pattern of Nd and Sr isotopic ratios produced by magmatic and postmagmatic processes in the Shiant Isles Main Sill, Scotland // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2000. V. 139. P. 655–671.

Frenkel M.Ya., Yaroshevsky A.A., Ariskin A.A., Barmina G.S., Koptev-Dvornikov E.V., Kireev B.S. Convective-cumulative model simulating the formation process of stratified intrusions // Magma–Crust Interactions and Evolution. Theophrastus Publ., 1989. P. 3–88.

Galerne C.Y., Neumann E.-R., Aarnes I., Planke S. Magmatic differentiation processes in saucer-shaped sills: Evidence from the Golden Valley Sill in the Karoo Basin, South Africa // Geosphere. 2010. V. 6. P. 163–188.

Gibb F.G.F., Henderson C.M.B. Chemistry of the Shiant Isles Main Sill, NW Scotland, and wider application for petrogenesis of mafic sills // Journal of Petrology. 2005. V. 47. P. 191–230.

Gorring M.L., Naslund H.R. Geochemical reversals within the lower 100 m of the Palisades sill, New Jersey // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1995. V. 119. P. 263–276.

Helz R.T., Kirschenbaum H., Marinenko J.W. Diapiric transfer of melt in Kilauea Iki lava lake, Hawaii: A quick, efficient process of igneous differentiation // Geolog. Soc. Am. Bull. 1989. V. 101. P. 578–94.

Henderson C.M.B., Gibb F.G.F., Foland K.A. Mineral fractionation and pre- and post-emplacement processes in the uppermost part of the Shiant Isles Main Sill, SW Scotland // Trans R. Soc. Edinb. (Earth Sci.). 2000. V. 77. P. 325–347.

Huang F., Lundstrom C.C., Glessner, J., Ianno A., Boudreau, A., Li J., Ferré E.C., Marshak S., Defrates J. Chemical and isotopic fractionation of wet andesite in a temperature gradient: experiments and models suggesting a new mechanism of magma differentiation // Geochem et Cosmochim Acta. 2009. V. 73. P. 729–749.

Irvine T.N. Magmatic infiltration metasomatism, double diffusive fractional crystallization and adcumulus growth in the Muskox Intrusion and other layered intrusions // Physics of Magmatic Processes / ed. by R.B. Hargraves. Princeton, NJ : Princeton University Press, 1980. P. 325–383.

Jaupart C., Tait S. Dynamic of differentiation in magma reservoirs // Journal of Geophysical Research. 1995. V. 100 (17). P. 617–636.

Latypov R.M. The origin of marginal compositional reversals in basic-ultrabasic sills and layered intrusions by Soret fractionation // Journal of Petrology. 2003. V. 44. P. 1579–1618.

Latypov R.M. Basal reversals in mafic sills and layered intrusions // Layered intrusions. Springer, 2015. P. 259–295.

Latypov R.M., Egorova V.V. Plagioclase compositions give evidence for in situ crystallization under horizontal flow conditions in mafic sills // Geology. 2012. V. 40. P. 883–886.

Latypov R.M., Hanski E., Lavrenchuk A., Huhma H., Havela T. A “three-increase model” for origin of marginal reversal in the Koitelainen layered intrusion, Finland // Journal of Petrology. 2011. V. 52. P. 733–764.

Latypov R.M., Chistyakova S.Yu., Alapieti T.T. Revisiting the problem of chilled margins associated with marginal reversals in mafic-ultramafic intrusive bodies // Lithos. 2007. V. 99. P. 178–206.

Lundstrom C.C., Boudreau A., Huang F., Ianno A.J. Magma differentiation in T gradient: thermal migration and Soret effects are not dead! Goldschmidt Conference Abstracts, Geochem et Cosmochim Acta, 2007. A602.

Marsh B.D. On convective style and vigor in sheet-like magma chambers // Journal of Petrology. 1989. V. 30. P. 479–530.

Marsh B.D. Solidification fronts and magmatic evolution // Mineralogy Magazine. 1996. V. 60. P. 5–40.

MillerJ.D., Ripley E.M. Layered intrusions of the Duluth Complex, Minnesota, USA // Cawthorn R.G. (eds.). Layered Intrusions. Developments in Petrology. Elsevier Science B. 1996. V. 15. P. 257–301.

Moore J., Evans B. The role of olivine in the crystallization of prehistoric lava lake, Hawaii // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1967. V. 15. P. 202–223.

Morse S.A. Plagioclase An range and residual porosity in igneous cumulates of the Kiglapait intrusion // Journal of Petrology. 2012. V. 53 (5). P. 891–918.

Morse S.A. Kiglapait geochemistry II: Petrography // J. Petrol. 1979. V. 20. P. 591–624.

Morse S.A. Kiglapait geochemistry IV: The major elements // Geochem et Cosmochim Acta. 1981. V. 45. P. 461–479.

Raedeke L.D., McCallum I.S. Investigations in the Stillwater complex: Part II. Petrology and petrogenesis of the ultramafic series // Journal of Petrology. 1984. V. 25. P. 395–420.

Tait S., Jaupart C. The producing of chemically stratified and adcumulate plutonic igneous rocks // Mineralogical Magazine. 1996. V.60. P. 99–114.

Tyson R.M., Chang L.L.Y. The petrology and sulfide mineralization of the Partridge River troctolite, Duluth Complex, Minnesota // Canadian Mineralogist. 1984. V. 22. P. 23–38.

Wager L.R., Brown G.M. Layered Igneous Rocks. Edinburgh: Oliver & Boyd. 1968. 588 p.

Wilson J.R., Engell-Sørensen O. Basal reversals in layered intrusions: evidence for emplacement of compositionally stratified magma // Nature. 1986. V. 326. P. 616–618.

Авторы:
Егорова Вера Вячеславовна, Ph.D., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория петрологии и рудоносности магматических формаций, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.
E-mail: verae@igm.nsc.ru
Шелепаев Роман Аркадиевич, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория петрологии и рудоносности магматических формаций, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.
E-mail: rshel@igm.nsc.ru

Geosphere Research, 2020, 3, 17–33. DOI: 10.17223/25421379/16/2

V.A. Egorova, R.A. Shelepaev

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

MARGINAL REVERSAL IN MARGINAL ZONE OF MAFIC-ULTRAMAFIC LAYERED INTRUSIONS, INSIGHTS FROM THE MAZHALYK PERIDOTITE-GABBRO INTRUSION (SOUTH-EASTERN TUVA, RUSSIA)

Marginal zones of igneous bodies are the first products of magma crystallization produced during the initial stage of magma emplacement into magma chambers. This stage is very important for petrological studies of intrusive rocks, but still remains, however, insufficiently understood. The progress in its understanding is significantly hampered by the paucity of critical observations on the marginal zones of igneous bodies. To fill this gap, we have undertaken a detailed petrographic, geochemical and especially mineralogical study of marginal zones of the Mazhalyk peridotite-gabbro layered intrusion (South-Eastern Tuva, Russia). The study has resulted in observations that provide new constraints on and insights into the processes operating at magma chamber margins during the initial filling, subsequent crystallization and solidification of basaltic magma chambers.

The rocks of marginal zone of Mazhalyk intrusion become more primitive from the base upwards as exemplified by a significant increase in whole-rock MgO (from 2,9 to 10 wt. %), Mg-number (from 41 to 57 %), and normative An-content (from 80 to 95 %) whereas all incompatible components reveal an upward decrease, e.g. TiO_2 (from 0,32 to 0,15 wt. %), Na_2O (from 1,82 to 0,1 wt. %), P_2O_5 (from

0,04 to 0,01 wt. %). The reverse trends are also evident from an upward increase in the An-content of plagioclase (from 81 to 91 %) and Mg-number of clinopyroxene (from 70 to 83 %) and amphibole (from 62 to 79 %).

The marginal zone ends abruptly at the base of the Layered Series. The boundary between these two major units is a sharp break in terms chemical composition, mineral composition and crystallization sequence. The marginal zone can thus be viewed as an example of an aborted reversal. The Layered Series of the Mazhalyk intrusion show inward decreases in whole-rock MgO, Mg-number, and normative An-content as expected from normal fractional crystallization.

A major result of this study is that the formation of the marginal reversal of the Mazhalyk intrusion was from inflowing magmas which become more primitive in composition with time. The data indicate that filling of the chamber started with evolved liquids that likely represent the leading fractionates of parental basaltic magma that crystallized against sidewalls of a deep conduit system or in deep magma chamber. Then inflowing magmas become more primitive (have higher MgO) and marginal zone crystallizing from such inflowing magmas acquires features of a typical marginal reversal, with rocks and minerals becoming more primitive in composition inwards. This is followed by a new major influx of a primitive magma that terminates the development of a marginal reversal and restarts crystallization with more primitive mineral and rock compositions of the Layered Series. This results in the formation of a sharp compositional break of the Layered Series with the underlying rocks of marginal reversal.

Keywords: *mafic-ultramafic rock, magma chamber processes, layered intrusions, marginal reversals, mineral composition.*

References

Borodina E.V., Egorova V.V., Izokh A.E. Petrology of Ordovician collision-related layered peridotite-gabbro intrusions (exemplified by the Mazhalyk intrusion, Southeastern Tuva) // Russian Geology and Geophysics. 2004. V. 9. pp. 1025–1042.

Volokhov I. M., Ivanov V.M., Arnautov N.V. *Mazhalykskiy gabbro-piroksenit-peridotitovyy pluton (Vostochnyy Tannu-Ola, Tuva). Problemy petrologii ul'traosnovnykh i osnovnykh porod* [Mazhalyk gabbro-pyroxenite pluton (Eastern Tannu-Ola, Tuva). Petrology of ultramafic and mafic rocks]. Moscow: Nauka. 1972. pp. 130–145. In Russian.

Kuz'michev A. B. *Tektonicheskaya istoriya Tuvino-Mongol'skogo massiva: rannebaykal'skiy, pozdnebaykal'skiy i rannekaledonskiy etapy*. [Tectonic history of the Tuva-Mongiloian terrain: Earlybaikal, late Baikal and early Caledonian stages]. Moscow : Probel-2000. 2004. 191 p. In Russian.

Aarnes I., Podladchikov Yu. Y., Neumann E.-R. Post-emplacement melt flow induced by thermal stresses: Implications for differentiation in sills // Earth and Planet Science Letters. 2008. V. 276. pp. 152–166.

Alapieti T.T. The Koillismaa layered igneous complex, Finland- its structure, mineralogy and geochemistry, with emphasis on the distribution of chromium. Geological Survey of Finland. 1982. Bulletin 319. 116 p.

Ariskin A. A., Yaroshevsky A. A. Crystallization differentiation of intrusive magmatic melt: Development of a convection-accumulation model // Geochemistry International. 2006. V. 44. pp. 72–93.

Ariskin A.A., Barmina G.S. COMAGMAT:development of a magma crystallization model and its petrologic applications // Geochemical Intern. 2004. V. 42 (Supplement 1): S1–157 A.

Bédard J.H.J. The development of compositional and textural layering in Archaean komatiites and in Phanerozoic komatiitic basalts from Cape Smith, Quebec, Canada. In: Parson, I. (ed.) Origin of Igneous Layering. 1987. Dordrecht: D. Reidel. pp. 399–418.

Bhattacharji S. Scale model experiments on flowage differentiation on sills. In: Wyllie, P.J. (ed.) Ultramafic and Related Rocks. New York: Wiley. 1967. pp. 69–70.

Bhattacharji S., Smith, C.H. Flowage differentiation // Science. 1964. V.14. pp. 150–153.

Boudreau A. E., Philpotts A. J. Quantitative modeling of compaction in the Holyoke flood basalt flow, Hartford Basin, Connecticut // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2002. V. 144. pp. 176–184.

Campbell I. H. Some problem with the cumulate theory // Lithos. 1987. V. 11. pp. 311–323.

Chistyakova S. Yu., Latypov R. M. Two independent processes responsible for compositional zonation in mafic dykes of the Åland-Åboland Dyke Swarm, Kestiö Island, SW Finland // Lithos. 2009. V. 112. pp. 382–396.

Chistyakova S. Yu., Latypov R. M. On the development of internal chemical zonation in small mafic dykes // Geological Magazine. 2010. V. 147. pp. 1–12.

Egorova V.V., Volkova N.I., Shelepaev R.A, Izokh A.E. The lithosphere beneath Sangilen Plateau, Siberia: evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts // Mineralogy and Petrology. 2006. V. 88 (3–4). pp. 419–441.

Egorova V., Latypov R. M. Mafic-ultramafic sills: new insights from M- and S-shaped mineral and whole-rock compositional profiles // Journal of Petrology. 2013. V. 54 (10). pp. 2155–2191.

Egorova V., Latypov R. M. Prolonged magma emplacement as a mechanism for the origin of marginal reversal of the Fongen-Hyllingen layered intrusion, Norway // Geological Magazine. 2012a. V. 53. pp. 1–18.

Egorova V., Latypov R. M. Processes operating during the initial stage of magma chamber evolution: insights from marginal reversal of the Imandra Layered Intrusion, Russia // Journal of Petrology. 2012b. V. 53 (1). pp. 3–26.

Foland K.A., Gibb F.G.F., Henderson C.M.B. Pattern of Nd and Sr isotopic ratios produced by magmatic and postmagmatic processes in the Shiant Isles Main Sill, Scotland // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2000. V.139. pp. 655–671.

Frenkel M.Ya., Yaroshevsky A.A., Ariskin A.A., Barmina G.S., Koptev-Dvornikov E.V., Kireev B.S. Convective–cumulative model simulating the formation process of stratified intrusions. In: Magma–Crust Interactions and Evolution. Theophrastus Publ. 1989. pp. 3–88.

Galerne C.Y., Neumann E-R., Aarnes I., Planke S. Magmatic differentiation processes in saucer-shaped sills: Evidence from the Golden Valley Sill in the Karoo Basin, South Africa // Geosphere. 2010. V. 6. pp. 163–188.

Gibb F.G.F., Henderson C.M.B. Chemistry of the Shiant Isles Main Sill, NW Scotland, and wider application for petrogenesis of mafic sills // Journal of Petrology. 2005. V. 47. pp. 191–230.

Gorring M.L., Naslund H.R. Geochemical reversals within the lower 100 m of the Palisades sill, New Jersey // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1995. V. 119. pp. 263–276.

Helz R.T., Kirschenbaum H., Marinenko J.W. Diapiric transfer of melt in Kilauea Iki lava lake,Hawaii: A quick, efficient process of igneous differentiation // Geolog. Soc. Am. Bull. 1989. V. 101. pp. 578–94.

Henderson C.M.B., Gibb F.G.F. Foland K.A. Mineral fractionation and pre- and post-emplacement processes in the uppermost part of the Shiant Isles Main Sill, SW Scotland // Trans R Soc Edinb (Earth Sci). 2000. V.77. pp. 325–347.

Huang F., Lundstrom C. C., Glessner, J., Ianno A., Boudreau, A., Li J., Ferré E. C., Marshak S., Defrates J. Chemical and isotopic fractionation of wet andesite in a temperature gradient: experiments and models suggesting a new mechanism of magma differentiation // Geochem et Cosmochim Acta. 2009. V. 73. pp. 729–749.

Irvine T. N. Magmatic infiltration metasomatism, double diffusive fractional crystallization and adcumulus growth in the Muskox Intrusion and other layered intrusions. In: Hargraves, R.B (ed.) Physics of Magmatic Processes. Princeton, NJ: Princeton University Press, 1980. pp. 325–383.

Jaupart C., Tait S. Dynamic of differentiation in magma reservoirs // Journal of Geophysical Research. 1995. V. 100 (17). pp. 617–636.

Latypov R.M. The origin of marginal compositional reversals in basic-ultrabasic sills and layered intrusions by Soret fractionation // Journal of Petrology. 2003. V. 44. pp. 1579–1618.

Latypov R.M. Basal reversals in mafic sills and layered intrusions. In: Layered intrusions. Springer. 2015. pp. 259–295.

Latypov R.M., Egorova V.V. Plagioclase compositions give evidence for in situ crystallization under horizontal flow conditions in mafic sills // Geology. 2012. V. 40. pp. 883–886.

Latypov R.M., Hanski E., Lavrenchuk A., Huhma H., Havela T. A “three-increase model” for origin of marginal reversal in the Koitelainen layered intrusion, Finland // Journal of Petrology. 2011. V. 52. pp. 733–764.

Latypov R.M., Chistyakova S.Yu., Alapieti T.T. Revisiting the problem of chilled margins associated with marginal reversals in mafic-ultramafic intrusive bodies // Lithos. 2007. V. 99. pp. 178–206.

Lundstrom C. C., Boudreau A., Huang F., Ianno A.J. Magma differentiation in T gradient: thermal migration and Soret effects are not dead! Goldschmidt Conference Abstracts, Geochem et Cosmochim Acta, 2007. A602.

Marsh B. D. On convective style and vigor in sheet-like magma chambers // Journal of Petrology. 1989. V. 30. pp. 479–530.

Marsh B.D. Solidification fronts and magmatic evolution // Mineralogy Magazine. 1996. V. 60. pp. 5–40.

MillerJ.D., Ripley E.M. Layered intrusions of the Duluth Complex, Minnesota, USA. In: Cawthorn, R.G. (eds.) Layered Intrusions. Developments in Petrology. Elsevier Science B. 1996. V.15. pp. 257–301.

Moore J., Evans B. The role of olivine in the crystallization of prehistoric lava lake, Hawaii // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1967. V.15. pp. 202–223.

Morse S.A. Kiglapait geochemistry II: Petrography // J. Petrol. 1979. V. 20. pp. 591–624.

Morse S.A. Kiglapait geochemistry IV: The major elements // Geochem et Cosmochim Acta. 1981. V. 45. pp. 461–479.

Morse S. A. Plagioclase An range and residual porosity in igneous cumulates of the Kiglapait intrusion // Journal of Petrology. 2012. V. 53(5). pp. 891–918.

Raedeke L.D., McCallum I.S. Investigations in the Stillwater complex: Part II. Petrology and petrogenesis of the ultramafic series // Journal of Petrology. 1984. V. 25. pp. 395–420.

Tait S., Jaupart C. The producing of chemically stratified and adcumulate plutonic igneous rocks // Mineralogical Magazine. 1996. V.60. pp. 99–114.

Tyson R.M., Chang L.L.Y. The petrology and sulfide mineralization of the Partridge River troctolite, Duluth Complex, Minnesota // Canadian Mineralogist. 1984. V. 22. pp. 23–38.

Wager L. R., Brown G. M. Layered Igneous Rocks. Edinburgh: Oliver & Boyd. 1968. 588 p.

Wilson J.R., Engell-Sørensen O. Basal reversals in layered intrusions: evidence for emplacement of compositionally stratified magma // Nature. 1986. V. 326. pp. 616–618.

Authors:
Egorova Vera V., Ph.D., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.
E-mail: verae@igm.nsc.ru
Shelepaev Roman A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.
E-mail: rshel@igm.nsc.ru