# ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАННЕГО ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.А. Симонов, А.Г. Клец \*, С.В. Ковязин, С.И. Ступаков, А.В. Травин

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

\*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

Комплексные петролого-геохимические и изотопные исследования образцов магматических пород, отобранных из керна параметрической скв. Майзасская-1, свидетельствуют о преобладании в разрезе долеритовых силлов, формирование которых происходило раньше (около 263 ± 4 млн лет) основной массы базальтов фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна и траппов Сибирской платформы (248-251 млн лет) в ходе кристаллизации базальтового расплава в интрузивных межпластовых камерах, образовавшихся между слоями осадочных пород силурийского возраста. Петрохимические, геохимические, минералогические и термобарогеохимические данные говорят о том, что силлы формировались в результате действия сложных магматических систем, отличающихся от типичных океанических и платобазальтовых расплавов, и связанных, вероятно, с развитием рифтогенных структур под действием мантийного плюма. Исследования расплавных включений позволили установить условия генерации из мантийного субстрата первичных расплавов (температуры до 1570 °С, глубины до 105—120 км) и параметры кристаллизации долеритов: температура до 1130—1155 °C, давление до 1.5—2 кбар. В целом полученные результаты позволяют связать образование рассмотренных базальтовых комплексов Западной Сибири с действием мантийного плюма, что привело к расколу древней коры и развитию рифтогенеза. В наиболее крупных рифтах происходило формирование фактически коры океанического типа. При этом большая часть поднимающейся магмы проникала во вмещающие древние толщи с образованием силлов.

Физико-химические условия, базальты, плюмовый магматизм, расплавные включения, Западная Сибирь

# THE PHYSICOCHEMICAL CONDITIONS OF EARLY PLUME MAGMATISM IN WEST SIBERIA

### V.A. Simonov, A.G. Klets, S.V. Kovyazin, S.I. Stupakov, and A.V. Travin

Complex petrological, geochemical, and isotope studies of igneous rocks sampled from the core of parametric Maizasskaya BH-1 showed a predominance of dolerite sills, which formed earlier ( $\sim 263 \pm 4$  Ma) than most of basalts in the basement of the West Siberian sedimentary basin and in the Siberian Platform traps (248– 251 Ma). Their formation took place during the crystallization of basaltic melt in intrusive chambers existing between layers of Silurian sedimentary rocks. The petrochemical, geochemical, mineralogical, and thermobarogeochemical data show that the sills resulted from the activity of complex magmatic systems different from typical oceanic and plateau-basalt melts and related, most likely, to the formation of rift structures under the influence of mantle plume. Study of melt inclusions provided data on the conditions of generation of primary melts from mantle substratum ( $\leq 1570$  °C, depths to 105–120 km) and crystallization parameters of dolerites — 1130–1155 °C, 1.5–2 kbar. The results obtained show that the studied basalt complexes in West Siberia are genetically related to the mantle plume activity, which led to the breakup of ancient crust and rifting. Formation of oceanic crust took place in the largest rifts; the ascending magma penetrated into the enclosing ancient strata to form sills.

Physicochemical conditions, basalts, plume magmatism, melt inclusions, West Siberia

#### введение

Базальтовые комплексы в фундаменте и в нижней части Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного бассейна рассмотрены во многих публикациях [Журавлев, 1986; Нефтегазоносные бассейны..., 1994; Кременецкий, Гладких, 1997; Альмухамедов и др., 1998, 1999; Добрецов и др., 2001; Медведев и др., 2002; Reichow et al., 2002; Бочкарев и др., 2003; Добрецов, 2005; Симонов и др., 2008; Сараев и др., 2009; Medvedev, Al'mukhamedov, 2009; и др.]. Они привлекают к себе пристальное внимание по целому ряду причин, важнейшие из которых связаны с проблемами заложения нефтегазоносного бассейна, его стратиграфии и литологии. В частности, в последнее время поднимается вопрос, требующий независимых решений по каждому из структурно-фациальных районов, о существовании в Западно-Сибирском нефтегазоносном бассейне эффузивных и (или) эффузивно-осадочных стратонов палеозойского возраста [Сенников и др., 2008].

© В.А. Симонов, А.Г. Клец, С.В. Ковязин, С.И. Ступаков, А.В. Травин, 2010

В связи с важностью проблем проводятся всесторонние исследования эффузивных комплексов и в первую очередь значительное внимание уделяется петрохимическим и геохимическим особенностям базальтов Западной Сибири [Альмухамедов и др., 1998; Медведев и др., 2002, 2003а,б; Reichow et al., 2005; Симонов и др., 2008; Сараев и др., 2009; и др.].

В последние годы получены данные об изотопном возрасте базальтов основания Западно-Сибирской плиты с преобладанием значений в интервале 248—251 млн лет [Медведев и др., 2002, 2003а,6; Reichow et al., 2002; Сараев и др., 2009; и др.].

Многие исследователи отмечают значительную степень вторичных изменений базальтов Западной Сибири [Угрюмов, 1995; Медведев и др., 20036; Сараев и др., 2009; и др.]. В связи с этим особое значение для выяснения условий магматических систем приобретают исследования сохранившихся первичных минералов и находящихся в них включений расплавов. В этом направлении получены первые данные по клинопироксенам и расплавным включениям из базальтовых пород Западной Сибири [Симонов и др., 2008; Simonov et al., 2009].

В целом, несмотря на значительное количество публикаций, посвященных базальтовым комплексам фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного бассейна, остается нерешенным ряд вопросов, связанных с физико-химическими условиями магматических процессов, параметрами первичных глубинных расплавов и их связи с мантийными плюмами. Наиболее перспективным путем решения этих проблем являются комплексные геологические, петрологические, минералого-геохимические исследования и анализ расплавных включений в минералах в сравнении с данными по современным эталонным объектам.

В данной статье условия плюмовых магматических систем Западной Сибири рассматриваются на примере результатов исследования образцов базальтовых пород, отобранных из керна параметрической скв. Майзасская-1, располагающейся в Нюрольском структурно-фациальном районе.

# МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования базальтовых пород из параметрической скв. Майзасская-1 проводились главным образом в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск).

Возраст установлен методом <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ступенчатого датирования. С помощью стандартных методик магнитной и плотностной сепарации были выделены фракции плагиоклаза и клинопироксена. В исследованиях использовалась также валовая проба долерита. Навески минеральных фракций совместно с биотитом МСА-11 (ОСО № 129-88), используемым в качестве монитора, заворачивались в алюминиевую фольгу, помещались в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивались. Биотит МСА-11, подготовленный ВИМС в 1988 г. как стандартный К/Аг образец для К/Аг метода датирования, был аттестован в качестве <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Bern 4m, биотита LP-6 [Baksi et al., 1996]. В качестве интегрального возраста биотита MCA-11 принято среднее значение результатов калибровки, составившее 311.0 ± 1.5 млн лет. Кварцевые ампулы с пробами облучались в кадмированном канале реактора ВВР-К типа при Томском политехническом университете (г. Томск). Градиент нейтронного потока не превышал 0.5 % в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по  ${}^{40}$ Ar (10 мин при 1200 °C) не превышал 5 × 10<sup>-10</sup> нсм<sup>3</sup>. Очистка аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (Англия). Ошибки измерений, приведенные в тексте, в таблицах и на рисунках, соответствуют интервалу  $\pm 1\sigma$ .

Петрохимические составы пород выяснены с помощью рентгенофлюоресцентного анализа. Содержания редких элементов определены рентгенофлюоресцентным анализом с использованием синхротронного излучения (РФА СИ) в Центре синхротронного излучения ИЯФ СО РАН и в Институте геологии и минералогии СО РАН.

В ходе исследований в Институте геологии и минералогии СО РАН большое значение придавалось изучению сохранившихся магматогенных минералов и расплавных включений, содержащих прямую информацию о древних магматических системах. Составы минералов изучены на рентгеновском микроанализаторе «Camebax-micro». Эксперименты с расплавными включениями при высоких температурах проводились в микротермокамере с инертной средой [Соболев, Слуцкий, 1984] с использованием имеющихся методик [Симонов, 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994; Соболев и др., 2009; Симонов и др., 2010].

Исследования проводились на основе сравнительного анализа с данными по современным эталонным базальтовым магматическим системам, полученными для Срединно-Атлантического хребта [Симонов и др., 1999], океанического о. Буве в Южной Атлантике [Симонов и др., 1996], района подводного плато Онтонг Джава и бассейна Науру в Тихом океане [Симонов и др., 2004, 2005], а также Сибирской платформы [Симонов и др., 2005].

### ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Параметрическая скв. Майзасская-1 располагается в Нюрольском структурно-фациальном районе (рис. 1) и вскрывает разрез силурийских и девонских отложений. Силурийские отложения на Западно-Сибирской плите наиболее полно охарактеризованы именно в Нюрольском районе. В скважине Майзасская-1 они представлены большеичской и майзасской свитами (рис. 2). Первая находится в нижней части разреза скважины. Вышележащие глинисто-карбонатные отложения майзасской свиты содержат базальты. Среди глинистых известняков и аргиллитов лесной свиты (девон) отмечены отдельные покровы или силлы базальтов. В целом весь разрез скважины насыщен базальтовыми породами [Стратиграфия..., 2001].

Детальные исследования образцов, отобранных по разрезу скв. Майзасская-1 (см. рис. 2), показали, что в интервале 2786—3144 м (лесная свита, девон) среди осадочных отложений преобладают переслаивающиеся серые алевролиты, песчаники, аргиллиты, аргиллиты известковистые, известняки глинистые, известняки темно-серые слоистые и массивные.

В интервале 3232—3644 м (майзасская свита, силур) среди осадочных пород наблюдаются в основном аргиллиты, известковистые аргиллиты, известняки темно-серые до черных.



### Рис. 1. Расположение параметрической скв. Майзасская-1.

#### М-1 — скв. Майзасская-1 (Нюрольский структурно-фациальный район).

Другие скважины, вскрывающие базальты с возрастом более 250 млн лет: скв. ТСГ-6 и Никольская-1 — Колтогорско-Уренгойский рифт; Кт-1, Гф-4, СВ-1 — междуречье Нижней и Подкаменной Тунгусок (западный сектор Сибирской платформы). Пунктирной линией показан ареал распространения базальтов с возрастом более 250 млн лет. Границы: *1* — государственная, *2* — административного деления, *3* — складчатого обрамления, *4* — структурно-фациальных районов. Рисунок построен на основе рис. 8 работы [Стратиграфия..., 2001].



В интервале 3770—3867 м (большеичская свита, силур) отобраны преимущественно базальты и долериты.

На глубине 3232—3833 м, где взяты исследованные пробы базальтовых пород, преобладают силурийские осадочные толщи, среди которых располагаются крупные (мощностью десятки метров) долеритовые и маломощные (первые метры) базальтовые тела (см. рис. 2).

В опробованном разрезе скв. Майзасская-1 (3232—3833 м) можно выделить, как минимум, шесть последовательно сменяющихся сверху вниз тел базальтоидов, различающихся по мощности, внутреннему строению и по структуре пород (см. рис. 2):

1. Глубина отбора керна — 3332 м. Равномерно-зернистые базальты. Интенсивно изменены. Мощность 3 м. По внешним характеристикам и внутренней структуре это могут быть маломощные силлы.

2. Глубина отбора керна — 3390 м. Породы очень неравномерно-зернистые, с постепенными переходами от микрозернистых базальтов к базальтовым порфиритам с темными хлоритизированными вкрапленниками (до 2 мм). Наблюдается фактически субвертикальный закалочный контакт. Сильно изменены, с карбонатными прожилками. Мощность 5 м. По петрографическим признакам и закалочному контакту представляют собой апофиз силла.

 Глубина отбора керна — 3415 м. Равномерно мелкозернистый массивный долерит со свежим клинопироксеном. Мощность 25 м. Крупный силл.

4. Глубина отбора керна — 3736—3740 м. Преобладают равномерно-среднезернистые (до 1.5 мм) массивные, свежие (со слабоизмененными клинопироксенами и плагиоклазами) долериты. В подошве этого горизонта располагается микрозернистый афировый горизонтальный закалочный базальтовый контакт, переходящий в измененный карбонатизированный базальт, сменяющийся выше по разрезу долеритами. Общая мощность до 40 м. Крупный силл.

5. Глубина отбора керна — 3765—3792 м. Преобладают свежие равномерно средне- и крупнозернистые (до 2 мм) массивные долериты. Общая мощность более 30 м. Крупный силл.

6. Глубина отбора керна — 3833 м. Сильно измененные мелкозернистые базальты с крупными (до 1 см) миндалинами, заполненными хлоритом и карбонатом. Мощность 3 м. Лавовый поток или мелкий силл.

# Рис. 2. Разрез силурийских и девонских отложений, вскрытых в Нюрольском структурно-фациальном районе параметрической скв. Майзасская-1.

I — аргиллиты; 2 — слоистые известняки; 3 — глинистые известняки; 4 — туфы; 5 — кварцевые порфиры; 6 — эффузивные породы среднего состава; 7 — базальты, базальтовые порфириты; 8 — долериты. Цифрами (1—6) обозначены рассмотренные в статье тела базальтов и долеритов. Буквами обозначены места отбора образцов, по которым получены данные по возрасту: М-3736 (*a*), М-1-9 (*б*), М-3791 (*в*). Рисунок построен на основе рис. 10 из работы [Стратиграфия..., 2001].

В целом анализ геолого-петрографических свойств рассмотренных базальтоидов свидетельствует о следующем. Эти пластообразные тела с преобладающими горизонтальными закальными контактами обладают внутренней структурой, зависящей от мощности. Крупные (десятки метров) представлены долеритами, мелкие (первые метры) мелко- и неравномерно-зернистыми базальтами. Первые являются силлами, формирование которых связано с кристаллизацией внедряющегося базальтового расплава в крупных интрузивных межпластовых камерах. Другие могут быть либо лавовыми потоками, либо закалочными частями (как в случае 4) и маломощными апофизами (тело 2) крупных силлов. Учитывая широкое присутствие в разрезе скв. Майзасская-1 крупных силлов, второе предположение более предпочтительно.

Необходимо также отметить, что петрографическое изучение показало существенную степень измененности пород скв. Майзасская-1. Маломощные тела базальтов значительно более изменены, чем долериты крупных интрузивов. В целом для мелкозернистых базальтов характерно развитие в миндалинах и по трещинкам карбонатов. В связи с этим, особое значение для выяснения условий магматических систем, ответственных за формирование рассмотренных базальтовых серий, приобретают методы исследования первичных магматогенных минералов и сохранившихся в них включений расплавов.

#### ВОЗРАСТ БАЗАЛЬТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Для выяснения возрастных характеристик были проанализированы в Институте геологии и минералогии СО РАН с помощью <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar метода ступенчатого прогрева пробы, отобранные из долеритов двух силлов (№ 4, обр. М-3736 и № 5, образцы М-1-9, М-3791), располагающихся в нижней части разреза. Места отбора образцов обозначены соответственно буквами «а» (М-3736), «б» (М-1-9) и «в» (М-3791) на рис. 2. Для долеритового обр. М-3736 проведен валовый анализ. В случае обр. М-1-9 отобрана монофракция плагиоклаза, а для М-3791 использован концентрат клинопироксена.

Тщательное изучение под большим увеличением шлифов долерита М-3791 показало, что зерна клинопироксена (0.5—0.25 мм) пропитаны микролейстами плагиоклаза, т.е. фактически мы анализировали микроагрегаты Срх + Pl и основная часть Ar выделялась из нагревающегося плагиоклаза.

Полученные возрастные и Ca/K спектры показаны на рис. 3, 4. В средней части возрастных спектров пироксенового концентрата (Cpx + Pl) и валового образца видны плато, характеризующиеся 58 %, 68 % выделенного <sup>39</sup>Ar, и значениями возраста 259.6 ± 6.2, 276.4 ± 6.3 млн лет соответственно. Для плагиоклаза получен дискордантный возрастной спектр, в высокотемпературной части которого выделяется промежуточное плато, состоящее из двух ступеней, характеризующееся 39 % выделенного <sup>39</sup>Ar и значением возраста 257.3 ± 5.9 млн лет (см. рис. 3). Полученные данные по возрасту для минеральных фракций и валовой пробы согласуются между собой в пределах ошибки. В связи с этим представляется логичным в качестве оценки возраста формирования изученных долеритовых силлов считать среднее взвешенное для трех значений, составившее  $263 \pm 4$  млн лет.



Рис. 3. Результаты <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar анализа плагиоклаза (обр. М-1-9) и агрегата клинопироксен + плагиоклаз (обр. М-3791) из долеритов скв. Майзасская-1.

Рис. 4. Результаты <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar анализа валовой пробы долерита скв. Майзасская-1 (обр. М-3736).

Приведены возрастной и Са/К спектры.

Приведены возрастной и Са/К спектры.

## ПЕТРОХИМИЯ

Анализ химического состава показал высокие значения потерь при прокаливании (табл. 1), что подтверждает широкое развитие вторичных изменений в изученных породах. Выясняется, что мелкозернистые базальты значительно более изменены (4.8—6.8 мас.% п.п.п.), чем крупнокристаллические долериты (3.2—4.7 мас.% п.п.п.). Для них характерно падение кальция с ростом п.п.п. и повышенные содержания (до 6 мас.%) натрия (рис. 5), что обусловлено в основном альбитизацией плагиоклазов. Максимальные п.п.п. (до 9.2 мас.%) связаны с интенсивной карбонатизацией мелкозернистых базальтов с миндалинами.

Согласно преобладающим вариациям SiO<sub>2</sub> (от 43 до 47.8 мас.%) и MgO (от 9 до 6.7 мас.%) породы относятся к оливиновым базальтам (см. табл. 1). По соотношению суммы щелочей и SiO<sub>2</sub> базальты принадлежат к субщелочным сериям, в то время как долериты характеризуются существенно меньшими значениями щелочных компонентов и располагаются на границе с толеитовыми сериями. Базальты и долериты содержат незначительное количество калия (до 0.25 мас.%) и при заметном титане (1.4—2 мас.%) приурочены к полям базальтов типа N-MORB и E-MORB, характерных для рифтов срединно-океанических хребтов, располагаясь также в области платобазальтов Сибирской платформы и плато Онтонг Джава, Тихий океан (рис. 6, A). На диаграмме TiO<sub>2</sub>—FeO/MgO большинство точек рассмотренных пород попадает в поле эффузивов срединно-океанических хребтов (см. рис. 6, B). Согласно низким значениям (до 0.08) отношений K<sub>2</sub>O/(K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O), практически все базальты скв. Майзасская-1 соответствуют рифтогенным базальтам областей коровой фрагментации. По соотношению некоторых петрохимических компонентов (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO) породы располагаются на тренде плагиоклазовых кумулятов, что подтверждается широким развитием долеритовых структур с преобладающим идиоморфизмом плагиоклаза.

В целом по основным петрохимическим характеристикам микрозернистые базальты совпадают с данными по хорошо раскристаллизованным долеритам, что подтверждает высказанное выше предположение о принадлежности в различной степени раскристаллизованных пород в разрезе скв. Майзасская-1 к одним и тем же силлам. В то же время мелкозернистые базальты содержат меньше CaO при более высоких значениях Na<sub>2</sub>O и п.п.п. (см. рис. 5, табл. 1), что говорит об их сильной альбитизации. Внутри самих силлов намечается некоторая зональность в распределении петрохимических компонентов. В частности, для тела № 4 (см. рис. 2) при переходе от долеритов к нижнему закальному и измененному базальтовому контакту происходит уменьшение CaO (9.42—6.40 мас.%), TiO<sub>2</sub> (2.00—0.91 мас.%) и рост Na<sub>2</sub>O (2.4—6 мас.%), что связано, скорее всего, с альбитизацией приконтактовых зон.

На вариационных диаграммах Харкера (рис. 7) наблюдаются закономерные изменения составов пород с увеличением SiO<sub>2</sub>: постоянство Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, K<sub>2</sub>O, рост TiO<sub>2</sub> и падение MgO в свежих долеритах. Для измененных мелкозернистых базальтов (в том числе и для закалочного контакта) значения титана уменьшаются с ростом SiO<sub>2</sub>. В случае Na<sub>2</sub>O ситуация обратная: в базальтах увеличиваются содержания, а в долеритах, тесно ассоциирующих с данными по расплавным включениям, наблюдается некоторое падение (рис. 8, A). Устанавливается минимум CaO для измененных мелкозернистых базальтов, что связывается с альбитизацией. В большинстве случаев на вариационных диаграммах составы пород более соответствуют базальтам срединно-океанических хребтов, чем платобазальтам.



Рис. 5. Зависимость содержаний кальция и натрия от величины потерь при прокаливании в базальтовых породах скв. Майзасская-1.

1 — долериты, 2 — мелкозернистые базальты.

Таблица 1. Представительные анализы (мас.%) пород из базальтовых комплексов скв. Майзасская-1

						_							
№ п/п	№ образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	$P_2O_5$	П.п.п.	Сумма
1	M-1-1	47.13	0.91	15.39	10.68	0.17	5.98	8.43	4.77	1.39	0.34	4.76	99.95
2	M-1-2	44.45	1.65	17.70	10.43	0.07	8.87	5.10	4.68	0.25	0.25	6.83	100.28
3	M-1-3	45.78	1.64	15.89	11.59	0.17	9.08	8.46	2.77	0.21	0.28	4.72	100.58
4	M-1-8	46.93	2.04	15.15	12.51	0.19	7.35	9.61	2.40	0.22	0.38	3.89	100.67
5	M-3736	47.80	2.01	16.12	11.50	0.17	6.68	9.42	3.04	0.23	0.34	3.17	100.48
6	M-3739	43.09	1.82	17.26	11.92	0.20	8.07	6.14	4.27	0.24	0.29	6.21	99.52
7	M-1-7	48.05	0.91	17.28	12.01	0.25	4.38	6.40	6.09	0.18	0.34	5.01	100.90
8	M-3765	44.53	1.50	16.28	11.53	0.23	8.42	9.56	3.03	0.22	0.27	4.49	100.06
9	M-1-9	46.77	1.49	16.16	11.39	0.19	7.61	9.67	2.80	0.25	0.31	3.45	100.08
10	M-3791	46.25	1.83	16.78	11.66	0.17	7.32	8.80	3.36	0.19	0.30	3.33	99.99
11	M-1-10	46.57	1.75	15.87	12.12	0.18	7.52	9.02	3.47	0.20	0.32	3.41	100.42
12	M-3833	45.38	1.43	14.38	10.15	0.20	6.87	7.32	5.22	0.13	0.26	9.20	100.53

Учитывая определенное петрохимическое сходство базальтов и долеритов скв. Майзасская-1 с породами рифтов срединно-океанических хребтов, достаточно обоснованным является использование методик [Schilling et al., 1995] для оценки параметров первичных расплавов. Расчетное моделирование показало, что исходные магмы формировались на глубинах 40—70 км при температурах 1315—1420 °C. Эти параметры совпадают с данными для первичных расплавов типа N-MORB срединно-океанических хребтов: 40—65 км, 1310—1400 °C [Schilling et al., 1995; Симонов и др., 1999].

# РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Для выяснения геохимических особенностей и установления возможных палеогеодинамических обстановок формирования базальтовых комплексов скв. Майзасская-1 использовались главным образом элементы, наиболее устойчивые к вторичным процессам — Y, Zr, Nb (табл. 2).

На диаграмме Y—Zr (рис. 8, Б) большинство базальтов и долеритов скв. Майзасская-1 приурочены к полю базальтовых пород океанического плато Онтонг Джава (Тихий океан) и Сибирской платформы. Одновременно часть данных располагается в области базальтов срединно-океанических хребтов. По



Рис. 6. Диаграммы A — TiO<sub>2</sub>—K<sub>2</sub>O и Б — TiO<sub>2</sub>—FeO/MgO для пород базальтовых комплексов и расплавных включений в клинопироксенах из долеритов скв. Майзасская-1.

1 — расплавные включения; 2 — базальтовые породы в целом. N-MORB — нормальные базальты срединно-океанических хребтов. Е-MORB — обогащенные базальты срединно-океанических хребтов. ОІВ — базальты внутриплитных океанических островов. (SB + OJB) — платобазальты Сибирской платформы (SB) и океанического плато Онтонг Джава, Тихий океан (OJB). Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Симонов и др., 1996, 1999, 2005].



Рис. 7. Вариационные диаграммы Харкера для пород базальтовых комплексов и расплавных включений в клинопироксенах из долеритов скв. Майзасская-1 (мас.%).

1 — расплавные включения в клинопироксенах; 2 — долерит, в клинопироксене из которого исследовались расплавные включения; 3 — долериты; 4 — мелкозернистые базальты. IPB — расплавные включения в клинопироксенах из базальтов района плато Онтонг Джава (Тихий океан) и Сибирской платформы. Остальные усл. см. на рис. 6. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Симонов и др., 1999, 2005].

	nj vajasti uddia kumistektud tkd. Manjattkan-1														
№ п/п	№ образца	V	Cr	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Мо	Pb
1	M-1-1	219	149	76	214	142	12.9	1.56	17.2	546	16.7	67	1.70	0.78	6.15
2	M-1-2	257	175	83	46	164	16.7	0.50	3.91	692	26.0	129	3.58	0.56	1.13
3	M-1-3	193	150	96	43	150	18.6	0.85	2.22	457	30.6	132	4.28	0.68	2.05
4	M-1-8	233	150	120	94	138	16.4	0.66	2.18	417	32.9	146	6.01	0.95	6.63
5	M-3736	249	132	125	53	137	15.8	0.49	2.05	423	33.8	148	6.16	1.01	6.31
6	M-3739	268	244	164	22	161	16.4	_	4.37	521	32.9	147	5.75	0.56	15.00
7	M-1-7	209	27	13	32	222	17.4	0.72	4.05	825	22.1	54	1.54	0.10	16.80
8	M-3765	232	130	149	18	177	18.8	2.10	2.51	547	26.4	108	3.93	0.56	10.60
9	M-1-9	221	205	145	21	145	15.6	0.98	3.03	627	26.8	110	3.69	0.60	10.10
10	M-3791	225	190	151	32	158	17.5	0.79	3.12	718	28.5	132	4.67	0.81	7.98
11	M-1-10	224	159	145	237	162	13.1	0.95	3.23	651	26.2	116	4.38	1.32	7.65
12	M-3833	181	146	105	9	133	13.3	1.41	1.39	279	27.6	111	4.30	0.86	4.95

Представительные анализы содержания редких элементов (г/т) в породах из базальтовых комплексов скв. Майзасская-1

соотношениям Nb/Y—Zr/Y точки пород ассоциируют с N-MORB, в то время как, согласно Zr/Y—Zr, они являются внутриплитными базальтами. Интересные данные получаются по соотношению Zr/Nb—Nb (см. рис. 8, *B*). Здесь точки пород находятся в поле базальтов типа N-MORB из центральной части Красного моря, представляющего собой фактически межконтинентальный рифт с океанической корой. Располагаются они вдоль тренда развития магматических систем Красноморского региона в процессах рифтогенеза и раскола континентальной коры до образования на конечных стадиях рифтогенного бассейна с корой океанического типа.

В целом данные по редким элементам не показывают заметных отличий мелкозернистых базальтов от долеритов, что является дополнительным свидетельством о принадлежности их к разным частям одних и тех же крупных силлообразных тел.

## СОСТАВЫ МИНЕРАЛОВ

Исследовались составы плагиоклазов и клинопироксенов среднекрупнозернистых долеритов из наиболее крупных силлов № 4 и 5 (образцы М-3791, М-3765, М-3736 и М-1-9; табл. 3, 4) скв. Майзасская-1.

Плагиоклазы из долеритов скв. Майзасская-1 по содержанию анортитового компонента соответствуют лабрадорам и значительно реже отвечают битовнитам. Они характеризуются относительно низкими содержаниями  $K_2O$ ,  $TiO_2$ ,  $Cr_2O_3$  и MnO. Железистость минералов варьирует от 54 до 78 % и преобладающие значения анортитового компонента составляют 61—75 %. В измененных базальтах преобладают альбит и альбит-олигоклаз.

	скв. Майзасская-1 (обр. М-1-9)												
№ п/п	№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> 0 <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	
1	74	52.33	0.09	29.51	0.01	0.41	0.02	0.20	12.66	4.12	0.12	99.45	
2	75	49.38	0.05	31.29	0.00	0.54	0.00	0.17	15.31	2.83	0.06	99.62	
3	76	52.47	0.11	28.97	0.00	0.76	0.00	0.12	12.43	4.22	0.16	99.24	
4	78	54.39	0.11	28.59	0.00	0.61	0.01	0.17	11.92	4.71	0.15	100.66	
5	79	51.30	0.06	30.07	0.00	0.56	0.03	0.20	13.98	3.62	0.09	99.91	
6	80	51.09	0.10	29.01	0.01	0.50	0.02	0.17	12.80	4.18	0.13	98.00	
7	81	51.26	0.07	29.37	0.16	0.47	0.02	0.19	12.86	4.15	0.12	98.68	
8	82	49.30	0.06	30.58	0.01	0.57	0.00	0.20	14.46	3.26	0.08	98.53	
9	84	54.84	0.11	27.59	0.04	0.52	0.03	0.14	11.02	5.27	0.21	99.77	
10	87	51.85	0.09	29.03	0.00	0.55	0.03	0.17	12.66	4.29	0.12	98.79	
11	88	54.02	0.09	28.30	0.02	0.63	0.03	0.16	11.47	4.88	0.20	99.78	

Таблица 3.

Таблица 2

Представительные анализы (мас.%) плагиоклазов из долеритов

№ п/п	№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
1	4	50.50	1.27	2.36	0.20	8.43	0.22	14.84	20.25	0.35	0.00	98.43
2	5	50.91	1.25	2.53	0.24	7.95	0.23	14.92	20.09	0.38	0.00	98.49
3	6	50.40	1.50	2.42	0.08	9.80	0.27	14.78	19.23	0.38	0.00	98.86
4	10	50.55	1.30	2.72	0.43	7.93	0.23	15.02	19.77	0.38	0.01	98.33
5	14	51.35	0.87	1.54	0.35	7.80	0.23	15.90	20.19	0.30	0.00	98.54
6	15	50.01	1.30	3.03	0.55	7.52	0.20	15.12	20.46	0.41	0.01	98.61
7	16	50.60	1.22	2.47	0.27	7.98	0.26	14.99	20.29	0.37	0.00	98.45
8	23	51.21	1.23	3.87	0.46	8.11	0.20	14.69	19.34	0.41	0.01	99.54
9	24	50.81	1.47	2.98	0.58	8.09	0.23	14.51	19.87	0.39	0.00	98.93
10	26	50.19	1.43	1.61	0.00	13.88	0.39	11.54	18.90	0.62	0.00	98.55
11	28	49.70	1.53	1.92	0.00	13.81	0.41	12.38	18.20	0.56	0.00	98.51
12	29	50.74	1.45	2.18	0.09	10.05	0.23	14.20	20.06	0.45	0.00	99.45
13	30	48.78	2.33	3.86	0.16	10.39	0.27	12.77	19.52	0.52	0.00	98.60
14	31	50.70	1.47	1.82	0.00	12.13	0.32	12.92	18.97	0.49	0.01	98.83
15	32	51.58	1.14	1.83	0.11	9.30	0.28	14.97	20.01	0.40	0.00	99.62
16	33	50.68	1.58	2.21	0.04	10.77	0.32	13.73	19.26	0.45	0.00	99.03
17	34	49.28	1.98	2.83	0.05	12.43	0.37	12.47	18.78	0.51	0.00	98.70
18	35	48.46	2.45	4.38	0.19	9.49	0.29	12.70	20.41	0.47	0.00	98.84
19	36	48.31	2.48	4.25	0.28	9.95	0.24	12.61	19.81	0.52	0.00	98.46
20	37	48.60	2.22	4.18	0.22	9.11	0.23	13.01	20.48	0.44	0.01	98.51
21	42	49.79	1.99	2.85	0.08	11.65	0.29	12.50	19.03	0.48	0.00	98.66
22	43	49.65	1.99	2.93	0.13	10.96	0.28	12.54	19.86	0.53	0.00	98.87
23	45	50.34	1.55	2.16	0.05	11.22	0.30	12.86	19.67	0.43	0.01	98.58
24	46	48.62	2.56	3.57	0.12	11.50	0.29	11.58	19.69	0.54	0.01	98.47
25	50	50.18	1.46	3.22	0.45	8.45	0.26	14.67	19.78	0.42	0.00	98.89
26	52	50.26	1.70	3.26	0.35	8.98	0.22	14.65	19.13	0.47	0.00	99.02
27	53	50.23	1.68	2.96	0.40	8.76	0.25	14.58	19.77	0.45	0.00	99.07
28	54	50.02	1.57	2.19	0.08	13.02	0.36	12.95	18.28	0.49	0.00	98.97
29	55	50.26	1.88	2.42	0.00	10.67	0.28	14.07	19.49	0.49	0.00	99.56
30	56	51.77	1.30	1.41	0.06	10.75	0.31	15.09	18.88	0.36	0.01	99.95
31	58	49.40	1.72	3.40	0.54	8.18	0.21	14.90	19.93	0.46	0.00	98.74
32	60	49.59	2.04	2.88	0.04	10.50	0.32	14.28	18.72	0.50	0.00	98.87
33	61	49.62	1.75	3.46	0.49	8.96	0.22	14.73	19.65	0.49	0.02	99.39
34	63	50.01	1.58	3.17	0.62	8.03	0.23	14.73	20.07	0.40	0.01	98.84
35	64	52.00	1.08	1.36	0.09	10.20	0.31	15.54	18.03	0.35	0.00	98.96
36	67	50.32	1.72	2.70	0.19	9.56	0.26	14.40	19.31	0.46	0.00	98.92
37	69	49.82	1.73	2.57	0.05	9.68	0.29	14.57	19.58	0.49	0.00	98.78
38	70	52.10	1.05	1.49	0.20	9.18	0.29	15.43	18.97	0.32	0.00	99.03
39	71	49.92	1.95	2.60	0.07	10.39	0.29	13.99	19.22	0.43	0.00	98.86
40	72	50.04	1.77	2.33	0.01	11.70	0.32	13.26	18.96	0.48	0.00	98.87

Таблица 4. Представительные анализы (мас.%) клинопироксенов из долеритов скв. Майзасская-1

Примечание. 1—9 — клинопироксены из обр. М-3791. 10—24 — клинопироксены из обр. М-3765. 25—40 — клинопироксены из обр. М-3736.





Рис. 8. Диаграммы: *А* — Na<sub>2</sub>O—SiO<sub>2</sub>, *Б* — Y—Zr, *B* — Zr/Nb—Nb для пород базальтовых комплексов и расплавных включений в клинопироксенах из долеритов скв. Майзасская-1.

Усл. обозн. см. на рис. 7.

Б: рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Симонов и др., 1996, 1999, 2005; Золотухин и др., 2003].

В: RS — базальты Красного моря. 50 % ОІВ — доля плюмовых расплавов типа OIB. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Альмухамедов и др., 1985; Pfander et al., 2002].



Рис. 9. Диаграммы: А — TiO<sub>2</sub>—FeO и Б — SiO<sub>2</sub>/100—TiO<sub>2</sub>—Na<sub>2</sub>O для клинопироксенов из долеритов скв. Майзасская-1.

1—3 — образцы: М-3791 (1), М-3765 (клинопироксены с изученными расплавными включениями) (2), М-3736 (3).

A: клинопироксены из базальтов внутриплитных океанических островов (OIB), срединно-океанических хребтов (MORB), платобазальтов Сибирской платформы (SB) и бассейна Науру в районе океанического плато Онтонг Джава, Тихий океан (OJB). Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Симонов и др., 2004, 2005].

Б: поля клинопироксенов из базальтов срединно-океанических хребтов (1), из субщелочных (2) и щелочных (3) базальтов внутриплитных океанических островов. Точечной линией показано поле клинопироксенов из базальтов бассейна Науру в районе океанического плато Онтонг Джава (Тихий океан). Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Цамерян и др., 1991; Симонов и др., 2004].



## Рис. 10. Диаграмма Ті—(Са + Na) для клинопироксенов из долеритов скв. Майзасская-1 (катионы).

1—3 — образцы: М-3791 (1), М-3765 (клинопироксены с изученными расплавными включениями) (2), М-3736 (3). Поля клинопироксенов из базальтов толеитовой (*T*) и щелочной (*A*) серий. Жирная линия — граница раздела двух полей. Точечной линией показано поле клинопироксенов из базальтов бассейна Науру в районе океанического плато Онтонг Джава, Тихий океан. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Leterrier et al., 1982; Симонов и др., 2004].

Клинопироксены обычно равновесны с расплавом и соответственно несут значительное количество важной и интересной генетической информации. В изученных породах скв. Майзасская-1 мелкие зерна (0.3—0.5 мм) клинопироксенов зеленоватого и коричневатого оттенков находятся главным образом в ин-

терстициях между более крупными (до 1 мм) удлиненными кристалликами плагиоклаза, формируя в целом типичную долеритовую структуру. По соотношению En-Wo-Fs рассмотренные пироксены отвечают в основном авгиту с магнезиальностью (Mg#) — 64—78. Часть минералов, в которых были изучены расплавные включения из обр. М-3765, соответствует диопсиду. По значению минала Wo (около 40 %) они близки к данным для клинопироксенов, кристаллизовавшихся в присутствии воды при давлении около 2 кбар [Gaetani et al., 1993]. Выделяется группа пироксенов с повышенными значениями TiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (обр. М-3765, табл. 4), в которых и были найдены расплавные включения.

Клинопироксены из долеритов скв. Майзасская-1, обладая значительными количествами титана (до 2.5 мас.%) при одновременно высокой железистости (FeO/MgO до 14), хорошо отличаются от пироксенов из базальтов срединно-океанических хребтов (MORB). По соотношению  $TiO_2$ —FeO они частично попадают в поле минералов из базальтов океанического плато Онтонг Джава (Тихий океан) и Сибирской платформы. Значительная часть из них приурочена к области плюмовых базальтов типа OIB (рис. 9, A). В то же время пироксены с расплавными включениями не пересекаются с минералами из базальтов срединно-океанических хребтов и плато, формируя самостоятельную область с максимальными значениями титана и железа. На тройной диаграмме  $SiO_2/100$ — $TiO_2$ —Na<sub>2</sub>O точки клинопироксенов находятся в полях минералов из субщелочных и щелочных внутриплитных океанических базальтовых серий типа OIB, располагаясь в стороне от пироксенов из базальтов бассейна Науру в районе океанического плато Oнтонг Джава (Тихий океан), для которых характерны меньшие значения титана и натрия (см. рис. 9, E). Эти особенности подтверждаются отношениями катионов в клинопироксенах. В частности, по соотношению Ti—(Ca + Na) практически все клинопироксены из базальтов сериям сериям, в то время как пироксены из базальтов района плато Онтонг Джава относятся к толеитовым сериям (рис. 10).

### РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Детально были просмотрены все имеющиеся в нашем распоряжении образцы базальтовых пород скв. Майзасская-1, но расплавные включения были найдены только в пироксенах из пр. М-3765, представляющей верхнюю часть крупного силла (№ 5). Первичные расплавные включения (преобладают размеры около 5—6 мкм, редко до 15—20 мкм) располагаются в основном равномерно по зерну пироксена, иногда образуя прямолинейные полосы и зоны роста. Формы включений вытянутые, с элементами огранки. Включения многофазовые: светлые и темные кристаллики + рудные фазы + стекло(?!) + газовый пузырек (рис. 11). В целом включения выдержаны по фазовому составу, который характерен для большинства типичных расплавных включений в клинопироксенах из базальтов.

Эксперименты в микротермокамере показали, что содержимое включений начинает темнеть при 700 °C. В районе 1000 °C видны первые порции расплава. При температурах около 1060 °C происходит уменьшение газового пузырька в расплаве между кристаллическими фазами. В последующем (1090 °C) часть включений взрывается, что свидетельствует о повышенном содержании летучих компонентов. В ходе дальнейшего нагрева плавятся кристаллические фазы, количество расплава во включениях растет и при 1130 °C часть включений становится гомогенными. До 1155 °C все включения гомогенизируются. Таким образом, кристаллизация клинопироксенов из долеритов скв. Майзасская-1 происходила при температурах 1130—1155 °C.





Результаты анализов гомогенизированных включений на микрозонде приведены в табл. 5. Устанавливается прямая зависимость температур гомогенизации от состава — снижение температурных характеристик включений при падении содержания MgO (до 5.1 мас.%) в стеклах прогретых включений. Сравнение экспериментальных и рассчитанных по программе PETROLOG [Danyushevsky, 2001] температур показало, что кристаллизация пироксенов происходила в присутствии небольшого количества воды (около 0.1 мас.%) при давлениях 0.5—2 кбар. При таких незначительных количествах воды включения вряд ли могли, как было отмечено при наблюдении в ходе экспериментов, взрываться при высоких температурах. Таким образом, в изученных включениях среди летучих компонентов вполне вероятно присутствие углекислоты, создающей значительные давления.

Большая часть закаленных стекол гомогенизированных включений по содержанию SiO<sub>2</sub> (47.5—51 мас.%) отвечают базальтам, а по соотношениям (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)—SiO<sub>2</sub> и FeO/MgO—SiO<sub>2</sub> соответствуют расплавам нормальной щелочности с толеитовыми характеристиками, располагаясь вблизи границы со щелочными сериями. По этим параметрам они ассоциируют с данными по долеритам из крупных

				1		1			( 1		/		
№ п/п	№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Т <sub>гом.</sub>
1	3	54.30	1.92	11.55	0.03	8.61	0.25	5.90	11.47	1.83	0.34	96.20	1130
2	4	53.87	2.08	11.48	0.04	9.10	0.27	5.96	11.57	1.55	0.32	96.24	1130
3	10	48.71	2.96	9.05	0.04	12.63	0.24	6.68	11.93	1.95	0.62	94.81	1145
4	12	47.52	3.71	9.16	0.04	13.33	0.27	6.61	12.10	2.06	0.55	95.34	1145
5	21	50.01	2.65	9.04	0.05	13.21	0.27	6.63	10.89	2.41	0.75	95.91	1140
6	22	49.85	2.62	8.78	0.05	13.33	0.25	6.95	11.03	2.40	0.71	95.97	1140
7	31	48.81	3.29	11.83	0.04	13.42	0.27	5.08	9.56	2.08	0.77	95.15	1130
8	32	48.57	3.28	11.79	0.05	13.36	0.29	5.27	9.78	1.86	0.76	95.01	1130
9	42	50.07	2.75	8.39	0.06	11.87	0.24	6.94	11.54	2.01	0.99	94.86	1145
10	43	48.86	3.12	8.25	0.07	12.42	0.29	7.22	11.87	2.08	0.87	95.05	1145
11	44	49.92	2.94	8.41	0.07	12.16	0.25	6.88	11.54	2.19	0.97	95.33	1145

Таблица 5. Представительные анализы гомогенизированных расплавных включений (мас.%) в клинопироксенах из долеритов скв. Майзасская-1 (обр. М-3765)

Примечание. Т<sub>гом</sub> – температуры гомогенизации расплавных включений, °С.

силлов, хорошо отличаясь от составов мелкозернистых субщелочных базальтов из мелких тел. На диаграммах  $TiO_2$ — $K_2O$  и  $TiO_2$ —FeO/MgO большинство включений, обладая повышенными значениями титана (от 1.8 до 3.6 мас.%), образуют тренд от поля типичных расплавов срединно-океанических хребтов в область обогащенных магм внутриплитных океанических островов типа OIB (см. рис. 6). Имея более высокие значения (0.2—0.33) отношений  $K_2O/(K_2O + Na_2O)$  по сравнению с породами, включения располагаются в области платобазальтовых серий. Значительные вариации (1.3—3.2) FeO/MgO показывают эволюцию остаточных расплавов при кристаллизации из них плагиоклазовых кумулятов, на тренде которых располагаются долериты с преобладающим идиоморфизмом плагиоклаза.

На вариационных диаграммах Харкера рассмотренные расплавные включения отличаются от пород скв. Майзасская-1 повышенными содержаниями TiO<sub>2</sub>, FeO, CaO, K<sub>2</sub>O и меньшими значениями MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Необходимо отметить, что по таким элементам-индикаторам проявления вторичных процессов, как кальций и натрий, включения резко отличаются от измененных мелкозернистых базальтов, тесно ассоциируя с данными по неизмененным долеритам (см. рис. 7, 8, А). По большинству компонентов включения хорошо отличаются от базальтов срединно-океанических хребтов и близки по FeO, MgO, CaO к расплавным включениям из клинопироксенов платобазальтов Сибирской платформы и района плато Онтонг Джава, Тихий океан (см. рис. 7). Повышенные содержания TiO<sub>2</sub> и пониженные значения Al<sub>2</sub>O<sub>2</sub> в расплавных включениях в пироксенах из долеритов скв. Майзасская-1 по сравнению с данными по включениям в пироксенах из платобазальтов объясняются, скорее всего, разной позицией кристаллизации минералов. Если в случае платобазальтов исследовались в основном вкрапленники, то для рассмотренных долеритов были изучены клинопироксены, находящиеся в интерстициях между лейстами плагиоклаза и кристаллизовавшиеся из уже продифференцированных расплавов, из которых значительная часть алюминия была задействована на плагиоклаз. В основном этими же процессами дифференциации объясняются различия по содержанию TiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> между составами включений и долеритов интенсивная кристаллизация плагиоклаза приводит к накоплению алюминия в породе и сброс титана (отсутствующего в составе полевого шпата) в остающийся расплав.

На основе данных по составам включений в клинопироксенах проведены расчеты по методике [Schilling et al., 1995] условий образования из мантийного субстрата первичных расплавов для изученных долеритовых комплексов скв. Майзасская-1, показавшие значения температур (1450—1570 °C) и глубин (75—105 км). Эти параметры близки к данным для первичных расплавов Сибирской платформы и района плато Онтонг Джава, установленных также на основе расплавных включений в клинопироксенах [Симонов и др., 2005], но существенно выше оценок, полученных по базальтовым породам скв. Майзасская-1 (1315—1420 °C, 40—70 км) и сравнимых с условиями генерации глубинных магм в срединно-океанических хребтах: 40—65 км, 1310—1400 °C [Schilling et al., 1995; Симонов и др., 1999].

В результате анализа расплавных включений на ионном зонде была получена прямая информация о содержании редких и редкоземельных элементов в расплавах (табл. 6).

Расплавные включения, обладая высокими содержаниями Y (до 62 г/т) и Zr (до 199 г/т), существенно отличаются от базальтов срединно-океанических хребтов и платобазальтов Сибирской платформы и района плато Онтонг Джава, ассоциируя с данными по базальтам внутриплитных океанических островов типа OIB (см. рис. 8, *Б*). На диаграмме Zr/Nb—Nb включения, так же как и породы из силлов

Таблица 6. Содержание редких и редкоземельных элементов (г/т) в гомогенизированных расплавных включениях в клинопироксенах из долеритов скв. Майзасская-1

<u>№</u> п/п	Th	Rb	Ва	Sr	V	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Y	Zr	Nb	Та
1	0.48	18	146	124	774	14.77	47.83	35.69	10.61	2.59	12.49	11.06	6.93	5.96	62	195	5.6	1.39
2	0.47	22	228	309	1058	17.68	52.97	34.24	9.48	2.74	9.32	9.01	5.70	5.67	52	191	9.8	1.42
3	0.45	18	130	227	980	10.53	36.24	29.63	8.85	2.47	9.69	9.47	6.10	5.55	56	199	4.7	1.36

скв. Майзасская-1, в целом прослеживают тренд с уменьшением доли OIB в расплавах (с падением Nb и ростом отношения Zr/Nb) к полю базальтов Красного моря типа N-MORB (см. рис. 8, *B*). Включения, характеризуясь одновременно повышенными значениями Zr/Nb (до 42) и Nb/Th (до 21), приурочены к полю N-MORB. По значениям отношения Nb/Y включения также попадают в поле N-MORB, где они ассоциируют с базальтовыми породами скв. Майзасская-1.

Спектры распределения редкоземельных элементов в расплавных включениях из клинопироксенов долеритов скв. Майзасская-1 характеризуются явным обогащением всех РЗЭ по сравнению с данными по N-MORB, платобазальтам (Сибирской платформы и района плато Онтонг Джава) и базальтам океанических островов типа ОІВ (рис. 12). С последним типом пород включения практически совпадают по содержанию легких лантаноидов, но отличаются по форме графиков. Для включений видна некоторая двойственность — относительное повышение в сторону легких лантаноидов (похожи на платобазальты и ОІВ) и явное падение к La (аналогия с N-MORB). На графиках включений отмечается отчетливый Еu-минимум, что подтверждает петрографические и петрохимические данные о фракционировании плагиоклазов в процессах кристаллизации расплавов.

Расплавные включения в клинопироксенах из долеритов скв. Майзасская-1 имеют в целом наклонные спектры на спайдер-диаграмме с понижением при переходе от мобильных несовместимых к совместимым элементам и в этом отношении они резко отличаются от тренда N-MORB (рис. 13). Хорошо видна повышенная роль совместимых немобильных элементов (Zr, Ti, Y) в изученных расплавах по сравнению со всеми характерными эталонами — OIB, платобазальты (плато Онтонг Джава), N-MORB. В области несовместимых элементов (кроме минимумов Th и Nb) данные по включениям практически совпадают с графиком для базальтов переходной серии Гавайских островов типа OIB.



Рис. 12. Распределение редкоземельных элементов в гомогенизированных расплавных включениях.

1 — включения в клинопироксенах из долеритов скв. Майзасская-1; 2 — поле базальтов срединно-океанических хребтов N-MORB типа; 3 — базальты переходной серии Гавайских островов. Серым фоном отмечено поле базальтов океанического плато Онтонг Джава, Тихий океан. Поле с косой штриховкой — базальты Сибирской платформы. Значения элементов нормированы к хондриту согласно [Boynton, 1984]. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Шараськин, 1992; Mahoney et al., 1993; Соболев, Никогосян, 1994; Симонов и др., 2005].



Рис. 13. Спайдер-диаграмма для гомогенизированных расплавных включений.

Усл. обозн. см. на рис. 12. Значения элементов нормированы к составу примитивной мантии согласно [Rollinson, 1993]. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Saunders, Tarney, 1984; Mahoney et al., 1993; Соболев, Никогосян, 1994].

На основе данных по соотношению нормированных содержаний редких и основных элементов (Sm/ Yb<sub>N,0.1</sub> — Na<sub>8.0,0.1</sub>) для гомогенизированных включений в клинопироксенах проведены расчеты по методике [Shen, Forsysh, 1995] глубин образования из мантийного субстрата первичных расплавов для изученных долеритовых комплексов скв. Майзасская-1, показавшие значения до 120 км. Эти параметры несколько больше, чем рассчитанные на основе петрохимических данных по составам включений — до 105 км.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Комплексные исследования с широким использованием данных по составам первичных магматогенных минералов и расплавных включений позволили выяснить основные черты процессов формирования базальтовых комплексов скв. Майзасская-1.

Прежде всего, важнейшей проблемой не только для Нюрольского структурно-фациального района, но и для всего палеозоя Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна, является форма проявления базальтового магматизма. На первых этапах исследований считалось [Силур..., 1990], что это среднепалеозойские эффузивы покровного типа, чередующиеся в нормальной стратиграфической последовательности с осадочными образованиями. Позднее [Стратиграфия..., 2001] часть базальтоидов в скв. Майзасская-1 стали относить к силлам, осложняющим разрез, состоящий из известняков и аргиллитов (майзасская и лесная свиты), содержащих многочисленные морские органические остатки [Сенников и др., 2008].

Проведенный нами детальный анализ геологической ситуации, петрографических особенностей и изотопных характеристик базальтовых пород свидетельствует о том, что в разрезе скв. Майзасская-1 преобладают пермские (263 ± 4 млн лет) силлы, формирование которых связано с кристаллизацией базальтового расплава в интрузивных межпластовых камерах, образовавшихся между слоями значительно более древних осадочных пород силурийского возраста. Основная масса силлов выполнена относительно крупнозернистыми долеритами, но и мелкозернистые базальты также являются, скорее всего, частями силлов, формируя либо закалочные контакты, либо маломощные апофизы крупных тел. Петрохимические и геохимические данные подтверждают это, показывая принципиальное сходство составов долеритов и базальтов.

Данные по петрохимии пород свидетельствуют о том, что силлы скв. Майзасская-1 формировались из субщелочных и переходных к толеитам базальтовых расплавов, сходных по своим характеристикам в основном с рифтогенными базальтами.

Особенности геохимии редких элементов свидетельствуют о том, что расплавы скв. Майзасская-1 имеют общие черты с базальтами рифтов срединно-океанических хребтов типа N-MORB. По распределению Zr и Nb базальтоиды близки к тренду развития магматических систем Красноморского региона в процессах рифтогенеза и раскола континентальной коры до образования на конечных стадиях рифтогенного бассейна с корой океанического типа — Красное море. В то же время ряд диаграмм показывает определенную близость рассмотренных пород к базальтам плато Онтонг Джава. Таким образом, петрохимические и геохимические данные по составам пород свидетельствуют, скорее всего, о развитии магматических систем в рифтогенных структурах под влиянием мантийного плюма.

Составы клинопироксенов свидетельствуют в целом о том, что долериты скв. Майзасская-1 кристаллизовались в интрузивных камерах из субщелочных водосодержащих расплавов, формировавшихся под действием мантийных плюмов.

Значительный объем прямой информации о физико-химических параметрах магматических систем был получен в результате исследования расплавных включений. На петрохимических диаграммах в большинстве случаев включения хорошо согласуются с данными по плюмовым магматическим системам типа OIB, этим они отличаются от базальтов и долеритов скв. Майзасская-1.

Необходимо отметить, что по таким элементам-индикаторам проявления вторичных процессов, как кальций и натрий, включения резко отличаются от измененных мелкозернистых базальтов, тесно ассоциируя с данными по неизмененным долеритам (см. рис. 7, 8, *A*). Эти факты показывают перспективность использования расплавных включений для получения прямой информации о магматических системах, в отличие от пород, которые могут быть в значительной степени преобразованы.

Данные по редким и редкоземельным элементам в расплавных включениях с одной стороны свидетельствуют о влиянии плюма, а с другой, — показывают характеристики базальтов срединно-океанических хребтов, что говорит об отличии рассмотренных магматических систем и от типичных океанических, и от платобазальтовых расплавов Сибирской платформы и района плато Онтонг Джава. Явное обогащение практически всеми элементами, представленными на спайдер-диаграмме, по сравнению с N-MORB и базальтами района плато Онтонг Джава, является прямым свидетельством определяющей роли плюма при формировании рассмотренных базальтовых комплексов Западной Сибири. В целом отмеченные выше результаты комплексных исследований составов пород, клинопироксенов и расплавных включений отражают сложные процессы эволюции магматических систем под воздействием мантийного плюма.

Расчетное моделирование на основе данных по расплавным включениям и породам показало два уровня образования исходных для силлов скв. Майзасская-1 расплавов. Одни параметры температур (1450—1570 °C) и глубин (75—105 км) близки к данным для первичных расплавов Сибирской платформы и района плато Онтонг Джава [Симонов и др., 2005], генерация которых напрямую связана с действием плюма. Как свидетельствуют расчеты на основе содержания редких элементов во включениях, глубины могут быть и больше — до 120 км. Таким образом, полученные нами максимальные параметры (глубины 105—120 км и температуры 1570 °C) хорошо согласуются с данными по Гавайским островам, где температура плюма на глубине 130—170 км в осевой части составляет 1560—1600 °C [Sobolev et al., 2005]. Другие данные (1315—1420 °C, 40—70 км) сравнимы с условиями генерации глубинных магм в срединно-океанических хребтах [Schilling et al., 1995; Симонов и др., 1999]. Это кажущееся противоречие объясняется подъемом зон магмогенерации в ходе развития рифтогенных структур под воздействием мантийного плюма.

Экспериментальные исследования расплавных включений свидетельствуют о том, что кристаллизация клинопироксенов из долеритов скв. Майзасская-1 происходила при температурах 1130—1155 °С. Расчетное моделирование ликвидусной кристаллизации по программе PETROLOG [Danyushevsky, 2001], на основе данных по составам долеритов и расплавных включений, показало, что образование минералов происходило в присутствии небольшого количества воды (около 0.1 мас.%) при давлениях около 1.5 кбар. При этом кристаллизация плагиоклазов начиналась с 1180 °C, а пироксенов — с 1155 °C. Моделирование фракционной кристаллизации по программе PLUTON [Лавренчук, 2004] при тех же параметрах составов расплавов и давлений подтвердило опережающий рост плагиоклазов, начиная с 1180 °С по сравнению с клинопироксенами. При этом необходимо отметить, что модельные составы плагиоклазов (An = 62-73 %) и фракционирующих расплавов хорошо согласуются с данными по реальным составам минералов (An = 61—75 %) и расплавных включений. В частности, в расчетном составе расплава при температурах 1145 °C содержание MgO составляет около 7.3 мас.% и во включениях с температурами гомогенизации 1145 °C значения MgO практически такие же — 7.22 мас.%. Таким образом, расчетное моделирование на основе составов пород и расплавных включений по двум независимым программам подтверждает петрографические (долеритовые структуры) и петрохимические (приуроченность пород по распределению алюминия и железистости к плагиоклазовым кумулятам) данные об опережающей кристаллизации плагиоклазов при формировании силлов скв. Майзасская-1.

В целом в результате проведенных комплексных исследований, несмотря на некоторые кажущиеся противоречия между полученными разными методами данными, удалось выяснить характерные особенности процессов формирования базальтовых комплексов скв. Майзасская-1. Действие суперплюма [Добрецов, 1997, 2005, 2008; Альмухамедов и др., 1999; Добрецов и др., 2001] привело к расколу древней континентальной коры и развитию рифтогенеза с образованием спрединговых комплексов. В наиболее крупных рифтах происходил полный раскол с формированием фактически коры океанического типа. Поднимающаяся магма изливалась на дно рифтов, но большая часть ее проникала во вмещающие древние толщи. В результате около 263 ± 4 млн лет назад в межпластовых пространствах среди слоев силурийских осадочных пород формировались долеритовые силлы скв. Майзасская-1.

Полученные выводы о решающей роли рифтогенеза при формировании рассмотренных базальтовых комплексов хорошо согласуются с данными по геохимии, показывающими, что пермотриасовые вулканиты Западной Сибири являются продуктами рифтогенного магматизма [Медведев и др., 2003а]. В пользу рифтогенного происхождения базальтовых комплексов скв. Майзасская-1 свидетельствуют и публикации о широком развитии рифтовых систем в доюрском основании Западно-Сибирской плиты [Сурков и др., 1982, 1997; Нефтегазоносные бассейны..., 1994], завершивших свое развитие в триасе [Нефтегазоносные бассейны..., 1994].

Суперплюм, с действием которого связывается формирование рассмотренных базальтовых комплексов, проявился на обширном пространстве в Западной Сибири и на Сибирской платформе. На последней массовые излияния траппов произошли около 250 млн л. н. — систематическое Ar-Ar-датирование ее траппов показывает интервал 248—251 млн лет [Reichow et al., 2002; Ivanov, 2007]. В Западной Сибири, судя по нашим данным, мощные базальтовые комплексы формировались раньше (около 263 ± 4 млн лет) и в условиях значительно большей деструкции первичной коры, чем на Сибирской платформе.

О более раннем формировании интрузивных базитовых тел свидетельствуют результаты датирования габбро-долеритовых силлов западного сектора Сибирской платформы [Васильев и др., 2010], а также базальтов Колтогорско-Уренгойского рифта Западно-Сибирской геосинеклизы [Сараев и др., 2009]

Таблица 7.

<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датирование базитовых пород с возрастом более 250 млн лет в пределах Западной Сибири и западной части Сибирской платформы

Скважина	Порода, глубина, м	Минерал/Вал	Возраст плато, млн лет	Изохронный воз- раст, млн лет	Лит. источник	
ТСГ-6	Базальт, 7253	Плагиоклаз	$259.8\pm2.0$	_	[Сараев и др., 2009]	
Никольская-1	Базальт, 4493	Плагиоклаз	$272.9\pm10.5$	$284.6\pm18.4$	»	
Кт-1	Габбро-долерит, силл, 1518	Вал	$255.3 \pm 3.4$	$254.8\pm4.2$	[Васильев и др., 2010]	
Гф-4	Габбро-долерит, силл, 1300	Вал	$257.4\pm3.3$	$258.5\pm6.0$	»	
CB-1	Габбро-долерит, силл, 3972	Вал	$275.2\pm3.4$	$265.4\pm6.0$	»	
Майзасская-1	Долерит, силл, 3736	Вал	$276.4\pm7.3$		[Настоящая работа]	
	Долерит, силл, 3766	Плагиоклаз	$257.3\pm5.9$		»	
	Долерит, силл, 3791	Клинопироксен + плагиоклаз	$259.6 \pm 6.2$	255 ± 12.0	»	

Примечание. Скв. ТСГ-6 и скв. Никольская-1 — Колтогорско-Уренгойский рифт. Скв. Кт-1, скв. Гф-4, скв. СВ-1 — междуречье Нижней и Подкаменной Тунгусок (западный сектор Сибирской платформы). Скв. Майзасская-1 — Нюрольский структурно-фациальный район.

(табл. 7). В целом намечается обширный ареал распространения пород базальтового состава с возрастом более 250 млн лет в Западной Сибири и на западном фланге Сибирской платформы (см. рис. 1). При этом необходимо отметить, что базальтоиды данного возраста подняты со значительных глубин (до 7250 м) и представляют, скорее всего, как в случае скв. Майзасская-1, силлы, формировавшиеся в меж-пластовых интрузивных камерах.

Таким образом, в Западной Сибири и в прилегающих западных частях Сибирской платформы намечается обширная область распространения базальтовых и долеритовых тел, сформировавшихся раньше (около 263 ± 4 млн лет) основной массы базальтов основания Западно-Сибирской плиты и траппов Сибирской платформы с преобладанием значений в интервале 248—251 млн лет.

Появление этих комплексов может быть связано с разницей в толщине первоначальной литосферы. При мощности литосферы около 200 км (под Сибирской платформой в перми) время растекания плюма составляло 7—15 млн лет, в то время как для Западной Сибири (с литосферой до 100 км толщины в перми) этот процесс занимал всего 3—6 млн лет [Добрецов, 2008]. В результате более тонкая литосфера Западной Сибири была прорвана на 10—15 млн лет раньше и разрушения коры соответственно происходили значительно сильнее с развитием масштабных рифтов и кристаллизацией значительной части поднимающейся магмы во вмещающих древних осадочных толщах с образованием силлов.

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Комплексные петролого-геохимические и изотопные исследования образцов магматических пород, отобранных из керна параметрической скв. Майзасская-1, свидетельствуют о преобладании в разрезе долеритовых силлов, формирование которых происходило около 263 ± 4 млн лет назад в ходе кристаллизации базальтового расплава в интрузивных межпластовых камерах, образовавшихся между слоями осадочных пород силурийского возраста.

Петрохимические, геохимические, минералогические и термобарогеохимические данные говорят о том, что силлы скв. Майзасская-1 формировались в результате действия сложных магматических систем, отличающихся от типичных океанических и платобазальтовых расплавов, и связанных, наиболее вероятно, с развитием рифтогенных структур под действием мантийного плюма.

Исследования расплавных включений позволили установить условия генерации из мантийного субстрата первичных расплавов (температуры до 1570 °C, глубины до 105—120 км) и параметры кристаллизации долеритов скв. Майзасская-1 — 1130—1155 °C, давление до 1.5—2 кбар.

В целом полученные результаты позволяют связать образование рассмотренных базальтовых комплексов Западной Сибири с действием мантийного плюма и подъемом области магмогенерации, что привело к расколу древней коры и развитию рифтогенеза. В наиболее крупных рифтах происходило формирование фактически коры океанического типа. При этом большая часть поднимающейся магмы проникала во вмещающие древние толщи с образованием силлов.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта № 7 и РФФИ (проекты № 08-05-00733, 09-05-12015-офи\_м).

**Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеенков В.В.** Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Новосибирск, Наука, 1985, 190 с.

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П., Батурина Т.П. Триасовый вулканогенный комплекс Западной Сибири // Докл. РАН, 1998, т. 362, № 3, с. 372—377.

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П. Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1575— 1587.

**Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П.** Палеозой и триас Западной Сибири (комплексные исследования) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 120—143.

Васильев Ю.Р., Мазуров М.П., Прусская С.Н., Травин А.В. Первые данные о <sup>40</sup>Аг/<sup>39</sup>Аг возрасте трапповых интрузий западного сектора Сибирской платформы // Докл. РАН, 2010, т. 432, № 4, с. 514—517.

Добрецов Н.Л. Пермотриасовый магматизм и осадконакопление Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН, 1997, т. 354, № 2, с. 220—223.

Добрецов Н.Л. Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): сибирские и эмейшанские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 870—890.

**Добрецов Н.Л.** Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 587—604.

**Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Издво СО РАН, «Гео», 2001, 409 с.

Журавлев Е. Г. Трапповая формация Западно-Сибирской плиты // Изв. Академии наук СССР, Сер. геол., 1986, № 7, с. 26-32.

Золотухин В.В., Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Васильев Ю.Р. Сравнительный анализ составов континентальных и океанических платобазальтов (данные по Сибирской платформе и плато Онтонг Джава) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1339—1348.

Кременецкий А.А., Гладких В.С. Низкокалиевые толеитовые базальты — индикатор эволюции палеогеодинамических обстановок и прогноза углеводородного сырья (по данным Тюменской сверхглубокой скв. СГ-6) // Геохимия, 1997, № 6, с. 609—617.

**Лавренчук А.В.** Программа для расчета внутрикамерной дифференциации основной магмы «PLU-TON» // Тез. докл. Второй Сибирской междунар. конф. молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск, 2004, с. 105—106.

Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Кирда Н.П. Первая находка высококалиевых базальтоидов в вулканогенно-осадочной толще доюрских комплексов Западной Сибири // Геохимия, 2002, № 1, с. 100—104.

**Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Кирда Н.П.** Геохимия пермотриасовых вулканитов Западной Сибири // Геология и геофизика, 2003а, т. 44 (1—2), с. 86—100.

**Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Рейчов М.К., Сандерс А.Д., Вайт Р.В., Кирда Н.П.** Абсолютный возраст базальтов доюрского основания Западно-Сибирской плиты (по <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar данным) // Геология и геофизика, 20036, т. 44 (6), с. 617—620.

**Нефтегазоносные бассейны** и регионы Сибири. Вып. 2. Западно-Сибирский бассейн / А.Э. Конторович, В.С. Сурков, А.А. Трофимук, В.Е. Андрусевич, С.А. Афанасьев, Е.А. Гайдебурова, В.В. Гребенюк, В.П. Данилова, Н.П. Запивалов, Ю.Н. Карогодин, В.А. Каштанов, В.А. Конторович, В.И. Краснов, М.А. Левчук, В.Н. Меленевский, В.И. Москвин, Л.В. Смирнов, А.Н. Фомин, А.С. Фомичев, Г.С. Фрадкин. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1994, 201 с.

Сараев С.В., Батурина Т.П., Пономарчук В.А., Травин А.В. Пермотриасовые вулканиты Колтогорско-Уренгойского рифта Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (1), с. 4—20.

Сенников Н.В., Елкин Е.А., Краснов В.И., Бахарев Н.К., Изох Н.Г., Кавешников А.Е., Каныгин А.В., Клец А.Г., Обут О.Е. Стратиграфия и литология палеозойских отложений центральных районов Западно-Сибирского НГБ // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности. Всероссийская научная конференция. Тюмень — Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 2008, с. 187—189.

**Силур** и девон юго-востока Западно-Сибирской плиты. Скважины Майзасская-1 и Малоичская-7. М., Наука, 1990, 98 с.

**Симонов В.А.** Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1993, 247 с.

**Симонов В.А., Колобов В.Ю., Ковязин С.В.** Петрохимические особенности базальтовых магм в районе тройного сочленения Буве (Южная Атлантика) // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (2), с. 86—96.

Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999, 224 с.

Симонов В.А., Золотухин В.В., Ковязин С.В., Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. Петрогенезис базальтовых серий подводного плато Онтонг Джава — Науру, Тихий океан // Петрология, 2004, т. 12, № 2, с. 191—203.

**Симонов В.А., Ковязин С.В., Васильев Ю.Р., Махони Дж.** Физико-химические параметры континентальных и океанических платобазальтовых магматических систем (данные по расплавным включениям) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 908—923.

Симонов В.А., Клец А.Г., Ступаков С.И. Базальтовые комплексы в фундаменте Западно-Сибирского осадочного бассейна (данные по параметрической скважине Майзасская-1)// Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности. Всероссийская научная конференция. Тюмень — Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 2008, с. 197—201.

Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Ковязин С.В., Котляров А.В. Физико-химические параметры неопротерозойского и раннекембрийского плюмового магматизма Палеоазиатского океана (данные по расплавным включениям) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 648—664.

Соболев А.В., Слуцкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика, 1984 (12), с. 97—110.

Соболев А.В., Никогосян И.К. Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские острова (Тихий океан) и о. Реюньон (Индийский океан) // Петрология, 1994, т. 2, № 2, с. 131—168.

Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1293—1334.

Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Палеозой Западной Сибири / Под ред. Е.А. Елкина, В.И. Краснова. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 165 с.

Сурков В.С., Трофимук А.А., Жеро О.Г., Конторович А.Э., Смирнов Л.В. Триасовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты, ее влияние на структуру и нефтегазоносность платформенного мезозойско-кайнозойского чехла // Геология и геофизика, 1982 (8), с. 3—15.

Сурков В.С., Казаков А.М., Девятов В.П., Смирнов Л.В. Нижнесреднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна // Отечественная геология, 1997, № 3, с. 31—37.

**Угрюмов А.Н.** Вторичные изменения вулканических пород красноселькупской серии в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины (СГ-6) // Результаты бурения и исследования Тюменской сверхглубокой скважины. Пермь, 1995, с. 41—43.

Цамерян О.П., Соболев А.В., Закариадзе Г.С. Применение данных по минералогии вкрапленников для типизации офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа // Геохимия, 1991, № 11, с. 1561— 1572.

Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М., Наука, 1992, 163 с.

**Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E.** Intercalibration of <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating standarts // Chem. Geol., 1996, v. 129, p. 307—324.

**Boynton W.V.** Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies / Ed. P. Henderson // Rare earth element geochemistry. Elsevier, 1984, p. 63—114.

**Danyushevsky L. V.** The effect of small amounts of  $H_2O$  on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas // J. Volcan. Geoth. Res., 2001, v. 110,  $N_2$  3—4, p. 265—280.

Gaetani G.A., Grove T.L., Bryan W.S. The influence of water on the petrogenesis of subduction-related igneous rocks // Nature, 1993, v. 365, p. 332—334.

**Ivanov A.V.** Evaluation of different models for the origin of Siberian Traps // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 2007, v. 430, p. 669—691.

**Leterrier J., Mauru R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M.** Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinites of paleo-volcanic series // Earth Planet. Sci. Lett., 1982, v. 9, p. 139—154.

Mahoney J.J., Storey M., Duncan R.A., Spencer K.J., Pringle M. Geochemistry and geochronology of Leg 130 basement lavas: nature and origin of the Ontong Java Plateau // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 1993, v. 130, p. 3—22.

**Medvedev A.Ya., Al'mukhamedov A.I.** Permian-Triassic volcanism in Western Siberia // Large Igneous Provinces, mantle plumes and metallogeny. Abstracts of the International symposium. Novosibirsk, Sibprint, 2009, p. 207–210.

**Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I., Kroner A., Todt W.** Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // Contr. Miner. Petrol., 2002, v. 143, p. 154—174.

**Reichow M.K, Saunders A.D., White R.V., Al'mukhamedov A.I, Medvedev A.Ya.** Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo–Triassic Siberian Traps, Russia // Lithos, 2005, v. 79, p. 425—452

**Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya., Kirda N.P.** <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dates from the West Siberian Basin: Siberian flood basalt province doubled // Science, 2002, v. 296, p. 1846—1849.

**Rollinson H.R.** Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical. London, 1993, 352 p.

**Saunders A.D., Tarney J.** Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins / Eds. B.P. Kokelaar, M.F. Howells // Marginal basin geology, Spec. Publ. Geol. Soc. London, 1984, v. 16, p. 59–76.

Schilling J.-G., Ruppel C., Davis A.N., McCully B., Tighe S.A., Kingsley R.H., Lin J. Thermal structure of the mantle beneath the equatorial Mid-Atlantic Ridge: influences from the spatial variation of dredged basalt glass compositions // J. Geophys. Res., 1995, v. 100,  $N \ge B7$ , p. 10057—10076.

Shen Y., Forsyth D.W. Geochemical constraints on initial and final depths of melting beneath mid-ocean ridges // J. Geophys. Res., 1995, v. 100, № B2, p. 2211—2237.

Simonov V.A., Kovyazin S.V., Stupakov S.I. Physical-chemical parameters of plume-related magmatism of the West Siberia // Large Igneous Provinces, mantle plumes and metallogeny. Abstracts of the International symposium. Novosibirsk, Sibprint, 2009, p. 318—320.

**Sobolev A.V., Danyushevsky L.V.** Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // J. Petrol., 1994, v. 35, p. 1183—1211.

**Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K.** An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts // Nature, 2005, v. 434, p. 590—597.

> Поступила в редакцию 22 марта 2010 г.