

## ПРИРОДА ТЕПЛООВОГО ИСТОЧНИКА БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ВИЛЮЙСКОГО РИФТА НА ОСНОВЕ ДАННЫХ О ВОЗРАСТЕ ДАЙКОВЫХ ПОЯСОВ И ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

О.П. Полянский, А.В. Прокопьев\*, О.В. Королева\*, М.Д. Томшин\*,  
В.В. Ревердатто, А.В. Бабичев, В.Г. Свердлова, Д.А. Васильев\*

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

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

Рассмотрены возможные механизмы рифтогенеза и термальный режим литосферы под рифтовой зоной Вилюйского осадочного бассейна на основе данных об изотопном возрасте дайковых поясов, скорости осадконакопления и численного моделирования. Корреляция по времени внедрений базитовой магмы и резкого ускорения погружения и осадконакопления в рифтовом бассейне доказывает, что в формировании Вилюйского рифта играли роль как плитотектонический, так и магматический факторы. Установлено соотношение между этапом быстрого растяжения литосферы и временем формирования роев базитовых даек Якутско-Вилюйской изверженной провинции Сибирской платформы на рубеже франского и фаменского времен с пиком около 374.1 млн лет и в конце позднего девона с пиком около 363.4 млн лет. Два импульса дайкообразования происходили в течение этапа быстрого погружения фундамента бассейна в интервале 380—360 млн лет со скоростью осадконакопления 100—130 м/млн лет при средней скорости 10—20 м/млн лет. Анализ построенных численно термомеханических моделей показал, что наиболее удовлетворительной является комбинированная модель, совмещающая механизмы внутриплитного растяжения (пассивный рифтогенез) и мантийного магматического диапира (активный рифтогенез). Сделан вывод о природе теплового источника траппового магматизма: плюмовый характер теплового режима литосферы более удовлетворительно объясняет динамику растяжения при формировании рифта в отличие от механизма декомпрессионного плавления.

*Дайка, рифтогенез, численное моделирование, Сибирская платформа, Якутско-Вилюйская крупная изверженная провинция.*

## THE NATURE OF THE HEAT SOURCE OF MAFIC MAGMATISM DURING THE FORMATION OF THE VILYUI RIFT BASED ON THE AGES OF DIKE SWARMS AND RESULTS OF NUMERICAL MODELING

O.P. Polyansky, A.V. Prokopiev, O.V. Koroleva, M.D. Tomshin, V.V. Reverdatto,  
A.V. Babichev, V.G. Sverdlova, and D.A. Vasiliev

Possible mechanisms of rifting and the thermal regime of the lithosphere beneath the rift zone of the Vilyui sedimentary basin are considered based on the available isotopic ages of dike swarms, rates of sedimentation, and results of numerical modeling. Temporal correlations between the intrusion of mafic magma and a sharp increase in the rate of subsidence and sedimentation in the rift basin prove the contribution of both plate-tectonic and magmatic factors to the formation of the Vilyui rift. The results show a relationship between the rapid extension of the lithosphere and the formation of mafic dike swarms in the Yakutsk–Vilyui Large Igneous Province of the Siberian Platform at the Frasnian–Famennian boundary, with a peak at ~374.1 Ma, and at the end of the Late Devonian, with a peak at ~363.4 Ma. There were two pulses of dike formation during the rapid subsidence of the basin basement in the period 380–360 Ma, with a sedimentation rate of 100–130 m/Myr, at a background rate of 10–20 m/Myr. Analysis of numerical thermomechanical models revealed that the best-fit model is that combining the mechanisms of intraplate extension (passive rifting) and the ascent of a mantle magmatic diapir (active rifting). A conclusion about the nature of the heat source of trap magmatism has been drawn: The plume-driven regime of the lithosphere can better explain the dynamics of extension during rifting than the decompression melting mechanism.

*Dike, rifting, numerical modeling, Siberian Platform, Yakutsk–Vilyui Large Igneous Province*

## ВВЕДЕНИЕ

Одна из ключевых проблем геотектоники — выявление механизма растяжения континентальной коры. Существуют две главные концепции, объясняющие механизм образования «магматических» рифтов: 1) плитотектонические силы, действующие на границах плит и приводящие к «пассивному» рифто-

© О.П. Полянский✉, А.В. Прокопьев, О.В. Королева, М.Д. Томшин, В.В. Ревердатто, А.В. Бабичев, В.Г. Свердлова, Д.А. Васильев, 2018

✉e-mail: pol@igm.nsc.ru

DOI: 10.15372/GiG20181003

генезу [McKenzie, 1978], в этом случае причиной является растягивающее напряжение, возникающее при дивергентных движениях плит [Govers, Wortel, 1993]; 2) астеносферные или мантийные подъемные течения вещества, приводящие к «активному» рифтогенезу [Артемьев, Артюшков, 1968; Sengor, Burke, 1978].

В рифтовых бассейнах раскрытие за счет тектонических причин сопровождается сопутствующим внедрением даек и андерплейтингом базитов в основание коры [Лобковский и др., 2004]. Для понимания механизмов формирования магматических рифтов важно проследить связь дайкообразования и тектоники растяжения [Ramberg, Spjeldnaes, 1978; Wright et al., 2012; Polyansky et al., 2017]. Одновременность растяжения и базитового магматизма установлена во многих бассейнах [Halls, 1978; Keir et al., 2013; Ernst, 2014]. Многие крупные изверженные провинции (КИП) пространственно совмещены с внутриконтинентальными осадочными бассейнами, в частности, с рифтовыми [Bryan, Ernst, 2008]. Импульсы базитового магматизма сопряжены с синрифтовыми или пострифтовыми этапами формирования бассейнов и могут служить количественным показателем степени растяжения, а рои даек широко применяются при реконструкциях тектоники плит [Wright et al., 2012; Keir et al., 2013]. Количественные оценки объема интрузивного вещества, достаточного для магматического рифтинга и деструкции литосферы [Bialas et al., 2010; Polyansky et al., 2017], и геохронологические данные используются для реконструкций эволюции древних бассейнов.

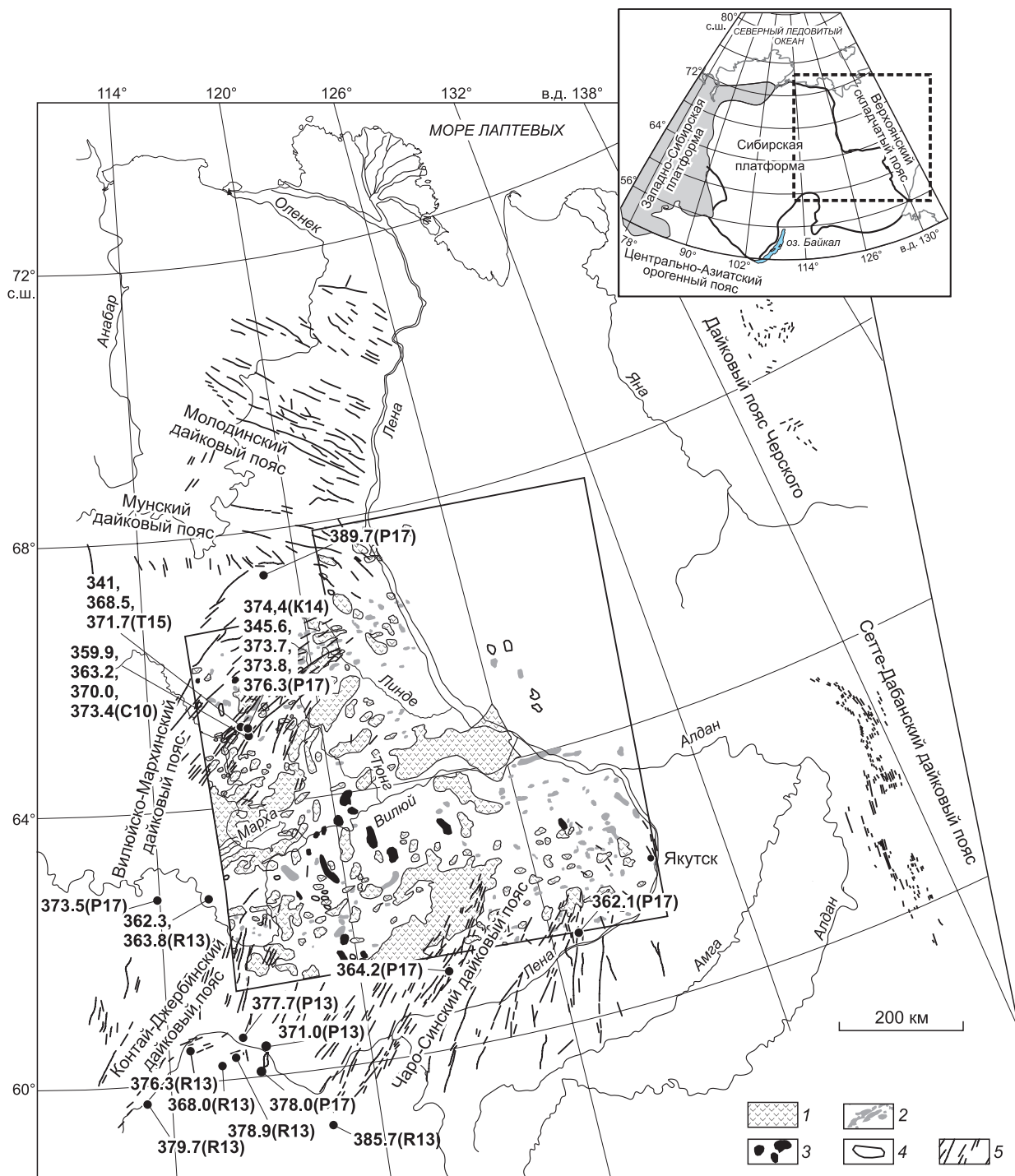
Одним из масштабных примеров совместного проявления рифтинга и магматической активности является среднепалеозойский Виллойский осадочный бассейн и Якутско-Виллойская КИП, охватывающая всю его территорию (рис. 1, 2).

Обзор современных представлений о происхождении среднепалеозойского Виллойского бассейна дан в работе [Polyansky et al., 2017]. Предлагались разные механизмы формирования Виллойского осадочного бассейна. Впервые рифтогенную природу среднепалеозойского комплекса Виллойской синеклизы обосновал К.К. Левашов [1975], который выделил две рифтовые зоны, расположенные параллельно: Мархинско-Линденскую и Кемпендяйско-Лунгхинскую. Альтернативная модель погружения при эклогитизации базальтового слоя коры Виллойской синеклизы представлена в работе [Артюшков, 1993]. В.Л. Масайтисом [2006] предложена «декомпрессионная» модель магматизма Виллойского рифта. Согласно этим представлениям, формирование множественных магматических резервуаров было вызвано декомпрессионным плавлением гетерогенной мантии при растяжении, наличие мантийного плюма автором отрицается. Предполагается, что основной магматизм характеризовался нарастанием степени плавления и уменьшением глубины очагов в процессе раскрытия рифта от 60—90 км в раннюю фазу формирования (380—370 млн лет) до 40—60 км в более позднюю фазу (365—360 млн лет) [Масайтис, 2006].

Признаки растяжения и расхождения блоков литосферы достаточно уверенно фиксируются разными методами. Так, на основе палеомагнитных данных [Tomshin, Konstantinov, 2005; Pavlov et al., 2008] установлено расхождение Анабаро-Ангарского и Алданского блоков при их относительном вращении на угол 20—25°. По данным [Pavlov et al., 2008], это вращение могло привести к неоднородному растяжению коры с образованием депрессии, при этом оценки степени утонения коры на западном и восточном участках рифта составляют  $\approx 1.55$  и  $2.15$  соответственно. Детальный анализ динамики осадконакопления выполнен ранее [Полянский и др., 2012, 2013], где было показано, что в истории бассейна выделяются рифтовый и форландовый этапы, характеризующиеся резким ускорением погружения и осадконакопления. Связь тектонических процессов формирования бассейна и базитового магматизма, распространенного на его территории, вполне очевидна [Ernst, 2014; Polyansky et al., 2017]. Однако вопрос, что было причиной, а что следствием, остается невыясненным, так как общей модели формирования трапповой провинции и рифтогенеза построено не было. В связи с проблемой теплового источника базитового магматизма Якутско-Виллойской КИП становится актуальной корреляция возраста дайкообразования с этапами быстрого погружения и растяжения в Виллойском рифте. В целях реконструкции эволюции бассейна использованы все известные на сегодня определения возраста пород дайковых поясов, обрамляющих Виллойский бассейн. С целью сравнения механизмов разработана численная модель растяжения с учетом декомпрессионного плавления, которая является модификацией модели с участием плюма, рассмотренной ранее авторами в работе [Polyansky et al., 2017]. Сравнение результатов, полученных в рамках двух моделей, с реальными характеристиками строения коры и литосферы и длительности магматической активности позволяет предложить наиболее правдоподобный механизм развития Виллойского бассейна и магматизма в Якутско-Виллойской изверженной провинции.

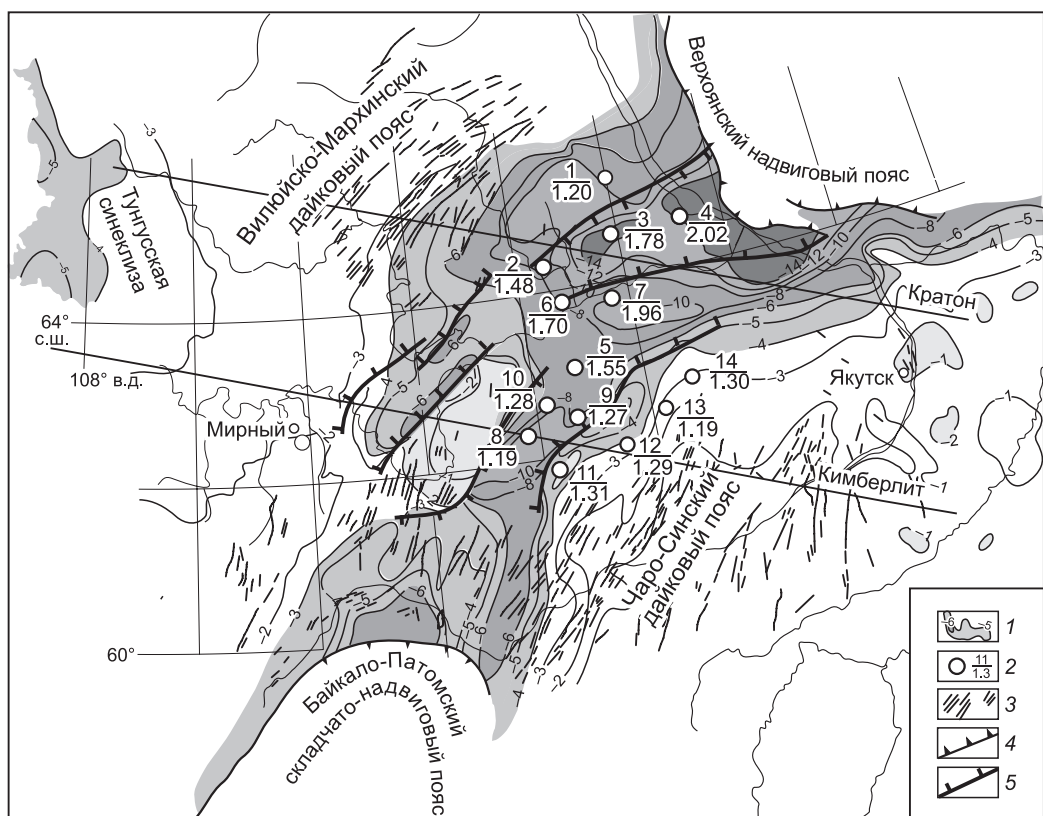
## **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВИЛЛОЙСКОГО БАСЕЙНА И ВОЗРАСТ БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА**

Виллойский осадочный бассейн — удлинённая в ЮЗ-СВ направлении впадина протяженностью 800 км и шириной 350—400 км, расположенная на востоке Сибирской платформы (см. рис. 1, 2). Она



**Рис. 1. Распространение интрузивных тел Вилюйского бассейна и имеющиеся  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  и U-Pb определения возраста (млн лет) среднепалеозойских даек, силлов и базальтов.**

В скобках (R13 — по данным [Ricci et al., 2013], C10 — [Courtillot et al., 2010], K14 — [Киселев и др., 2014], P13 — [Powerman et al., 2013], T15 — [Томшин и др., 2015], P17 — [Polyansky et al., 2017]. Показаны все дайковые пояса Якутско-Вилюйской изверженной провинции, схема по [Протопопов, 1993; Прокопьев и др., 2001] с изменениями и дополнениями. В пределах площади, ограниченной многоугольником, нанесены магматические образования, установленные по аэромагнитным и гравитационным данным, по [Протопопов, 1993] с дополнениями: 1 — залегающие на уровне средне- и верхнепалеозойских отложений; 2 — залегающие на уровне верхнемезозойских отложений; 3 — предполагаемые «массивные» (кислые, щелочные) интрузии, залегающие на уровне среднепалеозойских отложений; 4 — то же, но с неопределенным стратиграфическим положением, 5 — девонские дайки.



**Рис. 2. Местоположение изученных разрезов осадочных пород (по скважинным данным).**

1 — изогипсы поверхности кристаллического фундамента; 2 — над чертой — месторасположение опорных стратиграфических разрезов, под чертой — распределение по площади бассейна коэффициента растяжения литосферы  $\epsilon$ , по [Полянский и др., 2013], значения соответствуют данным, приведенным в табл. 2; 3 — дайки; 4 — фронт фанерозойских орогенных поясов; 5 — разломы. Серым тоном выделены участки Вилуйского бассейна с мощностью среднепалеозойского осадочного чехла более 3 км. Составлено по данным [Гайдук, 1988; Прокопьев и др., 2001] с изменениями. Нанесены линии профилей ГСЗ Кимберлит и Кратон.

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 впадины выделяются Ыгыаттинский, Кемпендяйский, Линденский, Сыангдинский, Сарсанский и Тангнарынский грабенообразные впадины северо-восточного простирания, выполненные мощными 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 [Фрадкин, 1967; Колодезников, 1982; Гайдук, 1988]. Среднепалеозойские рифтогенные структуры перекрыты отложениями среднего карбона—мела мощностью свыше 6 км в осевой части бассейна (Кемпендяйский прогиб), которые выполняют так называемую Вилуйскую синеклизу [Прокопьев и др., 2001]. Впадины разделены поднятиями (горстами) и ограничены сбросами, частота которых вкрест простирания составляет 1 на 2—15 км, а амплитуда сбросов достигает 0.5—1.5 км (Ыгыаттинская впадина).

Вилуйский бассейн ранее рассматривался как одна из ветвей трехлучевой рифтовой системы среднепалеозойского возраста [Zonenshain et al., 1991]. Однако его строение, по данным Ф.Ф. Третьякова [2004], представляется более сложным и конфигурация систем рифтов не отвечает схеме тройного сочленения. На северо-востоке рифт продолжается под Верхоянским складчато-надвиговым поясом, где он сопряжен с погребенным среднепалеозойским Дербекенским грабеном. Вместе структуры образуют Вилуйско-Дербекенскую рифтовую зону общей протяженностью 1000—1200 км [Третьяков, 2004], на восточном борту которой выделяется среднепалеозойский дайковый пояс Черского, в пределах которого известны выходы базальтов [Карякин и др., 2000; Трунилина и др., 2009] (см. рис. 1). Таким образом, Вилуйская рифтовая зона имеет линейное строение и может рассматриваться в рамках 2-мерной модели в поперечном разрезе относительно продольной оси СВ-ЮЗ направления.

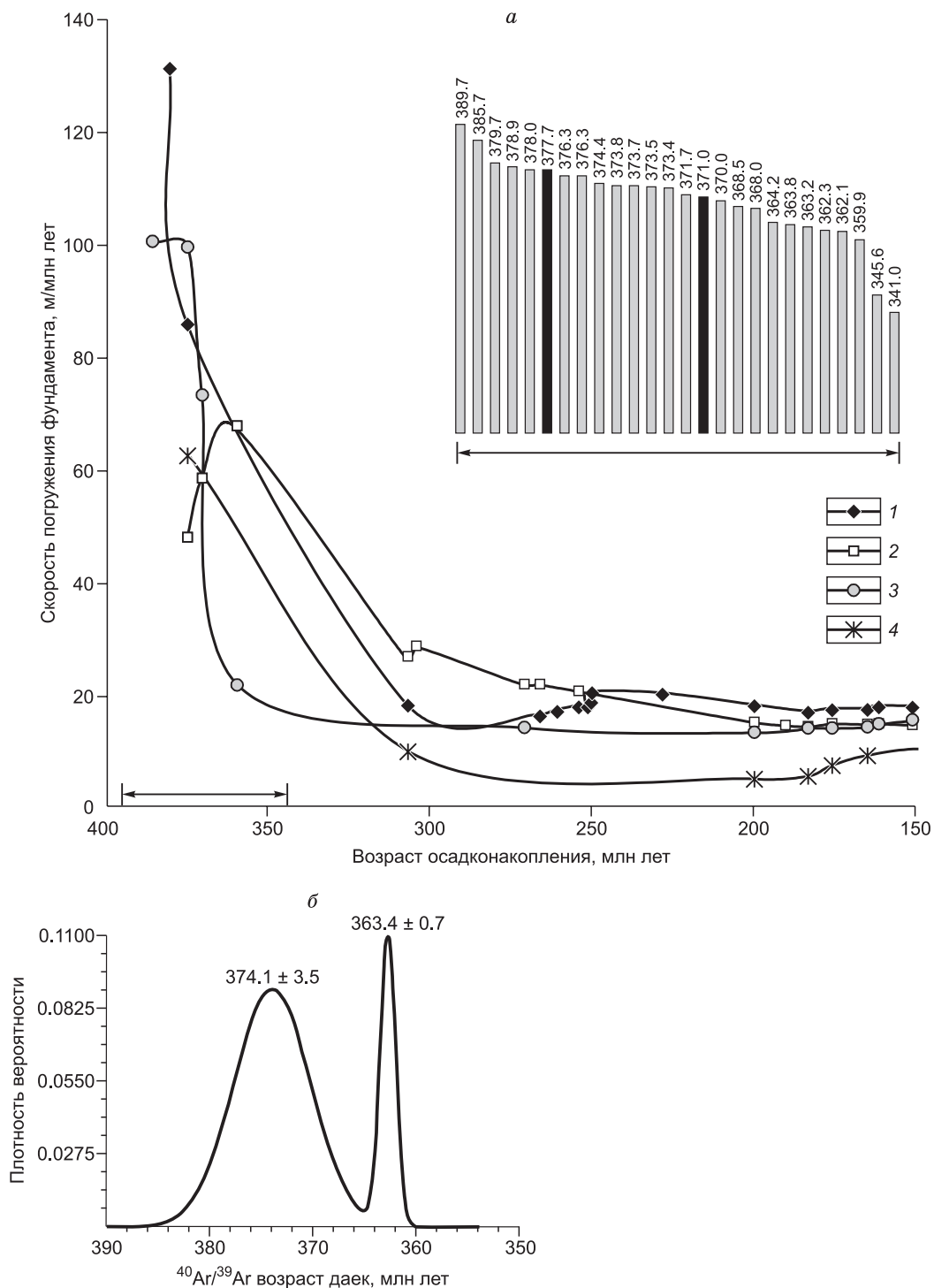
Пластовые магматические тела (силлы и дайки) распространены неравномерно по площади провинции. На бортах Вилуйского рифта широко распространены рои базитовых даек и силлов среднепа-

Таблица 1.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возрасты даек Якутско-Вилуйской изверженной провинции

№ образца, литературный источник	Возраст, млн лет	Тип породы	Местоположение	Координаты	Дайковый пояс
A-84-67, [Polyansky et al., 2017]	389.7 ± 3.6	Габбро-долерит	Дайка А-84, междуречье Тюнг—Муна	67°03' N, 117°27' E	Вилуйско-Мархинский
9/198-450, [Polyansky et al., 2017]	345.6 ± 4.6	»	Дайка, Накынское кимберлитовое поле	65°01' N, 117°05' E	»
30/01, [Courtilot et al., 2010]	370.0 ± 0.7	Долерит	»	64,5° N, 116,5° E	»
»	373.4 ± 0.7	»	»	»	»
42a/01, [Courtilot et al., 2010]	359.9 ± 1.9	»	»	»	»
»	363.2 ± 2.0	»	»	»	»
50/49-105, [Polyansky et al., 2017]	376.3 ± 1.9	Габбро-долерит	»	65°02' N, 111°54' E	»
38/43-101, [Polyansky et al., 2017]	373.8 ± 2.2	»	»	64°34' N, 116°46' E	»
ОВ-243-3V, [Polyansky et al., 2017]	373.7 ± 1.5	Габбро-долерит	Дайка, Усть-Ханья, р. Марха	65°06' N, 116°33' E	»
MIR-12/51, [Polyansky et al., 2017]	373.5 ± 3.9	»	Дайка, кимберлитовая тр. Мир	62°31' N, 113°59' E	»
Vil-6a, [Ricci et al., 2013]	362.3 ± 0.9	Лавы базальтов	р. Вилуй	63°00'22.32"N, 115°09'03.84"E	Между Вилуйско-Мархинским и Контай-Джербинским поясами
Vil-13a, [Ricci et al., 2013]	363.8 ± 0.6	»	»	62°38'46.2"N, 115°20'40.0"E	»
M-44-12, [Polyansky et al., 2017]	378.0 ± 3.8	Габбро-долерит	Талахтахский силл М-44, р. Лена	60°07' N, 116°43' E	Контай-Джербинский
ТО-35, [Ricci et al., 2013]	368.0 ± 0.3	»	Силл, р. Б. Патом	60°07'24.72"N, 115°53'43.02"E	»
ТО-41a, [Ricci et al., 2013]	378.9 ± 0.3	»	»	»	»
TL-18a, [Ricci et al., 2013]	379.7 ± 0.2	»	Силл, р. Лена	59°50'14.7"N, 113°26'14.7"E	»
TL-19a, [Ricci et al., 2013]	376.3 ± 0.4	»	»	60°37'54.2"N, 114°45'17.5"E	»
VP-VII-Mu-1, [Powerman et al., 2013]	<b>371.0 ± 3.3</b>	»	Силл в ордовикских отложениях, р. Лена	60°31'N, 116°17'E	»
VP-VI-Le-1, [Powerman et al., 2013]	<b>377.7 ± 0.1</b>	»	Силл в кембрийских отложениях, р. Лена	60°26.5'N, 116°40'E	»
M-14-1e, [Polyansky et al., 2017]	362.1 ± 3.9	Габбро-долерит	Дайка, М-14, р. Синяя	61°23' N, 126°41' E	Чара-Синский
M-6-1e, [Polyansky et al., 2017]	364.2 ± 3.3	Кварцевый монзонит	Сложная дайка, М-6, р. Марха	61°10' N, 122°49' E	»
ТО-9a, [Ricci et al., 2013]	385.7 ± 3.5	Габбро-долерит	Силл, р. Чара	58°54'45.04"N, 118°29'17.1"E	»

Примечание. Полужирным шрифтом показаны U-Pb возрасты по цирконам.

леозойского возраста [Масайтис и др., 1975; Олейников, 1979; Tomshin, Koroleva, 1990; Королева, 1991; Прокопьев и др., 2001; Масайтис, 2006]. Дайковые пояса представлены Вилуйско-Мархинским роом (протяженность 750—800 км, ширина 125—150 км), Чара-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 считается постсилурийским, но допермтриасовым, поскольку они прорывают палеозойские (до силура) отложения и перекрыты пермтриасовыми траппами [Олейников, 1979; Масайтис, 2006; и др.]. В настоящее время получено большое число определений абсолютного возраста внедрения базитов [Киселев и др., 2006, 2010, 2014; Courtilot et al., 2010; Kiselev et al., 2012, Ricci et al., 2013; Polyansky et al., 2017]. Современные изотопные датировки возраста долеритов Якутско-Вилуйской КИП укладываются в диапазон 389—345 млн лет (табл. 1). Кроме того, к близкому, но более молодому и узкому интервалу приурочено внедрение серии алмазонасных кимберлитовых тел. Возраст кимберлитов установлен в интервале 362—344 млн лет U/Pb методом по циркону (трубки Мир, Интер-



**Рис. 3.** Скорость погружения фундамента Вилюйского рифта, рассчитанная по данным бэкстриппинг-анализа для осевой зоны бассейна по материалам скважин № 2 (1) (Линденская депрессия) и № 8 (2), 9 (3), 10 (4) (Кемпендйская депрессия) (номера скважин соответствуют данным в табл. 2), и компиляция изотопных возрастов даек, приведенных на гистограмме (млн лет), по [Courtillot et al., 2010; Ricci et al., 2013; Киселев и др., 2014; Polyansky et al., 2017] (а); результат статистической обработки определений изотопного возраста Вилюйских даек, показывающий бинормальное распределение с параметрами  $t_{\text{ср.,1}} = 374.1 \pm 3.5$  и  $t_{\text{ср.,2}} = 363.4 \pm 0.7$  млн лет (б).

а — данные  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования показаны светло-серым, а данные U-Pb — черным цветом.

национальная, Сытыканская, Юбилейная) [Дэвис и др., 1980] и по перовскиту в интервале 367—364 млн лет (тр. Удачная) [Кинни и др., 1997].

Статистический анализ данных о возрастах даек указывает на двукратное проявление магматической активности (рис. 3, б): первый максимум соответствует возрасту  $374.1 \pm 3.5$  млн лет, второй —  $363.4 \pm 0.7$  млн лет.

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) [Протопопов, 1993]. Изотопное датирование возраста долеритовых силлов по отдельным минералам из kernового материала не проводилось. На основании редких определений калий-аргоновым методом по валовым пробам считается, что они имеют возраст излияния лав аппаинского (380—370 млн лет) и эмьяскинского горизонта (370—360 млн лет) [Масайтис, 2006].

Оценки объемов интрузивного и эффузивного материала в пределах Вилюйского бассейна значительно различаются — от 50—100 тыс. км<sup>3</sup> [Масайтис и др., 1975; Гайдук, 1988] до 300 тыс. км<sup>3</sup> [Kuzmin et al., 2010] и ~1 млн км<sup>3</sup> [Ricci et al., 2013]. Авторами был рассчитан минимальный объем базитового магматизма, продуцированного как Вилюйским палеорифтом, в частности, так и в целом для среднепалеозойской Якутско-Вилюйской КИП [Polyansky et al., 2017]. Объем минимального магматического интрузивного и эффузивного материала в пределах Вилюйского рифта оценен в ~176 132 км<sup>3</sup> (при осредненной по глубине мощности даек 250 м) или 87 900 км<sup>3</sup> (при средней мощности 50 м). С учетом объемов в примыкающих дайковых поясах (Молодинского, Мунского, Сетте-Дабанского, Западно-Верхоянского и Черского) общий минимальный объем среднепалеозойского базитового магматизма, продуцированного в Якутско-Вилюйской изверженной провинции, составляет около 215 000 км<sup>3</sup> (при средней мощности даек 250 м) или ~100 000 км<sup>3</sup> (при средней мощности даек 50 м). Якутско-Вилюйская КИП сопоставима с такими провинциями, как Колумбия (Северная Америка) (0.22 Мкм<sup>3</sup>), Афро-Аравийская (0.35 Мкм<sup>3</sup>) и Вичита (Южная Лаврентия) (0.25 Мкм<sup>3</sup>) [Ernst, 2014].

#### ОЦЕНКА СКОРОСТИ ПОГРУЖЕНИЯ ФУНДАМЕНТА И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ВИЛЮЙСКОМ БАССЕЙНЕ

Оценка параметров рифтогенеза была проведена на основе бэкстриппинг-метода, учитывающего изостатическую и термическую релаксацию литосферы при растяжении и уплотнение осадков при погружении [Ревердатто и др., 1992; Полянский и др., 2004]. Рассматривается неоднородное по глубине растяжение двухслойной литосферы, состоящей из коры толщиной  $h$  и плотностью  $\rho_c$  и литосферной мантии толщиной  $H$  и плотностью  $\rho_m$ . После растяжения и утонения мощность коры и мантийной литосферы уменьшаются до величин  $h/\beta$  и  $H/\delta$ , где  $\beta > 1$  и  $\delta > 1$  — коэффициенты растяжения корового и мантийного слоя соответственно. Кроме того, рассматривается возможное расширение литосферы на относительную величину  $\gamma$  ( $0 < \gamma < 1$ ) за счет внедрения даек. Общее утонение литосферы составляет

$$\varepsilon = \frac{H+h}{(h/\beta + H/\delta)} \cdot \frac{1}{1-\gamma}. \quad (1)$$

Выполнены реконструкции эволюции погружения и осадконакопления Вилюйского бассейна на основе 14 стратиграфических разрезов глубоких скважин, местоположение которых показано на рис. 2 [Прокопьев и др., 2001; Полянский и др., 2013; Polyansky et al., 2017]. Выделяются два этапа быстрого погружения: первый (средний—поздний девон, 400—375 млн лет) соответствует рифтовому, второй этап быстрого погружения (форландовый) фиксируется в среднепозднеюрский период в интервале 190—140 млн лет. На тех участках, где присутствуют пермотриасовые отложения (например, в Линденской впадине и на Средневилюйской площади), на кривых погружения наблюдается резкое ускорение погружения во время извержения пермотриасовых сибирских траппов. В интервале 253—249 млн лет фиксируется чрезвычайно быстрое и короткое погружение со скоростью 800—2100 м/млн лет, а также резкое повышение температуры в осадках.

В табл. 2 приведены параметры растяжения литосферы, соответствующие модели с лучшим приближением к реально наблюдаемому строению осадочного чехла и мощности коры для каждой впадины Вилюйского бассейна. Утонение всей литосферы оказывается неоднородным по глубине. Как правило, мантийная часть литосферы растягивается в большей мере, чем кора: в 1.2—2.0 и 1.1—1.4 раза соответственно. При этом доля расширения при рифтогенезе за счет даек в разных частях бассейна оценивается от 1 до 12 %. Эти оценки следуют из геометрических соотношений величины растяжения (формула 1) из модели Д. Маккензи [McKenzie, 1978], включая упругие и неупругие деформации, раздвиговые перемещения при разрывах по разломам, а также суммарную мощность даек. Вклад упругой сжимаемости в общей величине растяжения невелик (доли процента — 1 %) и рассматривается в разделе «Приложение». Вклад остальных типов деформаций растяжения можно оценить из геологических данных о

Таблица 2. Оценки степени растяжения коры и литосферной мантии, реконструированные по данным осадконакопления в Линденской, Тангнарынской, Кемпендйской и Сарсанской впадине

Параметр	Линденская впадина				Тангнарынская впадина			Кемпендйская впадина			Сарсанская впадина				Среднее
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
Растяжение коры, $\beta$	1.10	1.20	1.20	1.40	1.10	1.30	1.40	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.17
Растяжение литосферной мантии, $\delta$	1.20	1.50	1.70	2.00	1.50	1.80	1.90	1.20	1.20	1.20	1.20	1.20	1.20	1.30	1.44
Растяжение литосферы	1.178	1.425	1.56	1.83	1.39	1.66	1.77	1.18	1.18	1.18	1.18	1.18	1.178	1.25	1.37
Доля даек, $\gamma$	0.02	0.04	0.12	0.09	0.10	0.02	0.10	0.01	0.07	0.08	0.10	0.09	0.01	0.04	0.06
Расширение за счет даек	1.02	1.042	1.136	1.10	1.10	1.02	1.11	1.01	1.07	1.09	1.11	1.10	1.01	1.04	1.07
Общее растяжение, $\epsilon$	1.20	1.485	1.78	2.02	1.55	1.70	1.96	1.19	1.27	1.28	1.31	1.29	1.19	1.30	1.47

Примечание. Местоположение скважин показано на рис. 2.

кумулятивной мощности даек в поперечном сечении, отнесенной к ширине дайкового роя, а также по суммарному смещению по сбросовым разломам. Доля даек в поперечном разрезе крайне непостоянная величина и местами достигает экстремальных значений — до 500 м базитовых тел на 1600 м поперечного разреза, т. е. доли около 1/3 [Масайтис и др., 1975]. Эти оценки соответствуют наблюдениям в гигантском дайковом роу Макензи [Baragar et al., 1996], из которых авторы делают вывод о существенном вкладе региональных «тектонических» деформаций растяжения в сравнении с упругими.

Важно отметить, что для наиболее глубокой центральной части Линденской впадины данные говорят о наибольшей степени растяжения литосферы — в 1.43—1.83 раза, и в том же интервале (1.39—1.77) — в соседней с ней Тангнарынской впадине. На периферии рифта степень растяжения уменьшается: от 1.18 раза в северной части Линденской впадины (см. табл. 2, скв. 1) и в Кемпендйской и до 1.178—1.25 раза в Сарсанской. Для двух последних впадин наблюдается устойчивая оценка небольшой степени растяжения: в 1.1 раза в коре и в 1.2 раза в мантийной литосфере. Значимое расширение за счет внедрения дайкового вещества можно ожидать как в центральных участках прогиба, расположенных ближе к оси рифта (скважины 3—5, 7), так и на флангах структуры, где также предсказывается высокая степень расширения за счет даек (Сарсанская впадина, скв. 11, 12).

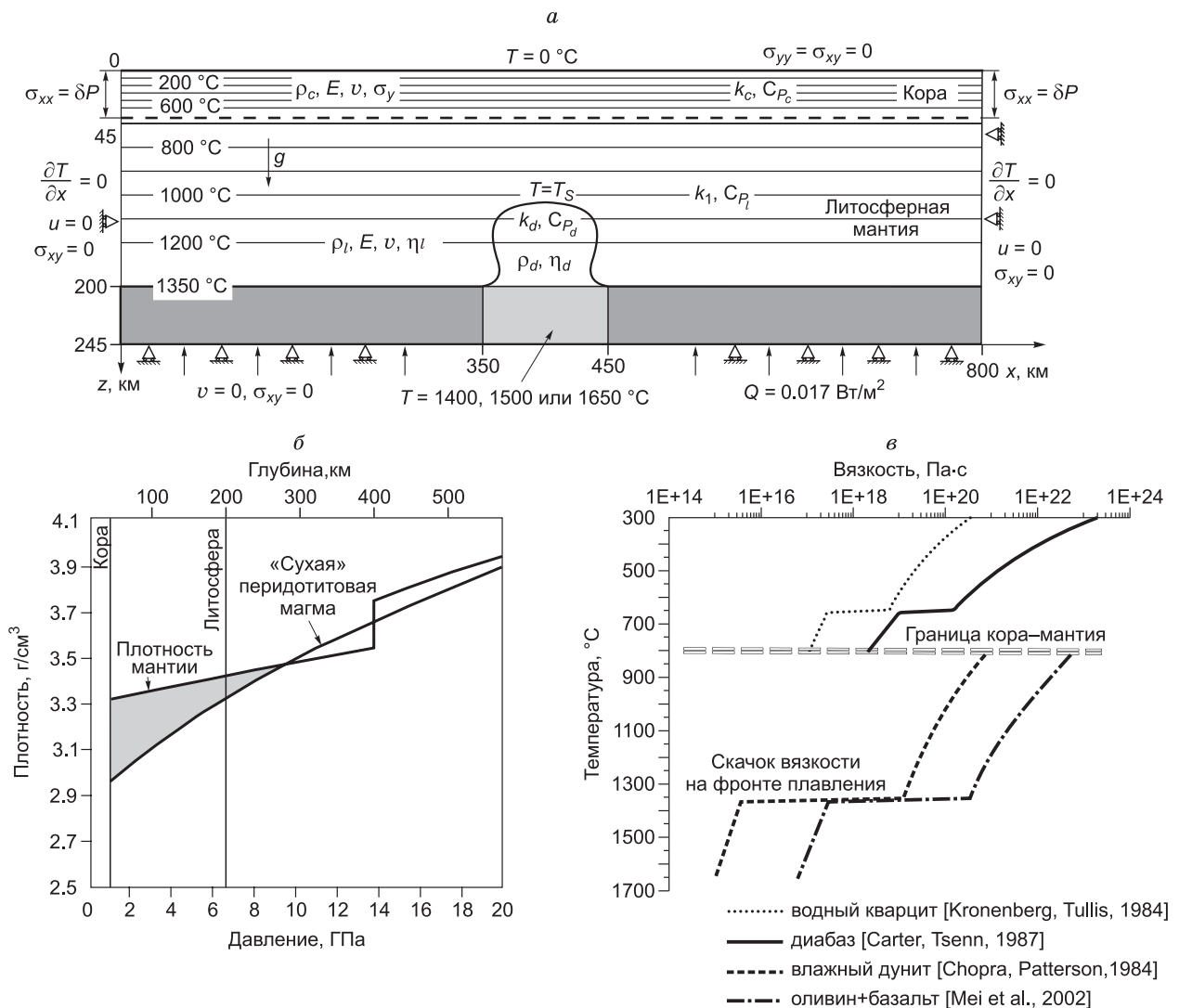
Как установлено нами по  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датированию, внедрение даек Якутско-Вилуйской КИП в интервале 389—345 млн лет совпадает с резким ускорением осадконакопления и погружения, вызванного девонским этапом рифтогенеза, фиксируемым по кривым погружения осадков в большинстве изученных стратиграфических разрезов [Polyansky et al., 2017]. Как показано на рис. 3, а, этап быстрого погружения фиксируется в интервалах 385—375 млн лет в северо-восточной части рифта (в Линденской впадине) и 385—359 млн лет в юго-западной части рифта (в Кемпендйской впадине). Этот период быстрого осадконакопления, который мы связываем с растяжением, укладывается в диапазон интенсивного дайкообразования (с учетом точности определений) в бортах рифта от 385 до 341 млн лет (см. рис. 3, а, вставка).

### ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РИФТОГЕНЕЗА

Как было сказано выше, для объяснения формирования рифтов привлекаются модели «активного» [Burov et al., 2007; Полянский и др., 2014], «пассивного» рифтогенеза [Buck, 1991; Govers, Wortel, 1993; Polyansky, 2002] или их комбинации [Burov, Cloetingh, 2009; Koptev et al., 2015]. Применение бэкстриппинг-анализа для осадочного чехла Вилуйского бассейна показало, что на его формирование могли влиять как внутриплитные удаленные тектонические силы, так и восходящие течения магм, инициированные сублитосферным мантийным плюмом [Polyansky et al., 2017]. Поэтому были разработаны два варианта термомеханической модели: 1) модель растяжения над постоянно действующим мантийным тепловым источником («плюмовая» модель) и 2) модель растяжения с учетом декомпрессионного плавления в мантии («спредингово-декомпрессионная» модель). Постановки задачи приведены на рис. 4 в рамках плюмовой и в рамках спрединговой модели (см. далее). Главное отличие моделей состоит в том, что в первой модели задается тепловой источник в основании литосферы с постоянной повышенной температурой, а во второй модели он отсутствует и задана геометрическая неоднородность — выступ границы Мохо — в основании коры. Модели разработаны на основе геологических, петрологических и геофизических данных, характеризующих строение коры Якутско-Вилуйской КИП (рис. 1, 5).

Решались уравнения термомеханики деформируемого тела в связанной постановке: уравнения механического равновесия и уравнения теплопроводности дополнялись определяющим соотношением, ко-



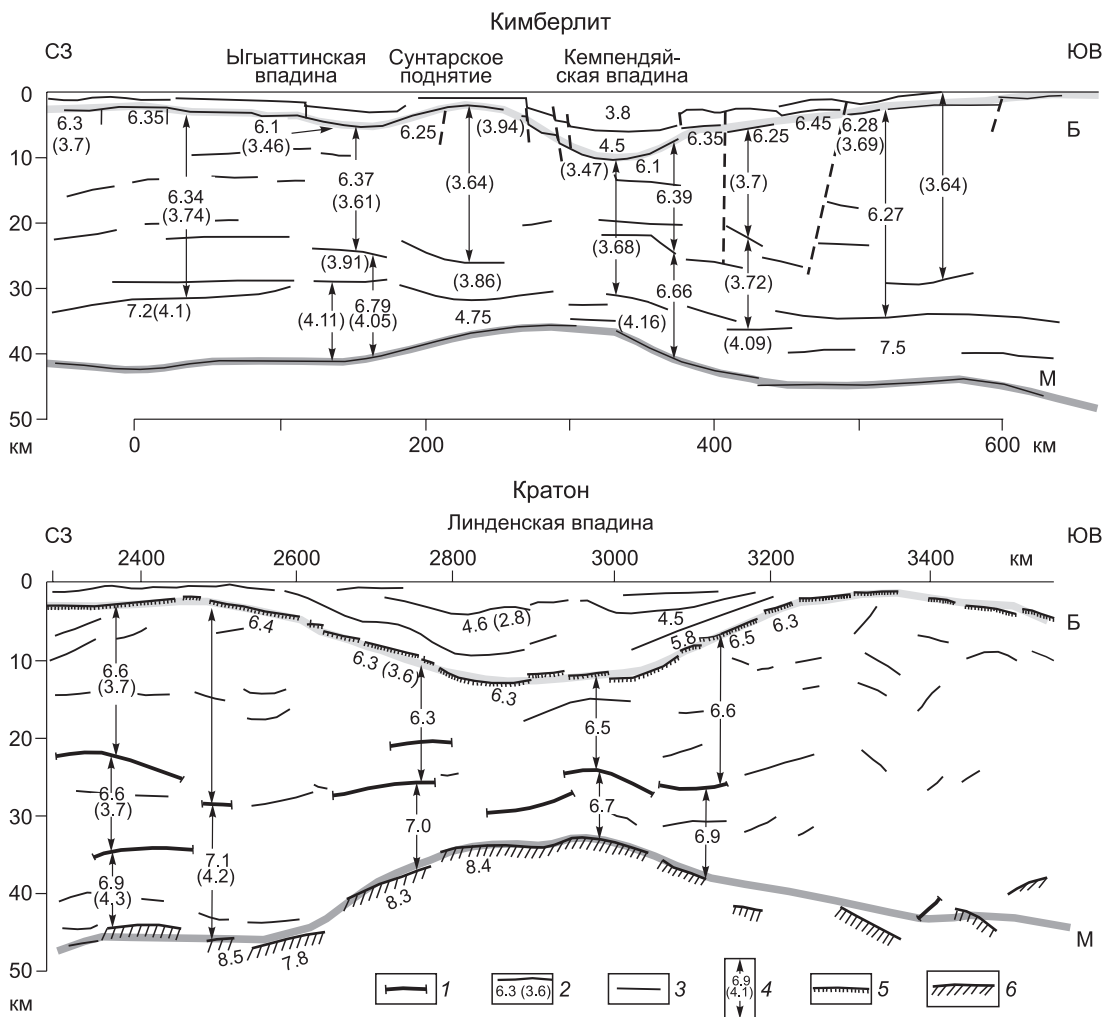


**Рис. 4.** Граничные и начальные условия моделирования «активного» механизма рифтогенеза с учетом подъема мантийного диапира через литосферу (а); плотностная модель, по данным [Отани, Чжао, 2009] (б); распределение вязкости в модели по экспериментальным данным (в).

а — линия  $T = T_s$  означает фронт плавления мантийного перидотита (граница фазового перехода, на которой скачком меняются плотность, вязкость и теплофизические параметры).

торое описывает реологические свойства материала. Численные расчеты выполнялись с использованием пакета программ MSC.Marc 2010 [MARC..., 2010]. Подробные формулировки уравнений, описание численного метода, а также реологические параметры моделей приведены в работах [Полянский и др., 2012, 2014] и здесь не повторяются. Значения теплофизических параметров коры и мантии приводятся в табл. 3.

**Модель с учетом действия мантийного плюма** позволяет описать «активный» механизм рифтогенеза. Для объяснения механизма рифтогенеза и продолжительности магматизма было выполнено численное моделирование методом конечных элементов процесса всплывания мантийного плюма через литосферу кратона. Механические и температурные граничные и начальные условия задачи приведены на рис. 4, а. Геометрия модельной области отражает структуру литосферы Сибирского кратона: ее толщина составляет 200 км, включая 45-километровую кору и 155-километровую мантийную литосферу. Геометрические соотношения в модели выбирались исходя из строения коры под Вилкойским бассейном по данным глубинного сейсмического зондирования (см. рис. 5, по данным [Egorkin et al., 1987]). Предполагается, что под кратон из астеносферы подходит перегретый относительно мантийной адиабаты мантийный плюм с постоянной температурой. Величина перегрева варьировалась в моделях в диапазоне 50—200 °C. Предполагается, что плюм представляет непрерывнодействующий тепловой источник



**Рис. 5. Строение земной коры вдоль линий профилей ГСЗ Кимберлит и Кратон, по данным [Egor-kin et al., 1987].**

1—3 — сейсмические границы, 2 — с граничными скоростями  $P$ -волн (первое значение) и  $S$ -волн (в скобках); 4 — пластовые скорости  $P$ -волн (значение без скобок) и  $S$ -волн (в скобках); 5 — поверхность фундамента (Б); 6 — граница Мохоровичича (М).

ник с поперечным размером 100 км. В области над плюмом происходит плавление перидотитовой мантийной литосферы и подъем частично расплавленного вещества в форме диапира. Плотностные параметры мантии задаются в соответствии с моделью АК-135 [Kennet et al., 1995], а верхнемантийной магмы описываются согласно экспериментальным данным для водного перидотитового расплава [Отани, Чжао, 2009].

В модели предполагается, что выплавляются ультраосновные расплавы перидотитового состава, обогащенные летучими и легкоплавкими компонентами мантии. Летучие (в основном вода) могли доставляться при субдукции под Сибирский кратон, который в среднем палеозое был окружен субдукционными системами [Ivanov, 2015]. В этой модели рассматривается глубинный цикл летучих, связанный с быстрой, т. е. «холодной» субдукцией, при котором водосодержащие минералы (лавсонит, фенгит и др. фазы) до  $P = 6\text{—}7$  ГПа еще не дегидратированы [Shmidt, Poli, 2014]. Другая модель рециклинга для формирования сибирских траппов предполагает погружение океанической коры (пироксенитового и эклогитового компонентов) при субдукционных процессах и формировании глубинных зон обогащенной мантии [Соболев и др., 2009; Sobolev et al., 2011]. В нашей модели мы не рассматриваем эволюцию состава расплава, а задаем зависимость плотности с глубиной от 3250 при  $P = 6.3$  ГПа до 2800 кг/м<sup>3</sup> при  $P = 1$  ГПа (см. рис. 3, б, по данным [Отани, Чжао, 2009]). Тем самым опосредованно через изменение плотности и вязкости (см. рис. 4, б, в) предполагается, что происходит фракционирование магмы в канале подъема от ультраосновного (в источнике) до базитового состава (под основанием коры). Реология

Таблица 3.

Термомеханические параметры коры и мантии, принятые в моделях

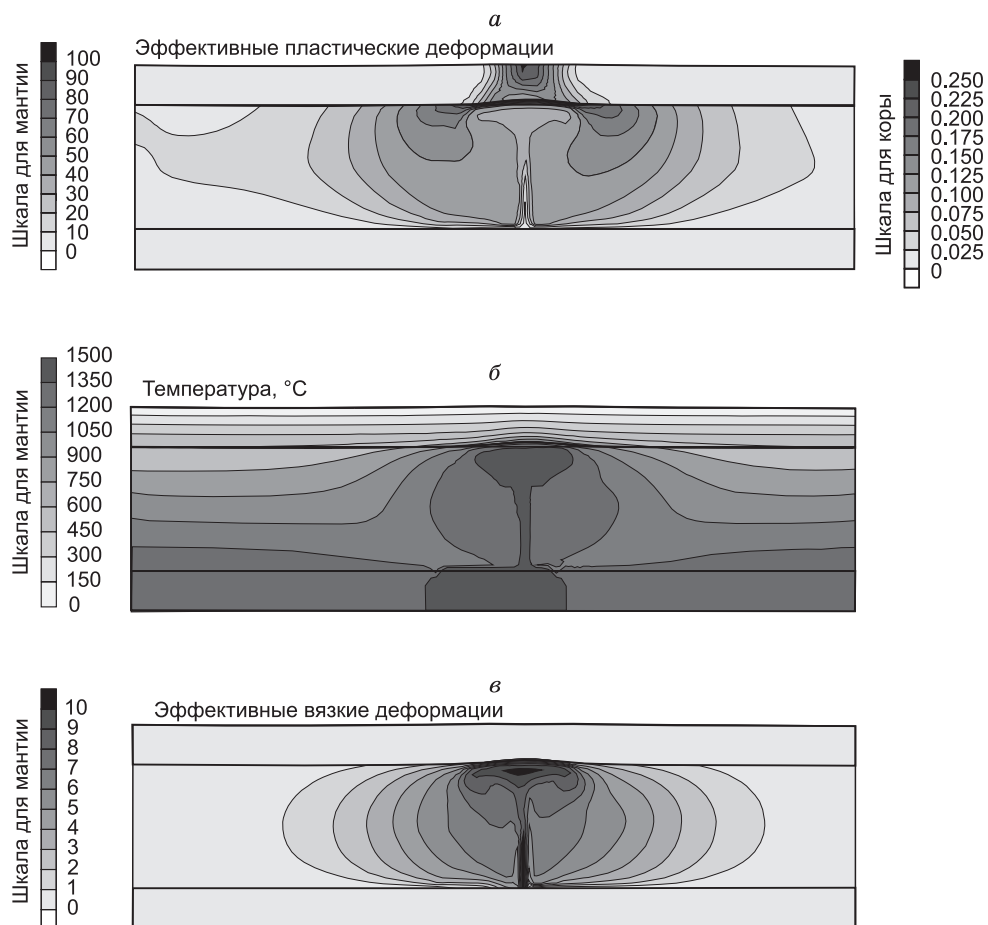
Параметр, символ (единица измерения)	Кора	Мантия
<b>Реологические параметры</b>		
Предел текучести, $\sigma_y$ (МПа)	500	1.0
Плотность, $\rho_0$ (кг/м <sup>3</sup> )	2820	3250
Модуль Юнга, $E$ (Па)	$5.0 \cdot 10^{10}$	$5.0 \cdot 10^{10}$
Коэффициент Пуассона, $\nu$	0.25	0.25
Коэффициент трения, $\mu$	0.9	0.9
Кварцит + вода [Kronenberg, Tullis, 1984]		
Предэксп. константа, $A$ (Па <sup>-<i>n</i></sup> с <sup>-1</sup> )	$4.0 \cdot 10^{-21}$	—
Энергия активации, $H$ (кДж/моль)	134	—
Показатель степени, $n$	2.6	—
Безводный диабаз [Carter, Tsenn, 1987]		
Предэксп. константа, $A$ (Па <sup>-<i>n</i></sup> с <sup>-1</sup> )	$6.3 \cdot 10^{-20}$	—
Энергия активации, $H$ (кДж/моль)	276	—
Показатель степени, $n$	3.05	—
Водонасыщенный дунит [Chopra, Patterson, 1984]		
Предэксп. константа, $A$ (Па <sup>-<i>n</i></sup> с <sup>-1</sup> )	—	$5.5 \cdot 10^{-25}$
Энергия активации, $H$ (кДж/моль)	—	498
Показатель степени, $n$	—	4.48
Оливин—базальт—расплав – H <sub>2</sub> O [Mei et al., 2002]		
Предэксп. константа, $A$ (Па <sup>-<i>n</i></sup> с <sup>-1</sup> )	—	$3.9 \cdot 10^{-21}$
Энергия активации, $H$ (кДж/моль)	—	470
Показатель степени, $n$	—	3.5
<b>Термические параметры</b>		
Теплопроводность, $k$ Дж/(м · с · К)	2.5	3.5
Теплоемкость, $c_p$ Дж/(кг · К)	1250	1250
Температуропроводность, $K$ (10 <sup>-6</sup> м <sup>2</sup> /с)	0.99	0.86
Радиоактивное тепло, $r$ , Дж/(м <sup>3</sup> · с)	$4.5 \cdot 10^{-7}$	0
Тепловой поток мантийный, $Q$ (мВт/м <sup>2</sup> )	—	17
Тепловое расширение, $\alpha$ (К <sup>-1</sup> )	$1.0 \cdot 10^{-5}$	$3.1 \cdot 10^{-5}$
Доля расплава, $\phi$	0.5	0.05—0.5
Разность плотностей, $\rho_s - \rho_m$ (кг/м <sup>3</sup> )	200	115—215
Температура солидуса, $T_s$ (°C)	650—655	1360—1370
Температура в основании литосферы (°C)	—	1350
Температура на границе Мохо (начальная) (°C)	623	—

коры соответствует свойствам водосодержащего кварцита [Kronenberg, Tullis, 1984], реология мантии — свойствам водного оливинового базальта в присутствии расплава [Mei et al., 2002] (см. рис. 4, в).

В модели, следуя [Govers, Wortel, 1993], на боковых границах мы задаем «слабое» граничное условие в форме дефицита литостатического давления, пересчитанного в осредненные по глубине напряжения на удаленных краях плиты. Это условие означает, что боковые границы подвижны и кора может растягиваться. При таких условиях рифтинг осуществляется не всегда и зависит от подъемной (архимедовой) силы магматического диапира и вязких напряжений в основании плиты. Для коры толщиной 44 км и плотностью 2800 кг/м<sup>3</sup> горизонтальные напряжения, осредненные по глубине, составляют  $\sigma_{xx}^* = \int_0^{h_c} \rho g dy = 2.7 \cdot 10^{13}$  Н/м. Величина напряжения, приложенного к боковым границам плиты, варьировала в моделях и составляла 2.0, 2.3 и 2.7 ( $\times 10^{13}$  Н/м), что эквивалентно 0.73  $P_b$ , 0.84  $P_l$  и  $P_b$ , соответственно. Подобные граничные условия использовались в модели пассивного рифтогенеза в работе [Govers, Wortel, 1993], в которой горизонтальные напряжения  $(1.0—1.5) \cdot 10^{13}$  Н/м прикладываются к боковым границам плиты для моделирования условий однородного растяжения.

Температура сублитосферного плюма является одним из варьируемых параметров модели. Согласно петрологическим данным, для пермотриасового этапа магматизма на севере Сибирской платформы температура головы мантийного плюма составляет 1600 °С, а контраст между температурой плюма и окружающей мантией достигал не менее 250 °С [Sobolev et al., 2011]. В качестве граничного условия в основании литосферы кратона мощностью 200 км принималась температура 1350 °С. Температура в плюме составляла 1400, 1500 и 1650 °С в разных вариантах модели; максимальный температурный контраст 300 °С между веществом плюма и адиабатической температурой в астеносфере принят по аналогии с моделью образования Восточно-Африканского рифта [Kortev et al., 2015]. Геохимические данные по ксенолитам мантийных перидотитов древних кратонов Сибирского, Слейв, Каапвааль [Walter, 2005] говорят о степени плавления в областях магнегенерации в мантии в диапазоне 30—50 % при среднем значении 45 %. В моделях скачок вязкости на границе фронта плавления варьировал от 0.2 до  $10^{-3}$ , разница в плотности задавалась от 50 до 250 кг/м<sup>3</sup> при доле расплава  $\phi = 0.1 - 0.5$  в области плюма.

**Результаты моделирования.** С целью оценки влияния двух основных факторов на процесс формирования рифта были рассмотрены модели с разным набором параметров. Мантийный фактор рифтогенеза контролировался в экспериментах ключевым параметром — температурой в сублитосферном плюме 1400, 1500 или 1650 °С. Плитотектонический фактор рифтогенеза определялся величиной напряжений на боковых границах коры, которая составляла 2.0, 2.3 или 2.7 ( $\times 10^{13}$  Н/м). Таким образом, было проведено девять численных экспериментов с разными комбинациями указанных параметров. Критериями оценки моделей являются: 1) высота подъема мантийного частично расплавленного вещества и 2) степень растяжения коры, которая вычислялась как отношение начальной к финальной толщине в наиболее деформированной зоне коры. В отношении первого критерия модельные результаты позволяют сделать следующие выводы. При наименьшей тепловой мощности сублитосферного плюма с температурой 1400 °С частично расплавленная масса поднимается не выше чем на половину мощности литосферной мантии, голова плюма стабилизируется на этом уровне и не достигает основания коры при



**Рис. 6.** Результаты моделирования «активного» рефтогенеза при температуре в источнике 1500 °С.

*a* — поле пластических деформаций, поля деформаций для коры и мантии приведены в разных шкалах с целью лучшей детализации; *б* — температурное поле; *в* — поле вязких деформаций. Кора утоняется с 44 до 37 км в области рифта.

непрерывном действии теплового источника в течение 20 млн лет. При температуре в источнике 1400 °С растяжение в коре не наблюдалось при любой величине напряжений. Растяжения коры не наблюдалось также при боковых граничных напряжениях  $\bar{\sigma}_{xx} = 2.73 \cdot 10^{13}$  Н/м при любой температуре в сублитосферном плюме в рассмотренном диапазоне.

При более высокой температуре в сублитосферном источнике, 1500 и 1650 °С, формировался диапир, который достигает основания коры. Всплывающее частично расплавленное вещество оказывает на кору механическое воздействие, которое приводит к локальному разогреву, утонению и шейкообразованию (некинг) коры над мантийным плюмом. На всем протяжении коры вне зоны некинга деформации растяжения практически отсутствуют и толщина коры не меняется.

В случае умеренной температуры теплового источника (1500 °С) растяжение и рифтогенез реализуются только при значительном отклонении боковых горизонтальных напряжений от равновесных литостатических. На рис. 6 приведены поля пластических, вязких деформаций и температуры в модели, которая в наибольшей степени соответствует наблюдаемым независимым параметрам: степени утонения коры под рифтовым бассейном и петрологическим данным о температуре магматического источника, о чем более подробно будет сказано при обсуждении результатов. При параметрах модели с температурой 1500 °С в источнике и боковых осредненных напряжениях  $\bar{\sigma}_{xx} = 2.0 \cdot 10^{13}$  Н/м наблюдается лишь незначительное утонение коры в 1.16 раза над апикальной частью мантийного диапира и размер области повышенных температур вокруг него существенно меньше. Для оценки влияния параметров важным критерием является толщина коры моделируемой структуры. Для моделей с параметрами «температура в источнике, напряжение» 1500,  $2.0 \cdot 10^{13}$ ; 1650,  $2.3 \cdot 10^{13}$ ; 1650,  $2.3 \cdot 10^{13}$  (°С, Н/м) в области максимального некинга степень утонения коры составляет  $\beta = 1.16, 2.09$  и  $5.60$  соответственно. В случае, когда кора утоняется более чем в 5 раз, возможно предположить образование коры океанического типа и последующую деструкцию литосферы над головой плюма.

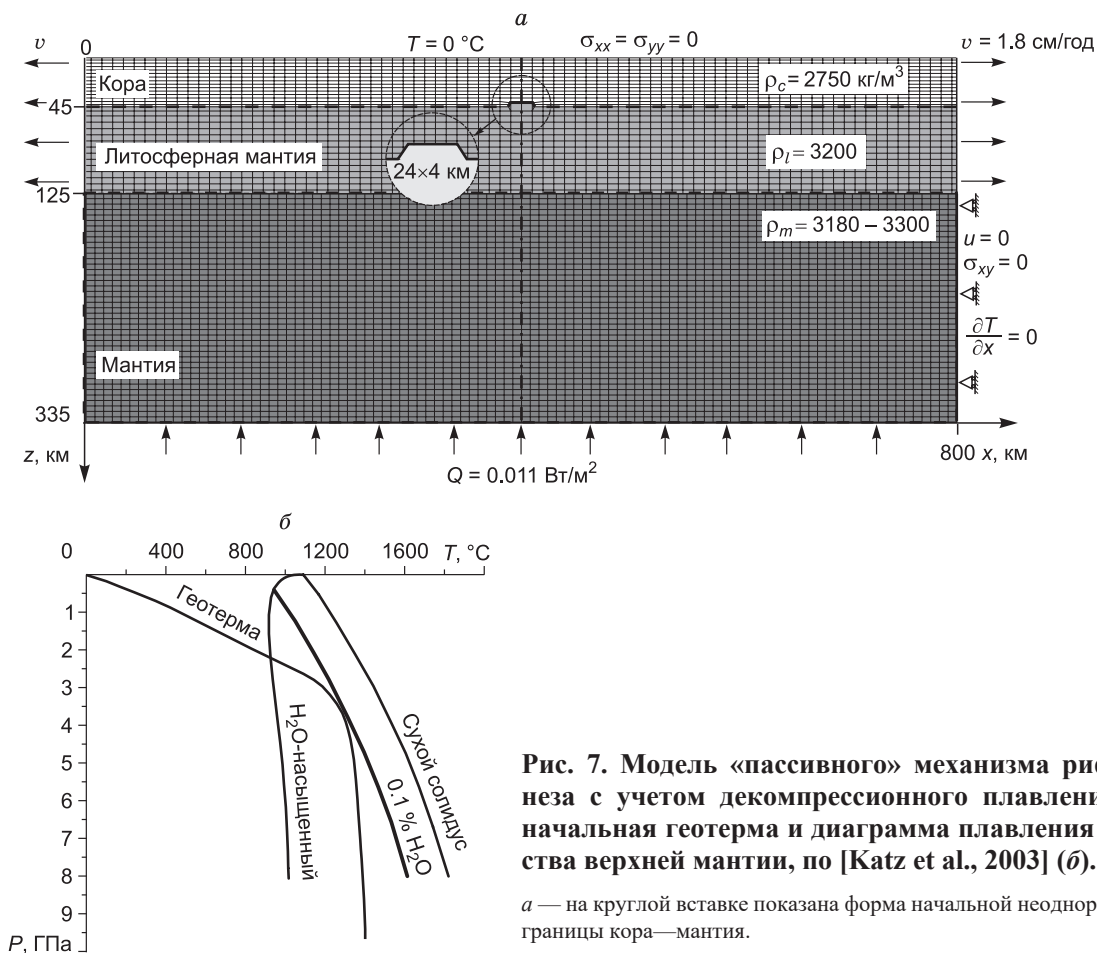
Следует отметить, что в модели формируется сводовое поднятие, однако его амплитуда невелика — первые сотни метров. В реальности это поднятие возникло на рубеже среднего—позднего девона в центральной части западного сегмента Виллойской рифтовой системы (Сунтарское поднятие). Те же величины амплитуды центрального сводового поднятия (около 500 м) оцениваются по мощности позднедевонского размыва отложений нижнего палеозоя и среднего девона, по данным [Гайдук, 1988]. По поводу резервуаров аккумуляции осадочных пород свода можно указать на наличие впадин по периферии Виллойской рифтовой системы: Ыгыаттинская, Кемпендяйская, Сарсанская впадины, в которых аккумулярованы средне- и позднедевонские отложения мощностью до 3 км.

**Модель растяжения (спрединга) с учетом декомпрессионного плавления** обогащенной перидотитовой мантии в зоне утонения литосферы описывает «пассивный» механизм рифтогенеза. Для этой модели, в отличие от предшествующей, исключено воздействие мантийного плюма как теплового источника под раскрывающимся рифтом. Структура модельной области, механические и температурные граничные и начальные условия отличаются от предыдущей постановки и приведены на рис. 7. Рассмотрена область протяженностью 800 км и состоящая из 45-километровой коры, 80-километровой литосферной и 210-километровой верхней мантии. Нижняя граница модели на глубине 335 км не является какой-либо границей раздела и выбрана на достаточном удалении, чтобы уменьшить ее влияние.

Использовалась упрощенная петрологическая модель среды, состоящей из верхней мантии (водосодержащий перидотит), литосферной мантии (сухой перидотит) и коры диоритового состава. Температура плавления верхней мантии задавалась в соответствии с линией солидуса водосодержащего перидотита с 0.1 мас. % H<sub>2</sub>O (см. рис. 7, б) по данным [Katz et al., 2003]. Температура солидуса при заданном содержании воды составляет 1360 °С в основании литосферы и линейно снижается до 920 °С на уровне основания коры (см. рис. 7, б). В качестве начальной неоднородности границы кора—мантия в центре модели задавался локальный подъем границы Мохо на 4 км. Как показали расчеты, форма неоднородности не влияет на картину деформирования коры и литосферы. В отличие от динамических боковых граничных условий в предыдущей модели, в этой модели рассматривались кинематические условия, которые задают постоянную скорость перемещения на краях плит [Koptev et al., 2015]. Предполагаются условия расходящихся движений Алданского и Анабар-Ангарского блоков, установленных на основании палеомагнитных данных [Pavlov et al., 2008]. Кинематические граничные условия на боковых поверхностях литосферы соответствуют скорости спрединга 1.8 см/год.

**Результаты моделирования.** Были проведены расчеты с разными скоростью и длительностью растяжения. В качестве представительной модели показан расчет, в котором длительность составляла около 11 млн лет, т. е. соответствовала геохронологическим оценкам интервала между этапами магматизма.

Результаты приведены на рис. 8 в виде распределения температуры, вязких и пластических деформаций в момент времени 11.4 млн лет с начала растяжения. Показана увеличенная центральная область модели, где изменения структуры коры и литосферной мантии максимальные. Согласно модели, максимально кора утоняется до 11 км при начальной мощности 45 км, т. е. в 4 раза, а мантийная часть



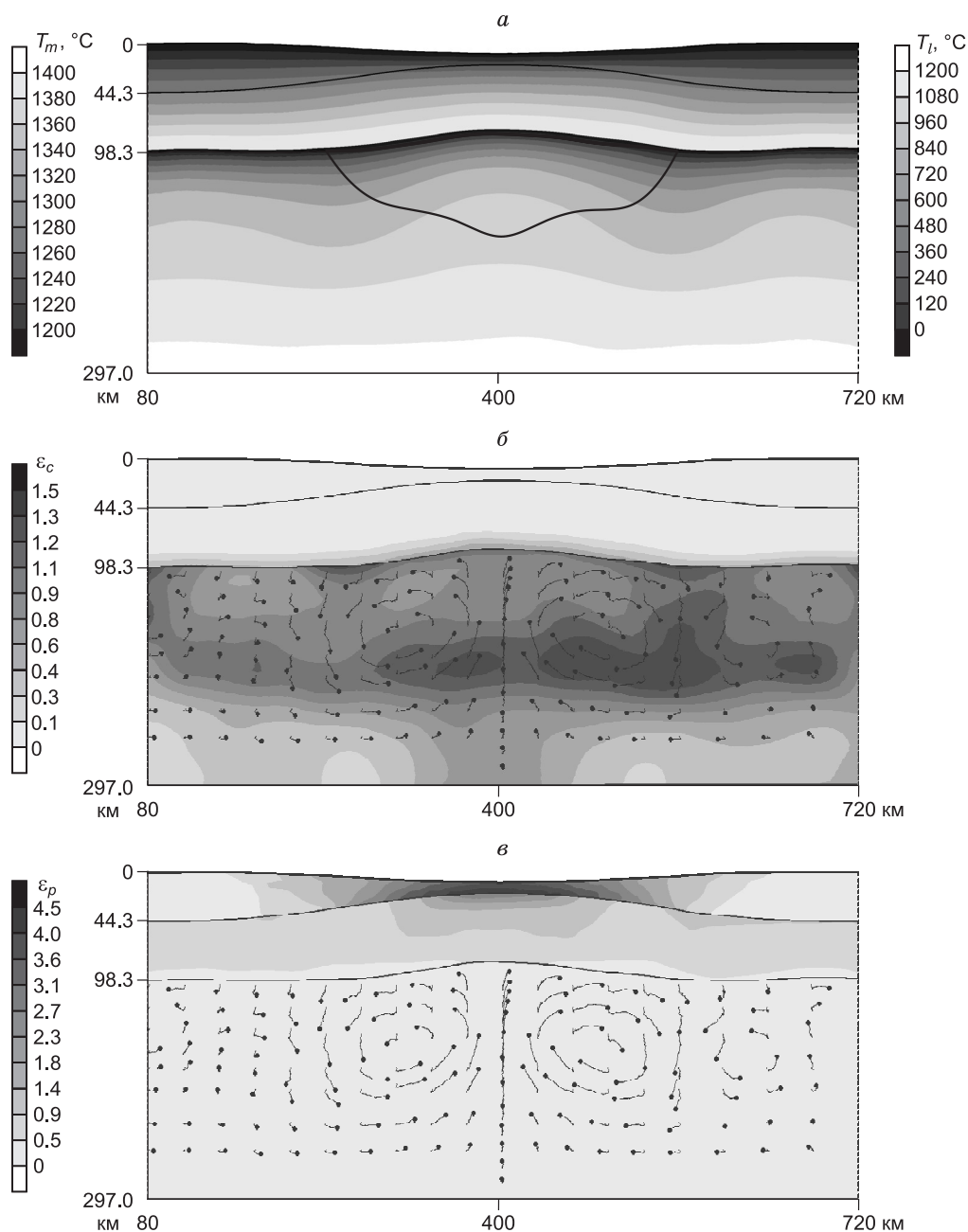
**Рис. 7. Модель «пассивного» механизма рифтогенеза с учетом декомпрессионного плавления (а); начальная геотерма и диаграмма плавления вещества верхней мантии, по [Katz et al., 2003] (б).**

а — на круглой вставке показана форма начальной неоднородности границы кора—мантия.

литосферы с 80 до 54 км, т. е. примерно в 1.5 раза. Утонение мантийной литосферы происходит равномерно по всей длине разреза, а утонение коры наблюдается над начальной неоднородностью коры, в средней части области шириной 350—400 км. За счет утонения литосферы в области локальной начальной неоднородности границы коры и мантии происходит мантийный «пассивный» апвеллинг, рост температуры и подъем изотерм в сублитосферной мантии в зоне максимального растяжения (см. рис. 8, а). Картина верхнемантийных течений приведена на рис. 8, б, в с использованием треков движения маркеров — частиц среды. Она характеризуется формированием конвективных ячеек с подъемным потоком в зоне максимального растяжения коры. В области апвеллинга температура превышает солидус водного перидотита и формируется зона частичного расплава шириной около 300 км и переменной мощности (см. рис. 8, а). Частично расплавленное вещество за счет плавучести скапливается в подошве литосферы, вызывая региональный подъем границы литосфера—верхняя мантия. Образуется прогиб поверхности коры шириной около 400 км, который можно рассматривать как область формирования осадочного бассейна. Важно отметить, что при декомпрессии в отсутствии источника дополнительного тепла разогрева и снижения эффективной вязкости мантийной литосферы не происходит и большая часть деформации приходится на растяжение коры. Таким образом, этот механизм не соответствует оценкам параметров растяжения литосферы, полученным методом бэкстриппинг, которые указывают на преимущественное растяжение мантийного слоя в сравнении с коровым.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По сейсмическим данным [Thybo, Artemieva, 2013], формирование глубоких рифтов часто сопровождается заполнением магмой пространства (андерплейтингом) в нижней коре или под границей Мохо. Вероятно, основные расплавы в ряде бассейнов растяжения аккумулируются в основании коры или литосферы и формируют очаги магмы, питающие дайки и силлы в процессе рифтинга. К таким бассейнам по современным интерпретациям сейсмических профилей относятся, например, Донецкий бассейн и грабен Осло, сформированный одновременно с интрузиями базитовых даек Норвежско-Датского бассейна [Thybo, Artemieva, 2013]. Как показывает численное термомеханическое моделирование, подъем мантийного диапира под рифтовым бассейном вызывает магматический андерплейтинг в зоне

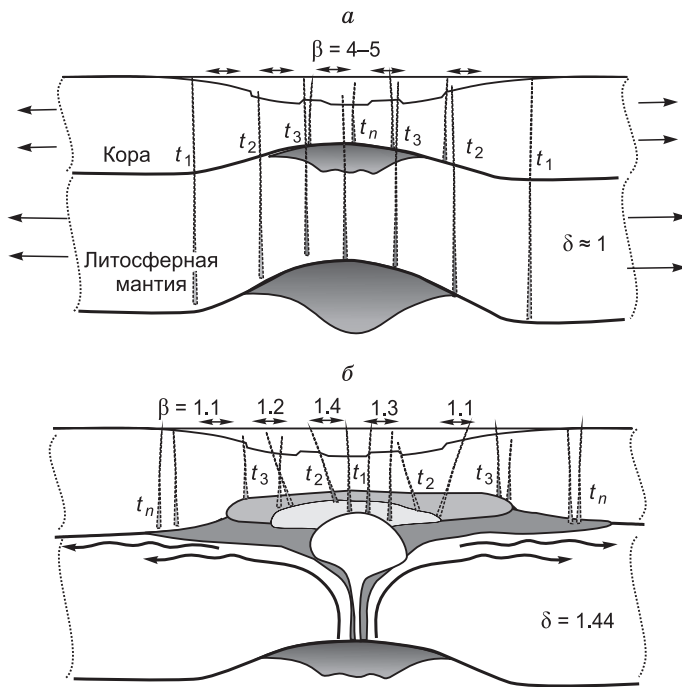


**Рис. 8. Результат моделирования в постановке спрединг—декомпрессионное плавление.**

Приведены поля температуры  $T$ , вязких и пластических деформаций на момент времени 11.4 млн лет (фрагмент расчетной области с приведенными размерами). *а* — температурное поле (шкала справа — для коры, слева — для мантии), замкнутая область, выделенная сплошной линией, — область декомпрессионного плавления; *б* — эффективные вязкие деформации в литосфере и в мантии; *в* — эффективные пластические деформации в коре и литосфере. *б, в* — показаны траектории материальных точек среды, жирными маркерами указано их положение на момент времени 11.4 млн лет.

протяженностью в сотни километров [Полянский и др., 2014, 2016]. В отношении древних бассейнов с большой долей магматического и эффузивного материала временную корреляцию дайкообразования и погружения при растяжении установить не всегда представляется возможным. Отмечалось, что внедрение роев даек является типичным признаком завершающих стадий магматизма в неразвившихся («незрелых») рифтах, остановившихся на континентальной стадии [Neumann, Ramberg, 1977].

По результатам анализа динамики погружения и степени растяжения коры сделана оценка доли растяжения за счет базитовых интрузий, составляющая  $\gamma = 0.01 - 0.12$  при средней величине 0.06, т. е. около 6 %. Эта величина приемлема, учитывая мощности интрузий в обнажениях и в разрезах по скважинным данным в верхнедевонских—нижнекаменноугольных отложениях [Гайдук, 1988; Прокопьев и



**Рис. 9. Модели развития Вилуйского рифта, основанные на геохронологических данных о возрасте дайковых поясов и численном моделировании:**

*a* — спредингово-декомпрессионная модель, области декомпрессионного плавления показаны серым; *б* — плюмовая модель. Коэффициент растяжения коры  $\beta$  и литосферной мантии  $\delta$  определены в тексте. Моменты времени  $t_1, t_2, t_3, t_4, \dots$  — условная последовательность возраста формирования даек. Оттенками серого показаны области магматического андерплейтинга, линиями со стрелками — предполагаемые траектории течения вещества.

др., 2001]. Как следует из аэромагнитных данных, мощность нескрытых даек на глубине составляет 200—300 м [Гайдук, 1988]. По нашим оценкам, основанным на численном моделировании магморазрыва, ширина дайки с глубиной увеличивается (см. Приложение и [Бабичев и др., 2014]). Учитывая это, можно скорректировать оценку реаль-

ной доли дайкового вещества в растяжении при рифтогенезе, полученной методом бэкстриппинг, которая составляет 6 %. Если принять среднее количество даек 20 при мощности 10 м (нижняя оценка) и ширине каждого из трех поясов 200 км, то доля дайкового материала составит  $3 \cdot 20 \cdot 10 \text{ м} / 200 \text{ км} = 0.003$  или 0.3 %. Однако с учетом увеличения мощности даек с глубиной до 200—300 м, по данным [Масайтис и др., 1975; Гайдук, 1988], или до 300—500 м, по модельным результатам [Бабичев и др., 2014], можно принять среднюю по глубине коры мощность единичной дайки около 250 м (нижняя оценка). В таком случае доля дайкового материала в поперечном разрезе составит  $3 \cdot 20 \cdot 250 \text{ м} / 200 \text{ км} = 0.075$  или 7.5 %, что примерно соответствует оценке растяжения 6 % за счет даек, полученной методом бэкстриппинг.

Имеющиеся авторские и из литературных источников данные по изотопно-геохронологическому датированию, бассейновый анализ и проведенное численное моделирование позволяют рассматривать две схемы развития Вилуйского бассейна, показанные на рис. 9. При моделировании мы рассмотрели влияние двух ключевых параметров, которые определяют механизм рифтогенеза, — температуру в магматическом источнике (плюме) и величину внутриплитных сил (температурный и тектонический фактор). Степень растяжения коры и литосферы, полученные с помощью бэкстриппинг-анализа, являлись критериями выбора наиболее достоверной модели.

Первая схема (см. рис. 9, *a*) основывается на наблюдениях в спрединговых осадочных бассейнах [Halls, 1978]. Этому сценарию соответствует спредингово-декомпрессионная численная модель, результаты которой показаны на рис. 8. В этом случае более древние подводящие каналы должны занимать периферийное положение, что согласуется с представлением о спрединге коры от осевой зоны рифта. Согласно этой схеме, краевые дайки Вилуйско-Мархинского и Чаро-Синского поясов должны были быть: а) древнее, чем дайки Контайско-Джербинского пояса, б) разнесены в стороны на ~600 км (максимальная удаленность краевых даек). При начальной ширине бассейна 250—300 км [Масайтис и др., 1975] растяжение плиты составило бы более 2. Наши данные бэкстриппинг-анализа предсказывают несколько меньшую величину растяжения литосферы  $\gamma = 1.37$  без учета даек (см. табл. 2, строка «утонение литосферы») и 1.47 с учетом даек («общее растяжение»). Для Вилуйского рифта характерно неравномерное по площади растяжение литосферы от 1.19 до 2.02 при максимальном значении у оси рифта с понижением к периферии (см. рис. 2), что сравнимо со спредингово-декомпрессионной моделью. Однако эта численная модель предсказывает значительное утонение коры до 11 км, чего не наблюдается по геофизическим данным. Кроме того, анализ пространственного распределения возрастов даек не показывает омоложения от краевых зон к центральной оси рифтового бассейна (см. рис. 1).

В работе [Масайтис, 2006] предложена альтернативная плюмовой модель магматизма Вилуйского рифта, согласно которой декомпрессионное плавление фертильных доменов литосферной мантии происходило последовательно на разных глубинах при понижении давления в процессе раскрытия рифта и мантийном апвеллинге. Как показано в работе [McKenzie, Bickle, 1988], при растяжении 130-километровой континентальной литосферы расплав генерируется, если утонение составляет 2.5 раза и более потенциальная температура сублитосферной мантии 1380 °С. Данные о степени растяжения коры Ви-



люйского рифта не согласуются с необходимым условием объемного плавления путем декомпрессионного механизма. Более подходящей декомпрессионная модель оказывается, например, для механизма формирования Енисей-Хатангского рифта, где степень растяжения значительно выше [Полянский и др., 2000]. Интересно сравнение степени растяжения коры девонского этапа рифтогенеза в Вилуйском бассейне и пермотриасового в Енисей-Хатангском рифте, включающем Маймеча-Котуйскую магматическую область. По результатам бэкстриппинг-анализа ранее установлено, что в Енисей-Хатангской рифтовой зоне степень растяжения достигает чрезвычайно высоких значений в диапазоне 1.4—5.0 в коре и 1.2—5.8 в мантийной литосфере [Полянский и др., 2000], что согласуется с результатами моделирования в рамках «спрединговой» модели.

Вторая схема основана на ключевой роли мантийного апвеллинга и «активного» рифтогенеза [Киселев и др., 2006, 2010; Kuzmin et al., 2010] (см. рис. 9, б). Этому сценарию соответствует численная модель, показанная на рис. 6. Возраст интрузий варьирует от 373—374 млн лет в основной пик дайкообразования до 364—362 млн лет в последующий. Такая последовательность внедрения может быть объяснена разрастанием области субкорового андерплейтинга базальтовой магмы, как в модели на рис. 6.

В рамках этой схемы объясняется небольшая величина степени растяжения коры в индивидуальных впадинах — Линденской, Тангнарынской, Кемпендйской, Сарсанской — в пределах  $\beta = 1.1—1.4$ , со средним значением 1.17. Следует отметить, что общее растяжение будет соответствовать среднеарифметическому значению коэффициентов  $\beta$ , а не суммарному по всем впадинам. Оценки максимальной степени растяжения 1.55—2.15, приведенные в [Pavlov et al., 2008], получены для самых глубоководных участков фундамента осадочного чехла и не могут рассматриваться как средние для всего бассейна. Наши данные свидетельствуют, что в разных депрессиях степень растяжения различна и уменьшается в юго-восточном направлении (см. табл. 2).

В отношении температурного фактора следует отметить, что составы базитовых магм характеризуются низкой магнезиальностью (2.4—5.6 мас. % MgO [Polyansky et al., 2017]), что говорит о невысокой температуре в источнике по сравнению, например, с пермотриасовым этапом траппового магматизма в Маймеча-Котуйской провинции на севере Сибирской платформы. Для этой провинции А.В. Соболев с соавторами [2009] установили, что составы захваченных расплавов в меймечитах (22—24 мас. % MgO) указывают на температуру в мантийном источнике 1612—1696 °С при давлении 6 ГПа (около 200 км). В пределах девонской Якутско-Вилуйской КИП признаков высокотемпературного магматизма не наблюдается и наша модельная оценка температуры в сублитосферном плюме 1500 °С согласуется с этими данными. Параметры пермотриасового траппового магматизма [Соболев и др., 2009] и наши данные об объеме магматизма в Якутско-Вилуйской КИП указывают на то, что девонский этап рифтогенеза и магматизма на Сибирской платформе был менее эффективным, чем пермотриасовый. По-видимому, сигнал от пермотриасового плюма фиксируется в седиментологических данных для некоторых впадин Вилуйского бассейна в виде кратковременного ускорения осадконакопления и погружения фундамента впадин [Полянский и др., 2013].

В работе В.С. Соболева [1989] показано, что данные минералогии противоречат возможности образования кимберлитов за счет дифференциации трапповой магмы. Резкий разрыв в химическом и минералогическом составе указывает на более глубокое залегание магматических очагов кимберлитов и ультраосновных расплавов по сравнению с магматическими очагами траппов. Однако территориальная приуроченность кимберлитов к краевой части области распространения девонского и пермотриасового траппового магматизма и особенности составов вкрапленников оливина из кимберлитов трубок Удачная-Восточная (девонская) и Малокуонапская (триасовая) ставит вопрос об их генетической связи [Соболев и др., 2015а, б]. Пространственно-возрастные соотношения базитового и кимберлитового девонского магматизма Накынского алмазоносного района рассмотрены в работе [Киселев и др., 2014]. По мнению авторов, подъем вещества плюма к основанию относительно тонкой палеопротерозойской литосферы (190 км) в области Вилуйского рифта сопровождался плавлением и образованием больших объемов исключительно базитовых расплавов. Подъем плюма под архейскими террейнами к северу от рифта ограничивался более мощной (до 230 км) литосферой, что обуславливало образование под ними малообъемных кимберлитовых расплавов. По мнению авторов, в области перехода от Вилуйского рифта к стабильным архейским террейнам имело место сочетание как базитового, так и кимберлитового магматизма. Детальное обсуждение этой проблемы, однако, выходит за рамки статьи.

## ВЫВОДЫ

1. Разработанные численные термомеханические модели говорят о совместном вкладе двух механизмов формирования Вилуйского бассейна — внутриплитного растяжения (пассивный рифтогенез) и мантийного магматического диапира (активный рифтогенез). Корреляция по времени внедрений больших масс базитовой магмы и резкого ускорения погружения и растяжения в рифтовом бассейне доказы-

вает, что в формировании Вилуйского рифта играют роль как плитотектонический, так и магматический факторы. Поэтому наиболее адекватной является комбинированная модель, совмещающая активный и пассивный механизмы.

2. Девонский базитовый магматизм Якутско-Вилуйской изверженной провинции проявился в двух этапах с пиками 374 и 363 млн лет, аналогично двум импульсам пермотриасового траппового магматизма на Сибирской платформе [Ivanov et al., 2015]. Данные по динамике осадконакопления позволяют выделить стадию быстрого растяжения в интервале 385—360 млн лет, включающую оба этапа магматизма, со скоростью осадконакопления 120—130 м/млн лет при средней скорости 10—20 м/млн лет.

3. В отношении природы теплового источника под Вилуйским рифтом моделирование предсказывает, что более реалистичным является плюмовый характер магматизма. При плюмовом тепловом режиме параметры растяжения литосферы в большей мере соответствуют наблюдаемым. Двухстадийность магматизма может быть объяснена повторным воздействием плюма, в то время как перерыв, а затем возобновление через 10 млн лет действия плитотектонических сил растяжения представляется менее вероятным.

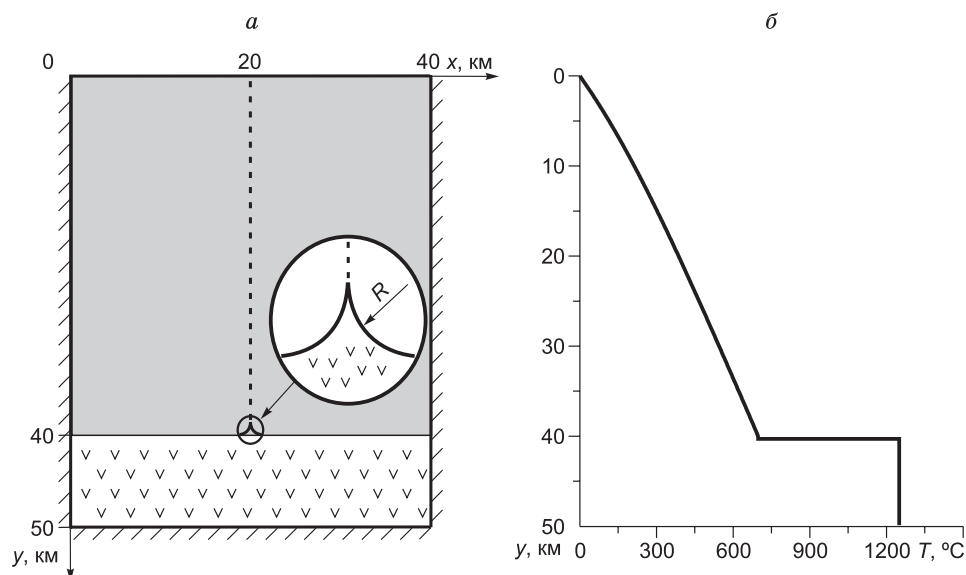
Исследование выполнено по планам научно-исследовательских работ ИГМ СО РАН (проект № 0330-2016-0004) и ИГАБМ СО РАН (проект № 0381-2016-0001, 0381-2015-0015), при частичной поддержке РФФИ (гранты 17-05-00848, 16-05-00705), ИП СО РАН №53 (0330-2018-0029).

## ПРИЛОЖЕНИЕ

### Моделирование механизма формирования дайки

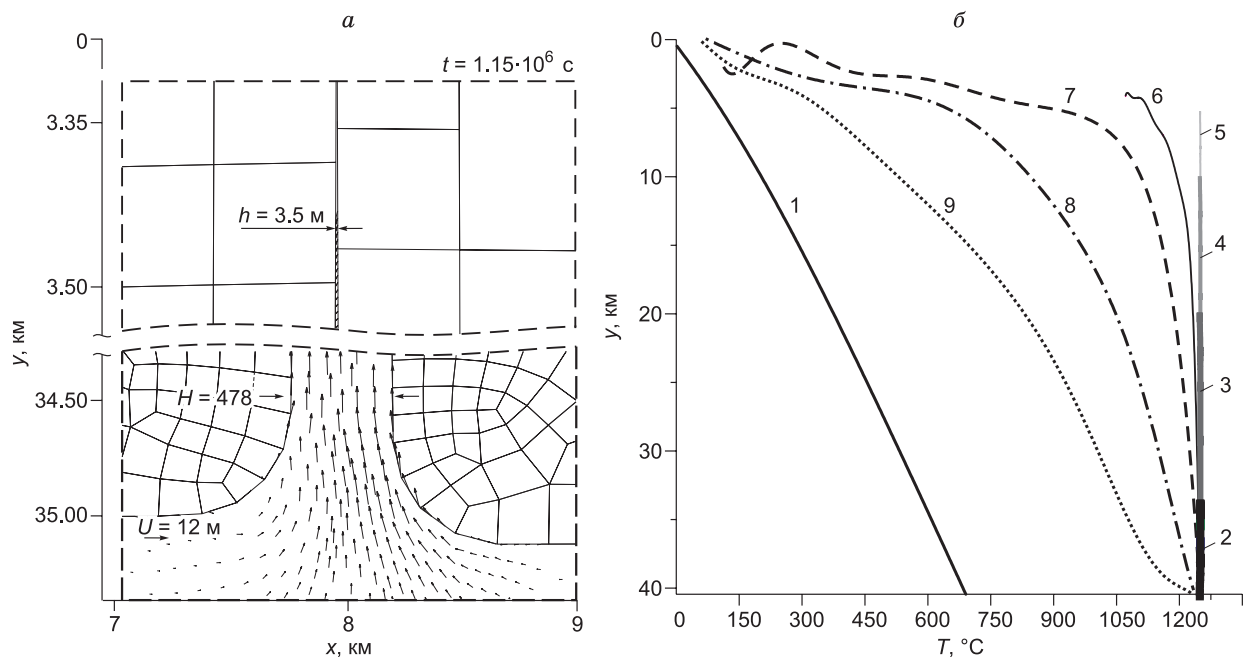
В этом разделе описана модель распространения трещины из магматической камеры и формирования одиночной дайки, предложенная в работе [Бабичев и др., 2014]. Учитывается термоупругое взаимодействие сред с контрастными реологическими и теплофизическими свойствами: маловязкого высокотемпературного расплава и хрупко-упругой горной породы, находящейся при температуре ниже плавления. Материал расплава описывается ньютоновской жидкостью, а материал породы – упругой средой с возможностью хрупкого разрушения. Разрушение наступает тогда, когда максимальное напряжение в вершине трещины  $\sigma_1$  превышает предел прочности породы при растяжении  $\sigma_r$  (по экспериментальным данным составляет около 0.5—10 МПа [Philipp, 2013]). Если выполняется неравенство  $\sigma_1 < \sigma_r$ , то порода не разрушается; если  $\sigma_1 \geq \sigma_r$ , то происходит разрушение упругой среды, и в материале возникает трещина, т. е. появляется контакт «берегов» трещины.

Для исследования магморазрыва предлагается численная модель, разработанная в рамках механики деформируемого тела. В рамках 2D модели предполагалось, что в основании коры имеется магматическая прямоугольная камера мощностью 10 км. Камера заполнена базальтовым расплавом с начальной температурой 1250 °C (рис. 10). Ширина модельной области коры составляет 51 км, высота до кровли



**Рис. 10. Постановка задачи о раскрытии трещины, заполняемой магмой.**

*a* — геометрия модели, представляющей собой область коры 50×40 км и пластовую магматическую камеру мощностью 10 км, на врезке — увеличенная область начального зародыша трещины; *б* — начальное распределение температуры с глубиной вдоль центральной оси модели ( $x = 20$  км).



**Рис. 11. Результат моделирования образования базитовой дайки.**

*a* — показаны два увеличенных участка модели: возле вершины (вверху) и в основании дайки (внизу) с нанесенной сеткой конечных элементов. Показано векторное поле течения магмы из камеры в раскрывающуюся трещину и ее вершина на момент 7.5 сут после внедрения, вертикальный масштаб различается и приведен для каждой области модели; *б* — температурная эволюция в развивающейся трещине, заполненной магмой. Показаны стадии продвижения трещины за 7.2 ч (линии 2—5 — толщина линий условная и показывает положение вершины дайки). Профиль температуры окружающей породы в начальный момент времени — линия 1, распределение температуры вдоль центральной оси дайки в моменты времени: 6 — 12.8 сут., 7 — 92 сут., 8 — 1 год, 9 — 4.7 года.

магматического очага 40 км. Начальным зародышем дайки служит локальная неоднородность в кровле камеры. Она задавалась в виде клиновидного устья, размер устья (50—500 м), как показали расчеты, не влиял на ширину раскрытия трещины. Упругие свойства коры описывались модулем Юнга  $E = 10, 50$  или  $100$  ГПа и коэффициентом Пуассона  $\nu = 0.25$  [Philipp, 2010]. Вязкость базальтового расплава задавалась в соответствии с экспериментальными данными [Персиков, Бухтияров, 2009]:  $\eta = \eta_0 \exp(E_a/RT)$  (Па·с), где  $\eta_0 = 10^{-4.5}$  (Па·с) — предэкспоненциальный коэффициент,  $E_a = 211.4$  (кДж/моль) — энергия активации,  $T$  — температура (К). Плотность коры составляла 2900, магмы — менялась от 2440 до 2800 кг/м<sup>3</sup> в зависимости от доли кристаллов в субликвидусном расплаве [Персиков, Бухтияров, 2009]. Рассматривались следующие граничные условия: для механической задачи: свободная верхняя граница, жесткие боковые и нижняя границы; граница формирующейся трещины способна деформироваться и находится из решения. Граничные условия для задачи распространения тепла — постоянная температура на свободной верхней границе, боковые и нижняя граница, подошва магматической камеры — теплоизолированы.

В ходе исследования решались задачи об определении формы и условий роста трещины в зависимости от реологических параметров среды и давления, оценивалась температура магмы в канале. Математическое моделирование проводилось с использованием численного решения уравнений МДТТ и уравнения теплопроводности в связанной постановке. Решение выполнялось методом конечных элементов [Zeinkiewicz, Taylor, 2000]. Дискретизация уравнений МДТТ проводилась с помощью пакета программ MSC Marc 2010 [Marc..., 2010]. Использовался текущий Лагранжевый подход к формулировке уравнений с учетом больших деформаций контактирующих тел [Коробейников, 2000]. Обе области разбивались сеткой конечных элементов с размером ребра около 100 м в коре и около 10 м и менее 1 м в магме. Ввиду больших деформаций использовался метод динамической перестройки сетки. При расчетах варьировались форма магматической камеры и давление магмы в ней, вязкость расплава, отношение плотностей вмещающей породы и магмы, упругие константы и критерий разрыва.

**Результаты моделирования.** В районе неоднородности в верхней части камеры начинает раскрываться трещина, по которой поднимается магма (рис. 11). Моделирование показало, что вне зависимости от выбора разности плотностей расплава и твердой породы (100—500 кг/м<sup>3</sup>) величины избыточного давления достаточно, чтобы преодолеть сопротивление среды к разрушению и развиться трещине,

заполненной магмой, т. е. магматической интрузии. Форма интрузии представляет собой утоняющийся кверху клин, ширина которого в основании составляет 80, 400 либо 1700 м при значениях упругого модуля Юнга 100, 50 или 10 ГПа соответственно. Таким образом, степень расширения в основании коры за счет упругой релаксации составляет от 0.16 до 3.4 % в зависимости от упругости вмещающих пород, и за среднее расширение можно принять 1 % и среднюю по глубине мощность дайки около 250 м.

Формирование трещины и заполнение ее магмой происходит с разной скоростью: «сухая» трещина до поверхности формируется за  $2.5 \cdot 10^4$  с (7.2 ч), т. е. со скоростью 1.5 м/с, а заполнение ее магмой происходит за  $1.1 \cdot 10^6$  с, т. е. со скоростью 3.15 км/сут. За это время расплав достигает поверхности или останавливается вблизи поверхности, после чего происходит кристаллизация и охлаждение дайки. Температурная эволюция в трещине при заполнении ее расплавом и дальнейшее остывание показано на рис. 11, б.

Профиль трещинного канала во всех модельных экспериментах оставался коническим, утоняющимся к вершине до минимально допустимого размера конечного элемента (около 0.5 м). Полученные в нашей модели решения согласуются с результатами моделирования магморазрыва с образованием конических трещин при магма-контролирующем режиме роста [Maimon et al., 2012], также с моделированием механизма гидроразрыва и формирования трещин растяжения и отрыва в вертикально-расслоенной коре [Philipp et al., 2013].

## ЛИТЕРАТУРА

**Артемьев М.Е., Артющков Е.В.** О происхождении рифтовых впадин // Изв. АН СССР Сер. Геол., 1968, с. 58—73.

**Артющков Е.В.** Физическая тектоника. М., Наука, 1993, 456 с.

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

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

**Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харьков А.Д.** Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 1, с. 175—179.

**Зайцев А.И., Томшин М.Д.** Изотопная геохронология и геохимия базитов Накынского поля // Происхождение магматических пород. Материалы международного (X Всероссийского) петрографического совещания, г. Апатиты, 20—22 июня 2005 г. Т. 2. Апатиты, Изд-во КНЦ РАН, 2005, с. 84—86.

**Карякин Ю.В., Оксман В.С., Прокопьев А.В., Тарабукин В.П., Дейкуненко А.В.** Позднепалеозойские вулканогенно-терригенные отложения Селенняхского хребта и их геодинамическая природа // ДАН, 2000, т. 370, № 5, с. 646—650.

**Кинни П.Д., Гриффин Б.Дж., Хеамэн Л.М., Брахфогель Ф.Ф., Специс З.В.** Определение U-Pb возрастов перовскитов из якутских кимберлитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (1), с. 91—99.

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

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

**Колодезников К.Е.** Девон и нижний карбон западной части Вилюйской синеклизы. М., Наука, 1982, 101 с.

**Коробейников С.Н.** Нелинейное деформирование твердых тел. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2000, 262 с.

**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.

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

**Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е.** Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М., Научный мир, 2004, 612 с.

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

- Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В.** Вулканизм и тектоника Патомско-Вилуйского среднепалеозойского авлакогена. М., Недра, 1975, 183 с.
- Олейников Б.В.** Геохимия и рудогенез платформенных базитов. Новосибирск, Наука, 1979, 263 с.
- Отани Э., Дапэн Чжао.** Роль воды в глубинных процессах в верхней мантии и переходном слое: дегидратация стагнирующих субдукционных плит и ее значение для «большого мантийного клина» // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1385—1392.
- Персиков Э.С., Бухтияров П.Г.** Структурно-химическая модель прогноза и расчетов вязкости магм и диффузии в них в широком диапазоне составов и *TP*-параметров земной коры и верхней мантии // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1393—1408.
- Полянский О.П., Ревердатто В.В., Ананьев В.А.** Эволюция рифтогенного осадочного бассейна как индикатора геодинамической обстановки (на примере Енисей-Хатангского прогиба) // ДАН, 2000, т. 370, № 1, с. 71—75.
- Полянский О.П., Ревердатто В.В., Фомин А.Н.** Модельные реконструкции погружения в Кузнецком осадочном бассейне // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (6), с. 678—687.
- Полянский О.П., Прокопьев А.В., Стефанов Ю.П.** Стадийность формирования Вилуйского осадочного бассейна: возможные механизмы на основе бэкстриппинг-анализа и численного моделирования // ДАН, 2012, т. 443, № 4, с. 486—491.
- 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 осадконакопления 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 диапиризма как причины внутриконтинентального рифтогенеза // Физика Земли, 2014, № 6, с. 124—137.
- Полянский О.П., Ревердатто В.В., Бабичев А.В., Свердлова В.Г.** Механизм подъема магмы через «твердую» литосферу и связь мантийного и корового диапиризма: численное моделирование и геологические примеры // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (6), с. 1073—1091.
- Прокопьев А.В., Парфенов 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., МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001, с. 113—155.
- Протопопов Ю.Х.** Тектонические комплексы платформенного чехла Вилуйской синеклизы. Якутск, ЯНЦ СО РАН, 1993, 48 с.
- Ревердатто В.В., Полянский О.П., Ананьев В.А.** Модельные оценки палеотемператур и метаморфизм погружения при рифтинге // ДАН, 1992, т. 323, № 5, с. 921—924.
- 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.
- Соболев В.С.** Петрология верхней мантии и происхождение алмазов. Избранные труды. Новосибирск, Наука, 1989, 252 с.
- Соболев Н.В., Соболев А.В., Томиленко А.А., Батанова В.Г., Толстов А.В., Логвинова А.М., Кузьмин Д.В.** Уникальные особенности состава вкрапленников оливина посттрапповой алмазоносной кимберлитовой трубки Малокуонапская, Якутия // ДАН, 2015а, т. 463, № 5, с. 587—591.
- Соболев Н.В., Соболев А.В., Томиленко А.А., Ковязин С.В., Батанова В.Г., Кузьмин Д.В.** Парагенезис и сложная зональность вкрапленников оливина из неизмененного кимберлита трубки Удачная-Восточная (Якутия): связь с условиями образования и эволюцией кимберлита // Геология и геофизика, 2015б, т. 56 (1—2), с. 337—360.
- Томшин М.Д., Травин А.В., Константинов К.М.** Последовательность магматических событий в Накынском кимберлитовом поле // Крупные изверженные провинции, мантийные плюмы и металлогения в истории Земли. Материалы научной международной конференции. Иркутск, Листвянка, 1—8 сентября 2015 г. Иркутск, Изд-во Института географии СО РАН, 2015, с. 87—89.
- Третьяков Ф.Ф.** Среднепалеозойские рифтовые структуры в основании Верхоянского складчатого пояса // Отечественная геология, 2004, № 4, с. 57—60.
- Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Мванов А.И.** Магматизм хребта Тас-Хаяхта. Якутск, Изд-во ЯГУ, 2009, 135 с.
- Фрадкин Г.С.** Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности западной части Вилуйской синеклизы. М., Наука, 1967, 204 с.
- Baragar W.R.A., Ernst R.E., Hulbert L., Peterson T.** Longitudinal petrochemical variations in the Mackenzie dyke swarm // J. Petrol., 1996, v. 37, p. 317—359.

- Bialas R.W., Buck W. R., Qin R.** How much magma is required to rift a continent? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2010, v. 292, p. 68—78.
- Bryan S.E., Ernst R.E.** Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs) // *Earth Sci. Rev.*, 2008, v. 86, p. 175—202.
- Buck W.R.** Modes of continental lithospheric extension // *J. Geophys. Res.*, 1991, v. 96, № B12, p. 20161—20178.
- Burov E., Cloetingh S.** Controls of mantle plumes and lithospheric folding on modes of intraplate continental tectonics: differences and similarities // *Geophys. J. Int.*, 2009, v. 178, p. 1691—1722.
- Burov E., Guillou-Frottier L., d'Acremont E., Le Pourhiet L., Cloetingh S.** Plume head-lithosphere interactions near intra-continental plate boundaries // *Tectonophysics*, 2007, v. 434, p. 15—38.
- Carter N.L., Tsenn M.C.** Flow properties of continental lithosphere // *Tectonophysics*, 1987, v. 136, p. 27—63.
- Chopra P.N., Patterson 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.
- Egorkin A.V., Zuganov 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 University Press, 2014, 653 p.
- Govers R., Wortel M.J.R.** Initiation of asymmetric extension in continental lithosphere // *Tectonophysics*, 1993, v. 223, p. 75—96.
- Halls H.C.** The Late Precambrian Central North American rift system — a survey of recent geological and geophysical investigations // *Tectonics and geophysics of continental rifts. V. 2. Proceedings of the NATO Advanced Study Institute «Paleorift systems with emphasis on the Permian Oslo Rift», Oslo, Norway, July 27—August 5, 1977 / Eds. E.R. Neumann, I.B. Ramberg. Kluwer Academic Publishers, 1978, p. 111—124.*
- Ivanov A.V.** Why volatiles are required for cratonic flood basalt volcanism: Two examples from the Siberian craton / Eds. G.R. Foulger, M. Lustrino, and S.D. King, *The interdisciplinary Earth: A volume in honor of D.L. Anderson. Geol. Soc. Amer. Special Paper 514 and AGU Special Publication 71*, 2015, p. 325—338.
- Katz R.F., Spiegelman M., Langmuir C.H.** A new parameterization of hydrous mantle melting // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2003, v. 4, doi: 10.1029/2002gc000433.
- 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.
- Kennet B.L.N., Engdahl E.R., Buland R.** Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times // *Geophys. J. Int.*, 1995, v. 122, p. 108—124.
- 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, № 2, p. 1—16, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.09.004>
- Koptev A., Calais E., Burov E., Leroy S., Gerya T.** Dual continental rift systems generated by plume-lithosphere interaction // *Nat. Geosci.*, 2015, v. 8, p. 388—392.
- Kronenberg A.K., Tullis J.** Flow strength of quartz aggregates: grain size and pressure effects due to hydrolytic weakening // *J. Geophys. Res.*, 1984, v. 89, p. 4281—4297.
- 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.
- Maimon O., Lyakhovskiy V., Melnik O., Navon O.** The propagation of a dyke driven by gas-saturated magma // *Geophys. J. Int.*, 2012, doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05342.x.
- MARC users guide. V. A: Theory and users information.** Santa Ana (CA): MSC. Software Corporation, 2010.
- McKenzie D.** Some remarks on the development of sedimentary basins // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 40, p. 25—32.
- McKenzie D., Bickle M.J.** The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere // *J. Petrol.*, 1988, v. 29, p. 625—679.
- Mei S., Bai W., Hiraga T., Kohlstedt D.L.** Influence of melt on the creep behavior of olivine-basalt aggregates under hydrous conditions // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 201, p. 491—507.
- Neumann E.R., Ramberg I.B.** Petrology and geochemistry of continental rifts. NATO ASI Series. Ser. C: Mathematical and Physical Sci. 36. D. Reidel Publ. Company, 1977, 296 p.

**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.

**Phillip S.L., Afsar F., Gudmundsson A.** Effects of mechanical layering on hydrofracture emplacement and fluid transport in reservoirs // *Front. Earth Sci.*, 2013, doi.org/10.3389/feart.2013.00004.

**Polyansky O.P.** Dynamic causes for the opening of the Baikal Rift zone: a numerical modelling approach // *Tectonophysics*, 2002, v. 351, № 1–2, p. 89–115.

**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, № 282–283, p. 45–64, dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2017.02.020.

**Powerman V., Shatsillo A., Coe, R., Xixi Zhao, 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, doi: 10.1093/gji/ggt197.

**Ramberg I.B., Spjeldnæs N.** The tectonic history of the Oslo region // *Tectonics and geophysics of continental rifts. V. 2. Proceedings of the NATO Advanced Study Institute «Paleorift systems with emphasis on the Permian Oslo Rift»*, Oslo, Norway, July 27–August 5, 1977 / Eds. E.R. Neumann, I.B. Ramberg. Kluwer Academic Publishers, 1978, p. 167–194.

**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.

**Schmidt M.W., Poli S.** Devolatilization during subduction // *Treatise on geochemistry. V. 4. The crust / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian.* Oxford, Elsevier, 2014, p. 669–701.

**Sengor A.M.C., Burke K.** Relative timing of rifting and volcanism on the earth and its tectonic implications // *Geophys. Res. Lett.*, 1978, v. 5, p. 419–421.

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

**Thybo H., Artemieva I.M.** Moho and magmatic underplating in continental lithosphere // *Tectonophysics*, 2013, v. 609, p. 605–619.

**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.

**Tomshin M.D., Konstantinov K.M.** Basic dike belts of the Vilyui paleorift (Siberian platform) // *Fifth International Dyke Conference IDC-5, Rovaniemi, Finland, 2005*, p. 51.

**Walter M.J.** Melt extraction and compositional variability in mantle lithosphere // *The mantle and core / Ed. R.W. Carlson. V. 2. Treatise on geochemistry Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian.* Elsevier-Pergamon, Oxford. 2005, p. 363–394.

**Wright T.J., Sigmondsson F., Pagli C., Belachew M., Hamling I.J., Brandsdóttir B., Keir D., Pedersen R., Ayele A., Ebinger C., Einarsson P., Lewi E., Calais E.** Geophysical constraints on the dynamics of spreading centres from rifting episodes on land // *Nat. Geosci.*, 2012, v. 5, p. 242–250.

**Zienkiewicz O.C., Taylor R.L.** The finite element method. Fifth Ed. V. 2. Solid mechanics. Oxford, Butterworth-Heinman, 2000, 460 p.

**Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M.** Geology of the USSR: a plate-tectonic synthesis. American Geophysical Union, Washington, 1991, 442 p.

*Поступила в редакцию  
20 июля 2017 г.*