

Фурнес Х. и другие.

Геохимическая стратиграфия лав офиолитового комплекса Солунд-Ставфьорда, Западная Норвегия и динамика магматического очага

(Furnes H., Hellevang B., Robins B., Gudmundsson A. Geochemical stratigraphy of the lavas of the Solund-Stavfjord Ophiolite Complex, W. Norway, and magma-chamber dynamics. Bull Volcanol (2003) 65:441–457)

Поздний ордовикский офиолитовый комплекс Солунд-Ставфьорд (ОКСС) в норвежских каледонидах (рис. 1) является хорошо сохранившейся толщей базальтовых пиллоу-лав, покровных лав и вулканической брекчии, комплекса расслоенный даек и габбро высоких горизонтов. Этот комплекс стратиграфически перекрывается кварцевыми метаосадками (формация Heggøy), прорванный базальтовыми силами, которые имеют геохимическое сродство с базальтами COX (Furnes et al. 1990). Геологические соотношения показывают, что (ОКСС) развивался в приграничном бассейне моря Андаман, т.е. между границей континента и вулканической островной дугой (Furnes et al. 1990, 2000). Структурные (Skjerlie and Furnes 1990; Dilek et al. 1997) и геохимические исследования (Furnes et al. 1998) metabазальтов свидетельствуют, что ОКСС формировался в течение, по крайней мере, двух различных спрединговых событий. Самая юная океаническая кора ОКСС, которая здесь рассматривается, имеет внутреннюю структуру аналогичную структуре океанической коры среднего и до быстрого спрединга, т.е. условиям характерным для современных океанических хребтов (Dilek et al. 1998). Отсутствуют значительные блоковые нарушения с вихревыми и наклонными дайками по разломам и граница между расслоенными дайками и габбро характеризуется взаимно переходными внедрениями и представляет корневую зону дайкового комплекса. Предполагается, что ОКСС формировался в средне скоростном спрединге (Dilek et al. 1997; Furnes et al. 1998).

Детальные геофизические исследования хорошо сохраненной вулканической толщи в районе Солунд (рис. 1) показали циклическое развитие, в котором первая стадия типичного вулканического цикла характеризуется покровными излияниями или излияниями больших пиллоу лав. После этого последовало формирование лав с меньшими подушками вверху (Furnes et al. 2001). ~800-метровая изверженная толща океанической коры ОКСС, образована, по меньшей мере, семью вулканическими циклами с мощностями, изменяющимися от 40 до 225м (Furnes et al. 2001). В этой статье мы приводим результаты геохимических исследований самых верхних 200-300м толщи изверженных пород ОКСС, представляющих от 2 до 4 вулканических циклов. В общем, было взято 196 образца из четырёх разрезов, которые дают нам возможность сделать горизонтальные геохимические корреляцию на протяжении ~6 км (рис. 1). На этом основании мы смогли определить относительные временные взаимоотношения между структурой лавовых потоков и их геохимическим составом и обсудить процессы в магматическом очаге, которые происходили во время формирования океанической коры.

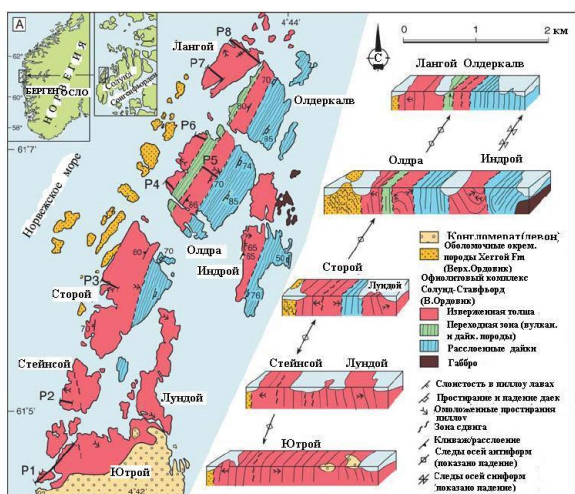


Рис. 1. Геологическая карта и разрезы южной части офиолитового комплекса Солунд-Ставфьорд (ОКСС) и перекрывающих обломочных осадочных пород формации Хеггой в районе Лангой-Ютрой (из Furnes et al. 2001). В. Гипотетическая вулканическая реконструкция района Ютрой-Лангой. Показывающая часть четырёх профилей (P1, P2, P3 и P7), где взяты образцы для геохимических анализов (Furnes et al. 2001)

Рис. 1. Геологическая карта и разрезы южной части офиолитового комплекса Солунд-Ставфьорд (ОКСС) и перекрывающих обломочных осадочных пород формации Хеггой в районе Лангой-Ютрой (из Furnes et al. 2001). В. Гипотетическая вулканическая реконструкция района Ютрой-Лангой. Показывающая часть четырёх профилей (P1, P2, P3 и P7), где взяты образцы для геохимических анализов (Furnes et al. 2001)

Аналитические методы

Анализы главных и трековых элементов были выполнены рентгеновской флуоресцентной спектроскопией Университет Бергена. Метод стеклянных шариков Padfield и Gray (1971) использовался для главных элементов и порошковых шариков для трековых элементов, с использованием международных базальтовых стандартов с рекомендованными или сертифицированными значениями Govindaraju (1994) для калибровки.

Изотопы Sm и Nd анализировались на масс-спектрометре Finnegan 262 в Университете Бергена. Пробы растворялись в смеси HF и HNO₃. РЗЭ выделялись путём специальной экстракционной хроматографией, использующей метод, описанный Pin et al. (1994). Sm и Nd в последствии отделялись с использованием ионного хроматографа с обволакиванием HDEHP тefлоновым порошком

Петрография

Породы ОКСС подвергались гидротермальным изменениям на дне океанов и последующему Каледонских метаморфизму зелёнокаменных фаций (Furnes et al. 2000), и их минеральный состав представлен альбитом, актинолитом, хлоритом, эпидотом и лейкоксеном. Пиллоу лавы и покровы сложены преимущественно афировыми и слабо порфиловыми породами (<1% и до 2–5% микрокристаллов, обычно менее 1мм длины, соответственно). Вкрапленники, в основном, - эвгедральный плагиоклаз (превращенный в альбит), Са – пироксен (обычно изменён в актинолит и редко встречаются реликты свежего клинопироксена) и редко оливин, замещенный хлоритом. Лавы не амиглаоидные. Таким образом, их геохимический состав не подвергался влиянию в какой-либо степени аккумуляции и кристаллов или поры не заполнены вторичными минералами.

Гидротермальные изменения

Эксперименты по взаимодействию вода-базальт в интервале давлений и температур показали, что Fe, Са и Si могут удаляться из базальтов, Na и Mg могут привноситься, а Al, Ti, Zr, Y, Cr и Ni являются относительно немобильными (Coish 1977; Staudigel and Hart 1983). В нашей петрогенетической дискуссии мы, в основном, использовали Cr и Zr, в сочетании с данными о изотопах Sm–Nd. Мы допускали, что концентрации или отношения концентраций в метабазальтах отражают концентрации и отношения их первичных лав.

Тип магмы

Составы главных и трековых элементов 16 представительных образцов метабазальтов, двух из четырёх опробованных профилей, приведены в таблице 1. Большинство анализированных метабазальтов могут классифицироваться, как Fe–Ti базальты критерием $FeO^t/MgO > 1.75$ и $TiO_2 > 2$ (Melson et al. 1976; Sinton et al. 1983). Как отмечалось ранее, FeO^t/MgO мог уменьшиться при гидротермальном изменении, предполагающими, что даже повышенные отношения метабазальтов принадлежали первоначально Fe–Ti basalts. Нет систематических отличий составов между пиллоу лавами и покровными потоками. Природа дифференцированных метабазальтов, показанная на этом основании, плохо согласуется с концентрациями ЛРЗЭ и ТРЗЭ 15-35 раз больше хондритовых значений (Ryttvad et al. 2000).

Zr показывает значительную положительную корреляцию с Y, TiO₂ и P₂O₅ (рис. 2), а взаимоотношения Al₂O₃–Ni, Cr–Ni, Cr–Zr и Ni–Zr имеют существенный разброс (рис. 3). Данные свидетельствуют, что расплавы, которые сформировали метабазальты Ютрой, Стейнсой, Сторой и Лангой, претерпевали фракционную кристаллизацию. Сопряжённая изменчивость Al₂O₃ и Ni (рис. 3А), и Cr и Ni (рис. 3В) отражает частичную кристаллизацию плагиоклаза, клинопироксена и оливина. Однако, слабые корреляции с диаграммами Боуэна (не показаны), также корреляции рис. 3 показывают чётко, что лишь только частичная кристаллизация не может объяснить вариации состава. Это также демонстрируется диаграммами Zr–Cr и Zr–Ni (рис. 3С, D), на которых гиперболические тренды чётко свидетельствуют, что частичная кристаллизация была только петрогенетическим процессом. В недавних петрогенетических работах по лавам, дайкам и метагаббро из Солунда Ryttvad et al. (2000) пришёл к выводу, что смешение магм играло важную роль, и этот процесс мог влиять существенно на рассеяние, наблюдаемое на диаграмме Zr–Cr. Далее мы вариации Zr–Cr исследуем детальнее.

Шестнадцать образцов, которые охватывали диапазон концентраций Zr в метабазальтах, анализировались на изотопы Sm и Nd. Отношения Sm/Nd в пятнадцати образцах располагаются в очень узком интервале значений от 0.3474 до 0.3562 (образец ST-4-97 имеет более высокое отношение 0.3654), и ϵ_{Nd} изменяется от +7.93 до 8.26 (таблица 2). Все эти значения выше кривой увеличения даплетированной мантии Nelson и De Paolo (1985). Сходство значений ϵ_{Nd} показывает на происхождение из изотопически однородного мантийного источника. Следовательно, отчётливые вариации несовместимых элементов (Zr, TiO₂, Y и P₂O₅) в лавках наиболее вероятно связаны с процессами в магматическом очаге, а не с расплавами разных областей мантии или изменениями степени частичного плавления

Таблица. 1 Составы главных и трековых элементов 16 представительных образцов метабазальтов по двум из четырёх опробованных профилей, на Стейнсой и Лангой (*m.b.t.* – метры ниже вершины вулканической постройки. *Lo.i* – потери на прокаливании)

Образец	Место	тип лавы	M.b.t.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ^f	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	L.o.i.	Total	Cr	Ni	Sr	Y	Zr
ST-4-97	Стейнсой	Пиллоу лава	12.5	48.37	1.96	14.75	12.68	0.21	6.93	9.71	2.50	0.18	0.17	1.94	99.40	219	96	118	44	141
ST-11-97	Стейнсой	Пиллоу лава	40.5	51.13	2.18	14.03	11.96	0.23	5.85	9.87	3.04	0.00	0.19	1.40	99.88	125	63	129	58	170
ST-24-97	Стейнсой	Покров	73.5	47.85	2.55	13.14	15.00	0.22	5.76	10.59	2.11	0.00	0.19	1.53	98.94	83	48	117	66	186
ST-38-97	Стейнсой	Покров	110.0	46.85	3.27	12.98	15.85	0.27	6.33	8.04	2.35	0.00	0.24	2.80	98.98	143	58	57	81	249
ST-41-97	Стейнсой	Покров	132.0	48.42	2.55	13.64	14.62	0.28	6.16	9.46	2.39	0.01	0.18	2.29	100.00	129	57	93	64	191
ST-48-97	Стейнсой	Пиллоу лава	157.5	51.26	2.13	13.95	11.96	0.20	6.12	10.98	2.61	0.06	0.15	1.45	100.87	268	81	143	55	155
ST-54-97	Стейнсой	Пиллоу лава	182.0	46.29	2.72	13.42	14.64	0.19	6.40	11.29	1.79	0.01	0.20	2.21	99.16	196	75	153	69	205
51-S-00	Лангой	Покров	1.0	47.91	2.32	14.23	13.89	0.20	6.51	11.91	1.72	0.17	0.23	1.74	100.82	254	91	144	59	187
57-S-00	Лангой	Покров	290.0	47.02	2.34	14.14	14.17	0.22	6.86	11.17	1.88	0.14	0.23	2.15	100.33	239	73	131	57	172
60-S-00	Лангой	Пиллоу лава	53.0	47.46	2.33	14.35	13.69	0.21	6.41	12.00	1.70	0.21	0.22	1.84	100.42	273	87	140	56	155
62-S-00	Лангой	Пиллоу лава	58.0	47.98	2.69	13.68	14.87	0.22	6.13	10.78	2.18	0.22	0.26	1.46	100.47	155	60	114	67	214
79-S-00	Лангой	Покров	130.0	47.43	2.88	13.17	15.67	0.23	5.93	10.83	1.71	0.18	0.29	1.75	100.08	113	56	123	69	216
83-S-00	Лангой	Пиллоу лава	173.0	46.94	2.38	14.02	14.53	0.22	7.11	10.68	1.47	0.11	0.25	2.31	100.03	225	70	114	52	168
91-S-00	Лангой	Покров	242.0	48.04	2.65	14.00	13.27	0.21	6.28	10.76	2.21	0.13	0.29	2.03	99.87	189	83	162	58	200
95-S-00	Лангой	Пиллоу лава	269.5	47.34	2.32	13.74	13.72	0.23	6.45	12.11	1.94	0.08	0.22	1.94	100.08	188	60	136	57	184
100-S-00	Лангой	Пиллоу лава	279.0	46.80	2.95	13.27	15.73	0.22	6.07	11.01	2.06	0.16	0.30	1.49	100.06	106	56	152	70	215

Статиграфические изменения

Основная цель этой работы – установить геохимические модели лав ОКСС в стратиграфическом контексте. Три мобильных элемента (Al₂O₃, Cr и Zr) были взяты, чтобы показать стратиграфические вариации. Zr, TiO₂, Y, и P₂O₅ – показывают сильную позитивную корреляцию (рис. 2) и, следовательно, достаточно лишь один из этих элементов, чтобы иллюстрировать их обычный режим. Кроме того, Ni и Cr показывают довольно хорошую корреляцию (рис. 3В), и мы используем Cr в качестве представительного совместимого элемента. Мы используем Al₂O₃, потому что он остаётся немобильным во время гидротермальных изменений и метаморфизма и также показывает относительно простой стратиграфический тренд.

Вариации Al₂O₃, Cr и Zr пиллоу лав и покровных потоков относительно стратиграфического положения в четырёх профилях Ютрой, Стейнсой, Сторой и Лангой показаны на рис. 4. Метабазальты показывают отчётливые изменения Al₂O₃ (11.59 до 15.99 вес.%), Cr (83 до 520 ppm), и Zr (76 до 249 ppm; рис. 4). От верхних профилей вниз, изменения состава могут быть постепенными или резкими.

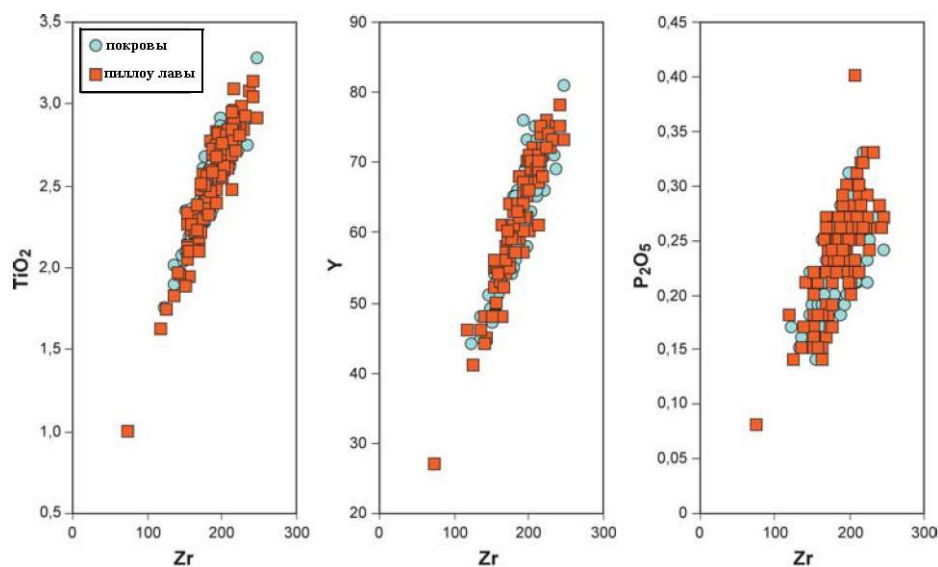


Рис. 2 Zr относительно TiO₂, Y и P₂O₅ пиллоу лав и покровных потоков по четырём профилям (P1, P2, P3 и P7) показанным на рис. 1

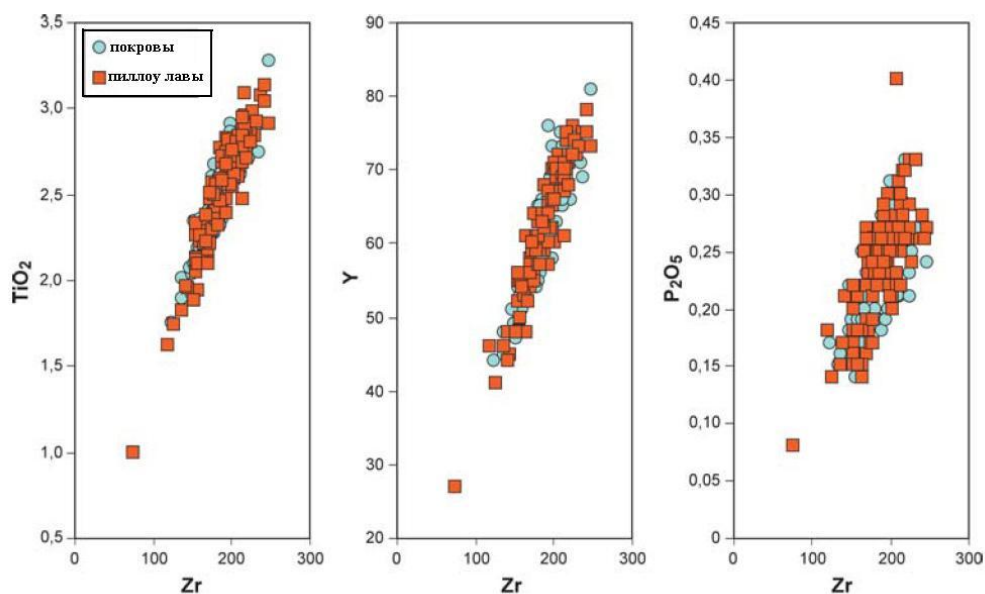


Рис. 3 A–D Al_2O_3 –Ni (A), Cr–Ni (B), Cr–Zr (C) and Ni–Zr (D) для пиллоу лав и покровных потоков из четырёх профилей (P1, P2, P3 и P7) показанных на рис. 1

Таблица 2 Анализы изотопов Nd образцов метабазальтов из ОКСС

Образцы	Sm	Nd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2SE	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}} (T=440 \text{ Ma})$
St-4-97	4.40	12.04	0.513130	0.000006	0.221	8.06
ST-11-97	5.03	14.34	0.513097	0.000006	0.212	7.93
ST-24-97	5.92	16.99	0.513105	0.000006	0.211	8.14
ST-38-97	7.70	21.62	0.513115	0.000005	0.215	8.11
ST-41-97	5.88	16.87	0.513111	0.000006	0.211	8.26
ST-48-97	4.75	13.58	0.513103	0.000006	0.211	8.10
ST-54-97	6.50	18.53	0.513103	0.000006	0.212	8.04
51-S-00	5.29	15.06	0.513111	0.000006	0.212	8.20
57-S-00	5.34	15.18	0.513106	0.000006	0.213	8.05
60-S-00	5.32	14.95	0.513114	0.000006	0.215	8.09
62-S-00	6.25	17.96	0.513096	0.000006	0.211	7.96
79-S-00	6.65	19.14	0.513095	0.000006	0.210	8.00
83-S-00	5.43	15.54	0.513103	0.000006	0.211	8.10
91-S-00	5.97	17.03	0.513099	0.000006	0.212	7.97
95-S-00	5.25	14.98	0.513104	0.000007	0.212	8.06
100-S-00	6.68	19.18	0.513097	0.000006	0.211	7.98

Al_2O_3 постепенно уменьшается вниз в профилях Строй и Дангой. На стратиграфических глубинах около 100м (Строй) и 120м (Лангой) отмечается скачок в повышении концентраций, сменяемый постепенным уменьшением. На Строй аналогичный скачок увеличения сменяемый постепенным понижением происходит на стратиграфической глубине примерно 200м. Вариации Al_2O_3 профиля Стейнсой очень похожи на изменения концентраций Строй и Лангой, за исключением самых верхних образцов, которые показывают постепенное уменьшение концентраций снизу вверх. Однако, Al_2O_3 в образцах профиля Ютрой не показывают чёткие тренды аналогичные трендам трёх других профилей. Вариации Cr в четырёх профилях показывают, по существу, такие же тренды, как тренды показываемые Al_2O_3 . Это, в особенности, хорошо прослеживается для профилей Ютрой и Сторой, но в меньшей степени для верхних 150м профиля Стейнсой (рис. 4). Изменения Zr в четырёх профилях являются, в значительной степени, зеркальным отражением трендов Cr и Al_2O_3 , в основном, последнего. Постепенное увеличение концентраций Zr от кровли толщи Строй к подошве, и прослеживается, особенно отчётливо, три резких изменения и два умеренных возвращения в исходное положение в верхних 90 м (рис. 4). Эта система хорошо проявляется также на профиле Стейнсой, хотя оказывается, что возврат в прежнее состояние более постепенный. Эти тренды, лишь частично, проявлены в профиле Лангой (рис. 4).

В общем, большинство характерных геохимических систем, которые подтверждаются данными верхних 200-300 м вулканических отложений, являются циклическими. Границы между геохимическими циклами согласуются с границами вулканических циклов. Как показано на рис. 1. и обсуждаемые далее.

Конечной целью этой работы является моделирование процессов в магматическом очаге, ответственных за геохимические изменения в каждом изучаемом из профилей. Следовательно, мы должны исключить лавовые потоки, извержение которых происходило, по-видимому, далеко от профиля, в которых лавовые потоки локализовались и опробовались. Обычно покровные потоки имеют мощность 2-3м, редко достигают 20м (Furnes et al. 2001), и возможно потоки далеко растекались. Лавовые потоки мощностью 10-20м представляют крупные извержения и их длина измеряется несколькими десятками километров (Walker 1973; Keszthelyi and Self 1998).

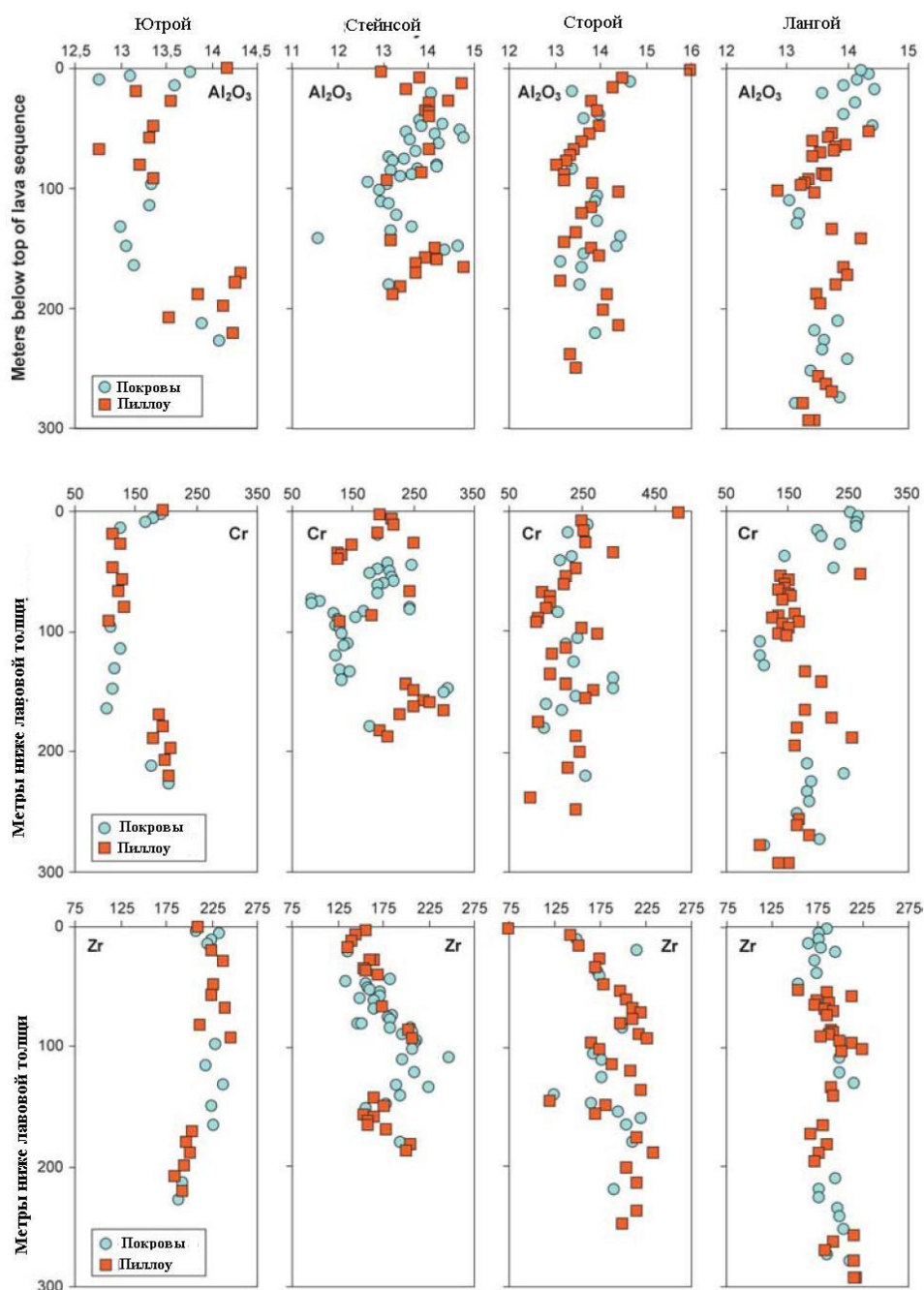
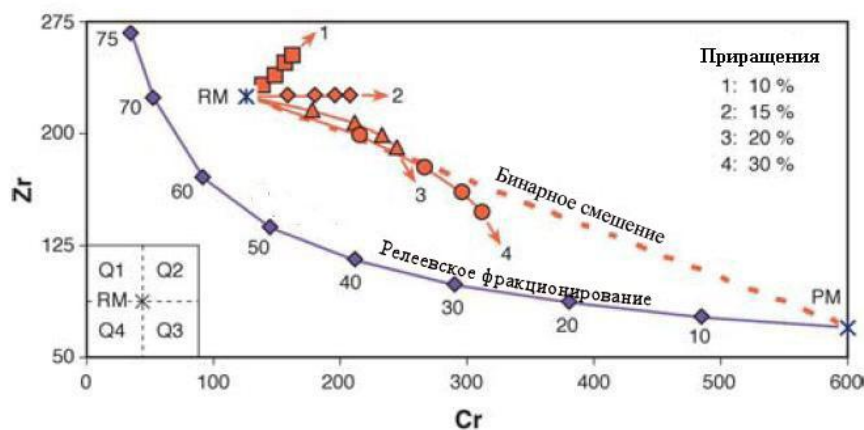


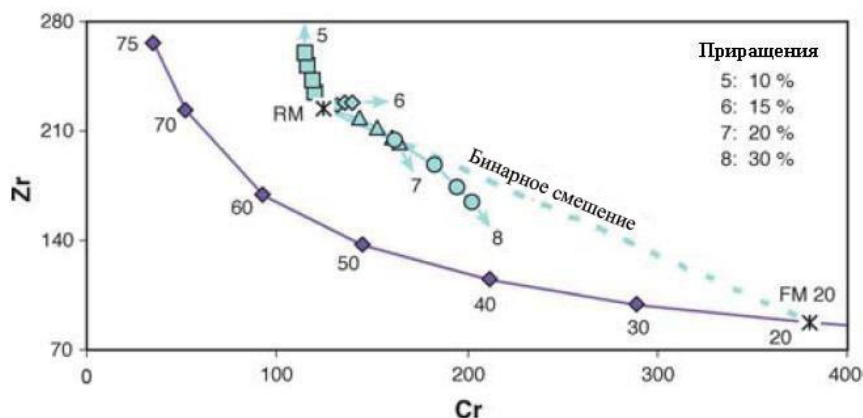
Рис. 4. Al_2O_3 , Cr и Zr нанесённые на график стратиграфических превышений (метры ниже кровли лавовой толщи) пиллоу лав и покровных потоков четырёх профилей (P1, P2, P3 и P7), показанных на рис. 1

Рис.

А. Модель 1: Резидентная магма (RM) смешивается с первичной магмой (PM)



В. Модель 2? Резидентная магма (RM) смешивается с фракционированной магмой (FM20)



С. Модель 3: Резидентная магма (RM) смешивается с фракционированной магмой (FM 40)

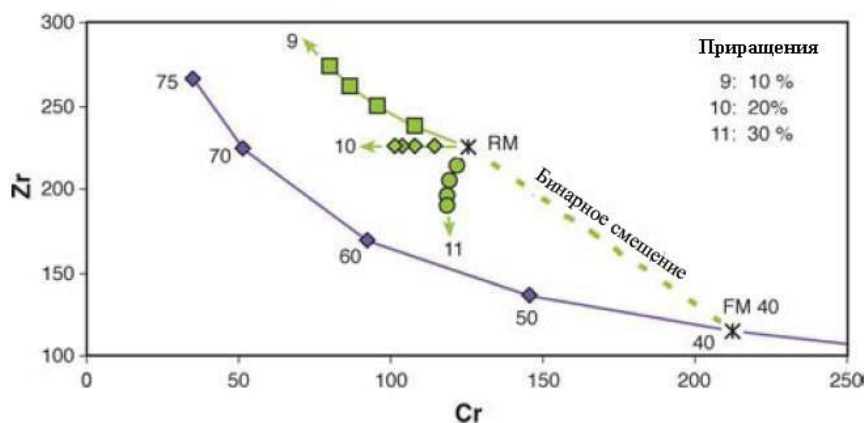


Рис. 5А-С Моделируемые соотношения Zr–Cr жидкости в магматическом очаге (RM – резидентная магма), обусловленные комбинацией фракционной кристаллизацией и смешением с тремя разными приточными жидкостями (PM – первичной магмы; FM20 и FM40 – первичная магма подвергавшаяся 20 и 40% релеевской фракционной кристаллизации, соответственно). Сиреневая линия на всех диаграммах показывает траекторию жидкости во время релеевского фракционирования (проценты фракционирования (10-75), показанные на линии). Оранжевая, голубая и зелёная линии показывают тренды во время А бинарного смешивания между резидентной магмой (RM) и первичной магмой (PM), В бинарное смешивание между резидентной магмой и 20% фракционированной магмой (FM20), и С бинарное смешивание между резидентной магмой и 40% фракционированной магмой (FM40). Проценты (10-30), показанные в веру справа каждой диаграммы означают проценты приращений PM (А), FM20(В) и FM40(С). Повторный приток магмы, который в каждом эпизоде следовал за 10% фракционной кристаллизации (модальный состав: 55% плагиоклаз. 30% клинопироксен и 15% оливин) привели к 11 трендов жидкости (каждая определена четырьмя ступенями; смотри в тексте дальнейшие объяснения) Коэффициенты распределения, используемые в расчётах (взяты из Cox et al. 1979, and Pearce and Norgy 1979) следующие, для Zr: $K_{ol}=0.01$, $K_{crx}=0.1$, $K_{pl}=0.01$; for Cr, $K_{ol}=0.2$, $K_{crx}=10$, $K_{pl}=0.01$

Потоки пиллоу лав, наоборот представлены меньшими объёмами магмы, извергнутой при более низких скоростях, чем покровные потоки и, вероятно, не распространившиеся далеко от их эруптивных центров. Обычно, вулканы с пиллоу лавами внутри долин Срединно-Атлантического хребта имеют диаметры лишь 0.5–1.5 км (Smith and Cann 1993). Следовательно, в одном стратиграфическом профиле, весьма вероятно, потоки пиллоу лав вулканического цикла представляют неоднократные извержения из локальных эруптивных центров и одного и того же магматического очага. Покровные же потоки, в основном более мощные, могли извергаться из более удаленного эруптивного центра и различных магматических очагов. Это подтверждается различием состава некоторых покровных потоков, иллюстрируемых концентрациями Zr в некоторых образцах покровных потоков в профилях Стейнсой и Сторой (рис. 4). В связи с этим, мы считаем, что химический состав пиллоу лав является наиболее полезным при оценке временных процессов конкретных магматических очагов, подстилающих спрединговые оси.

Причины стратиграфических вариаций

Прежде чем оценить траектории жидкостей стратифицированных снизу вверх посредством геохимических циклов в четырёх профилях, мы представим несколько упрощенных моделей фракционной кристаллизации и смешения, которые могут объяснить самые большие разбросы, наблюдаемые на диаграмме Sr–Zr (рис. 3С). Для этого мы представим себе остаток гибридной магмы в очаге смешивающийся с притоком более примитивной магмы. Мы выбрали Sr=600 ппм, Zr=70 ппм, в качестве характерных концентраций наиболее примитивной жидкости, проникающей в магматический очаг. Они очень близки к концентрациям образцов самой примитивной лавы на профиле Сторой (Sr=520 ппм, Zr=76 ппм; рис. 4), и сопоставимы с пробами примитивных базальтов Срединно-Атлантического хребта (Schilling et al. 1983). Из этой примитивной жидкости мы удалили фракцию габбро с модалным составом 55% плагиоклаза, 30% клинопироксена и 15% оливин, типичного для составов при низком давлении (Langmuir et al. 1992). Рисунок 5 показывает расчётную траекторию до 75% фракционной кристаллизации примитивной жидкости, приводящей к Sr=36 ппм, Zr=266 ппм. Во всех моделях начальная резидентная магма имеет Sr=125 ппм и Zr=225 ппм. Эти значения являются средними концентрациями Sr и Zr в большинстве фракционированных образцов геохимических циклов в Сторой (рис. 4).

В модели 1 (оранжевые символы на рис. 5А), приточная магма является примитивной (Sr=600 ппм, Zr=70 ппм); в модели 2 (голубые символы на рис. 5В) приточная магма подвергалась 20% габбровому фракционированию (Sr=380 ппм, Zr=87 ппм) и в модели 3 (зелёные символы на рис. 5С), 40% габбрового фракционирования (Sr=212 ппм, Zr=115 ппм). Во время и между эпизодами притока и смешения, мы приняли, что 10% фракционной кристаллизации габбро (с таким же модалным составом, как тот, что представлен выше) слабо изменяет гибридную магму. Геохимическим доказательством этого допущения является наличие незначительных событий увеличения Zr и сопутствующего уменьшения Sr наложившихся на хорошо проявленные, крупномасштабные геохимические циклы Сторой и Стейнсой (рис. 4). Результатом этого может быть зависимость от природы и относительного количества приточной магмы серии траекторий различных жидкостей, каждая из которых определяемая расчётными содержаниями Zr и Sr для четырёх последующих инъекции расплавов. Траектории одиннадцати жидкостей, представляющих разные количества (10 до 30%) инъецируемой магмы, показаны на рис. 5. Мы отмечаем, что траектории Sr–Zr, образующиеся при комбинации смешения и незначительной фракционной кристаллизации, могут иметь различные направления, в зависимости от состава и количества притекающей магмы. Если мы разделим диаграмму Sr–Zr на четыре квадранта, центрированные составом резидентной магмы (Sr=125 ппм, Zr=225 ппм), то проявится следующее (рис. 5): 1 и 4 четверти содержит траектории жидкостей гибридов резидентной магмы и от умеренно до сильно дифференцированных инъецируемых магм, соответственно. Квадранты 2 и 3 содержат траектории жидкостей гидридов резидентной магмы и примитивных со слабым фракционированием инъецируемых магм, соответственно.

Рисунки 6А–D показывают последовательные пробы пиллоу лав различных вулканических циклов (рис. 1) на диаграммах Zr относительно стратиграфии (напластований) и соответствующие траектории диаграммы Sr–Zr для каждого из вулканических/геохимических циклов профилей Ютрой, Стейнсой, Строй и Лангой. Кривая релеевского фракционирования на рис. 5 наложена на каждую диаграмму Sr–Zr рис. 6. Большинство вулканических/геохимических циклов (или субциклов таких как 6а, 6б и 6с Строя и 6а и 6б Лангоя), имеют чёткие тренды направленные снизу вверх в сторону (примитивных) лав обедненных Zr. Модели на рис. 5 можно сравнивать с траекториями жидкостей на диаграммах Sr–Zr рис. 6А–D. Таким образом, следуя трендам на диаграмме Sr–Zr от подошвы к кровле вулканических циклов, становится очевидным, что многие траектории дифференцированных жидкостей существуют. Проценты трендов, которые следуют траекториям в квадрантах 1,2,3 и 4. соответственно представлены значениями 8, 32, 34 и 26 respectively. Эта интерпретация данных свидетельствует, что инъецируемые магмы имели, в основном, примитивный характер (до 66% в квадрантах 2и3). Однако, также значительная часть умеренно (20%) и сильно(40%) дифференцированной инъецированных магм должны участвовать. Кроме того, очевидно, что во время развития верхней половины хорошо проявленных геохимических циклов на Стейнсой (VC6) и

Сторой (VC6a, VC6b; рис. 6B,C), магматический очаг заполнялся более дифференцированной магмой, чем при развитии геохимических циклов в нижней половине толщ.

Будут рассмотрены два разных петрогенетических процесса, происходивших в сложно стратифицированных магматических очагах, для того, чтобы объяснить особенности геохимических циклов: (1) извержение последовательно менее дифференцированных магм из расслоенного магматического очага, в котором наиболее дифференцированная, более холодная и более лёгкая магма находится у кровли магматического очага, может подняться в результате повторных инъекций более тяжёлой, более на горячей и более примитивной магмы и (2) извержение гибридных магм, образованных при смешении во время повторных инъекций в магматический очаг менее дифференцированной, более горячей и магмы с меньшей плотностью

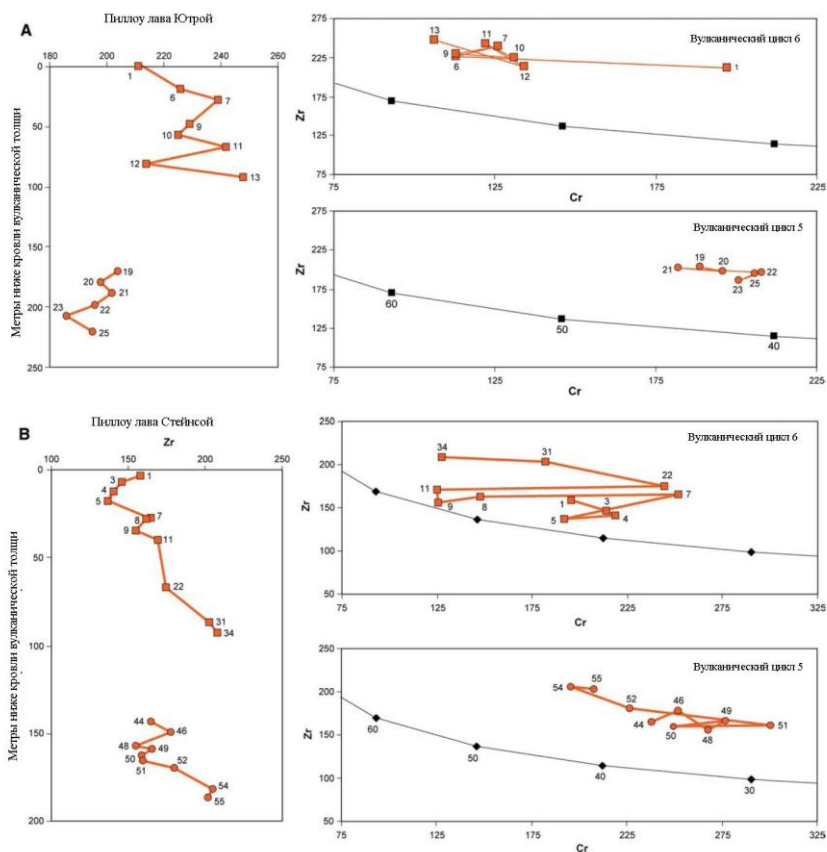


Рис. 6A–D Zr относительно напластования и соотношение Zr–Cr для пиллоу лав Ютрой (A). Стейнсой (B), Сторой (C) и Лангой (D). Вулканические циклы относятся к показанным на рис. 1B. Номера относятся к индивидуальным пробам. Полная база данных имеется для требуемых толщ.

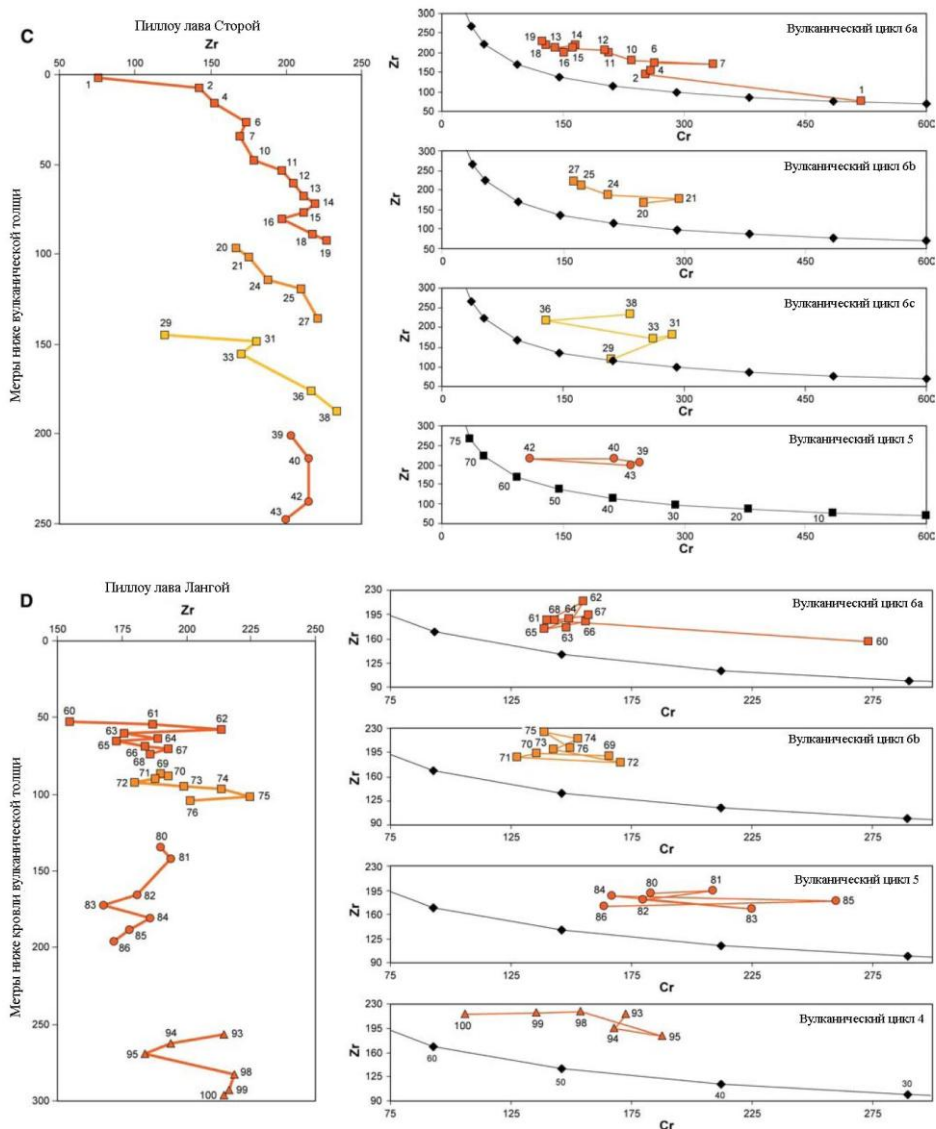


Рис. 6C-D

Извержение понижено дифференцированной магмы

В петрологической литературе, описывались взаимоотношения составов, которые указывают на извержение из расслоенных магматических очагов. Обычно это определяется по форме извержения более низкотемпературных, дифференцированных материалов сменяемых более высокотемпературными, менее дифференцированными продуктами в течение кратких вулканических событий (Hildreth 1981). Robinson et al. (1979) сообщали о циклическом развитии меловой (110 млн. лет) лавой толши в западной Атлантике (вскрытой скважинами 417D и 418A), в которой основание цикла, обычно, характеризуется более дифференцированными лавами, чем верхняя часть, события которые они объясняли, как результат извержения из зонального магматического очага.

Данные, показанные на рисунке 6, демонстрирующих уменьшение содержания Zr снизу вверх в течение циклов, также могут рассматриваться в качестве отражения повторных выпусков зонального магматического очага, в котором наиболее дифференцированные расплавы находились у кровли очага. Однако, лавы представлены, в основном, Fe-Ti базальтами, показывающие чёткие интервалы концентраций FeO^t и TiO_2 (рис. 2). Sparks et al. (1980) и Sparks, Huppert (1984) показали, что магмы, с примерными содержаниями MgO 9-10 вес.% имеют минимальную плотность, по сравнению с эволюционированными Fe-Ti базальтами. Плотность ОКСС метабазальтов при 1,300 °C рассчитывалась с использованием парциальных молярных объёмов Bottinga et al. (1983) и Lange and Carmichael (1987), предполагающих, что они безводные. Соотношения расчётных плотностей относительно глубины расслоения для образцов пилоу лав в четырёх профилях показаны на рис. 7. Для большей части профилей Стейнсой, Сторой и Лангой расчётные плотности, в общем, понижались снизу вверх на протяжении цикла, даже если некоторые

образцы отклонялись от генерального тренда. Разница плотностей между основанием и верхом вулканических циклов наиболее чёткая для профилей Стейнсой и Сторой (0.046 до 0.105 г/см³), тогда как для профилей Лангой это различие плотностей существенно меньше (0.005 до 0.027). Наибольшая разница плотностей (0.105 г/см³), определенная в образце VC6 Сторой (рис. 7), такая же, как показана линией опускания жидкой фазы для расплавов MORB в интервале между плагиоклазом и ильменитом (Stolper and Walker 1980). Это не согласуется со стабильно расслоенным очагом с меньшей плотностью. Фракционированные жидкости подстилаются более тяжелыми, более примитивными жидкостями, и мы считаем, что последующий выброс из такого зонального магматического очага является маловероятным сценарием для вулканических циклов VC5 и VC6 на Стейнсой, VC6a и VC6b на Сторой, и VC4 и VC6b на Лангой (рис. 7).

Извержение гибридных магм

Кажется, что смешение магм является обычным явлением в широком диапазоне магматических систем (O'Hara and Mathews 1981; Bell 1983; Grove et al. 1992; Slater et al. 2001). Далее мы обсуждаем, что смешение жидкостей на разных стадиях дифференциации были самым важным процессом во время формирования вулканических/геохимических циклов ОКСС. Это согласуется с более ранними исследованиями метабазальтов ОКСС (Skjerlie et al. 1989; Rytqvad et al. 2000).

На диаграммах Cr-Zr рис. 6, траектории расслоенной жидкости направлены по разным направлениям. Это разнообразие направлений может свидетельствовать о различной природе процессов смешения, как показано разнообразием моделей на рис. 5. Множество траекторий Cr-Zr (рис. 6) может объясняться разнообразием типов смешения, как иллюстрируется на рис.5.



Рис. 7. Рассчитанные плотности относительно расслоения толщ пиллоу лав Югрой, Стейнсой, Сторой и Лангой (вулканические циклы такие же как на рис. 6).

Только значительные процессы восстановления в верхней части или около этого места геохимических циклов наблюдается сопоставимость с непрерывной фракционной кристаллизацией.

Пользуясь расчётными плотностями пиллоу лав (рис. 7) считается, что более примитивные приточные магмы (с концентрациями MgO около 9–10 вес.%, которые имеют минимальную плотность; Sparks et al. 1980; Sparks and Huppert 1984), будут обладать большей плавучестью. Относительно плавучая магма будет вытесняться в магматический очаг в виде турбулентной струи и может интенсивно перемешиваться с более дифференцированной магмой, приводя к образованию гибридной магмы с усредненной плотностью. Последующие события смешения могут приводить к постепенному уменьшению плотности образованной гибридной магмы. Для метабазальтов шести вулканических циклов (VC5 и VC6 Стейнсой, VC6a и VC6b Сторой и VC4 и VC6b Лангой; рис. 7), расслоение снизу вверх, характеризующее уменьшением расчётных плотностей, сопоставимо с таковым в модели смешения. Траектории Cr-Zr, которые предполагают непрерывную фракционную кристаллизацию, без исключения располагаются у границ между циклами самых верхних частей или, в ряде случаев, в верхних частях циклов. Способность двух магм эффективно смешаться контролируется разницей плотности и вязкости. Большая разница препятствует смешению. Таким, образом, если магма относительно примитивная, то основательное перемешивание с наиболее эволюционной жидкостью может быть затруднено (Huppert et al. 1986). Следовательно, внедрение серии относительно примитивной магмы может привести к быстрому подъёму сквозь очаг и извержение без смешения со значительной остановкой дифференцированной магмы в

магматическом очаге. Имеются свидетельства таких событий в верхней части цикла 6 Ютрой (образцы 6-1), Сторой (образцы 2-1) и Лангой (образцы 61 -60) и верхней части цикла 5 Стейнсой (образцы 52-51) и средней части цикла 5 Лангой (образцы 86-85; рис.6)

В моделях, представленных на рис. 5 не допускается значительного уменьшения C_r относительно постоянных концентраций Zr . Тем не менее это тренд встречается в ряде случаев (образцы 22-11, и 51-50 на Стейнсой, образцы 7-6, 38-36 и 43-42 на Сторой; образцы 83-82 и 85-84 на Лангой). В этих примерах мы предполагаем, что приточная магма могла поступать из другого, соседнего очага, который развивался отдельно и, в котором происходили независимые процессы гидридизации. Альтернативно, выше упоминавшаяся пара лав может представлять гибриды, которые извергались, когда два отдельных магматических очага соединились. В обоих случаях магмы могут рассматриваться в качестве гибридов, представляющих передовые стадии траекторий жидкости 2 и 10 рис. 5.

Динамика магматических очагов

Любая модель магма-очаг для ОКСС должна объяснить следующие геохимические свойства: (1) цикличность геохимической и вулканической эволюции лавовой толщи; (2) во время формирования циклов магматическая гибридизация была доминирующим петрологическим процессом и в результате этого процесса лавы становятся более примитивными в разрезе снизу вверх; (3) в периоды времени, представленные границами между циклами, фракционная кристаллизация была доминирующим процессом и (4) приточные жидкости, которые внедрялись в магматический очаг, очевидно, изменялись от примитивной жидкости до жидкости в некоторой степени фракционированных.

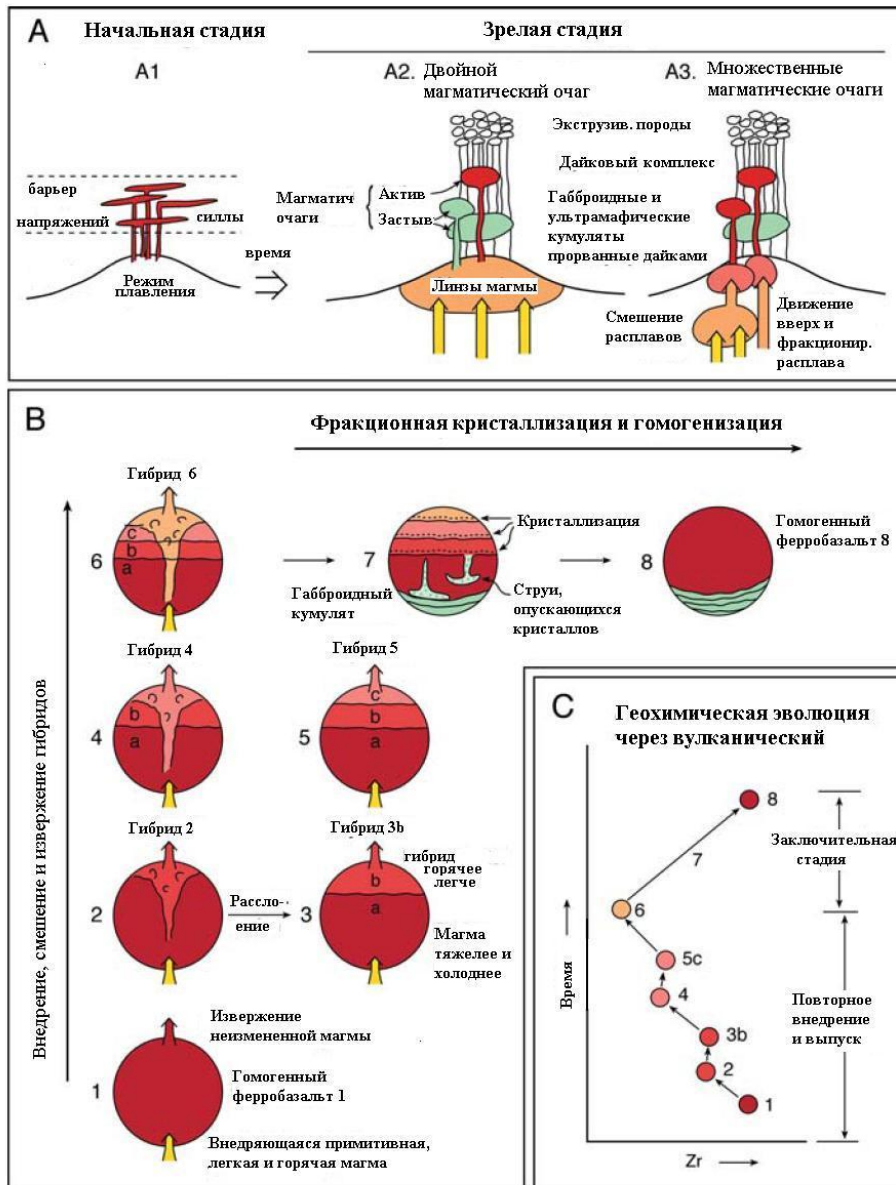


Рис. 8 А Эволюция систем магма-очаг. В этой модели коровые, неглубокие очаги формируются в результате поступлений инъекций магмы из более глубинного источника плавления. Эти магматические порции в начале формируются в виде тел подобных силлам ниже барьера напряжений (деформаций) (A1) и в результате дополнительных поступлений магмы они эволюционируют в зрелую стадию, в которой один или несколько магматических очагов могут функционировать. Модель A2 изображает случай, в котором развивается спаренный магматический очаг и представляет собой изменённые модели Stolper (1980), Fujii и Scarfe (1985) и Gudmundsson (2000). Модель A3 иллюстрирует генезис базальтов срединно-океанических хребтов, в которой плавление. Смещение и дифференциация происходят в верхней мантии и интервал глубин процессов магматической дифференциации наложен. Модель модифицирована из Grove et al. (1992). В Схематическое представление эволюции вулканического/геохимического цикла гомогенной магмы (стадия 1), в результате инъекций и смешения в почти открытый магматический очаг (стадия 2 внутри 6) и дальнейшей фракционной кристаллизации (стадия 7) и финальной гомогенизации (стадия 8) в закрытом магматическом очаге. С. Концентрации Zr последовательно внедряющихся магм в восьми стадиях в В

Предыдущие модели базировались на исследовании офиолитов, образование которых связано с магматическими очагами СОХ шириной до 20км (Pallister and Hopson 1981), тогда как в более поздних работах предполагалось наличие нескольких очагов меньшего размера (Pedersen 1986; Malpas 1990). Во время формирования океанической коры ЮЗ части Индийского хребта, происходили повторные внедрения магмы (Dick et al. 1991). Более поздние интерпретации предусматривали меньшие по размерам (<2–4 км шириной и <1 км мощностью) магматические линзы под осями современных хребтов. Как показывают сейсмические данные (Detrick et al. 1987; Toomey et al. 1990; Sinton and Detrick 1992; Harding et al. 1993).

Как результат дифференцированных расплавных процессов, вулканические системы могли снабжаться магмой из магматических очагов различной формы (рис 8А). Процессы плавления и экстракции расплава в мантии описываются двумя крайними моделями: (1) равновесное плавление (расплав находится в матрице в процессе плавления и удаляется порциями) и (2) фракционное плавление (расплав постоянно отделяется от твёрдой фазы, по мере того, как он генерируется). Даже если наша главная проблема в этой статье ограничивается процессами, которые происходят в неглубоких (коровых) магматических очагах, то, однако, важно для реконструкции состава магмы, инъекционной в коровые магматические очаги, рассмотреть мантийные процессы. Которые приводят к генерации, накоплению и изменению расплавов во время их подъёма.

Если первичные магмы были образованы 15-30% порциями плавления в интервале глубин 30-80км (Stolper 1980; Fujii and Scarfe 1985), то можно представить себе, как образовались скопления порции расплава, приводившие к образованию больших магматических линз, которые питали коровый магматический очаг (Grove et al. 1992), как показано на рис. 8А, А2. Однако, если плавление частичное, то дифференциация последующей расплавной продукции могла происходить перед слиянием (Grove et al. 1992). В этой модели, рассматриваемые в качестве другого конечного члена, следовательно скопление расплава происходит в каком-нибудь месте мантии и земной коры между местом образования расплава и его окончательным местом расположения и многочисленные мантийные магматические тела могут поставлять расплавы в один или несколько магматических очагов земной коры (рис. 8А, А3).

Трудно представить одну модель над другой и реальная ситуация возможно является комбинацией двух. Однако, для исходной порции расплава частичное плавление будет требовать большего увеличения температуры, чем для равновесного плавления и, следовательно, частичное плавление приведёт к понижению степени плавления и уменьшению мощности земной коры при исходном давлении генерации расплава (Langmuir et al. 1992). Таким образом, равновесное плавление (модель 1, рис. 8А, А2) может происходить там, где океаническая кора толстая, т.е. под современной активной рифтовой зоне в Исландии (Gudmundsson 2000). В то время, как модель 2 (рис. 8А, А3) возможно более приемлема для океанической коры нормальной мощности. Даже если мы не знаем общую мощность коры ОКСС, то мощность вулканической толщи составляет 500-800м (Hellevang 2002), т.е. сопоставима с мощностью нормальной океанической коры. Следовательно, мы рассматриваем модель с многочисленными магматическими очагами (рис. 8А, 3А) в качестве наиболее реальной ситуации. Эта модель также рассматривалась в более ранних геохимических исследованиях метабазальтов ОКСС (Ryttvad et al. 2000).

Наши результаты показывают, что состав примитивного расплава отвечал менее дифференцированным базальтам СОХ, тогда как состав эволюционной магмы в неглубоких очагах был представлен Fe–Ti базальтом. Это является следствием того, что плотность примитивной магмы из глубинного резервуара была меньше, чем плотность эволюционной магмы в неглубоко расположенном очаге, в который примитивная магма внедрялась.

При поступлении магмы кровля мало глубинного магматического очага обычно нарушается и магма инъектируется в виде дайки. Это происходит, потому что неглубокий очаг, обычно значительно меньше по размерам, чем резервуар-источник, так что большая часть или вся магма из резервуара источника будет достаточно большой, чтобы инициировать извержение даек из неглубокого очага (Machado 1974; Blake 1981; Gudmundsson 1990, 1998). В представленной модели, когда неглубокий очаг нарушается вследствие притока расплава из более глубокого резервуара-источника, первая порция извергаемой магмы будет не примитивной магмой, довольно эволюционной, которая заполняла неглубокий очаг. Это можно объяснить, тем, что по мере того, как примитивная магма инъектировалась в неглубокий очаг, то давление магмы возрастало, что приводило к концентрации напряжений растяжения вблизи очага. Для неглубокого очага

характерно, что концентрация напряжений расширения обычно наибольшая вблизи его верхней части, в основном, потому что на поле напряжения влияет свободная поверхность (Gudmundsson 1998 и ссылки в этой работе). Для эластичной земной коры напряжения растяжения начинают концентрироваться по мере того, как примитивная магма внедряется в неглубокий очаг и быстро возрастает на величину достаточную для разрушения верхней части очага.

Поскольку концентрация напряжений растяжения происходила мгновенно, тогда как смешение магм может происходить значительное время, первые порции магмы вытолкнутой из неглубокого магматического очага и появившейся на поверхности, были представлены эволюционной магмой. Инъекции примитивной магмы и её смешивание с дифференцированной магмой в неглубоком очаге приведут к образованию гибридной магмы, которая накапливается (поскольку её плотность низкая) под кровлей очага. Повторные притоки примитивной магмы приводят к извержению прогрессивно более примитивной, гибридной магме, которое продолжается до тех пор, пока не завершится конкретный вулканический цикл.

Извержение прогрессивно более примитивных лав

Идеи о вулканических циклах широко обсуждаются в вулканологии, но редко описываются в качестве предмета детальных геохимических исследований, как в этой работе. Обычно, такие циклы рассматриваются в качестве периодов слабой активности или её отсутствия (с точки зрения вулканических извержений) на вулканах центрального типа, которые альтернативны периодам их активизации. Частота типичных извержений вулканов центрального типа в Исландии, например, составляет одно извержение в несколько сотен лет, но в течение более коротких периодов, частота извержений может превышать средние значения на порядок величины. Вулкан Гримсвотн в центральной Исландии, например, извергается один раз в 11 лет в течение 400 лет (Gudmundsson 1998).

Результаты, представленные в этой статье свидетельствуют о наличии двух фаз эволюции вулканических циклов. Одна из них представляет постепенное изменение химического состава базальтовых лавовых потоков от эволюционной до примитивной магмы в течение периода относительно частых вулканических извержений. Другая фаза относится к периодам отсутствия вулканических извержений или, альтернативно, к извержениям даек, во время, которой магма в неглубоком очаге претерпевает эволюцию в результате фракционной кристаллизации и становится гомогенной. Далее мы приводим объяснение постепенного изменения состава извергнутых лав в течение цикла и объясняем спокойного режима в деятельности магматического очага.

Первая лава, извергаемая во время эволюции геохимического/вулканического цикла в ОКСС, является, в ряде случаев, наиболее эволюционной и после этого последующие лавы становятся более примитивными. В дальнейшей дискуссии мы сосредоточимся на этой простой взаимосвязи. Для основания выше приведенного описания, предполагается, что эта система, едва ли сможет привести к извержению очага, в котором магма стала на глубине стала более примитивной и необходимо искать другие объяснения. Мы обсуждаем повторное наполнение магматического очага относительно примитивной, более легкой магмой, в качестве наиболее вероятного стимула извержений. До наступления серии извержений, которые давали прогрессивно более примитивные лавы, происходила глубокая дифференциация приводившая к образованию Fe-Ti- и Zr-обогащенной магмы. Если примитивная (<10% MgO), легкая магма внедрялась в основание очага, заполненного гомогенным Fe-Ti базальтом сравнительно вязким, но более тяжёлым, образуется струя (Sparks et al. 1980; Sparks and Huppert 1984). Если скорость размещения плавучего потока высокая, то внедрившаяся магма будет энергично увлекать вмещающий флюид и эффективно перемешивать его (Campbell and Turner 1986), и гибридный расплав, достигая кровли магматического очага будет содержать значительную долю вмещающей жидкости (Wilson et al. 1988; Campbell 1996). Если объём приточной магмы значительно меньше массы резидентной магмы, то разница между составом гибрида и составом первичной резидентной магмы будет очень маленькой.

Этот также самый обычный тренд мы наблюдаем в хорошо диагностируемых циклах профилей пиллоу лав Стейнсой и Сторой (рис. 6В и С, соответственно). Очевидно, что самый верхний цикл в Сторой (рис. 6С) образовался большим рядом извержений. Если во время конкретных извержений состав лав оставался постоянным, то минимум 14 извержений (количество анализированных образцов, характеризующих цикл), вероятно, были ответственными за их структуру. Вслед за извержением первых лав цикла, по-видимому, магматический очаг стал стратифицированным с более горячей, более легкой гибридной магмой, которая перекрывает более холодную, более тяжёлую магму (Campbell 1996). Между каждым событием внедрения и связанными извержениями перерывы были, вероятно, короткими, так как имеются доказательства существования существенной фракционной кристаллизации. Следовательно, более поздние инъекции «примитивной» жидкости происходили в расслоенный магматический очаг. В течение каждого события повторного заполнения состав самой верхней части гибридного расплава более обеднен несовместимыми элементами и обогащен совместимыми элементами. Однако, в течение времени остановки такого гибрида, должна происходить частичная фракционная кристаллизация между магматическими инъекциями, обусловленными остыванием гибридного расплава от ниже расположенной более дифференцированной магмы и это приводит к незначительному увеличению концентрации Zr (рис. 6С). Её

рис 8В показано упрощенное резюме генерации вулканического/геохимического цикла, в котором гибридизация преобладает над фракционной кристаллизацией во время открытой фазы эволюции магматического очага.

Процессы между циклами

После извержения последней лавы цикла и перед генерацией нового цикла происходил ряд процессов, которые приводили к гомогенизации магматического очага. Кристаллизация происходила выше границ диффузии между перекрывающим горячим и подстилающим более холодным слоями магмы в очаге, как следствие больших градиентов температур. Кристаллизация и удаление кристаллов в восходящих струях суспензий кристалл-жидкость приводят к увеличению плотности и в конечном счёте смещения и гомогенизации слоёв магмы. Гомогенизация и фракционная кристаллизация происходили, когда магматический очаг был закрыт для последующих инъекций магмы (рис. 8В). На рис. 8С показана геохимическая эволюция в открытые и закрытые фазы (1 в 8) на протяжении активности вулканического цикла.

Периоды без повторного пополнения магматического очага и без вулканических извержений можно объяснить несколькими альтернативными механизмами, часть которых могла действовать одновременно. Наша модель с двумя или более магматическими очагами (рис. 8А) подразумевает, что отсутствие извержений из неглубокого очага связано с отсутствием притока магмы из глубинного очага. Таким образом, чтобы объяснить периоды магматической гомогенизации и отсутствие извержений нам необходимо только предполагать, что в этот период времени не было перемещения магмы. Мы предполагаем наличие следующих механизмов перемещения магмы: растекание в соседние районы; изменение напряжений в следствие инъекции даек и изменения формы глубинного магматического резервуара.

Передача спрединга от одной вулканической системы и, сопряженного с ней магматического очага, к другой вулканической системе хорошо известна по рифтовой зоне Исландии. Так, например, в Северной Вулканической Зоне (Gudmundsson 2000), где имеется четыре параллельных вулканических системы, вулканическая активность концентрировалась в разных системах в разное время в течение голоцена (Saemundsson 1991; Gudmundsson 1995). Инъекции даек могут приводить к образованию локальных полей напряжений над глубинным магматическим очагом, создающие неблагоприятные условия на значительный период для последующих инъекций (Gudmundsson 2002). Трещина для дайки открывается в результате избыточного давления магмы, которое, в процессе её твердения, частично, передаётся на вмещающие породы в виде напряжения сжатия. Для гетерогенной коры слои с повышенной жесткостью подвергаются большому воздействию сжатия и могут выполнять роль барьера напряжений, которые препятствуют образованию последующих даек (Gudmundsson 1990, 2002). Поскольку барьер напряжений активный, то выше расположенный очаг не получает притока новой магмы и, следовательно, извержение маловероятно.

Когда неглубокий очаг получает приток магмы, то часть магмы неглубокого очага приспособляется к усадке магмы, а часть магматического очага расширяется (Machado 1974; Blake 1981). В силло подобном магматическом очаге расширение может привести к подъёму его кровли и, что более важно, к опусканию его подошвы (Gudmundsson 1990). Во время повторных магматических инъекций, опускание подошвы неглубокого очага постепенно увеличивается, что приводит к выравниванию кровли глубинного источника магмы. Это может генерировать горизонтальные напряжения сжатия, которые, на продолжительный период времени, делают невозможным инжецироваться вертикальным дайкам через кровлю подстилающего резервуара. В результате этого неглубокий очаг не получает пополнений новой магмы.

Извержение жидкостей, которые показывают разнообразие составов в течение эволюции цикла

Чёткие геохимические характеристики, связанные с уменьшением концентраций Zr и быстрым восстановлением более высоких содержаний Zr снизу в верх вулканических циклов является обычным признаком толщ Стейнсой и Сторой (рис. 6В, С). Толщи из Лангой и Ютрой, с дугой стороны, показывают значительно более не отвечающие нормам тренды (рис. 6А, D). Это, в особенности, применимо к профилю Лангой, в 3км к северу от Сторой (рис. 1). Конечно, имеется ряд физических и геохимических факторов, которые могут приводить к такой эволюции и, без какой-либо ясности граничных условий таких факторов, трудно представить хорошо обоснованную модель. Однако, несмотря на это, мы предлагаем правдоподобные объяснения таких вариаций. Рассмотрим два магматических очага, которые действуют одновременно. В обоих происходят процессы смещения и фракционирования, но они находятся на разных стадиях своего развития и относительно близко расположены друг от друга. Если эти очаги извергают магму примерно в одно и то же время (рис. 8А, А2), и их продукты представлены в одном профиле, то легко предугадать, что могут образоваться не отвечающие нормам геохимические системы. Альтернативно, если соседние магматические очаги, содержащие расплавы на стадии дифференциации их эволюции, периодически объединялись, и могли показывать одинаковые некоторые признаки, хотя, может быть, и

менее ярко выраженные. Другой важной чертой, которую необходимо учитывать, является, вероятность подъёма порции магмы, которая достигает дневной поверхности. В океанических хребтах только около 1/6 общего количества магмы извергается на морское дно (Crisp 1984). Таким образом, в течение магматического цикла только часть дифференцированной магмы может быть извергнута, которая формирует вулканическую стратификацию, прерывистость и фрагментарную фиксацию процессов в магматическом очаге.

Выводы

ОКСС позднего ордовика западных каледонид Норвегии образовались в зоне среднескоростного спрединга океанического бассейна тыловой дуги, и представлены хорошо сохранившейся толщей изверженных пород. 800-метровая толща образована, по меньшей мере, 7 вулканическими циклами, в которых нижние части представлены, преимущественно, покровными потоками или потоками с большими пиллоу, сменяющимися вверх потоками с меньшими пиллоу. От двух до четырёх самых верхних циклов (мощность 200-300м), для которых имеется строгий стратиграфический контроль, были исследованы геохимическими методами в четырёх профилях на протяжении ~6км. Были получены следующие основные результаты.

1. Большая часть изверженных пород представлены Fe–Ti, изотопы Nd, в которых ($\epsilon_{Nd} = +7.93$ to $+8.26$) свидетельствуют о изотопической однородности деплетированного мантийного источника.

2. Предполагается, что значительные изменения концентраций совместимых и несовместимых элементов в покровных потоках и пиллоу лавах являются, главным образом, следствием магматического смешения.

3. Обычные геохимические особенности пиллоу лав на протяжении вулканического цикла характеризуются тем, что самые нижние лавы – наиболее дифференцированы и они прогрессивно становятся более примитивные снизу вверх (TiO_2 : 2.98–1.00 вес.%; Zr: 227–76 ппм; Cr: 125–520 ппм соответственно).

4. Вулканические и геохимические циклы, в основном, совпадают, хотя внутри цикла могут выделяться несколько геохимических суб циклов.

5. Оценки, основанные на безводных составах пиллоу лав показывают, что дифференцированные Fe–Ti магмы, изверженные в начале вулканического цикла, были тяжелее, чем более примитивные магмы внедрившиеся в конце цикла

6. Мы относим геохимическую и плотностную эволюцию в вулканическом цикле к повторяемым повторным заполнениям корового магматического очага более легкими магмами более примитивного характера, подвергнутые гибридизации и незначительной фракционной кристаллизации.

7. В периоды времени между вулканическими циклами магматический очаг представлял собой закрытую систему и в нем происходила фракционная кристаллизация.

8. Слабая горизонтальная геохимическая корреляция циклов может свидетельствовать, что вулканические породы извергались из более, чем одного очага, и/или лишь небольшая доля поднимающейся порции магмы была извергнута в виде лавы.

References

- Bell BR (1983) Significance of ferrodioritic liquids in magma mixing processes. *Nature* 306:323–327
- Blake S (1981) Volcanism and dynamics of open magma chambers. *Nature* 289:783–785
- Bottinga Y, Richet P, Weill DF (1983) Calculation of density and thermal expansion coefficient of silicate liquids. *Bull Mineral* 106:129–138
- Campbell IH (1996) Fluid dynamic processes in basaltic magma chambers. In: Cawthorn RG (ed) *Layered intrusions*. Elsevier, Amsterdam, pp 45–76
- Campbell IH, Turner JS (1986) The influence of viscosity on fountains in magma chambers. *J Petrol* 27:1–30
- Coish RA (1977) Ocean floor metamorphism in the Betts Cove Ophiolite, Newfoundland. *Contrib Mineral Petrol* 60:277–302
- Cox KG, Bell JD, Pankhurst RJ (1979) *The interpretation of igneous rocks*. Chapman & Hall, London
- Crisp JA (1984) Rates of magma emplacement and volcanic output. *J Volcanol Geotherm Res* 20:177–211
- Detrick RS, Buhl P, Vera E, Mutter J, Orcutt J, Madsen J, Brocher T (1987) Multichannel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise. *Nature* 326:35–41
- Dick HJB, Meyer PS, Bloomer S, Kirby S, Stakes D, Mawer C (1991) Lithostratigraphic evolution of an in situ section of oceanic layer 3. In: von Herzen RP, Robinson PT et al. (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 118. College Station, Texas, Ocean Drilling Program, pp 439–538
- Dilek Y, Furnes H, Skjerlie KP (1997) Propagating rift tectonics of a Caledonian marginal basin: multi-stage seafloor spreading history of the Solund-Stavfjord ophiolite in western Norway. *Tectonophysics* 280:213–238

- Dilek Y, Moores EM, Furnes H (1998) Structure of modern oceanic crust and ophiolites and implications for faulting and magmatism of oceanic spreading centers. In: Buck R, Karson J, Delaney P, Lagabrielle Y (eds) *Faulting and magmatism at mid-ocean ridges*. Am Geophys Union, Geophys Monogr 106:219–265
- Fujii T, Scarfe CM (1985) Composition of liquids coexisting with spinel ilmenite at 10 kbar and the genesis of MORBs. *Contrib Mineral Petrol* 90:18–28
- Furnes H, Skjerlie KP, Pedersen RB, Andersen TB, Stillman CJ, Suthren RJ, Tysseland M, Garmann LB (1990) The Solund-Stavfjord Ophiolite Complex and associated rocks, West Norwegian Caledonides: geology, geochemistry and tectonic environment. *Geol Mag* 127:209–224
- Furnes H, Dilek Y, Skjerlie KP, Rytte HL, Fonneland HC (1998) Variations in basaltic geochemistry along a propagating rift of the Late Ordovician marginal basin of the West Norwegian Caledonides. *Terra Nova* 10:21–26
- Furnes H, Skjerlie KP, Dilek Y (2000) Petrology, tectonics, and hydrothermal alteration of a fossil backarc oceanic crust: Solund-Stavfjord Ophiolite Complex of western Norwegian Caledonides—a review. In: Dilek Y, Moores EM, Nicolas A (eds) *Ophiolites and ocean crust: new insight from field studies and Ocean Drilling Program*. Geol Soc Am Spec Pap 349:443–460
- Furnes H, Hellevang B, Dilek Y (2001) Cyclic volcanic stratigraphy in a Late Ordovician marginal basin, west Norwegian Caledonides. *Bull Volcanol* 63:164–178
- Govindaraju K (1994) 1994 compilation of working values and sample description for 383 geostandards. *Geostand Newslett Spec Issue* 18
- Grove TL, Kinzler RJ, Bryan WB (1992) Fractionation of Mid-Ocean Ridge Basalt (MORB). In: Morgan JP, Blackman DK, Sinton JM (eds) *Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges*. Am Geophys Union, Geophys Monogr 71:281–310
- Gudmundsson A (1990) Emplacement of dikes, sills and crustal magma chambers at divergent plate boundaries. *Tectono-physics* 176:257–275
- Gudmundsson A (1995) Geometry and growth of dykes. In: Baer G, Heimann A (eds) *Physics and chemistry of dykes*. Balkema, Rotterdam, pp 23–34
- Gudmundsson A (1998) Magma chambers modeled as cavities explain the formation of rift zone central volcanoes and their eruption and intrusion statistics. *J Geophys Res* 103:7401–7412
- Gudmundsson A (2000) Dynamics of volcanic systems in Iceland: example of tectonism and volcanism at juxtaposed hot spot and mid-ocean ridge systems. *Annu Rev Earth Planet Sci* 28:107–140
- Gudmundsson A (2002) Emplacement and arrest of sheets and dykes in central volcanoes. *J Volcanol Geotherm Res* 116:279–298
- Harding AJ, Kent GM, Orcutt JA (1993) A multichannel seismic investigation of upper crustal structure at 9°N and on the East Pacific Rise: implication for crustal accretion. *J Geophys Res* 98:13925–13944
- Hellevang H (2002) Volcanic and petrological evolution of Late Ordovician oceanic crust: the Stavenes segment of the Solund-Stavfjord ophiolite. *Cand Sci Thesis*, University of Bergen, Norway
- Hildreth W (1981) Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. *J Geophys Res* 86:10153–10292
- Huppert HE, Sparks RSJ, Whitehead JA, Hallworth J (1986) Replenishment of magma chambers with light inputs. *J Geophys Res* 91:6113–6122
- Keszthelyi L, Self S (1998) Some physical requirements for the emplacement of long basaltic lava flows. *J Geophys Res* 103:27303–27324
- Lange RA, Carmichael ISE (1987) Densities of Na₂O–K₂O–CaO–MgO–FeO–Fe₂O₃–Al₂O₃–TiO₂–SiO₂ liquidus: new measurements and derived partial molar properties. *Geochim Cosmochim Acta* 51:2931–2946
- Langmuir CH, Klein EM, Plank T (1992) Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges. In: Morgan JP, Blackman DK, Sinton JM (eds) *Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges*. Geophys Monogr 71:183–280
- Machado F (1974) The search for magmatic reservoirs. In: Civetta L, Gasparini P, Luongo G, Rapolla A (eds) *Physical volcanology*. Elsevier, Amsterdam, pp 255–273
- Malpas J (1990) Crustal accretionary processes in the Troodos ophiolite, Cyprus: evidence from field mapping and deep crustal drilling. In: Gibson I, Malpas J, Robinson PT, Xenophontos C (eds) *Ophiolites, oceanic crustal analogues*. Geol Surv Dept, Nicosia, Cyprus, pp 65–74
- Melson WG, Vallier TL, Wright TL, Byerly G, Nelson J (1976) Chemical diversity of abyssal volcanic glass erupted along the Pacific, Atlantic, and Indian Ocean seafloor spreading centers. In: Sutton G, Manghary MH, Moberly R (eds) *The geophysics of the Pacific Ocean Basin and its margins*. Geophys Monogr 12:351–367
- Nelson BK, DePaolo DJ (1985) Rapid production of continental crust 1.7 to 1.9 b.a. ago: Nd isotopic evidence from the basement of the North American mid-continent. *Geol Soc Am Bull* 96:746–754
- O'Hara MJ, Mathews RE (1981) Geochemical evolution in an advancing, periodically replenished, periodically tapped, continuously fractionated magma chamber. *J Geol Soc Lond* 138:237–277
- Padfield T, Gray A (1971) Major element rock analyses by X-ray fluorescence—a simple fusion method. *NV Philips, Eindhoven, Analytical Equipment FS* 35

- Pallister JS, Hopson CA (1981) Semail ophiolite plutonic suite: field relations, phase variations and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber. *J Geophys Res* 86:2593-2644
- Pearce JA, Norry MJ (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib Mineral Petrol* 69:33-47
- Pedersen RB (1986) The nature and significance of magma chamber margins in ophiolites: examples from the Norwegian Caledonides. *Earth Planet Sci Lett* 77:100-112
- Pin C, Briot D, Bassin C, Poitrasson F (1994) Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotope analyses in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Anal Chim Acta* 298:209-217
- Richard P, Shimizu N, Allegre CJ (1976) $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$, a natural tracer: an application to oceanic basalts. *Earth Planet Sci Lett* 31:269-278
- Robinson PT, Flower MFJ, Swanson DA, Staudigel H (1979) Lithology and eruptive stratigraphy of Cretaceous oceanic crust, Western Atlantic Ocean. In: Donnelly T, Francheteau J, Bryan W, Robinson PT, Flower M, Salisbury M et al. (eds) Initial Reports DSDP LI, LII, LIII. US Government Printing Office, Washington, DC, pp 1535-1555
- Ryttvad HL, Furnes H, Skjerlie KP, Rolfsen R (2000) Geochemistry and petrogenesis of extrusive rocks, dykes and high-level plutonic rocks on the island of Oldra, Solund-Stavfjord Ophiolite Complex, western Norway. *Norsk Geol Tidsskr* 80:97-119
- Saemundsson K (1991) The geology of the Krafla volcanic system. In: Gardarsson A, Einarsson A (eds) Myvatn's nature (in Icelandic). Hid Isslenska Natturufraedifelag, Reykjavik, pp 24-95
- Schilling JG, Zajac M, Evans R, Johnston T, White W, Devine JD, Kingsley R (1983) Petrological and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29°N to 73°N. *Am J Sci* 283:510-586
- Sinton JM, Detrick RS (1992) Mid-ocean ridge magma chambers. *J Geophys Res* 97:197-216
- Sinton JM, Wilson DS, Christie DM, Hey RN, Delaney JR (1983) Petrologic consequences of rift propagation on oceanic spreading ridges. *Earth Planet Sci Lett* 62:193-207
- Skjerlie KP, Furnes H (1990) Evidence for a fossil transform fault in the Solund-Stavfjord Ophiolite Complex: West Norwegian Caledonides. *Tectonics* 9:1631-1648
- Skjerlie KP, Furnes H, Johansen RJ (1989) Magmatic development and tectonomagmatic models for the Solund-Stavfjord Ophiolite Complex, West Norwegian Caledonides. *Lithos* 23:137-151
- Slater L, McKenzie D, Grønvald K, Shimizu N (2001) Melt generation and movement beneath Theistareykir, NE Iceland. *J Petrol* 42:321-354
- Smith DK, Cann JR (1993) Building the crust at the Mid-Atlantic Ridge. *Nature* 365:707-715
- Sparks RSJ, Huppert HE (1984) Density changes during the fractional crystallization of basaltic magmas: fluid dynamic implications. *Contrib Mineral Petrol* 85:300-309
- Sparks RSJ, Meyer P, Sigurdsson H (1980) Density variation amongst mid-ocean ridge basalts: implications for magmamixing and the scarcity of primitive lavas. *Earth Planet Sci Lett* 46:419-430
- Staudigel H, Hart SR (1983) Alteration of basaltic glass: mechanism and significance for the oceanic crust-seawater budget. *Geochim Cosmochim Acta* 47:37-50
- Stolper E (1980) A phase diagram for mid-ocean ridge basalts: preliminary results and implications for petrogenesis. *Contrib Mineral Petrol* 74:13-27
- Stolper E, Walker D (1980) Melt density and the average composition of basalts. *Contrib Mineral Petrol* 74:7-12
- Toomey DR, Purdy GM, Solomon SC, Wilcock WSD (1990) The three-dimensional seismic velocity structure of the East Pacific rise near latitude 9°30'N. *Nature* 347:639-645
- Walker GPL (1973) Lengths of lava flows. *Philos Trans R Soc Lond A* 274:107-118
- Wilson DS, Clague DA, Sleep NH, Morton JL (1988) Implications of magma convection for the size and temperature of magma chambers at fast spreading ridges. *J Geophys Res* 93:11974-11984