

УДК 551.222+552.11+548.4

ДВУХЭТАПНАЯ МОДЕЛЬ ДЕВОНСКОГО БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА ВИЛЮЙСКОГО ПАЛЕОРИФТА (*Сибирская платформа*)

О.П. Полянский¹, В.А. Симонов¹, О.В. Королева², А.В. Прокопьев²,
А.В. Бабичев¹, А.В. Котляров¹, А.Н. Семёнов¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
677980, Якутск, просп. Ленина, 39, Россия

Представлены результаты исследований базитовых интрузивных тел среднепалеозойского Вилюйского палеорифта (Сибирской платформы). Приведены geoхимические данные для базитовых силлов, вскрытых скважинами в дайковых поясах рифта, обсуждены авторские данные о времени формирования силлов и даек. Изучены расплавные включения в минералах из дайки долеритов Вилюйско-Мархинского дайкового пояса, расположенного на северо-западном плече Вилюйского палеорифта. Данные по составам гомогенных стекол расплавных включений в минералах дали возможность установить *P-T*-параметры мантийных источников базитовых расплавов, ответственных за формирование габбро-долеритов Вилюйского рифта. Установлено два уровня генерации базитовых расплавов: в интервалах 95–65 км при 1480–1400 °C и 55–45 км при 1360–1320 °C. Кристаллизация расплавов происходила на небольшой глубине 12–4 км при снижении температуры от 1185 до 1125 °C. Двухуровневое положение очагов генерации базитовых расплавов, а также неоднородность химического состава расплавных включений и их минералов-хозяев позволяют объяснить наличие двух импульсов девонского базитового магматизма. Разработанная численная термомеханическая модель подъема магмы при плавлении мантийной литосферы над плутоном подтверждает данные о наличии двух очагов под основанием коры и на границе шпинелевых—гранатовых перидотитов, а также двухэтапный характер девонского магматизма.

Дайковый пояс, расплавные включения, термобарометрия, геохимия, базитовый магматизм, ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст, численное моделирование, Сибирская платформа, Вилюйский палеорифт

TWO-STAGE MODEL OF DEVONIAN BASIC MAGMATISM IN THE VILYUI PALEORIFT (*Siberian Platform*)

О.П. Polyansky, В.А. Simonov, О.В. Koroleva, А.В. Prokopiev, А.В. Babichev, А.В. Kotlyarov, А.Н. Semenov

We report study results of basic intrusive bodies in the middle Paleozoic Vilyui paleorift (eastern Siberian Platform). Geochemical data for basic sills penetrated by boreholes in the rift's dike swarms are presented, as well as our data on the time of formation of sills and dikes. We also studied mineral-hosted melt inclusions from a dolerite dike of the Vilyui–Markha dike swarm on the northwestern flank of the Vilyui paleorift. Data on the compositions of homogenous glasses of mineral-hosted melt inclusions yielded the *P-T* parameters of mantle sources of basic melts responsible for the formation of the Vilyui paleorift gabbro-dolerites. Two depth levels of basic melt generation have been established: 95–65 km at 1480–1400 °C and 55–45 km at 1360–1320 °C. Crystallization of the melts occurred at a shallow depth of 12–4 km with a decrease in temperature from 1185 to 1125 °C. This occurrence of basic melt sources at two different depths, as well as the heterogeneity of the chemical composition of melt inclusions and their host minerals explains the presence of two pulses of Devonian basic magmatism. Our new numerical thermomechanical model of magma rise during melting of the lithospheric mantle above a mantle plume supports the existence of two chambers at the spinel–garnet peridotite boundary and under the base of the crust, as well as the two-stage nature of Devonian magmatism.

Dike swarm, melt inclusions, thermobarometry, geochemistry, basic magmatism, ⁴⁰Ar/³⁹Ar age, numerical modeling, Siberian Platform, Vilyui paleorift

ВВЕДЕНИЕ

Континентальное рифтообразование в пределах крупных магматических провинций представляет собой одну из нерешенных геодинамических проблем: что является первичным — внутриплитное растяжение или термомеханическое воздействие на литосферу мантийного плюма? Якутско-Вилюйская крупная изверженная провинция (ЯВ КИП) и Вилюйский палеорифт пространственно совмещены в

пределах восточной части Сибирской платформы. Подобная комбинация магматической активности и рифтогенеза не является уникальной и наблюдается в ряде внутриконтинентальных областей. Существуют примеры магматических (магмогенерирующих) рифтов разного возраста: от мезопротерозойского (Мидконтинентальный рифт, Северная Америка [Stein et al., 2015]) до современного (Восточно-Африканская рифтовая зона [Keir et al., 2013]). Проблема связи формирования среднепалеозойского Вилюйского палеорифта с проявлениями базитового магматизма в пределах ЯВ КИП является актуальной в связи с оценкой масштабов термического воздействия траппов на осадочный чехол, содержащий скопления углеводородов. Рассматривается несколько конкурирующих моделей связи рифтогенеза и сопутствующего ему магматизма.

1. По представлениям [Kuzmin et al., 2010; Kiselev et al., 2012], среднепалеозойская рифтовая система на востоке Сибирской платформы возникла в результате воздействия плюма на основание кратонной литосферы в области, ослабленной рифейским рифтогенезом. В рамках плюмовой концепции рифт может относиться к категории активных.

2. В работе [Масайтис, 2006] предлагается «антиплюмовая» модель многократного полиочагового плавления, которое могло быть вызвано декомпрессией в результате растяжения и утонения коры и верхней части мантийной литосферы. По мнению автора, расширение рифта по простианию к северо-востоку, где увеличиваются мощность вулканогенно-осадочного чехла, а также число и плотность параллельных даек, объясняется неравномерным раздвигом при вращении литосферных блоков в основании рифта (вращение подтверждается палеомагнитными данными [Pavlov et al., 2008]. В рамках «антиплюмовой» концепции рифт может быть отнесен к категории пассивных.

3. Альтернативная гипотеза предполагает генетическую связь формирования провинций флюид-базальтов Сибирской платформы с ультрабыстрой субдукцией и плавлением эклогитового компонента [Ivanov, 2015]. По этим представлениям субдуцирующие слэбы погружались на глубину переходного слоя мантии, доставляя туда эклогитовый материал и водосодержащие фазы. Происходила дегидратация, вызывая плавление и формирование водосодержащих мантийных диапиров.

4. Комбинированная модель одновременного внутриплитного растяжения и термомеханического воздействия мантийной струи/плюма была предложена нами в статьях, где установлена возрастная корреляция событий дайкообразования и этапов быстрого погружения вследствие рифтогенеза [Полянский и др., 2013, 2014, 2018; Polyansky et al., 2017]. Предложенная комбинированная модель соответствует «гибридному» рифту, когда тектонические и магматические процессы совпадают по времени [Stein et al., 2015]. В рамках комбинированной модели остались невыясненными причины двухэтапного характера магматической активности с временным интервалом около 10 млн лет в процессе развития рифта в ЯВ КИП [Ivanov, 2015; Polyansky et al., 2017].

Аналогичные выводы о повторных этапах магматизма (ранняя стадия 380—370, последующая 365—360, поздняя 340—330 млн лет) при рифтообразовании в течение 50 млн лет были сделаны В.Л. Масайтисом [2006] на основании положения двух основных уровней покровов базальтоидных лав — аппаинского и эмяксинского, а также имеющихся на тот момент геохронологических данных. Компиляция данных U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования, проанализированная в [Ivanov, 2015], подтвердила предположение о полистадном проявлении базитового и кимберлитового вулканизма в ЯВ КИП. Аналогичная двухэтапная модель приведена в статье [Чан Чонг Хоа и др., 2008] для Эмейшанской крупной магматической провинции в Китае и во Вьетнаме. При этом излиянию траппов на 206 млн лет предшествует вздымаение земной коры на 500—600 м в центре магматической провинции. Второй этап проявлен через 10 млн лет и развит в большей мере по ее периферии. С другой стороны, двухэтапный характер и короткая продолжительность импульсов базитового магматизма ставится под сомнение в работе [Jiang et al., 2023] ввиду недостатка прецизионных данных, на основе которых делаются выводы об этапах магматизма ЯВ КИП.

Из-за ограниченной доступности информации о составе и возрасте силлов, составляющих необнаженную и глубокозалегающую часть ЯВ КИП в Вилюйском палеорифте, практически отсутствует. Цель данной работы — реконструкция глубинного и временного режима базитового магматизма Вилюйско-Мархинского дайкового пояса как одной из основных магматических структур палеорифта, на основе геохимических, геохронологических данных, результатов исследования расплавных включений в долеритах и численного моделирования.

СТРУКТУРА ВИЛЮЙСКОГО ПАЛЕОРИФТА И ПОЛОЖЕНИЕ БАЗИТОВЫХ ТЕЛ

Вилюйский осадочный бассейн — вытянутая в ЮЗ-СВ направлении впадина протяженностью 800 км и шириной 350—400 км, расположенная на востоке Сибирской платформы (рис. 1). Она выполнена отложениями мезо- и неопротерозоя, палеозоя и мезозоя. Суммарная мощность разреза в наиболее погруженной части превышает 14 км, а по бортам сокращается до 3 км и менее [Прокопьев и др., 2001]. В пределах бассейна выделяются Йгыаттинская, Кемпендейская, Линденская, Сыангдинская, Сарсан-

ская и Тангнарынская впадины северо-восточного простираия, выполненные обломочными и карбонатными отложениями среднего—верхнего девона и нижнего карбона с пластами гипсов, ангидритов, каменной соли, покровами базальтов, туфами, дайками и силлами преимущественно основного состава [Гайдук, 1988]. На основании стратиграфических данных установлено, что излияния базальтов проис-

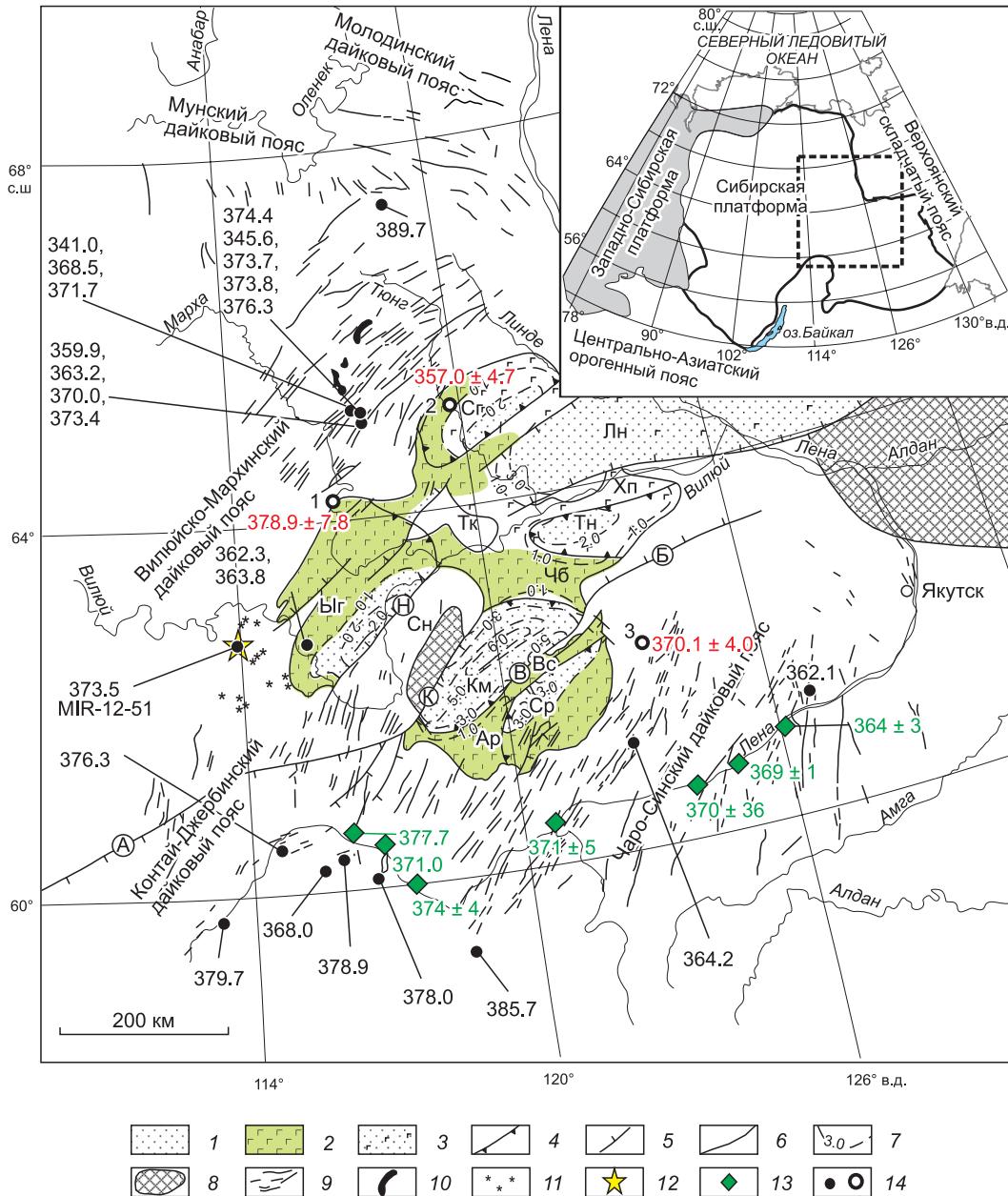


Рис. 1. Структурная схема восточной части Сибирской платформы, среднепалеозойский структурный ярус, по [Гайдук, 1988; Прокопьев и др., 2020].

1 — фаменско-нижнекаменноугольный туфогенно-осадочный комплекс; 2 — франский эфузивный комплекс; 3 — районы предположительного развития базальтов по всему верхнедевонско-нижнекаменноугольному разрезу; 4 — границы структур, выделяемых по девонско-нижнекаменноугольным отложениям (поднятия: Ар — Арбайское, Вс — Верхнесинское, Сн — Сунтарское, Хп — Хапчагайское, Тк — Тюкянское, Чб — Чыбыдинское; впадины: Км — Кемпендейская, Лн — Линденская, Сг — Сынгдинская, Ср — Сарсанская, Тн — Тангнарынская, Ыг — Ыгылттинская); 5 — разломы (А — Ангаро-Вильуйский, Б — Баплагайский, В — Верхнесинский, К — Кемпендейский, Н — Нюрбинский); 6 — границы распространения девонско-нижнекаменноугольных пород; 7 — мощность (км) верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений; 8 — выходы кристаллического фундамента; 9 — среднепалеозойские дайки долеритов; 10 — девонские хонолиты габбро-долеритов; 11 — девонские базальтовые трубы; 12 — положение обр. MIR-12-51 из дайки, в котором изучены расплавленные включения; 13, 14 — определения возраста (млн лет) среднепалеозойских даек и базальтов, по [Polyansky et al., 2017; Гузев и др., 2021]: 13 — U-Pb (зеленые точки), 14 — $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (черные точки), незалитыми точками и красным шрифтом показаны возрасты долеритовых силлов из скважин 1—3 (см. рис. 3, дополнительные материалы, рис. S1, https://sibran.ru/journals/Suppl_Polyanskii_1.pdf). На врезке показан район исследования.

ходили на двух уровнях с образованием аппаинской и эмаксинской толщ среднего—верхнего девона [Масайтис, 2006]. Среднепалеозойские рифтогенные структуры перекрыты отложениями среднего карбона—мела мощностью выше 6 км в осевой части бассейна (Кемпендейская впадина), которые выполняют так называемую «Вилюйскую синеклизу» [Прокопьев и др., 2001]. Впадины ограничены сбросами, частота которых вкрест простирации составляет 1 на 2—15 км, а амплитуда сбросов достигает 0.5—1.5 км (например, в Ыгыаттинской впадине).

Предлагались разные механизмы формирования Вилюйского осадочного бассейна. Впервые рифтогенную природу среднепалеозойского комплекса Вилюйской синеклизы обосновал К.К. Левашов [1975], который выделил две рифтовые зоны, расположенные параллельно: Мархинско-Линденскую и Кемпендейско-Лунгхинскую. Вилюйский палеорифт рассматривался как одна из ветвей трехлучевой рифтовой системы среднепалеозойского возраста [Zonenshain et al., 1991]. Вилюйская рифтовая зона имеет линейное строение с осью СВ-ЮЗ направления и может рассматриваться в рамках двумерной модели в поперечном разрезе.

Инtrузивные тела (силлы и дайки) наблюдаются повсеместно по площади провинции. На бортах Вилюйского рифта широко распространены рои базитовых даек и силлы среднепалеозойского возраста [Масайтис и др., 1975; Олейников, 1979; Tomshin, Koroleva, 1990; Королева, 1991; Прокопьев и др., 2001]. Дайковые пояса представлены Вилюйско-Мархинским роем (протяженность 750—800 км, ширина 125—150 км), Чаро-Синским (северо-западная ветвь — протяженность 250 км, ширина 175 км; юго-восточная ветвь — протяженность 450—500 км, ширина 225 км), на юго-западном окончании бассейна выделяется Контайско-Джербинское поле даек и силлов также северо-восточного простирания (протяженность 250 км, ширина 85—90 км). По геологическим соотношениям возраст даек считался постсилурийским, но до пермско-триасовым, поскольку они прорывают палеозойские (до силура) отложения и перекрыты пермско-триасовыми траппами [Масайтис и др., 1975; Олейников, 1979]. Поля распространения силлов, установленные по данным средне- и крупномасштабных аэромагнитных и гравиметрических съемок и глубокого бурения, находятся в основном в центральной области бассейна (см. рис. 1) [Гайдук, 1988; Протопопов, 1993].

Оценки суммарного объема инtrузивного и эфузивного материала в пределах Вилюйского бассейна значительно различаются — от 50 тыс. км³ [Гайдук, 1988] до 300 тыс. км³ [Kuzmin et al., 2010] и ~1 млн км³ [Ricci et al., 2013]. Суммарная мощность лавовых покровов растет с ЮЗ на СВ, объем покровов лав и гипабиссальных инtrузий на площади распространения $(3—4) \cdot 10^5$ км² может составлять 10⁵ км³ [Масайтис и др., 1975]. Важным и нерешенным вопросом является соотношение эфузивной и инtrузивной компоненты магматизма для изверженных провинций, в том числе ЯВ КИП [Ernst, 2014]. По оценкам [Ferguson et al., 2010], объем эфузивов крупных изверженных провинций, как правило, составляет лишь небольшую долю магматического вещества, внедренного в кору. Аналогичные оценки доли инtrузивного вещества (силлы) в общем объеме изверженного материала, например Сибирской трапповой провинции, составляют от 37—44 %, по данным [Васильев и др., 2000], и до не менее 50 % [Kontorovich et al., 1997]. Поэтому геохимические характеристики и время внедрения силлов и даек в осадочный чехол и коровую область рифта являются значимыми для характеристики ЯВ КИП в целом.

На основании скважинных и геофизических данных был рассчитан минимальный объем базитового магматизма, продуцированного как в пределах рифта, так и для среднепалеозойской ЯВ КИП [Polyansky et al., 2017]. Объем минимального магматического инtrузивного и эфузивного материала в пределах Вилюйского палеорифта оценен в ~176 тыс. км³. С учетом объемов в примыкающих дайковых поясах (Молодинском, Мунском, Сетте-Дабанском, Западно-Верхоянском и Черском) общий объем среднепалеозойского базитового магматизма, продуцированного в ЯВ КИП, составляет около 215 тыс. км³ по нашим расчетам [Полянский и др., 2018].

Структура литосферы провинции по результатам геофизических исследований, составам коровых и мантийных ксенолитов и геотермобарометрии характеризуется следующими параметрами. Толщина составляет в среднем 200 км с вариациями от 190 до 210 км по оценкам [Griffin et al., 1999] и [Dymshits et al., 2020] соответственно. Толщина коры неоднородна поперек Вилюйского палеорифта и составляет около 42 км на периферийных бортах и уменьшается до 35—37 км в осевой части рифтовой структуры на основании глубинного сейсмического зондирования [Egorkin et al., 1987]. В зоне Вилюйско-Мархинского дайкового пояса толщина коры составляет около 40 км [Suvorov et al., 2006]. По данным о составе ксенолитов и оценкам температуры по геотермометрам предполагается, что в литосфере Вилюйско-Мархинского пояса граница перехода шпинелевых и гранатовых лерцолитов расположена на глубине около 85 км [Griffin et al., 1999].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержание петрогенных элементов определяли классическим методом силикатного анализа («мокрой химии») в ИГАБМ СО РАН (г. Якутск). В качестве внутреннего стандарта использовали суб-

щелочное габбро СГД-1 (ИГХ СО РАН, г. Иркутск). Микроэлементы определяли на масс-спектрометре высокого разрешения с индуктивно связанный плазмой (ICP-MS) Finigan MAT Element с ультразвуковым распылителем У-5000AT+ в Центре многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск). Внешние стандарты и холостые растворы измеряли последовательно через каждые пять циклов для учета влияния инструментальных колебаний и проверки очистки системы ввода раствора. Внешними стандартами были JB-3 и W-1 (Геологическая служба США и Геологическая служба Японии). Внутренним стандартом служил базальт СТ-1А (ИГХ СО РАН). Пределы обнаружения для всех REE и HFSE составили 0.005—0.100 г/т. Точность в среднем составляла 2—7 отн. %. Подробная информация об аналитических процедурах дана в работе [Nikolaeva et al., 2008].

Методика проведенного ^{40}Ar - ^{39}Ar изотопного датирования силлов по керновому материалу глубоких скважин описана А.В. Травиным с соавторами [2009]. Изотопный состав аргона определялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (Англия) в ЦКП МИИ СО РАН. В качестве стандарта использовался биотит МСА-11 (ОСО № 129-88). Биотит МСА-11 аттестован в качестве ^{40}Ar - ^{39}Ar монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Bern 4m, биотита LP-6 [Baksi et al., 1994]. В качестве интегрального возраста биотита МСА-11 принято среднее значение результатов калибровки, равное 311.0 ± 1.5 млн лет. Ошибки измерений соответствуют $\pm 1\sigma$.

Экспериментальные исследования расплавных включений в минералах выполнены в лаборатории геодинамики и магматизма ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. В ходе изучения образцов пород были просмотрены шлифы и тонкие (0.2 мм) полированные с обеих сторон пластинки для выяснения петрографических особенностей, определения минерального состава и поиска расплавных включений. Применили метод гомогенизации, основанный на классических работах, посвященных расплавным включениям [Ермаков, Долгов, 1979; Бакуменко, 1986]. Методика была использована нами ранее для расчета глубин магмогенерации для плюмовых платобазальтовых комплексов Сибирской платформы и базальтов района плато Онтонг-Джава на юго-западе Тихого океана [Симонов и др., 2005].

Эксперименты по гомогенизации расплавных включений при высоких температурах проводились в микротермокамере с инертной средой [Соболев, Слуцкий, 1984] с применением имеющихся методик [Симонов, 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994]. Учитывая, что при высоких температурах некоторые включения фактически уничтожаются (разгерметизируются, проплавляются и т. п.), опыты проводились с препаратами, содержащими в одном зерне минерала несколько (3—5 штук и более) включений. При этом особое внимание уделялось времени эксперимента — для базальтовых систем выдержка при температуре свыше 1000 °C не должна превышать 10 мин для исключения проплавления стенок включений и завышения температур гомогенизации [Симонов, 1993].

Химические составы гомогенных стекол, а также минералов-хозяев определены в ЦКП МИИ СО РАН на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding) с системой микроанализа Aztec Energy XMax 80 (Oxford Instruments Nanoanalysis, Ltd.) при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе электронного пучка 1.5 нА и живом времени набора спектров 20 с. В качестве эталонов использованы минералы и чистые элементы из блока MAC-55 (Microanalysis Consultant, Ltd.). При данных условиях анализа случайная погрешность определения основных компонентов ($C \geq 10$ мас. %) не превышает 1 отн. %. Погрешность определения компонентов с концентрациями 1—10 мас. % лежит в диапазоне 2—6 отн. % и обычно не превышает 10 отн. %. При концентрациях вблизи предела обнаружения (0.2—0.3 мас. %) погрешность может достигать величины 20 отн. % и более [Лаврентьев и др., 2015].

Решается система уравнений Навье—Стокса для многофазной среды в приближении сжимаемой жидкости: уравнение неразрывности, уравнение движения и уравнение сохранения энергии. Подробное описание системы уравнений, используемых в модели, приведено в работах [Семенов, Полянский, 2017; Полянский и др., 2021] и здесь не повторяется. Для решения задачи применяется вычислительный пакет ANSYS Fluent 21.0, в котором реализованы численные алгоритмы для решения задач течения температурно-зависимой, нелинейно-вязкой жидкости.

ГЕОХИМИЯ БАЗИТОВЫХ СИЛЛОВ

Исследованные породы базитовых силлов и даек представлены долеритами толеитового состава нормальной до умеренной щелочности (рис. 2, а): $\text{SiO}_2 = 47.7$ —49.5 мас. %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2.85$ —5.05, $\text{K}_2\text{O} = 0.58$ —2.18, $\text{TiO}_2 = 1.62$ —3.63 мас. %. По данным [Kiselev et al., 2012], базиты Вилюйского палеорифта разделяются на умеренно- ($< 3\% \text{ TiO}_2$) и высокотитанистые ($> 3\%$) разновидности, которые характеризуют последовательность и степень плавления. Изученные породы, таким образом, относятся к разным категориям по этому показателю. По соотношению высокозарядных элементов HFSE (Zr, Ti, Nb, Y) породы силлов соответствуют внутриплитным разностям [Прокопьев и др., 2020].

Спектры распределения редких и редкоземельных элементов для пород девонских базитов в целом единообразны и близки к тренду базальтов океанических островов (OIB): $(\text{La}/\text{Yb})_n = 6.85$ —9.94, $(\text{La}/\text{Sm})_n = 1.94$ —2.74, $(\text{Tb}/\text{Yb})_n = 1.53$ —1.91, $\text{Nb}/\text{U} = 30.11$ —46.42, и характеризуются положительной

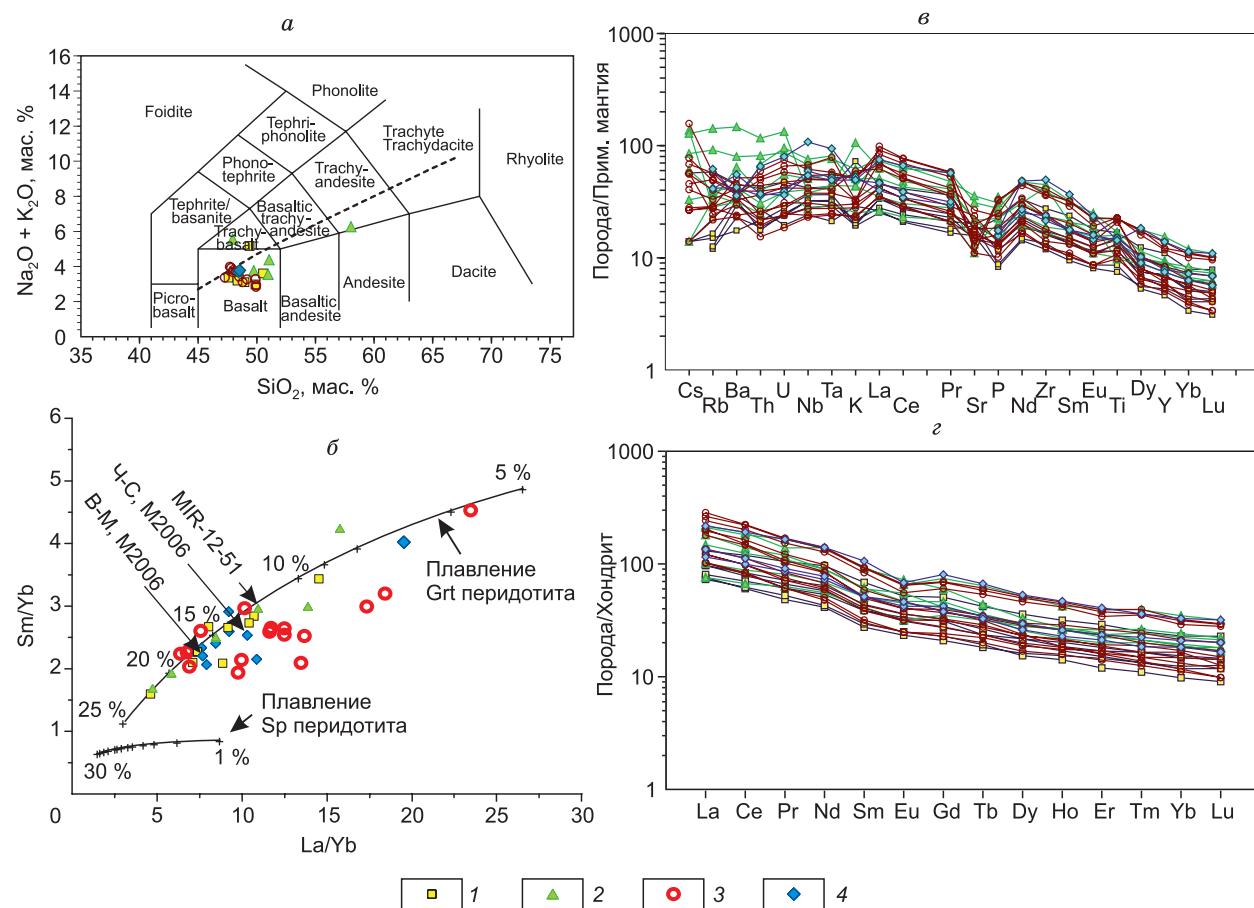


Рис. 2. Геохимические диаграммы для описанных в настоящей статье датированных долеритов.

а — TAS диаграмма [Le Bas et al., 1992]; *б* — диаграмма Sm/Yb—La/Yb с модельными кривыми порционного (batch) немодально-го плавления, рассчитанными для шпинелевого и гранатового перидотитов, отдельно указаны точки состава образца MIR-12-51, B-M, M2006 — средний состав долеритов Вилюйско-Мархинского, Ч-С, M2006 — средний состав долеритов Чара-Синского пояса, по [Масайтис, 2006]; *в* — спайдерграммы изученных пород; *г* — распределение редкоземельных элементов, нормализовано по [Sun, McDonough, 1989]. 1 — силлы ЯВ КИП, образцы 12ДВ5, -8, -11, -12, -14, -16 [Прокопьев и др., 2020]; 2 — дайки ЯВ КИП, по [Polyansky et al., 2017]; 3 — базиты Вилюйско-Мархинского пояса, по [Kiselev et al., 2012]; 4 — базальты и долериты отдельных комплексов: Вилюйско-Мархинского (среднее по четырем пробам), Чара-Синского (среднее по пяти пробам), Дахтарского [Масайтис, 2006].

Ta-Nb аномалией ($Nb/La = 0.95$ — 1.19) (см. рис. 2, *в*, *г*). Близость геохимических характеристик среднепалеозойских базитов к составам OIB отмечается большинством исследователей [Kiselev et al., 2012; Томшин, Копылова, 2015].

Соотношение La/Yb от Sm/Yb может дать информацию о химическом составе источника: указывать на присутствие остаточного граната, а также рассчитывать предполагаемые степени плавления [Xu et al., 2005]. На рисунке 2, *а*, *б* вынесены литературные и авторские данные по составам долеритов дайковых поясов и изученных силлов. По соотношению Sm/Yb—La/Yb вещества даек и силлов соответствует производным плавления гранатсодержащего мантийного источника (см. рис. 2, *б*) при степени плавления 6—22 %. Для наиболее магнезиального долерита степень плавления около 10 %. Состав обр. MIR-12-51 соответствует производным плавления вещества мантии в поле гранатовой фации глубинности при степени плавления около 12 %.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Соотношение возрастов интрузий базитовой магмы в форме даек и силлов является существенным для характеристики источников крупных изверженных провинций [Ernst, 2014]. В настоящее время получено большое число изотопных возрастов внедрения даек базитов Ar-Ar методом [Киселев и др., 2006, 2010, 2014; Courtillot et al., 2010; Kiselev et al., 2012; Ricci et al., 2013; Polyansky et al., 2017], а также U-Pb по циркону (SHRIMP II и CA-ID-TIMS) [Powerman et al., 2013; Гузев и др., 2021; Королева и др., 2023].

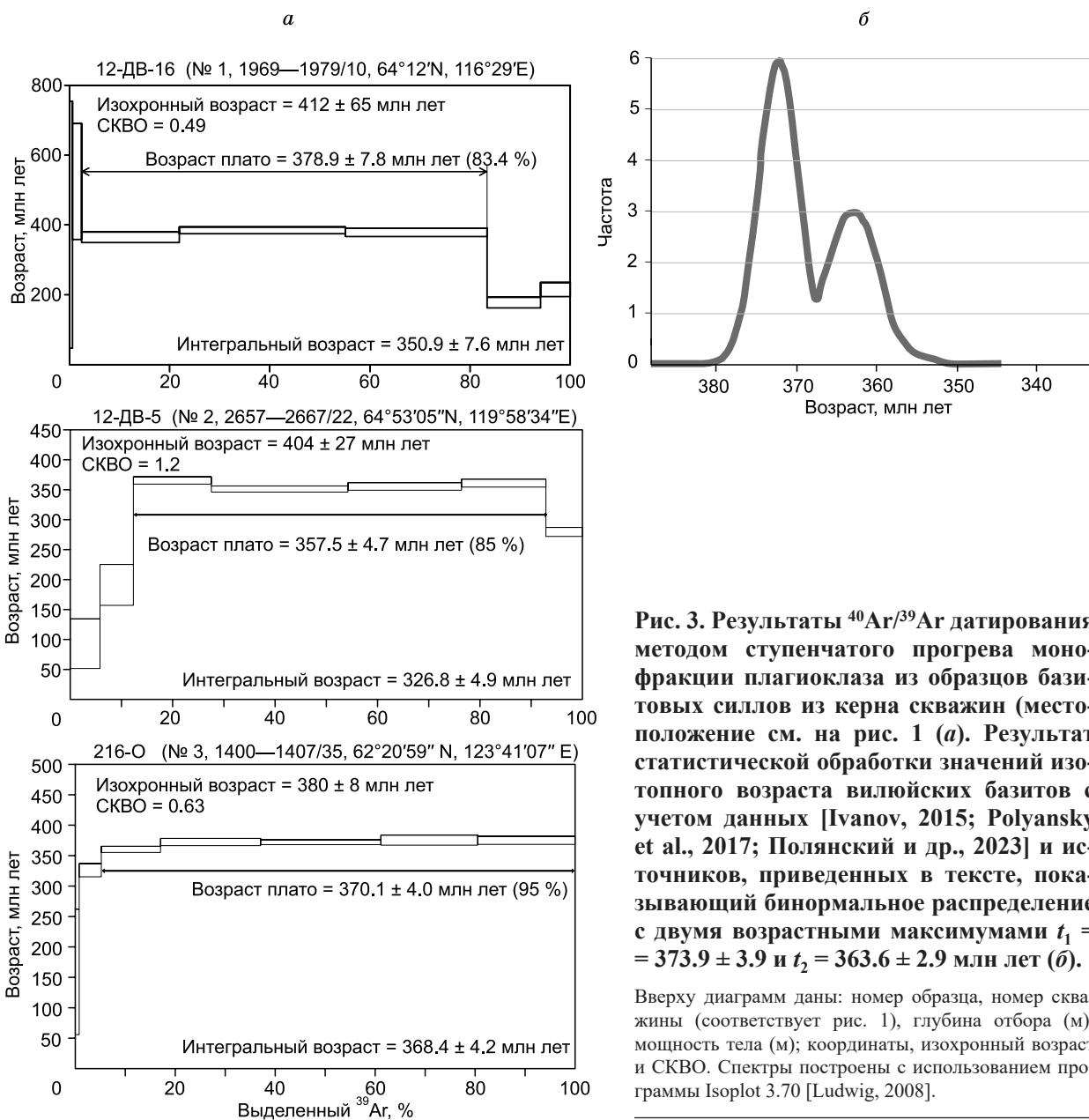


Рис. 3. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования методом ступенчатого прогрева монофракции плауоклаза из образцов базитовых силлов из керна скважин (местоположение см. на рис. 1 (а)). Результат статистической обработки значений изотопного возраста вилюйских базитов с учетом данных [Ivanov, 2015; Polyansky et al., 2017; Полянский и др., 2023] и источников, приведенных в тексте, показывающий бинормальное распределение с двумя возрастными максимумами $t_1 = 373.9 \pm 3.9$ и $t_2 = 363.6 \pm 2.9$ млн лет (б).

Вверху диаграмм даны: номер образца, номер скважины (соответствует рис. 1), глубина отбора (м)/ мощность тела (м); координаты, изохронный возраст и СКВО. Спектры построены с использованием программы Isoplot 3.70 [Ludwig, 2008].

Большинство выполненных определений возраста даек и покровов базальтов ЯВ КИП укладываются в диапазон 389—345 млн лет. Менее исследованы базитовые интрузии Чаро-Синского дайкового пояса. Более широкий разброс возрастов фиксируется по результатам проведенного $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования силлов по керновому материалу глубоких скважин в пределах Вилюйско-Мархинского и Контай-Джербинского дайкового пояса [Прокопьев и др., 2020]. Для трех силлов, расположенных на противоположных флангах палеорифта, нами получен возраст 378.9 ± 7.8 , 357.5 ± 4.7 , 370.1 ± 4 млн лет. В полученных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -спектрах при автоматическом контроле по критериям программы Isoplot [Ludwig, 2008] выделяются достоверные плато из 3—5 последовательных ступеней, которым соответствует 83—95 % выделенного ^{39}Ar и близкие Ca/K отношения [Fleck et al., 1977] (рис. 3, а).

Статистический анализ всех имеющихся данных о возрастах даек, силлов и эффузивов базитов указывает на двухактное проявление магматической активности: первый максимум соответствует 373.9 ± 3.9 млн лет, второй — 363.6 ± 2.9 млн лет (см. рис. 3, б) [Полянский и др., 2023], что подтверждает двухпиковое распределение возрастов базитов ЯВ КИП, построенное по имеющимся на то время данным [Ivanov, 2015]. Более ранний импульс, наряду с опубликованными возрастами по U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ [Courtillot et al., 2010; Kiselev et al., 2012; Ricci et al., 2013; Powerman et al., 2013; Polyansky et al., 2017], подтвержден в недавней работе с применением U-Pb метода (SHRIMP) по цирконам из даек Чаро-Синского пояса [Гузев и др., 2021]. По долеритам и габбро-долеритам ими определен возраст ин-

рузий, относящихся к первому (374 ± 4 , 371 ± 5 , 370 ± 36 , 369 ± 1) и второму импульсу (364 ± 3 млн лет). Для Чаро-Синского дайкового пояса получены два высокоточных определения возраста методом CA-ID-TIMS: 377.72 ± 0.12 [Powerman et al., 2013] и 366.14 ± 0.28 [Королева и др., 2023], что является свидетельством проявления двух этапов магматизма.

Сводная диаграмма на рис. s1 (см. доп. материалы) иллюстрирует последовательность внедрения интрузивных тел и относительное положение изученных даек и силлов, показанных на рис. 1. Приведен схематический разрез (вне масштаба) в направлении СЗ-ЮВ, поперечном рифту. Следует отметить отсутствие закономерности в возрастной последовательности внедрения базитовых тел в разных дайковых поясах. В каждом из дайковых поясов встречаются интрузивные тела базитов с возрастом, относящимся как к первому пику активности (рубеж франа—фамена, 374 млн лет), так и ко второму (конец фамена) (см. доп. материалы, рис. s1). Это позволяет сделать вывод об одинаковом режиме магматизма во всех структурах рифта.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

С целью выяснения условий развития девонского базитового магматизма Вилуйского палеорифта были проведены исследования коллекции среднепалеозойских мафитовых пород. Наиболее представительные данные были получены для обр. MIR-12-51, отобранного из дайки долеритов, вскрытой на руднике кимберлитовой тр. Мир (рис. s2, см. доп. материалы) и относящейся к Вилуйско-Мархинскому дайковому поясу.

Изученный образец представлен полнокристаллическим габбро-долеритом, сложенным слабоизмененными коричневатым клинопироксеном и плагиоклазом, размеры зерен обычно до первых миллиметров. Взаимоотношения минералов свидетельствуют как об одновременной кристаллизации (рис. s3, a, см. доп. материалы), так и об опережающем развитии клинопироксена (см. рис. s3, b) по сравнению с плагиоклазом. Наблюдается зональное строение вкрапленника клинопироксена с более светлым центром и хорошо выраженным прямолинейными краевыми зонами. В данном случае центр пироксенового вкрапленника кристаллизовался явно раньше окружающих плагиоклазов (см. рис. s3, b).

Составы породообразующих минералов габбро-долерита образца MIR-12-51 были детально изучены и оригинальные анализы клинопироксенов и плагиоклазов приведены в табл. s1 и s2 (см. доп. материалы).

Клинопироксены из габбро-долерита (см. табл. s1) анализировались, прежде всего, рядом с расплавными включениями. Также большой интерес представляют данные об изменении состава клинопироксенов в зональных вкрапленниках от центра к краю, необходимые для расшифровки эволюции магматических систем. По соотношению миналов (En-Wo-Fs)¹ клинопироксен из рассмотренного габбро-долерита относится к авгиту, показывая при этом определенный тренд в сторону Fs компонента.

Данные по профилям зональных вкрапленников клинопироксена показывают развитие сложных процессов эволюции расплавов в ходе их кристаллизации. На рисунке 4 видно, что клинопироксен начинал кристаллизоваться из наиболее примитивных расплавов (с максимумом магнезиальности и минимумом TiO_2). При этом последовательно снижалась магнезиальность и росли содержания титана и алюминия. Затем происходит резкое изменение в магматической системе — растет магнезиальность, сопровождающаяся падением титана и алюминия. На заключительной стадии состав эволюционирует с падением магнезиальности и ростом содержания TiO_2 , а также с некоторым накоплением, а затем стабильным содержанием Al_2O_3 (рис. 4, a).

Для более крупных вкрапленников с визуально отчетливой зональностью выявлены в целом те же закономерности, но при этом фиксируется гораздо более сложный характер эволюции состава клинопироксена (см. рис. 4, б). В частности, намечается ритмичность изменения состава с несколькими минимумами магнезиальности уже на начальных этапах кристаллизации клинопироксена при формировании центральных зон вкрапленника.

На диаграммах TiO_2 —Mg# и Al_2O_3 —Mg# (рис. 5) видно, что в случае основной массы данных по клинопироксенам идет рост содержаний титана и алюминия на фоне падения магнезиальности от 75 до 70. Далее с уменьшением Mg# от 70 до 57 направление эволюции резко меняется и идет падение TiO_2 и Al_2O_3 . Уменьшение содержания алюминия связано, наиболее вероятно, с кристаллизацией плагиоклаза.

По соотношению TiO_2 —FeO клинопироксены из габбро-долерита (рис. 6), обладая повышенными содержаниями титана, приурочены к полю пироксенов из субщелочных пермско-триасовых платобазальтов Сибирской платформы [Шевко, 2002].

В целом по соотношениям кремнезема, оксидов титана, кальция и натрия данные по клинопироксенам из габбро-долерита обр. MIR-12-51 соответствуют пироксенам из пород щелочной серии.

¹ Символы минералов даны по [Whitney, Evans, 2010].

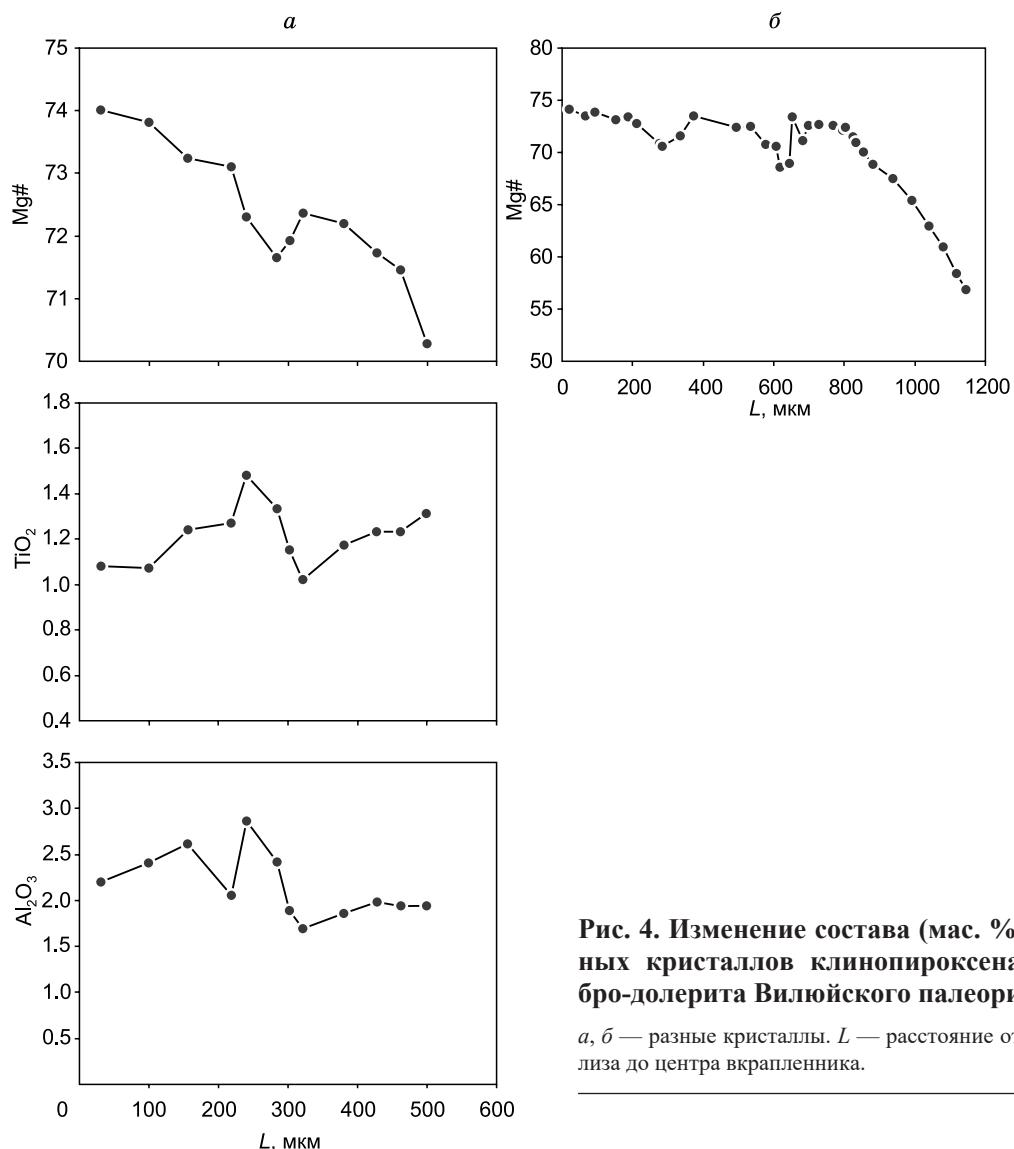
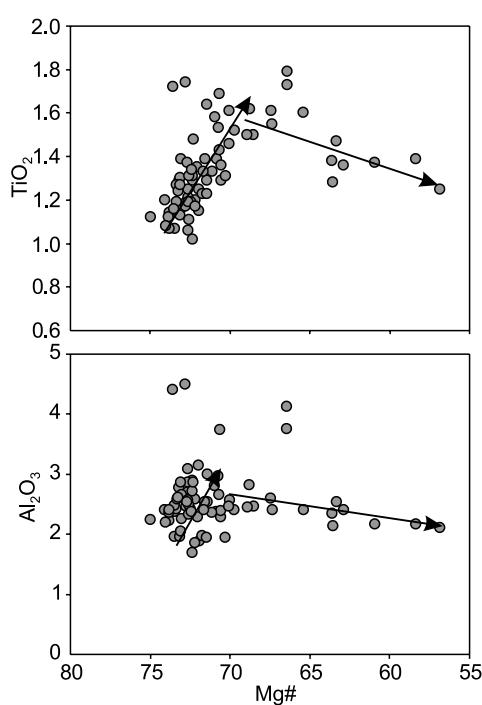


Рис. 4. Изменение состава (мас. %) зональных кристаллов клинопироксена из габбро-долерита Вилюйского палеорифта.

a, б — разные кристаллы. L — расстояние от точки анализа до центра вкрапленника.



Плагиоклазы из габбро-долерита обр. MIR-12-51 исследовались главным образом в связи с находящимися в них расплавными включениями и представлены лабрадором (An 51–56), с относительным обогащением калием (Or 2.0–2.8) (табл. s2, см. доп. материалы).

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Расплавные включения были найдены и изучены в клинопироксене и в плагиоклазе габбро-долерита обр. MIR-12-51, часть данных по которым была опубликована ранее в кратком сообщении [Симонов и др., 2023].

Первичные расплавные включения в клинопироксене (10–50 мкм) часто приурочены к центральным частям вкрапленников, равномерно располагаясь по объему минера-

Рис. 5. Диаграммы TiO_2 — $\text{Mg}\#$ и Al_2O_3 — $\text{Mg}\#$ (TiO_2 и Al_2O_3 в мас. %) для клинопироксенов из габбро-долерита Вилюйского палеорифта. Стрелки — тренды изменения содержания компонентов.

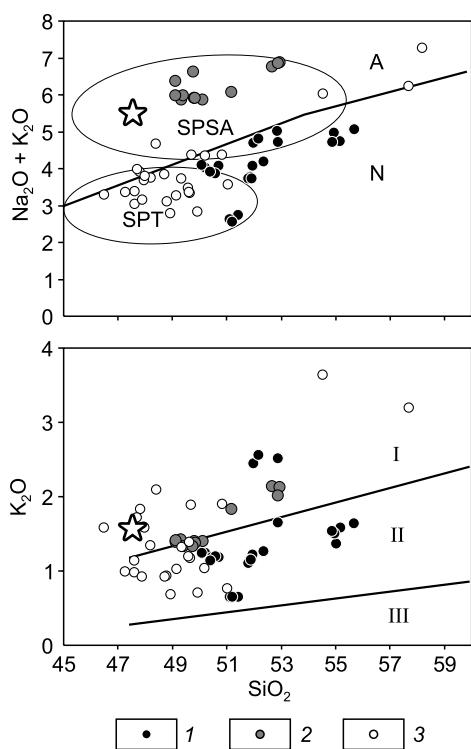
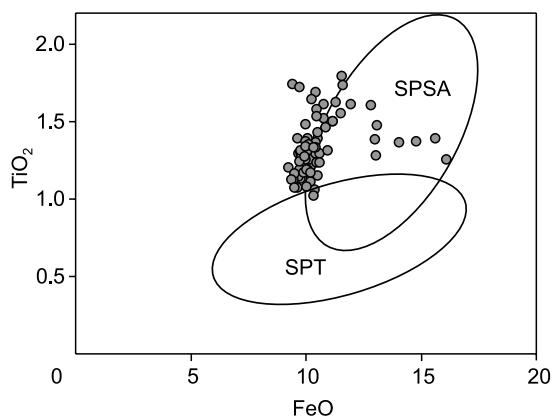
Рис. 6. Диаграмма TiO_2 — FeO (мас. %) для клинопироксена габбро-долерита Вилюйского палеорифта.

Овалы — поля клинопироксенов из пермско-триасовых толеитовых (SPT) и субщелочных (SPSA) платобазальтов Сибирской платформы [Шевко, 2002].

ла. Формы включений таблитчатые с некоторой огранкой. Включения многофазовые, содержат светлые и темные кристаллики, а также стекло с газовым пузырьком (рис. s4, a, b, см. доп. материалы).

В ходе экспериментов в микротермокамере около 1020 °C начинает изменяться содержимое включений в клинопироксене. При 1090—1105 °C плавятся и округляются кристаллические фазы в светлом расплаве. Около 1140 °C, в преобладающем в нагретом включении светлом расплаве, растворяются отдельные округлые мелкие фазы. Включения становятся полностью гомогенными в диапазоне температур 1165—1210 °C. Заполненные чистым прозрачным расплавом включения закаливаются при мгновенном сбросе температуры. В результате после высокотемпературных экспериментов мы имеем дело с включениями, состоящими практически полностью из гомогенного стекла, иногда содержащего недоплавленные рудные фазы и газовые пузырьки (см. рис. s4, c, d). Первичные расплавные включения в плагиоклазе (10—40 мкм) располагаются прямолинейными полосами, ориентируясь часто согласно направлению двойников. Формы включений — обычно вытянутые таблички, реже встречаются более изометричные с отчетливой огранкой. Все включения содержат множество светлых и темных фаз (рис. s5, a, b, см. доп. материалы).

При нагреве в микротермокамере отчетливые изменения (связанные с подплавлением содержимого по краям включения в плагиоклазе) начинаются около 965—990 °C. В интервале от 1050 до 1095 °C светлеет и проплавляется (с увеличением доли расплава) все содержимое включения. При 1110 °C в центре включения тают в светлом расплаве округлые фазы. Около 1140 °C большая часть объема включения (кроме нескольких мелких недоплавленных круглых фаз) содержит гомогенный расплав (см. рис. s5, c). При 1110 °C часть других включений гомогенизируется. В целом полностью гомогенными включения (см. рис. s5, d) становятся в интервале температур 1110—1150 °C, что заметно ниже, чем в случае клинопироксена, и согласуется с ситуацией реальных взаимоотношений более раннего вкрапленника пироксена с окружающими плагиоклазами (см. рис. s3, b)



СОСТАВЫ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Для выяснения состава минералообразующих расплавов изучались стекла, образовавшиеся при переплавлении и закалке всего силикатного содержимого первичных включений в ходе высокотемпературных экспериментов в микротермокамере.

Анализы гомогенных стекол прогретых и закаленных включений в клинопироксене и в плагиоклазе (табл. s3, s4, см. доп. материалы) позволили выяснить особенности состава расплавов, принимавших участие в формировании габбро-долерита обр. MIR-12-51.

Рис. 7. Зависимость содержания щелочных компонентов от количества кремнезема для гомогенных стекол прогретых расплавных включений (мас. %) в минералах из габбро-долерита Вилюйского палеорифта.

1, 2 — включения в клинопироксене (1) и в плагиоклазе (2) из габбро-долерита изученного образца; 3 — породы Вилюйско-Мархинского дайкового пояса [Kiselev et al., 2012; Polyansky et al., 2017]. Звезда — изученный габбродолерит с включениями. Серии пород: щелочные (A) и нормальной щелочности (N). Толеитовые (SPT) и субщелочные (SPSA) платобазальты Сибирской платформы [Золотухин и др., 2003; Симонов и др., 2005]. Серии пород: высококалиевые (I), умеренно калиевые (II), низкокалиевые (III). Здесь и далее: составы пород и включений приведены к 100 %.

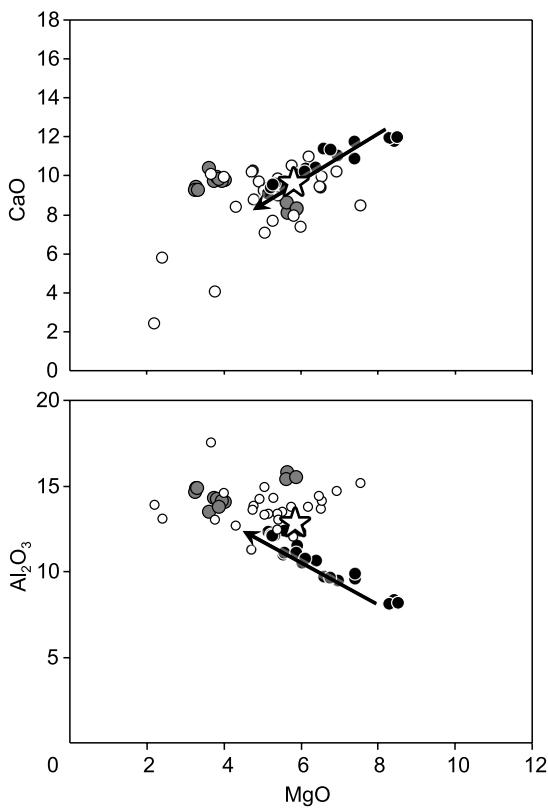


Рис. 8. Диаграммы $\text{CaO}—\text{MgO}$, $\text{Al}_2\text{O}_3—\text{MgO}$ для гомогенных стекол прогретых расплавных включений (мас. %) в минералах из габбро-долерита Вилюйского палеорифта.

Стрелки — тренды изменения содержания компонентов во включениях из клинопироксенов при падении MgO . Остальные усл. обозн. см. на рис. 7.

По соотношению щелочей и кремнезема (рис. 7) стекла включений показывают обогащение магм щелочами. Особенно это хорошо видно в случае включений в плагиоклазе, находящихся преимущественно в областях щелочных высококалиевых пород. При этом включения в клинопироксene относятся в основном к умеренно калиевым системам нормальной щелочности.

В целом на диаграмме $\text{K}_2\text{O}—\text{SiO}_2$ (см. рис. 7) точки составов стекол прогретых включений располагаются в полях высококалиевых и умеренно калиевых серий, совпадая по этому параметру с породами дайкового пояса. Выявленные характеристики расплавов соответствуют особенностям, установленным ранее для среднепалеозойского магматизма региона [Олейников и др., 1984; Масайтис, 2006].

На диаграммах $\text{CaO}—\text{MgO}$ и $\text{Al}_2\text{O}_3—\text{MgO}$ (рис. 8) составы стекол включений в клинопироксene из девонских долеритов формируют тренды падения содержания

кальция и роста содержания алюминия при уменьшении содержания магния, что свидетельствует об эволюции магмы в связи с фракционированием пироксена. На рисунке 8 хорошо видно, что изменение состава расплава, обусловленное кристаллизацией клинопироксена, приводит к развитию обогащенной алюминием среды, из которой уже образуется плагиоклаз, захватывающий, соответственно, микропорции магмы с повышенными содержаниями Al_2O_3 .

Основные закономерности эволюции составов расплавных включений в минералах долеритов Вилюйского палеорифта хорошо видны на вариационных диаграммах, несущих информацию о распределении большинства петрохимических компонентов. Тренды расплавных включений в клинопироксene показывают падение содержания титана, железа, магния, кальция и накопление алюминия, натрия на фоне роста SiO_2 . Эти закономерности согласуются с составом пород Вилюйско-Мархинского дайкового роя (рис. 9).

PT-ПАРАМЕТРЫ ДЕВОНСКОГО БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА ВИЛЮЙСКОГО ПАЛЕОРИФТА

Проведенные минералогические и термобарогеохимические исследования габбро-долеритов дали возможность получить представительный материал по составам минералов и по свойствам находящихся в них расплавных включений.

Высокотемпературные эксперименты с расплавными включениями в микротермокамере позволили оценить температурный режим кристаллизации габбро-долеритов Вилюйского палеорифта. При нагреве свыше 1000 °C расплавные включения вели себя достаточно спокойно — без взрывов и резкой разгерметизации (см. рис. s5, c). В результате удалось наиболее достоверно определить температуры гомогенизации и получить при закалке гомогенные стекла, заполняющие весь объем включения (см. рис. s5, d). Подобное спокойное поведение включений при высоких температурах свидетельствует об отсутствии аномально высоких содержаний летучих компонентов в расплавах.

В целом эксперименты показали, что включения в клинопироксene становятся полностью гомогенными в диапазоне температур от 1165 до 1210 °C. Включения в плагиоклазе приобретают гомогенное состояние в интервале температур 1110—1150 °C, что заметно ниже, чем в случае клинопироксена и согласуется с ситуацией реальных взаимоотношений вкрапленника пироксена с окружающими плагиоклазами (см. рис. s3, b).

Модельные расчеты на основе составов минералов и находящихся в них расплавных включений дали возможность оценить PT-параметры кристаллизации клинопироксена и плагиоклаза в габбро-долеритах Вилюйского палеорифта. С помощью модельных расчетов на основе оригинальных данных по

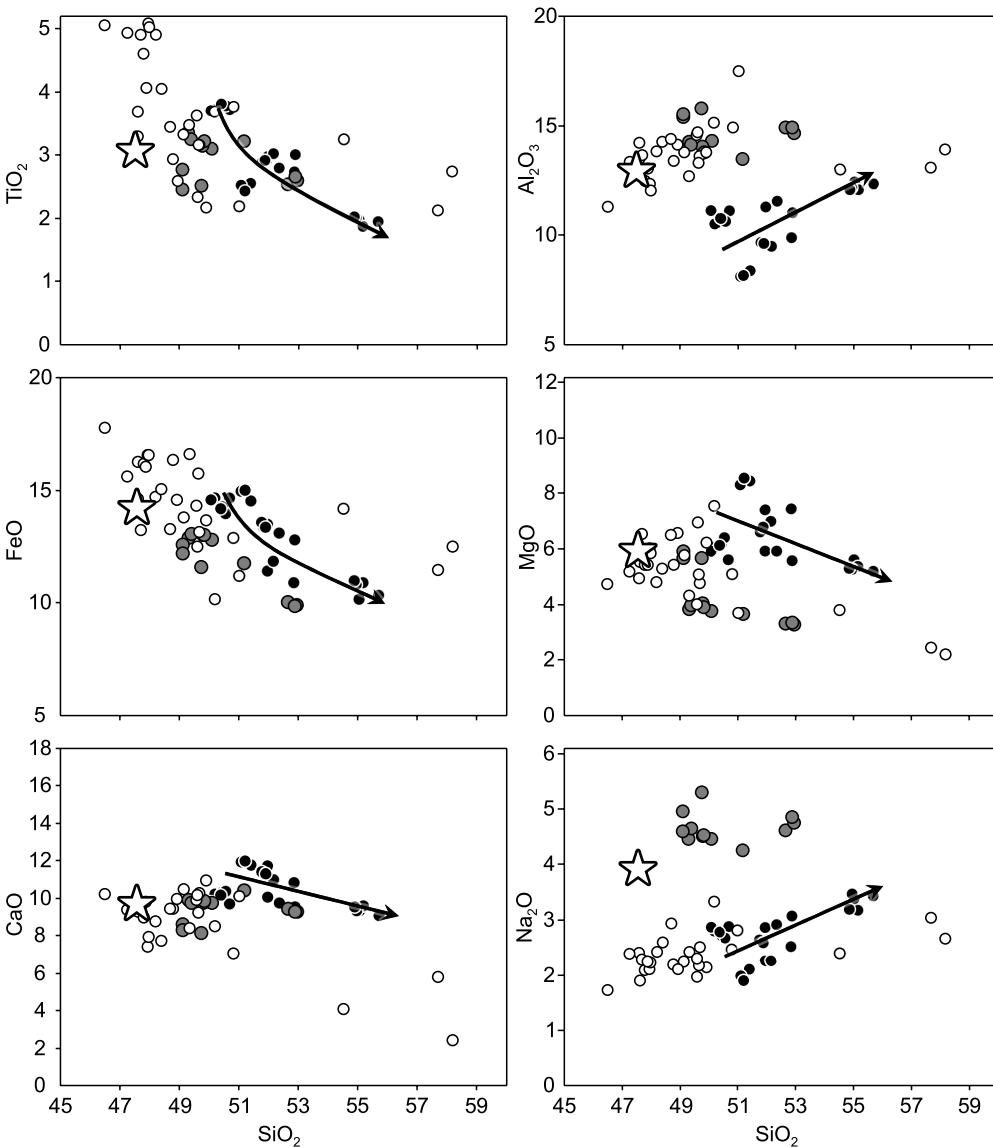


Рис. 9. Вариационные диаграммы для гомогенных стекол прогретых расплавных включений (мас. %) в минералах из габбро-долерита Вилюйского палеорифта.

Стрелки — тренды изменения содержания компонентов во включениях из клинопироксенов при росте SiO_2 . Остальные усл. обозн. см. на рис. 7.

составам минералов и гомогенных стекол прогретых расплавных включений была получена информация о параметрах кристаллизации минералов, а также об условиях генерации расплавов в ходе развития девонского базитового магматизма.

Основой расчетов параметров глубинных магм служат обычно данные по природным базальтовым стеклам, наиболее полно отвечающим составам существовавших расплавов. Стекла прогретых первичных включений играют ту же роль, соответствуя составам реальных расплавов, из которых рос минерал.

Для расчета давления/глубины и температуры кристаллизации вкрапленников клинопироксена использованы термобарометры, основанные на соотношениях составов пироксена и расплава, из которого он кристаллизуется, скомпилированные в программе WinPLtb [Yavuz, Yildirim, 2018]. Состав расплава был оценен на основе анализа гомогенных стекол прогретых включений в клинопироксенах. Глубины кристаллизации минералов в магматических камерах определены на основе давлений, установленных с помощью геобарометра [Masotta et al., 2013]. Судя по информации из работы [Yavuz, Yildirim, 2018], точность (стандартная ошибка оценки-расчета, SEE — Standard Error Estimate) опреде-

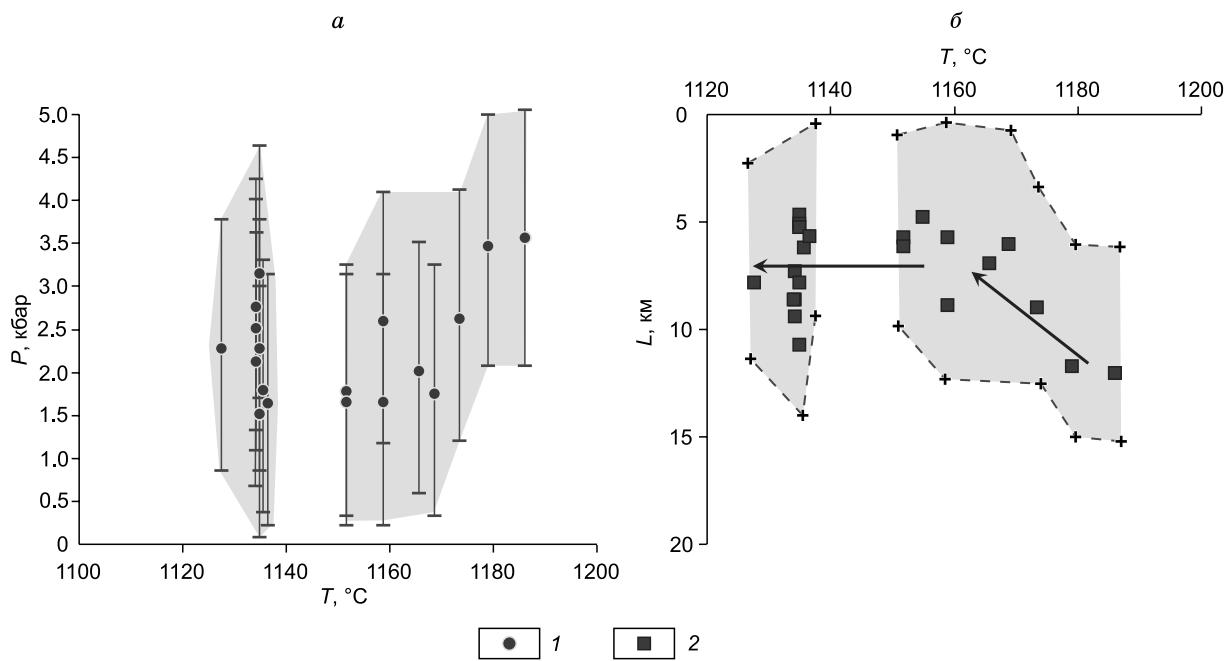


Рис. 10. Параметры кристаллизации клинопироксенов из габбро-долерита Вилюйского палеорифта.

Оценки давлений (a) и глубин (δ) по программе [Yavuz, Yildirim, 2018]: 1 — данные по барометру [Masotta et al., 2013], 2 — прямые оценки глубин с использованием плотностной модели [Hill, Zucca, 1987]. Отрезками на a и знаками + на δ показаны интервалы стандартных ошибок оценок-расчетов (SEE — Standard Error Estimate) давлений по барометрам и глубины, используемых в программе WinPLtb [Yavuz, Yildirim, 2018]. Стрелки — пути эволюции PT -параметров кристаллизации клинопироксенов.

ления давлений по барометрам, находящимся в программе WinPLtb, составляет $\pm (1.4—1.7)$ кбар. Глубины кристаллизации клинопироксенов дополнительно были оценены напрямую по программе WinPLtb [Yavuz, Yildirim, 2018] с использованием моделей плотность—глубина для пломового базальтового магматизма. В частности, применена модель, созданная для магматизма Гавайских островов [Hill, Zucca, 1987]. Как видно на рис. 10, результаты оценки глубин кристаллизации клинопироксена габбро-долерита MIR-12-51 с помощью обеих методик, входящих в набор программ WinPLtb [Yavuz, Yildirim, 2018], хорошо согласуются между собой.

В итоге было выяснено, что клинопироксен начал кристаллизоваться на глубинах около 12—4 км (давление 3.5—1.5 кбар) при снижении температуры от 1185—1150 °C до 1135—1125 °C при выдержанной глубине и давлении (см. рис. 10). Этот расчетный температурный режим хорошо согласуется с экспериментальными температурами гомогенизации включений в клинопироксene — от 1165 до 1210 °C.

На основе данных по составам плагиоклазов и находящихся в них расплавных включений с ис-

пользованием гигрометра и геотермометра «плагиоклаз—расплав» [Putirka, 2008] рассчитаны температуры кристаллизации плагиоклаза и модельные содержания воды в расплаве. Установлено, что вкрапленники плагиоклаза, в которых были изучены включения, кристаллизовались при температурах 1130—1145 °C, хорошо согласующихся с экспериментальными данными по гомогенизации расплавных включений (1110—1150 °C). В качестве исходных данных по содержанию H_2O в расплаве для расчетов задавались средние значения

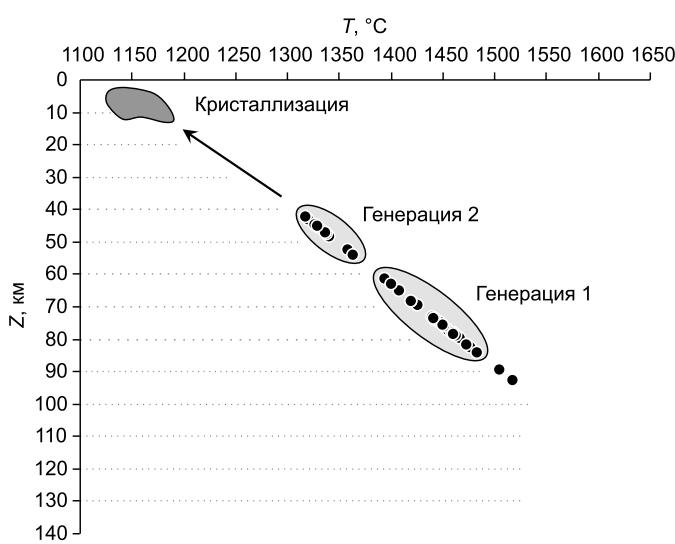


Рис. 11. Глубинная эволюция PT -параметров от генерации базитовых расплавов до кристаллизации минералов габбро-долеритов Вилюйского палеорифта.

воды в долеритах даек Вилюйского палеорифта [Polyansky et al., 2017] — 1.2 мас. %. В результате расчетов по гигрометру [Perinelli et al., 2016] были получены «модельные» содержания воды в расплаве, из которого кристаллизовался габбро-долерит — 1.80—2.85 мас. %.

Расчеты с использованием методик [Klein, Langmuir, 1987; Schilling et al., 1995] на основе полученных данных по составам гомогенных стекол расплавных включений в минералах дали возможность установить *PT*-параметры мантийных источников глубинных расплавов, ответственных за формирование габбро-долеритов Вилюйского палеорифта.

Модель декомпрессионного плавления [Schilling et al., 1995] предполагает, что плавление происходит в непрерывной магматической колонне в интервале давлений от начального P_0 до финального P_f с увеличением степени плавления на 1.2 об. % на 1 кбар давления при подъеме к основанию коры, где достигается максимальная доля расплава. Расчет глубины очага основан на зависимости температуры ликвидуса базальта от давления в виде $T_0 = 1150 + 12 P_0$, где T_0 и P_0 — начальная температура ($^{\circ}$ C) и давление (кбар). Давление пересчитывается в глубину по литостатическому закону, принимая плотность коры 2620 и плотность мантии 3330 кг/м³.

Результаты расчетного моделирования по программе [Schilling et al., 1995] с использованием составов гомогенных стекол расплавных включений показали, что исходные магмы для габбро-долеритов Вилюйского палеорифта генерировались на двух мантийных уровнях: 95—60 и 55—40 км (рис. 11, s6, см. доп. материалы).

Установленная пиковая глубина магмогенерации 80 км (см. рис. 11) попадает в область границы гранатовой и шпинелевой фаций мантийного лерцолита [Walter, 1998]. Двухуровневый характер генезиса глубинных магм, предсказанный на основании анализа составов по редким и редкоземельным элементам эфузивов и долеритовых даек Вилюйско-Мархинского пояса [Масайтис, 2006], подтверждается полученными данными по расплавным включениям.

ЧИСЛЕННАЯ ТЕРМОМЕХАНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Для объяснения механизма транспорта расплавов при рифтогенезе и продолжительности траппового магматизма была модифицирована модель процесса всплытия магмы через литосферу кратона, под которую внедрился мантийный плюм [Полянский и др., 2012, 2014]. Предполагается, что под Вилюйским палеорифтом в среднем палеозое существовал перегретый относительно адиабаты мантийный плюм с температурой в глубинном источнике 1400 $^{\circ}$ C, превышающей температуру основания литосферы (1350 $^{\circ}$ C). Величина превышения температуры в потоке и вне его, по разным оценкам, варьирует в интервале 50—300 $^{\circ}$ C [Sobolev et al., 2011]. Толщина (200 км) и структура литосферы ЯВ КИП принята по [Griffin et al., 1999], температура окружающей мантии, по [Dymshits et al., 2020]. Согласно данным [Griffin et al., 1999], в модели на глубине 85 км задана граница перехода шпинелевой и гранатовой фаций лерцолита при скачке плотности от 3350 до 3400 кг/м³. Используются реологические свойства вязкой мантии, соответствующие поведению природного водосодержащего дунита *Aheim* [Chopra, Patterson, 1984]. Рассматривается область размером 170 км (ширина) на 200 км (глубина) с протяженным мантийным магматическим источником шириной 20 км, расположенным вдоль ЮЗ-СВ оси палеорифта. В литосфере над областью плюма формируются локализованные каналы транспорта расплавов, соответствующие дайковым поясам. Схема модели в поперечном рифту направлении приведена на рис. 12, *a*.

Результаты моделирования приведены на рис. 12 и в форме видеофайла melt_flow_2chamber.mp4 в Web-версии статьи (см. доп. материалы, https://sibran.ru/journals/Suppl_Polyanskii_2.mp4). В локальной области над плюмом происходит разогрев до температуры, превышающей влажный солидус мантийного вещества. Всплытие расплава происходит в узком канале сразу после начала действия теплового мантийного источника (см. рис. 12, *b*). Мagma поднимается к границе Sp-Grt перехода, формируя глубинную промежуточную камеру (см. рис. 12, *c*), а затем к границе мантии и коры и формируется магматический очаг у основания коры, который распространяется горизонтально на глубине 40—50 км (см. рис. 12, *c—e*). Транспорт магмы происходит через тонкий подводящий канал, расширяющийся в головной части до формы капли, которая отделяется от питающего очага (см. рис. 12, *c*). В некоторый момент канал пережимается ввиду остывания, магматическое вещество перестает подпитывать головную часть и начинается формирование промежуточной магматической камеры на границе фазового перехода Sp—Grt (см. рис. 12, *d, e*). В предложенной модели не описываются процессы внедрения и кристаллизации базитов в виде даек и силлов в коре рифта, так как там действуют механизмы разрушения твердого деформируемого тела и требуются соответствующие подходы для их описания [Коробейников и др., 2011; Бабичев и др., 2014; Полянский и др., 2018], что выходит за рамки статьи.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На Сибирской платформе в среднем и позднем палеозое был проявлен рифтогенез, сопровождавшийся импульсами магматической активности и формированием протяженных дайковых поясов. Им-

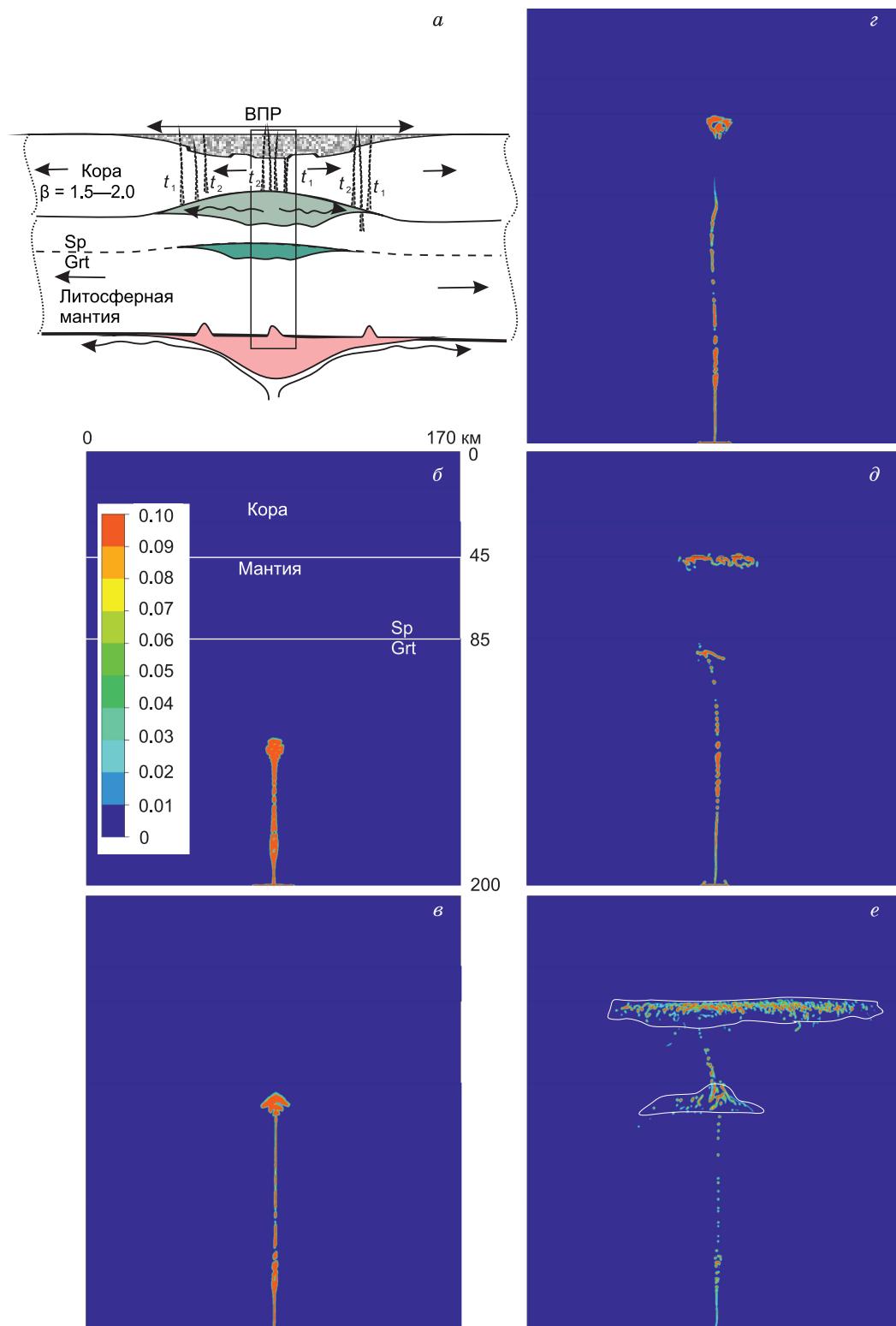


Рис. 12. Схема, описывающая модель подъема магмы над сублитосферным плумом с учетом строения и параметров мантии (вне масштаба) (*a*), *b*—*e* — последовательные стадии подъема магмы через литосферу и формирование двух магматических камер на глубинах 85—95 и 45—50 км (на рис. *e* оконтурены белыми кривыми).

ВПР — Вилойский палеорифт показан серым крапом, розовым показан плум, оттенками зеленого — промежуточные камеры формирования базитового расплава. Sp-Grt — уровень перехода шпинелевого-гранатового перидотита для *PT*-параметров Сибирской платформы, по [Griffin et al., 1999]. Стрелками обозначено растяжение коры в 1.5—2.0 раза, по [Полянский и др., 2013], *t*₁ и *t*₂ — дайковые пояса (зоны кристаллизации базитовых расплавов). Прямоугольником обозначена модельная область, показанная на рис. *b*—*e*. Цветовая шкала на части *b* соответствует объемной доле вещества плума.

пульсы базитового магматизма в пределах ЯВ КИП сопряжены с девонским рифтовым этапом формирования прогиба, а рои даек на его флангах являются индикаторами тектонического режима растяжения [Ernst, 2014]. Базитовый магматизм в объеме более 0,2 млн км³ Вилуйской «ветви» трехлучевой палеорифтовой системы составляет основную долю ЯВ КИП, охватывающей территорию как рифтовых впадин, так и дайковых поясов на флангах.

Вилуйский среднепалеозойский палеорифт является природным примером так называемого гибридного рифта, в котором раскрытие за счет тектонических сил растяжения сопровождается формированием крупной изверженной провинции [Stein et al., 2015]. Для такого типа рифтов рассматриваются следующие модели плавления:

а) плавление мантийной литосферы в результате адабатической декомпрессии в процессе растяжения литосферы [Масайтис, 2006];

б) альтернативная гипотеза предполагает генетическую связь формирования провинций флюид-базальтов с необычайно ультрабыстрой субдукцией и плавлением эклогитового компонента в мантии [Ivanov, 2015];

в) плавление мантийной литосферы за счет теплового воздействия мантийного плюма или поднятия астеносферной мантии.

Полученные в работе результаты подтверждают реальность последнего из названных механизмов. Глубина промежуточных камер магмогенерации базитовых расплавов соответствует положению плотностных границ переходной области гранатовой и шпинелевой фаций (70—85 км в зависимости от формы геотермы) и вблизи границы кора—мантия (55—40 км). Двухуровневый характер генезиса базитовых магм, предсказанный на основании анализа составов по редким и редкоземельным элементам эфузивов и долеритовых даек Вилуйско-Мархинского пояса [Масайтис, 2006], подтверждается полученными данными по расплавным включениям.

Необходимо отметить, что для габбро-долеритов Вилуйского палеорифта уровень 85—60 км определен на основе изучения стекол расплавных включений в клинопироксене, а уровень 55—40 км — это в основном данные по включениям в плагиоклазе. Таким образом, есть возможность предположить, что полученные нами параметры показывают не реальные различия глубин магмогенерации, а отражают только различие в использовании минерала-хозяина. Против подобных предположений свидетельствуют наши данные по плюмовым базальтовым магматическим системам. Во-первых, результаты расчетов давления по методу [Schilling et al., 1995] с использованием составов гомогенных стекол расплавных включений в плагиоклазе пермско-триасовых платобазальтов Сибирской платформы [Симонов и др., 2005] показывают глубины магмогенерации (85—60 км), полностью совпадающие с данными по включениям в клинопироксене из габбро-долеритов, полученными в настоящей работе (см. доп. материалы, рис. s6). Во-вторых, для базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа [Симонов и др., 2019] установлено, что стекла включений в плагиоклазе показывают гораздо более глубинные условия магмогенерации по сравнению с данными по включениям в клинопироксене, т. е. ситуация прямо противоположна наблюдаемой для габбро-долерита Вилуйского палеорифта. При этом для базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа результаты получены при изучении расплавных включений из разных минералов одного и того же образца базальта. Таким образом, мы видим, что отсутствует какая-либо связь между глубинами магмогенерации и типом минерала, содержащего расплавные включения. Анализ гистограммы на рис. s6 показывает, что в каждой ситуации (платобазальты Сибирской платформы, базальты архипелага Земля Франца-Иосифа и габбро-долериты Вилуйского палеорифта) минералы захватывают во включениях расплавы, несущие информацию о разноглубинных магматических системах независимо от минерала — пироксена или плагиоклаза. В результате мы имеем полное основание считать, что установленные два уровня магмогенерации для габбро-долеритов Вилуйского палеорифта являются объективной реальностью.

При изучении минералов с расплавными включениями обнаружена зональность с резким (или ритмическим) изменением содержания титана, магния, алюминия, которая дает информацию о глубинном режиме базитовой магмы (см. рис. 4). Характер зональности вкрапленников клинопироксена и плагиоклаза, отличной от диффузионной, говорит о немонотонном режиме кристаллизации минералов. Представляется, что немонотонность может быть вызвана двумя причинами: 1) резкой сменой *PT*-параметров в процессе перемещения объема магмы на новый глубинный уровень либо 2) поступлением новых порций магмы в стабильную камеру на фиксированной глубине и сменой состава расплава в камере *in situ*. Таким образом, в обоих случаях необходимым требованием является движение магмы в канале и импульсный характер поступления расплавов, фиксируемый по зональности минералов.

Широкий диапазон давлений, характеризующих глубину образования базитового расплава, говорит о полигибическом режиме плавления. По-видимому, граница раздела областей устойчивости гранатовых и шпинелевых лерцолитов является плотностным барьером, на котором возможно существование одной из промежуточных камер.

Наши результаты имеют значение для дискуссии о режиме плавления в мантии под океаническим рифтом [Klein, Langmuir, 1987]. Вероятно, для внутреннеконтинентального рифтогенеза, проявленного в Вилюйском палеорифте, реализуется механизм многокамерной магматической системы и пульсационного подъема базитовой магмы.

ВЫВОДЫ

Результаты проведенных исследований расплавных включений и минералов подтверждают повышенную щелочность магм, формирующих среднепалеозойские габбро-долериты Вилюйско-Мархинского дайкового пояса Вилюйского палеорифта. Установлено два уровня генерации расплавов девонских долеритов Вилюйского рифта: в интервалах 95—65 км при 1480—1400 °C и 55—45 км при 1360—1320 °C. Основная кристаллизация минералов происходила при температуре 1185—1125 °C на глубине 12—4 км (3.5—1.5 кбар) в чехле и фундаменте бассейна.

Новые данные о возрасте формирования базитовых силлов из керна скважин, ранее не исследованных изотопно-геохронологическими методами, подтверждают наличие двух пиков базитового магматизма с возрастами около 374 млн лет на рубеже франского и фаменского времени и около 364 млн лет в конце позднего девона.

Впервые полученные петрологические данные и результаты моделирования независимо подтверждают возможность пульсационного характера магматизма Якутско-Вилюйской крупной изверженной провинции. Результаты исследований показывают, что двухуровневое расположение очагов магмо-генерации, а также неоднородность химического состава изученных минералов могут объяснить проявления двух импульсов базитового магматизма.

Авторы выражают благодарность М.Д. Томшину (ИГАБМ СО РАН) за предоставленный обр. MIR-12-51, А.Э. Изоху и анонимному рецензенту за конструктивные замечания и комментарии к рукописи, способствующие ее значительному улучшению.

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, грант № 23-27-00130, <https://rscf.ru/project/23-27-00130/>. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Дополнительные материалы:

таблицы составов 1—4, рисунки s1—s6 представлены в приложении https://sibran.ru/journals/Suppl_Polyanskii_1.pdf, результаты моделирования, показанные на рис. 12, представлены в форме видеофайла https://sibran.ru/journals/Suppl_Polyanskii_2.mp4.

ЛИТЕРАТУРА

Бабичев А.В., Полянский О.П., Коробейников С.Н., Ревердатто В.В. Математическое моделирование магмаразрыва и формирования даек // ДАН, 2014, т. 458, № 6, с. 692—695.

Бакуменко И.Т. Процессы магматического петрогенеза по данным изучения включений минералообразующих сред // Геология и геофизика, 1986 (7), с. 125—133.

Васильев Ю.Р., Золотухин В.В., Феоктистов Г.Д., Прусская С.Н. Оценка объемов и проблема генезиса пермотриасового траппового магматизма Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (12), с. 1696—1705.

Гайдук В.В. Вилюйская среднепалеозойская рифтовая система. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1988, 126 с.

Гузев В.Е., Козлов Г.А., Терехов А.В., Молчанов А.В., Лебедев И.О., Светлова Ю.Л. Чаро-Синский дайковый пояс (среднее течение р. Лена): локальный U-Pb возраст циркона и петролого-геохимические особенности // Региональная геология и металлогения, 2021, № 87, с. 28—41, doi:10.52349/0869-7892_2021_87_28-41.

Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М., Недра, 1979. 271 с.

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.

Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н., Чернышев Р.А., Никифоров А.В. Среднепалеозойский базитовый магматизм северо-западной части Вилюйского рифта: состав, источники, геодинамика // Петрология, 2006, т. 14, № 6, с. 626—648.

Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Томшин М.Д. Девонские рои долеритовых даек на северо-востоке Сибирского кратона и их связь с Вилюйским плюром // ДАН, 2010, т. 434, № 4, с. 502—508.

Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Иванов А.В., Егоров К.Н. Пространственно-временные отношения среднепалеозойских базитов и алмазоносных кимберлитов на северо-западном плече Вилюйского рифта (Сибирский кратон) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 185—196.

Коробейников С.Н., Полянский О.П., Ревердатто В.В., Свердлова В.Г., Бабичев А.В. О влиянии выбора реологического закона на результаты компьютерного моделирования субдукции плит // Сибирский журнал вычислительной математики, 2011, т. 14, № 1, с. 69—88.

Королева О.В. Особенности состава и генезис ассоциаций основных щелочно-кремнекислых магматитов Сибирской и Индостанской платформ // Траппы Сибири и Декана: Черты сходства и различия / Ред. Г.В. Поляков. Новосибирск, Наука, 1991, с. 177—195.

Королева О.В., Прокопьев А.В., Полянский О., Камо С., Эрнст Р. Высокоточное U-Pb датирование сиенит-порфиров Чаро-Синского дайкового пояса, Вилуйский палеорифт, Сибирская платформа // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России [Электронный ресурс]: материалы XIII Всероссийской научно-практической конференции, 21—24 марта 2023 г. Якутск, Изд. дом СВФУ, 2023, с. 344—346.

Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В. Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий электронный микроскоп? // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (8), с. 1473—1482.

Левашов К.К. Среднепалеозойская рифтовая система востока Сибирской платформы // Советская геология, 1975, № 10, с. 49—58.

Масайтис В.Л. Девонский вулканализм Патомско-Вилуйского авлакогена: многократное плавление неоднородных мантийных источников // Региональная геология и металлогения, 2006, № 29, с. 27—49.

Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Вулканализм и тектоника Патомско-Вилуйского среднепалеозойского авлакогена. М., Недра, 1975, 183 с.

Олейников Б.В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. Новосибирск, Наука, 1979, 263 с.

Олейников Б.В., Томшин М.Д., Королева О.В., Округин А.В., Копылова А.Г., Саввинов В.Т. Глубинная эволюция субщелочной толеит-базальтовой магмы в режиме палеорифтогенеза (на примере Чаро-Синской зоны). Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1984, 32 с.

Полянский О.П., Коробейников С.Н., Бабичев А.В., Ревердатто В.В. Формирование и подъем мантийных диапиров через литосферу кратонов на основе численного термомеханического моделирования // Петрология, 2012, т. 20, № 2, с. 136—155.

Полянский О.П., Прокопьев А.В., Бабичев А.В., Коробейников С.Н., Ревердатто В.В. Рифтогенная природа формирования Вилуйского бассейна (Восточная Сибирь) на основе реконструкций осадкоакопления и механико-математических моделей // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (2), с. 163—183.

Полянский О.П., Коробейников С.Н., Бабичев А.В., Ревердатто В.В., Свердлова В.Г. Численное моделирование мантийного диапиритизма как причина внутриконтинентального рифтогенеза // Физика Земли, 2014, № 6, с. 124—137.

Полянский О.П., Прокопьев А.В., Королева О.В., Томшин М.Д., Ревердатто В.В., Бабичев А.В., Свердлова В.Г., Васильев Д.А. Природа теплового источника базитового магматизма при формировании Вилуйского рифта на основе данных о возрасте дайковых поясов и численного моделирования // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (10), с. 1519—1541, doi:10.15372/GiG20181003.

Полянский О.П., Изох А.Э., Семенов А.Н., Селятицкий А.Ю., Шелепаев Р.А., Егорова В.В. Термомеханическое моделирование формирования многокамерных интрузий для выявления связи плутонометаморфизма с габбро-диоритовыми массивами Западного Сангилена, Тыва, Россия // Геотектоника, 2021, № 1, с. 3—22, doi: 10.31857/S0016853X21010094.

Полянский О.П., Симонов В.А., Королева О.В., Прокопьев А.В., Котляров А.В. Глубинная эволюция девонского базитового магматизма Вилуйского палеорифта (Сибирская платформа) // Материалы VIII Всероссийской конференции с международным участием «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал», 30.08—08.09.2023, ИГМ СО РАН. Новосибирск, ИПЦ НГУ, 2023, с. 149—151.

Прокопьев А.В., Парfenov Л.М., Томшин М.Д., Колодезников И.И. Чехол Сибирской платформы и смежных складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М., Наука/Интерпериодика, 2001, с. 113—155.

Прокопьев А.В., Полянский О.П., Королева О.В., Васильев Д.А., Томшин М.Д., Ревердатто В.В., Новикова С.А. Среднепалеозойский и среднетриасовый импульсы траппового магматизма на востоке Сибирской платформы: результаты первых ^{40}Ar - ^{39}Ar -датировок долеритовых силлов // ДАН, 2020, т. 490, № 1, с. 7—11.

Протопопов Ю.Х. Тектонические комплексы платформенного чехла Вилуйской синеклизы. Якутск, ЯНЦ СО РАН, 1993, 48 с.

Семенов А.Н., Полянский О.П. Численное моделирование механизмов минглинга и мискинга магмы на примере формирования сложных интрузивов // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (11), с. 1664—1683.

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

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., Калякин Ю.В., Котляров А.В. Физико-химические условия базальтового магманизма архипелага Земля Франца-Иосифа // Геохимия, 2019, т. 64, № 7, с. 700—725.

Симонов В.А., Полянский О.П., Котляров А.В., Карманов Н.С., Королева О.В., Прокопьев А.В. Условия формирования девонских базитов Вилюйско-Мархинского дайкового пояса Вилюйского палеорифта (Сибирская платформа) // ДАН, 2023, т. 511, № 1, с. 38—45, doi: 10.31857/S2686739723600509.

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.

Томшин М.Д., Копылова А.Г. Фанерозойские базиты восточной части Сибирской платформы // Наука и образование, 2015, № 4 (80), с. 3—11.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехонюшин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2009, т. 47, № 11, с. 1181—1199.

Чан Чонг Хоа, Изох А.Э., Поляков Г.В., Борисенко А.С., Чан Тuan Ань, Балыкин П.А., Нго Тхи Фыонг, Руднев С.Н., Ву Ван Ван, Буй Ан Ньен. Пермотриасовый магматизм и металлогения Северного Вьетнама в связи с Эмайшаньским плутоном // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 637—651.

Шевко А.Я. Пироксены траппов как показатели их петрогенезиса (Северо-Запад Сибирской платформы): Автoref. дис.... к. г.- м. н. Новосибирск, ОИГМ СО РАН, 2002, 24 с.

Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards // Chem. Geol., 1996, v. 129, p. 307—324.

Chopra P.N., Paterson M.S. The role of water in the deformation of dunite // J. Geophys. Res., 1984, v. 89, p. 7861—7876.

Courtillot V., Kravchinsky V.A., Quidelleur X., Renne P.R., Gladkochub D.P. Preliminary dating of the Viluy traps (Eastern Siberia): Eruption at the time of Late Devonian extinction events? // Earth Planet. Sci. Lett., 2010, v. 300, p. 239—245.

Dymshits A.M., Sharygin I.S., Malkovets V.G., Yakovlev I.V., Gibsher A.A., Alifirova T.A., Vorobei S.S., Potapov S.V., Garanin V.K. Thermal state, thickness, and composition of the lithospheric mantle beneath the Upper Muna kimberlite field (Siberian Craton) constrained by clinopyroxene xenocrysts and comparison with Daldyn and Mirny fields // Minerals, 2020, v. 10, 549, doi: 10.3390/min10060549.

Egorkin A.V., Zukanov S.K., Pavlenkova N.A., Chernychev N.M. Results of lithospheric studies from long-range profiles in Siberia // Tectonophysics, 1987, v. 140, p. 29—47.

Ernst R.E. Large Igneous Provinces. Cambridge Univ. Press, 2014, 653 p.

Ferguson D.J., Barnie T.D., Pyle D.M., Oppenheimer C., Yirgu G., Lewi E., Kidane T., Carn S., Hamling I. Recent rift-related volcanism in Afar, Ethiopia // Earth Planet. Sci. Lett., 2010, v. 292, p. 409—418, doi: 10.1016/j.epsl.2010.02.010.

Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholeites from Antarctica // Geochim. Cosmochim. Acta, 1977, v. 41 (1), p. 15—32.

Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Ilupin I.P. The Siberian lithosphere traverse: Mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // Tectonophysics, 1999, v. 310, p. 1—35.

Hill D.P., Zucca J.J. Geophysical constraints on the structure of Kilauea and Mauna Loa volcanoes and some implications for seismomagmatic processes // USGS Prof. Pap. 1350, 1987, p. 903—917.

Ivanov A.V. Why volatiles are required for cratonic flood basalt volcanism: Two examples from the Siberian craton // The Interdisciplinary Earth: A Volume in Honor of Don L. Anderson / Eds. G.R. Foulger, M. Lustro, S.D. King. GSA Spec. Pap. 514, AGU Spec. Publ. 71, 2015, p. 325—338, doi: 10.1130/2015.2514(19).

Jiang Q., Jourdan F., Olierook H.K.H., Merle R.E. An appraisal of the ages of Phanerozoic large igneous provinces // Earth Sci. Rev., 2023, doi: 10.1016/j.earscirev.2023.104314.

Keir D., Bastow I.D., Pagli C., Chambers E.L. The development of extension and magmatism in the Red Sea rift of Afar // Tectonophysics, 2013, v. 607, p. 98—114.

Kiselev A.I., Ernst R.E., Yarmolyuk V.V., Egorov K.N. Radiated rifts and dyke swarms of the middle Paleozoic Yakutsk plume of eastern Siberian craton // J. Asian Earth Sci., 2012, v. 45, p. 1—16.

Klein E.M., Langmuir C.H. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // J. Geophys. Res., 1987, v. 92, p. 8089—8115.

Kontorovich A.E., Khomenko A.V., Burshtein L.M., Likhanov I.I., Pavlov A.L., Staroseltsev V.S., Ten A.A. Intense basic magmatism in the Tunguska petroleum basin, eastern Siberia, Russia // Pet. Geosci., 1997, v. 3, p. 359—369.

Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth Sci. Rev., 2010, v. 102, p. 29—59.

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Woolley A.R. The construction of the Total Alkali-Silica chemical classification of volcanic rocks // Mineral. Petrol., 1992, v. 46, p. 1—22.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot 3.70: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 4, 2008.

Masotta M., Mollo S., Freda C., Gaeta M., Moore G. Clinopyroxene-liquid thermometers and barometers specific to alkaline differentiated magmas // Contrib. Mineral. Petrol., 2013, v. 166, p. 1545—1561.

Nikolaeva I.V., Palesskii S.V., Koz'menko O.A., Anoshin G.N. Analysis of geologic reference materials for REE and HFSE by inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) // Geochem. Int., 2008, v. 46 (10), p. 1016—1022.

Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V. New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar–Angara blocks // Earth Planet. Sci. Lett., 2008, v. 276, p. 229—242.

Perinelli C., Mollo S., Gaeta M., Cristofaro S.P.D., Palladino D.M., Armienti P., Scarlato P., Putirka K.D. An improved clinopyroxene-based hygrometer for Etnean magmas and implications for eruption triggering mechanisms // Am. Mineral., 2016, v. 101, p. 2774—2777.

Polyansky O.P., Prokopiev A.V., Koroleva O.V., Tomshin M.D., Reverdatto V.V., Selyatitsky A.Yu., Travin A.V., Vasiliev D.A. Temporal correlation between dyke swarms and crustal extension in the middle Palaeozoic Vilyui rift basin, Siberian platform // Lithos, 2017, v. 282—283, p. 45—64, doi: 10.1016/j.lithos.2017.02.020.

Powerman V., Shatsillo A., Coe R., Zhao X., Gladkochub D., Buchwaldt R., Pavlov V. Palaeogeography of the Siberian platform during middle Palaeozoic Times (~450–400 Ma): new palaeomagnetic evidence from the Lena and Nyuya rivers // Geophys. J. Int., 2013, v. 194, p. 1412—1440, doi: 10.1093/gji/ggt197.

Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // Rev. Mineral. Geochem., 2008, v. 69 (1), p. 61—120.

Ricci J., Quidelleur X., Pavlov V., Orlov S., Shatsillo A., Courtillot V. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K–Ar ages of the Viluy traps (Eastern Siberia): Further evidence for a relationship with the Frasnian–Famennian mass extinction // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 2013, v. 386, p. 531—540.

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 (B7), p. 10057—10076.

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 S.V., Sobolev A.V., Kuzmin D.V., Krivolutskaya N.A., Petrunin A.G., Arndt N.T., Radko V.A., Vasiliev Yu.R. Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes // Nature, 2011, v. 477, p. 312—316.

Stein C.A., Kley J., Stein S., Hindle D., Keller G.R. North America's Midcontinent Rift: When rift met LIP // Geosphere, 2015, v. 11 (5), p. 1607—1616, doi: 10.1130/GES01183.1.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London, 1989, v. 42, p. 313—345.

Suvorov V.D., Melnik E.A., Thybo H., Perchuć E., Parasotka B.S. Seismic velocity model of the crust and uppermost mantle around the Mirnyi kimberlite field in Siberia // Tectonophysics, 2006, v. 420, p. 49—73.

Tomshin M.D., Koroleva O.V. Composite dykes of the Vilyuisk paleorift system, Siberian Platform, Yakutia, USSR // Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms / Eds. A.J. Parker, P.C. Rickwood, D.H. Tucker. Rotterdam, Balkema, 1990, p. 535—540.

Walter M.J. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere // J. Petrol., 1998, v. 39 (1), p. 29—60.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // Am. Mineral., 2010, v. 95, p. 185—187.

Xu Y.-G., Ma J.-L., Frey F.A., Feigenson M.D., Liu J.-F. Role of lithosphere–asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton // *Chem. Geol.*, 2005, v. 224, p. 247–271.

Yavuz F., Yıldırım D.K. A Windows program for pyroxene-liquid thermobarometry // *Period. Mineral.*, 2018, v. 87 (2), p. 149–172.

Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. Geology of the USSR: a Plate-Tectonic Synthesis. Washington, D.C., AGU, 1991, 442 p.