

## МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ И ЭТАПЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ

Н.Л. Добрецов<sup>1,2</sup>, В.А. Верниковский<sup>1,2</sup>, Ю.В. Карякин<sup>3</sup>, Е.А. Кораго<sup>4</sup>, В.А. Симонов<sup>5,2</sup>

<sup>1</sup> Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup> Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

<sup>3</sup> Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

<sup>4</sup> Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга, 190121, Санкт-Петербург, Английский проспект, 1, Россия

<sup>5</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

Охарактеризованы ареалы и этапы мезозойско-кайнозойского плюмового магматизма и их соотношение с этапами субдукционного магматизма и стадиями геодинамической перестройки Арктики. По соотношению океанского (MORB), плюмового и субдукционного магматизма выделены VII стадий мезозойско-кайнозойской эволюции, из которых три являются стадиями (или подстадиями) крупных перестроек: 230—200, 130—120, 40—30 млн лет.

Подтверждается отрицательная корреляция плюмового магматизма со скоростями движения плит и субдукционным магматизмом. Полученные закономерности использованы для палеотектонических реконструкций в Арктике.

*Вулканизм, плюм, тропы, рифтогенез, субдукция, геодинамика, Арктика.*

### MESOZOIC-CENOZOIC VOLCANISM AND GEODYNAMIC EVENTS IN THE CENTRAL AND EASTERN ARCTIC

N.L. Dobretsov, V.A. Vernikovskiy, Yu.V. Karyakin, E.A. Korago, and V.A. Simonov

The patterns and history of Mesozoic-Cenozoic plume magmatism in the Arctic are considered in relation with suprasubductional volcanism and geodynamic events. The Mesozoic-Cenozoic magmatic history of the area includes seven stages, distinguished by correlation of ages and compositions of volcanics associated with mid-ocean rifting, plumes, and subduction; three of seven stages correspond to global events at 230-200 Ma, 130-120 Ma, and 40-30 Ma.

The reported study supports the inferred inverse correlation between plate velocities and amount of subduction-related volcanism. The gained knowledge is used for paleotectonic reconstructions.

*Volcanism, plume, traps, rifting, subduction, geodynamics, Arctic*

### ВВЕДЕНИЕ

Геодинамические перестройки и тектоническое развитие любого региона на Земле тесно связаны с проявлениями магматизма разных типов — плюмово-рифтогенного, субдукционного и коллизионного. Наиболее широким распространением на нашей планете пользуется базальтовый магматизм. Его проявления устанавливаются в разновозрастных складчатых поясах, древних и молодых платформах, современных островных дугах и континентальных окраинах и слагают полностью ложе океанов ниже осадочного слоя. Базальтовые магмы имеют мантийное происхождение, однако их магматические очаги могут располагаться на различных глубинах — от первых до сотен километров. В связи с этим их состав может меняться от толеитового к известково-щелочному и щелочному. Кроме того, базальтовые магмы, зарождающиеся на глубинах более 50—60 км, могут выносить ксенолиты глубинных пород, дающие представления о составе мантийного субстрата, что позволяет вместе с результатами экспериментальных работ, глубинной геофизикой, а также петрогеохимическими и изотопными данными строить различные модели земной коры и верхней мантии.

В статье на основе современных данных охарактеризованы этапы мезозойско-кайнозойского плюмового магматизма и их соотношение с этапами субдукционного магматизма и стадиями геодинамической перестройки Центральной и Восточной Арктики.

Центральная и Восточная части Арктики имеют сложное тектоническое строение [Верниковский и др., 2010, 2013а]. В океанской части выделяются Евразийский бассейн с хр. Гаккеля и Канадский океанский бассейн дискуссионной природы, между которыми располагаются хр. Ломоносова, хр. Альфа и поднятие Менделеева, разделенные, в свою очередь, впадиной Макарова. В континентальной части в обрамлении Сибирской платформы располагается веер хребтов — от Верхоянского до Черского и далее на Восток серия дугообразных хребтов в Корьякии, на Чукотке и на Аляске, где они характеризуют складчатые структуры Тихоокеанского обрамления.

Рассмотрим особенности мезокайнозойского магматизма в этих структурах. Распространение мезозойского и кайнозойского плюмового вулканизма в Арктике показано на рис. 1. Они включают в себя три возрастные группы.

1. Позднепермские-раннетриасовые траппы. Показана арктическая часть обширного ареала — от Пай-Хоя и Карского моря до Таймыра и северной части Сибирской платформы и два небольших ареала на Новосибирских островах и на Чукотке.

2. Провинции и ареалы юрско-мелового магматизма в Центральной Арктике, включая Баренцево-морской, Северо-Гренландский, ареал в хр. Альфа и поднятии Менделеева и небольшой ареал о. Де-Лонга—Новосибирские острова. В Баренцево-морском ареале можно выделить юрские и меловые базальты, в остальных только меловые.

3. Позднекайнозойские базальтоиды, образующие несколько ареалов в Центральной и Восточной Арктике.

### АРЕАЛЫ И ЭТАПЫ МЕЗОЗОЙСКОГО И КАЙНОЗОЙСКОГО ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА

**Позднепермские-раннетриасовые траппы.** Наиболее крупным событием в позднепалеозойской—мезозойской истории Северной Евразии, включая Арктику, был Сибирский суперплюм (ССП). Суперплюм, по определению С. Маруяма [Maruyama, 1994] и Н.Л. Добрецова [Добрецов и др., 2001], кроме м-ба (3000×4000 км для СПП) должен иметь несколько центров магматизма с общими корнями на границе нижней мантии и ядра. Такими центрами в Арктике, скорее всего, были Маймеча-Котуйский, Норильский ареалы и Тазовский центр схождения триасовых рифтов в основании разреза Западно-Сибирского нефтегазонального района (рис. 2). В Маймеча-Котуйском ареале широко распространены щелочные ультрамафитовые интрузивы (Гулинский, Одихинча, Кутда и др.), меймечиты в ассоциации со щелочными вулканитами и Гулинской интрузией, мелилитсодержащие нефелиниты, субщелочные и щелочные пикриты. Размер видимой части ареала 300×200 км [Богатиков и др., 2010]. Но, по геофизическим данным, этот ареал достигает Южно-Таймырской зоны и в основании Енисей-Хатангского прогиба составляет 1000×800 км [Сазонов и др., 2001]. Область разуплотнения верхней мантии (след от суперплюма) соединяет Маймеча-Котуйский и Норильский район, образуя здесь тройное сочленение, ветви которого уходят на северо-запад в Карское море и на юг до Джагдинского пикритового массива с самородным железом и платиноидами [Богатиков и др., 2010] (см. рис. 2, Т).

В развитии Сибирского суперплюма выделяются три этапа [Добрецов и др., 2010]. Первый — **ранний** с возрастом 260—252 млн лет. В Норильском районе ему соответствуют ивакинская, сыверминская и гудчихинская свиты, в составе последней преобладают пикриты. К этому этапу, по нашему мнению, надо отнести туфы хаканчанской и пикриты нижней части туклонской свиты, образующие вместе с гудчихинской единый туфово-пикритовый горизонт мощностью около 200 м, венчающий ранний этап. Второй — **главный** этап с возрастом 251—248 млн лет. В норильском районе ему соответствуют базальты туклонской и надеждинской свит (первый подэтап) и моронговской—мокулаевской свит (второй подэтап) суммарной мощностью 3000 м. Здесь преобладают однообразные низкотитанистые (0.9—1.3 мас. % TiO<sub>2</sub>) базальты, сформировавшиеся путем дифференциации крупной линзы расплава в грибообразной шляпе плюма [Добрецов, 2008; Добрецов и др., 2010]. Третий — **поздний** (регрессивный) этап с возрастом 247—234 млн лет, включающий базальты, щелочные К-базальты и лампрофиры, силлы долеритов и интрузивные массивы монзонитов, сиенитов, А-гранитов и риолитов. Последние частично совпадают с более молодыми долеритами (до 229 млн лет). Бимодальные вулканические серии, сиениты и А-граниты, синхронные Сибирским траппам, установлены на Западном Таймыре, Норильском районе, в обрамлении Кузнецкого бассейна, Горном Алтае и в Восточном Казахстане [Верниковский и др., 2001; Dobretsov, Vernikovskiy, 2001; Добрецов, 2003, 2005]. Их аналогами являются риолиты в триасовых рифтах Западной Сибири. Например, на Таймыре возраст гранитоидов, ассоциирующихся с долеритовыми силлами, 249—245 млн лет [Vernikovskiy et al., 2003], в Восточном Казахстане — 249 млн лет, а в Томь-Колыванской зоне и в обрамлении Кузнецкого бассейна 250—236 млн лет [Добрецов, 2003, 2005; Врублевский и др., 2004], т.е. их образование может начинаться уже на главном этапе, продолжаясь в течение позднего «регрессивного» этапа.



**Рис. 1. Схема мезозойско-кайнозойского преимущественно базальтового магматизма в Арктике, по [Кораго и др., 2010] с дополнениями.**

1 — провинции и ареалы Р—Т магматизма; а — основные поля, б — участки концентрации тел на Чукотке; 2 — провинции и ареалы J—K магматизма; а — основные поля и их границы, б — выходы на поверхность конкретных тел, в — участки концентрации тел по геофизическим данным; 3 — ареалы кайнозойского магматизма; 4 — участки концентрации кайнозойских вулканов; 5 — вулканы и вулканические центры плиоцен-четвертичного возраста; а — щелочно-базальтовые, б — умеренно щелочно-базальтовые, в — предполагаемые; 6 — вероятные границы провинции плиоцен-четвертичного вулканизма; 7 — срединно-океанские вулканические хребты; 8 — выходы молодых вулканов в Евразийском (KZ) и Американском (MZ) бассейнах; 9 — основные разломы (а), в том числе магмоконтролирующие (б); 10 — граница полей океанских и континентальных базальтов в Гренландии [Меланхолина, 2008]; 11 — бровка континентального склона; 12 — ареал щелочного и умеренно щелочного вулканизма на Чукотке и Аляске; 13 — ареал траппового магматизма Таймыра и Карского микроконтинента (KM); 14 — отдельные выходы молодых вулканов, по А.И. Трухалёву; 15 — промежуточный ареал вулканитов юрского возраста; 16 — раздельная линия между вулканитами юрского (I) и мелового (II) возраста; 17 — контуры проявления позднекайнозойских вулканитов: А — Континентальной и Б — Беринговоморской провинций, по [Аникин, 2012]; 18 — показан возраст магматитов (млн лет) и метод датировки.

Северная граница сибирских траппов точно не установлена. По-видимому, траппы продолжают в Карское море и севернее Таймыра, возможно, до трога Св. Анны включительно [Шипилов, Верниковский, 2010]. Но в Баренцевом море и на Земле Франца-Иосифа они не установлены.

Трапповый магматизм охватил огромные площади на Сибирской платформе, в фундаменте Западно-Сибирской плиты, в прилегающих структурах Арктики — Карском микроконтиненте (см. рис. 1) и юго-восточной части Карского моря. У этого огромного ареала площадью более 2 млн км<sup>2</sup> есть два небольших дополнения на востоке — на Новосибирских островах (может быть частью Сибирского ареала) и Колымско-Чукотский ареал, который с учетом вероятной аллохтонности Чукотки может представлять фрагмент Канадского ареала. Силлы и дайки габбро-долеритов Анюйско-Чаунской зоны Западной Чукотки имеют близкий возраст с сибирскими траппами около 250 млн лет, хотя имеются более молодые К-Аг датировки 225 и 231 млн лет [Гельман, 1963; Дегтярев, 1975]. Исследования, выполненные в районе Колючинской губы (Восточная Чукотка) показали не только близкий сибирским траппам возраст, но и подобие их состава [Соколов и др., 2009; Ledneva et al., 2011]. Здесь по цирконам из долеритов в лаборатории Стокгольмского университета на ионном микрозонде Cameca IMS 1270 U-Pb-Th методом установлен возраст  $251.7 \pm 4.3$  млн лет. По геохимическому составу долериты и базальты Колючинской губы аналогичны пермотриасовым толейтовым базальтам покровной стадии трапповой формации Сибири (рис. 3, а).

**Провинции и ареалы юрско-мелового магматизма.** Юрско-меловой магматизм сосредоточен в основном в пределах Баренцевоморского ареала. Почти синхронно с ним формировался Анюйский бассейн Протоарктического океана [Sokolov et al., 2009] и в нем базальтовая кора океанического типа. Реликтом последнего является Канадский бассейн, а также фрагменты офиолитов и океанических базальтов в составе Анюйской офиолитовой зоны (см. рис. 2). Возможно, в юре Баренцевоморский ареал непосредственно примыкал к Анюйскому бассейну.

Наиболее представительные разрезы покровных базальтов ареала представлены на архипелаге Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) и о. Короля Карла. В остальной его части (архипелаг Свальбард, Баренцевоморский бассейн) — это силлы долеритов и габбро-долеритов, пронизывающие пермотриасовые и юрские осадочные породы [Шипилов и др., 1990]. Ареал распространения их (см. рис. 1) фиксирует промежуточный по возрасту и по площади интервал между сибирскими траппами и меловыми вулканидами, сформировавшими вторую крупную магматическую провинцию. В целом они подтверждают возможность миграции Сибирского плюма в район ЗФИ, далее в Центральную Арктику (с центром около хр. Альфа) и затем двумя ветвями вдоль Гренландии с переходом в Исландскую горячую точку.

По последним данным <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar радиологического датирования, возрастной интервал формирования базальтоидного магматизма ЗФИ охватывает период времени с ранней юры до раннего мела включительно. При этом отчетливо выделяются два этапа магматической деятельности [Karyakin et al., 2011]: раннеюрский (196.5—189.1 млн лет) и позднеюрский—раннемеловой (160.0—125.2 млн лет), в котором различаются две стадии: позднеюрская (160.0—153 млн лет) и раннемеловая (145.5—125.2 млн лет). Кривая на рис. 4 является интегральной плотностью вероятности событий для базальтоидов ЗФИ, рассчитанная по всем полученным датировкам. Отчетливо выделяются три пика:  $190.1 \pm 4.4$ ,  $156.8 \pm 3.8$  и  $132.5 \pm 1.2$  млн лет, которые проинтерпретированы [Karyakin et al., 2011] как максимумы активной магматической деятельности на архипелаге. Интервалы между пиками (33.3 и 24.3 млн лет) практически соответствуют проявленной цикличности магматических событий в Арктическом регионе, составляющей 27—30 млн лет [Johnson, Rich, 1986]. Эти данные хорошо коррелируются с регрессивно-трансгрессивными циклами развития



**Рис. 2. Схема тектонической структуры Центральной Арктики и распространение позднепалеозойских—мезозойских проявлений магматизма (280—80 млн лет) с использованием [Объяснительная записка..., 1996, 1998; Grantz et al., 2009; Koraго и др., 2010; Хаин и др., 2009, 2011; Gaina et al., 2011].**

*1* — структурные домены и их главные границы, показаны распространение Сибирских траппов на Сибирском кратоне, Карской и Тимано-Печорской плитах и в фундаменте Западно-Сибирского бассейна; небольшой ареал пермско-раннетриасового магматизма на Новосибирских островах; Баренцевоморский ареал мезозойского магматизма на Свальбардской плите; *2—4* — точки опробования и поля развития: *2* — гранитоидов; *3* — базальтоидов; *3* — позднепермских-раннетриасовых; *4* — юрско-меловых; *5* — изогонный возраст (млн лет) и метод определения: *a* — U-Pb, *b* — Ar-Ag, *в* — Rb-Sr, K-Ag, МК — Маймеча-Котуйский ареал, Н — Норильский ареал, Т — Газовский центр.

ЗФИ. Проявления магматизма приурочены к позднему триас-раннеюрскому и позднеюрско-раннемеловому периодам континентального осадконакопления на архипелаге.

Раннеюрский этап базальтового магматизма встретил возражения [Суворова и др., 2008; Столбов, Суворова, 2010] на том основании, что базальтовые покровы и туры подстилаются, как правило, отложениями фиумской свиты средней—поздней юры, поэтому возраст базальтов не может быть древнее раннего оксфорда [Столбов, 2002], что соответствует позднеюрской стадии (160—153 млн лет) и по нашим данным. Раннеюрский этап параллелизуется с прибрежно-континентальной васильевской толщей, что допускается и в работе [Пискарев и др., 2009]. По мнению А.В. Травина, автора Ar-Ag определений, в изученных плагиоклазах из нижнеюрских базальтов (см. рис. 4) нет свидетельств избыточного аргона и возможности удреждения возрастов.

В ходе эволюции магматизма архипелага происходила закономерная смена состава продуктов магматической деятельности: от низкокальциевых толеитов на раннеюрском этапе, через низкокальциевые/субщелочные толеиты к существенно-субщелочным толеитам на позднеюрской и раннемеловой стадиях позднемезозойского этапа [Karyakin et al., 2011].

Базальты раннеюрского этапа локально распространены на островах юго-западной части архипелага (Земля Александры, Земля Георга, о. Гукера, о. Алджера и др.). Есть данные о присутствии их на островах Земля Вильчека, Солсбери, Джексона, Хофмана и др. [Пискарев и др., 2009]. Для вулканитов этого этапа характерны умеренные содержания  $TiO_2$  (1.38—2.25 мас. %), а также устойчиво низкие концентрации (г/т) Y (24—37), Zr (98—156) и Nb (5.5—10). Отношения Zr/Y и Y/Nb меняются в пределах 3.62—4.59 и 3.04—4.73 соответственно [Karyakin et al., 2009].

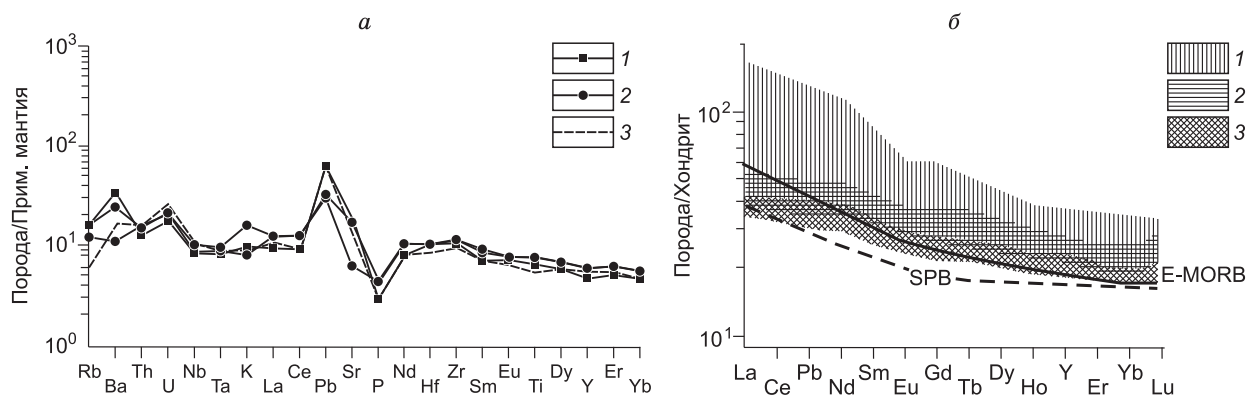
Наиболее контрастными по составу с базальтами раннеюрского возраста являются базальты (покровы, силлы и дайки) раннемеловой, наиболее продуктивной, стадии позднемезозойского этапа. Потоками и покровами их сложена большая часть островов ЗФИ. Они формируют многочисленные силлы, располагающиеся в раннемезозойских осадочных комплексах на разных стратиграфических уровнях в разрезах параметрических скважин Нагурская (о. Земля Александры), Хейса (о. Хейса) и Северная (о. Грем-Белл), а также большинство даек архипелага. Концентрации  $TiO_2$  в них достигают величин 2.56—3.94 мас. %,  $P_2O_5 = 0.23—0.70$  мас. %, Y = 32—49 г/т, Zr = 170—320 г/т, Nb = 12—33 г/т. Отношение Zr/Y колеблется в пределах 4.35—6.94, а Y/Nb = 1.48—3.33 [Karyakin et al., 2009].

Более щелочные по составу раннемеловые базальты обнаруживают положительную тенденцию роста содержаний REE, образуя единый тренд — Сибирские траппы  $P_2—T_1$ , юрские траппы Баренцевоморские и раннемеловые Шпицбергена и ЗФИ (см. рис. 3, б). Возможно, это свидетельствует о едином эволюционном источнике того же мантийного плюма.

Позднеюрские базальты ЗФИ во всех отношениях (объем извержений, вещественный состав) занимают промежуточное положение между раннеюрскими и раннемеловыми базальтами.

Для выяснения физико-химических особенностей магматических систем ЗФИ, действовавших в течение двух из трех отмеченных выше этапов, исследовались расплавные включения в минералах из базальтовых пород раннеюрского и раннемелового возрастов [Симонов и др., 2009; Karyakin et al., 2009]. Включения в раннеюрских базальтах были изучены во вкрапленниках плагиоклаза из покрова о. Земля Александры ( $191 \pm 3$  млн лет) и в клинопироксенах покрова о. Гукера ( $189.1 \pm 11.4$  млн лет), в раннемеловых — в плагиоклазах из долеритовых порфиритов даек ( $125.2 \pm 5.5$  млн лет) и силлов ( $132.9 \pm 11.4$  млн лет) о. Хейса.

Расплавные включения в минералах из базальтовых пород исследовались в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Эксперименты с включениями при высоких температурах проводились в высокотемпературной микротермокамере с инертной средой [Соболев, Слуцкий, 1984] на основе имеющихся методик [Симонов,



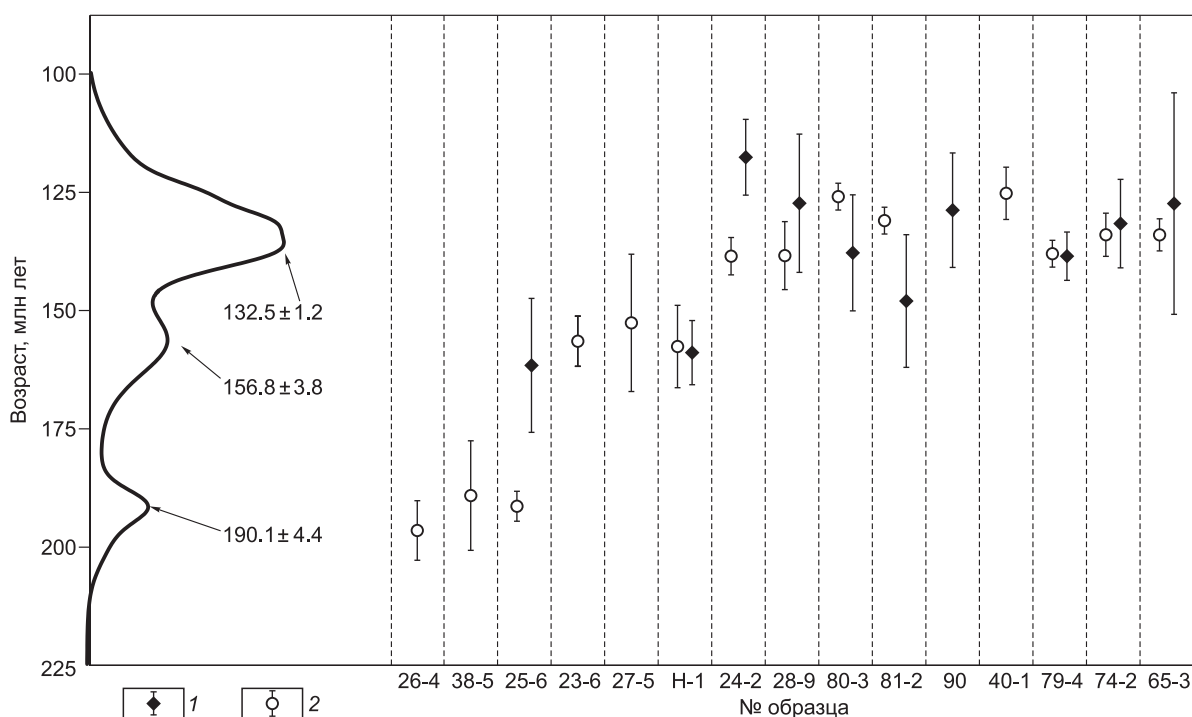
**Рис. 3. Распределение редких и редкоземельных элементов в мезозойских базальтоидах Арктики:**

*a* — в базальтах Колучинской губы Чукотки (1, 2) и траппах Сибири (3) [Соколов и др., 2009]; *б* — в юрских и меловых базальтоидах Баренцевоморского ареала: 1 — 133—132 млн лет, 2 — 155—153 млн лет, 3 — 193—191 млн лет. SPB — средний состав Сибирских траппов [Симонов и др., 2009].

1993]. Закаленные в стекло гомогенизированные включения анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro.

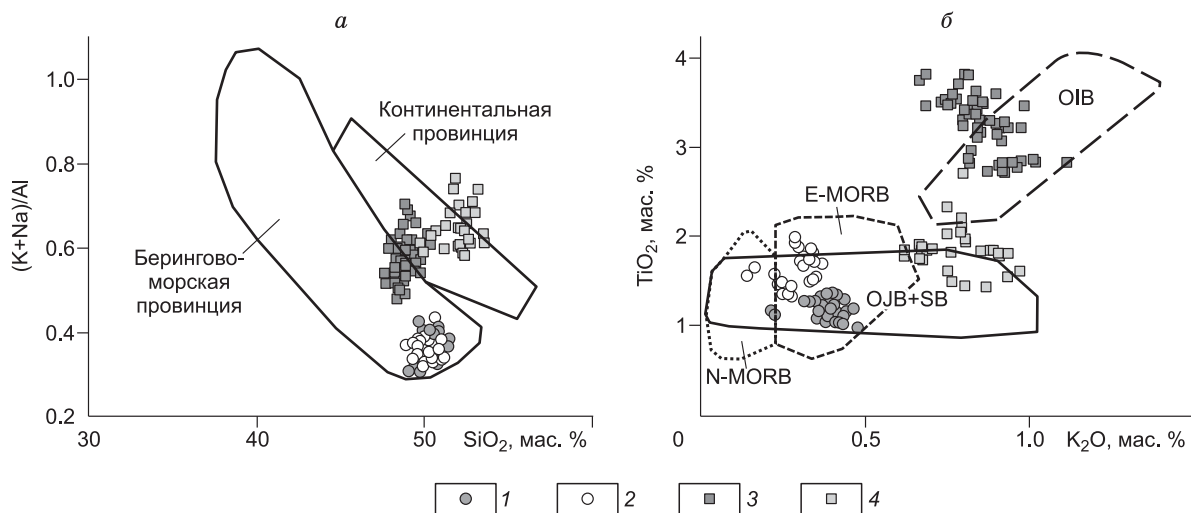
Расплавные включения (размерами 5—40 мкм) располагаются в центре, а также формируют несколько зон роста **во вкрапленниках плагиоклаза** из базальтовых покровов о. Земля Александры. Экспериментальные исследования в микротермокамере показали, что температуры гомогенизации включений варьируют в диапазоне 1175—1210 °С. Устанавливается прямая зависимость температур расплавов от их состава — более магниезильные магмы о. Земля Александры ( $MgO = 6\text{—}7.3$  мас. %;  $FeO/MgO = 1.6\text{—}1.8$ ) обладают повышенными температурами (до 1210 °С).

Результаты анализа стекол гомогенизированных расплавных включений показали, что по соотношению суммы щелочей,  $FeO/MgO$  и  $SiO_2$  составы всех изученных включений располагаются в области



**Рис. 4. Гистограммы  $^{40}Ar/^{39}Ar$  определений возраста для базальтов и долеритов архипелага Земля Франца-Иосифа, по данным [Карякин и др., 2009; Карякин, Шпилов, 2009; Karyakin et al., 2011].**

1 — пироксен, 2 — плагиоклаз.



**Рис. 5.** Диаграммы  $(K + Na)/Al$ — $SiO_2$  и  $TiO_2$ — $K_2O$  для стекол гомогенизированных расплавных включений в минералах из базальтовых пород Берингоморского ареала (архипелаг Земля Франца-Иосифа).

1—4 — расплавные включения: 1 — во вкрапленниках плагиоклаза из базальтовых потоков о. Земля Александры, 193 млн лет; 2 — в клинопироксенах из базальтового покрова о. Гукера,  $189.1 \pm 11.4$  млн лет; 3 — в плагиоклазах из долеритовых порфиритов даек,  $125.2 \pm 5.5$  млн лет; 4 — из долеритовых силлов о. Хейса,  $132.9 \pm 11.4$  млн лет. Поля пород: нормальные (N-MORB) и обогащенные (E-MORB) базальты срединно-океанических хребтов, OJB + SB — базальты плато Онтонг Джава в Тихом океане (OJB) и Сибирской платформы (SB), OIB — плюмовые базальты внутриплитных океанских островов. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Симонов и др., 2005; Кораго и др., 2010].

пород нормальной щелочности и в поле толеитовых серий. Включения из минералов о. Земля Александры обладают относительно невысокими содержаниями калия (0.2—0.5 мас. %), титана (1—1.4 мас. %) и располагаются в перекрывающихся полях платобазальтов Сибирской платформы и плато Онтонг Джава в Тихом океане (рис. 5, б).

Покровы базальтовых лав архипелага ЗФИ часто содержат кроме плагиоклаза еще и клинопироксен, но включения расплавов удалось исследовать только в клинопироксенах из базальтов о. Гукера. Первичные расплавные включения (размерами 5—30 мкм, редко до 60 мкм) располагаются равномерно в кристаллах либо формируют зоны роста вдоль границ пироксенов. В ходе термометрических экспериментов полностью гомогенными включения становятся в интервале температур 1150—1175 °С. Устанавливается прямая зависимость температур кристаллизации клинопироксенов от состава расплава: при падении содержания  $MgO$  от 9.9 до 6.3 мас. % значения температур снижаются от 1175 до 1155 °С.

По соотношению суммы щелочей,  $FeO/MgO$  и  $SiO_2$  составы изученных расплавных включений в клинопироксенах располагаются в области пород нормальной щелочности и в поле толеитов. При этом включения из пироксенов базальтов о. Гукера наиболее близки к данным по включениям в плагиоклазе из базальтового покрова о. Земля Александры. Большинство включений из клинопироксенов о. Гукера содержат мало калия (0.14—0.37 мас. %) и умеренное количество титана (1.35—2.0 мас. %). По соотношению этих элементов они согласуются с данными по включениям из плагиоклазов о. Земля Александры. На вариационных диаграммах Харкера составы расплавных включений в клинопироксенах о. Гукера по всем компонентам близки к данным по включениям в плагиоклазах о. Земля Александры и по включениям в минералах из траппов Сибирской платформы.

Сходство наиболее древних магматических систем, формировавших структуры различных островов ЗФИ, хорошо видно на диаграмме  $(K + Na)/Al$  —  $SiO_2$ , на которой точки составов расплавных включений образуют одну компактную группу с минимальными значениями щелочей, располагающуюся в поле пород Берингоморской провинции (см. рис. 5, а).

Включения расплавов были найдены в плагиоклазах из долеритовых порфиритов даек и силлов о. Хейса раннемелового возраста. Первичные расплавные включения (размерами 5—60 мкм) располагаются в центральных частях кристаллов и формируют зоны роста плагиоклаза. Экспериментальные исследования включений в микротермокамере показали, что плагиоклазы из даек кристаллизовались при снижении температуры в существенно более широком диапазоне и до более низких значений (1175—1115 °С), чем минералы из силлов (1185—1160 °С). Эти особенности связаны, скорее всего, с тем, что формирование даек происходило при кристаллизации поднимающихся базальтовых расплавов в факти-



чески открытой системе вертикальных трещин. При образовании силлов более стабильные условия замкнутых камер способствовали сохранению высокотемпературных параметров.

Стекла гомогенизированных включений по соотношениям  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  (см. рис. 5, а) и  $\text{FeO}/\text{MgO} - \text{SiO}_2$  соответствуют расплавам нормальной щелочности с толеитовыми характеристиками. Обладая высокими значениями титана (2.7—3.8 мас. %), включения из даек на диаграмме  $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$  (см. рис. 5, б) располагаются в области базальтов океанических островов (ОИВ), в то время как включения из силлов (с меньшими содержаниями  $\text{TiO}_2 = 1.4 - 2.3$  мас. %) находятся на границе обогащенных расплавов срединно-океанических хребтов (E-MORB) и ОИВ. По соотношению  $\text{TiO}_2 - \text{FeO}/\text{MgO}$  расплавные включения из даек находятся в поле ОИВ, а включения из силлов (с высокими значениями  $\text{FeO}/\text{MgO}$ , преимущественно 3—4) располагаются на продолжении тренда базальтов плато Онтонг Джава и трапшов Сибирской платформы (см. рис. 5, б).

На диаграмме  $(\text{K} + \text{Na})/\text{Al} - \text{SiO}_2$  позднемезозойские расплавы, формировавшие дайки и силлы различных островов ЗФИ, явно отличаются от более древних раннемезозойских магматических систем повышенной ролью щелочей. При этом точки составов позднемезозойских расплавных включений попадают в основном в поле пород Континентальной провинции (см. рис. 5, а).

В целом на основе данных по расплавным включениям было выяснено, что юрские магматические системы, формировавшие покровы и потоки на островах ЗФИ, близки платобазальтовым расплавам Сибирской платформы и плато Онтонг Джава. Совершенно другая ситуация с магматизмом, ответственным за образование более молодых (раннемеловых) даек и силлов, для которого типичны признаки действия плюма горячей точки типа ОИВ с высокими значениями в расплавах титана и щелочей. Таким образом, устанавливается последовательная эволюция магматизма ЗФИ — в начале происходило образование платобазальтовых комплексов, которые впоследствии были прорваны дайковыми сериями с обогащенными плюмовыми расплавами типа ОИВ.

Пространственное распространение раннемеловых базальтов не ограничено Баренцевоморским регионом. Они известны далеко на востоке, в районе хр. Альфа и в обрамлении Канадской котловины. Схема распространения их и связь с раскрытием Американо-Евразийского бассейна приведена на рис. 6.

Большая часть позднемезозойского ареала была распространена в виде большого поля вокруг центров рифтинга в позднем мелу и кайнозое и сохранилась в виде четырех изолированных ареалов (см. рис. 1): Баренцевоморского (от Шпицбергена до северной оконечности Новой Земли); в хр. Альфа и поднятии Менделеева (см. рис. 1), где наблюдаются отдельные выходы молодых вулканитов в Евразийском и Американо-Евразийском бассейнах; на Баффиновой Земле и северной оконечности Гренландии; в районе о. Де-Лонга.

Эволюция и главные области проявления Высокоарктического мелового плюма (HALIP) [Buchan, Ernst, 2006] показаны на рис. 6, 7. Здесь намечаются три максимума около 132, 112 и 92 млн лет, через 20 млн лет, хотя в ряде работ выделяют только два максимума (135—125 и 112—110 млн лет), не выделяя третий, проявленный в основном на Канадских арктических островах (см. рис. 6).

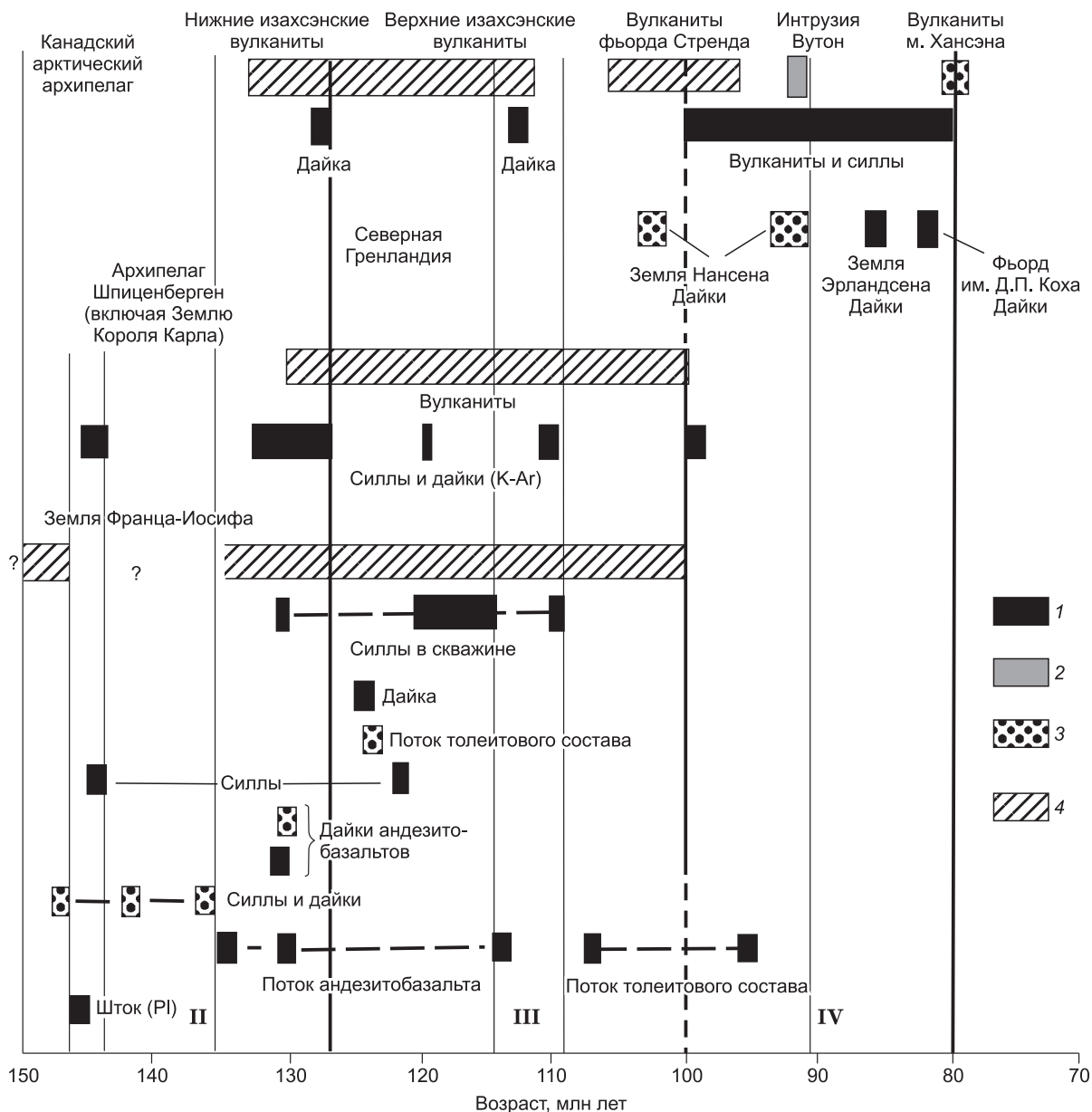
Начиная с 90 млн лет (поздний мел) базальтовый магматизм сместился в Гренландию (55 млн лет), и след этого плюма протягивается от хр. Альфа через Гренландию в современный Исландский плюм. История этого этапа тесно связана с раскрытием Северной Атлантики (хр. Карлсберг) и Северного Ледовитого океана (хр. Гаккеля, котловины Нансена и Амундсена) (см. рис. 1). Эта история описана в многочисленных публикациях и выходит за рамки настоящего исследования.

Тем не менее на основе проведенных исследований подтверждается гипотеза, высказанная ранее Н.Л. Добрецовым [1997, 2005] и М.И. Кузьминым [Kuzmin et al., 2010; Кузьмин и др., 2011], о том, что Таримский (макс. 285 млн лет), Сибирский (макс. 250 млн лет) плюмы, Баренцевоморский (макс. 190 млн лет), хр. Альфа (макс. 120 млн лет), Гренландский (90—60 млн лет) ареалы являются следом единого плюма, проявляющего пульсы через 30—60 млн лет и продолжающего современную активность в Исландии. Активность этого суперплюма во многом контролировала открытие Американо-Евразийского и Северного Атлантического океанских бассейнов.

Выше мы также отмечали возможность миграции Сибирского плюма на север—северо-восток и на восток. В таком случае в начале юры в Арктике возник новый плюм (комплементарно с Центрально-Атлантическим плюмом) с возрастом 200—185 млн лет [Pirajno, 2001], который эволюционировал до Исландского плюма. Эта альтернатива требует дополнительного изучения, как и уточнение возраста ранних базальтов на Земле Франца-Иосифа.

#### **СОПОСТАВЛЕНИЕ ПЛЮМОВОГО И ДРУГИХ ТИПОВ МАГМАТИЗМА И СТАДИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ АРКТИКИ**

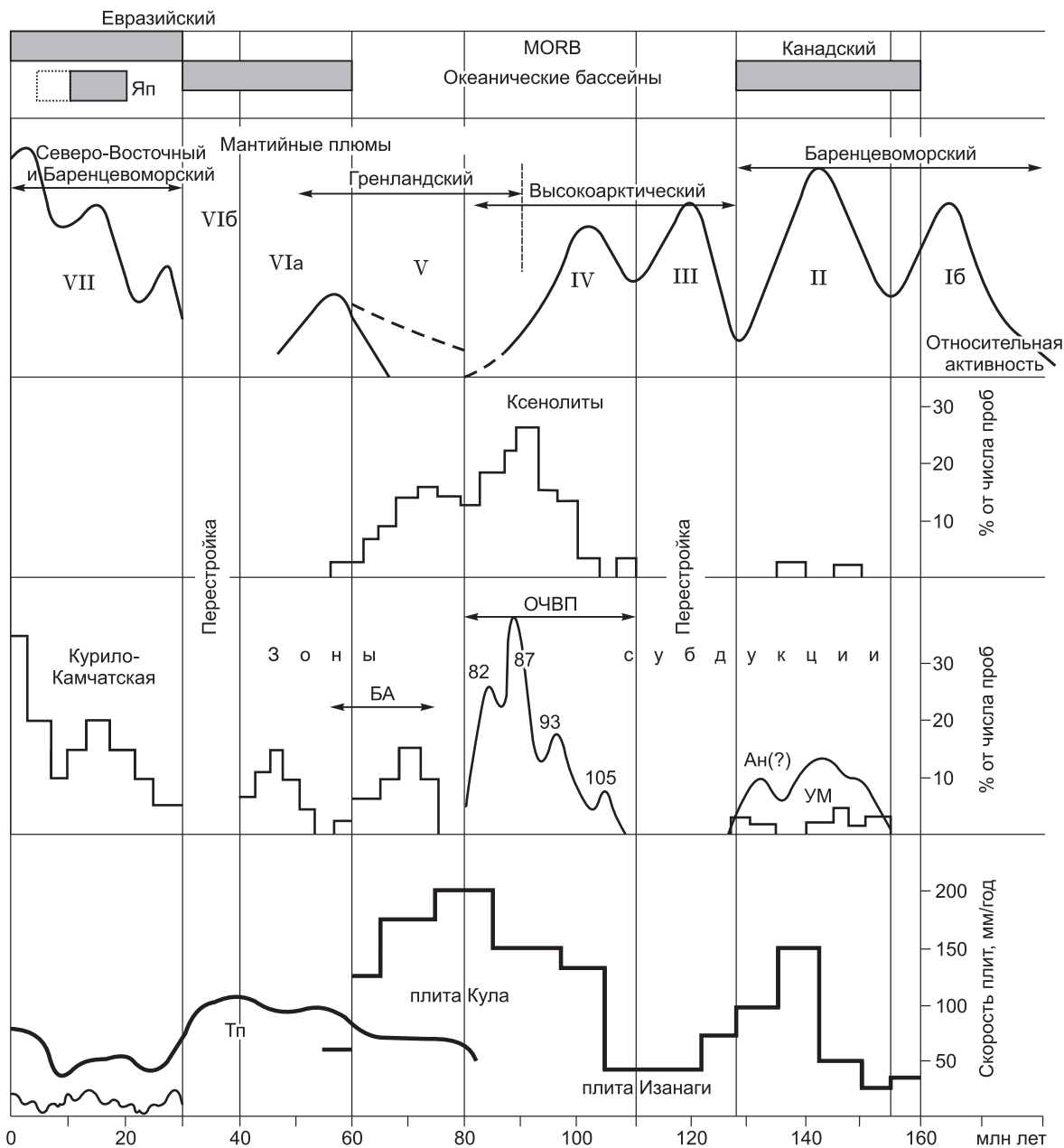
На рис. 7 сопоставлены возрасты всех основных типов магматизма в Арктике, включая MORB (раскрытие океанических бассейнов), плюмового и субдукционного магматизма, а также возраста коры по ксенолитам [Akinin et al., 2009; Акинин, 2012].



**Рис. 6. Сопоставление возраста мезозойских базитов Арктики по стратиграфическим и геохронологическим данным [Buchan, Ernst, 2006] с дополнениями [Корого и др., 2010].**

1—4 — возрасты: 1 — Ar-Ar (K-Ar), 2 — U-Pb, 3 — Rb-Sr (Sm-Nd); 4 — стратиграфический. II, III, IV — описание стадий см. ниже.

Особый интерес представляет сравнение особенностей плюмового вулканизма мелового ареала и субдукционного магматизма в интервалах 150—125 млн лет (во время раскрытия Амеразийского бассейна) и после него в интервале 112—80 млн лет, когда проявились Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП) и поздний этап мелового плюмового магматизма [Lawver et al., 2002; Шипилов, 2008; Лобковский и др., 2011]. На рубеже около 110—105 млн лет закончился магматизм на хр. Альфа, на Шпицбергене, Земле Франца-Иосифа и к югу от нее, начался магматизм в Северной Гренландии и продолжился не только на Канадских арктических островах, но в других регионах (см. рис. 6, 7). Другими словами, на этом рубеже произошла существенная перестройка плюмового магматизма с заметным уменьшением площади и объема извержений, но достиг максимума островодужный магматизм (Охотско-Чукотский вулканический пояс андийского типа) [Акинин, 2012; Tikhomirov et al., 2012].



**Рис. 7. Возрастные интервалы разнотипного магматизма (MORB, плюмового и субдукционного (см. рис. 1, 4, 6) [Кораго и др., 2010; Акинин, 2012] и стадии мезозойской геодинамической эволюции в Арктике I—VII, учитывающие возраст ксенолитов и скорости движения плит, по данным [Engebretsen, Gordon, 1990; Зоненштайн, Кузьмин, 1993; Акинин, 2012].**

УМ — Удско-Мургаляская, Ан — Анюйская, БА — Бристольско-Анадырская зоны; ОЧВП — Охотско-Чукотский вулканический пояс, Тп — Тихоокеанская плита.

Возможно, в Чукотском сегменте Чукотско-Охотского вулканического пояса направление субдукции около 100—120 млн л.н. изменилось: до 105 млн лет субдукция в Анюйском поясе шла от Арктики (в связи с раскрытием Амеразийского бассейна), после 105 млн лет — от Тихого океана под азиатский континент. Выделяемая Удско-Мургаляская дуга возможно перпендикулярно сочленялась с Анюйской [Соколов и др., 2010]. История субдукционного магматизма в интервале 145—109 млн лет изучена на примере Удско-Мургаляской дуги [Соколов и др., 1999; Sokolov et al., 2009], но требует сопоставления с другими геодинамическими событиями.

В частности, крупные коллизионные события около 110—100 млн лет фиксируются в Омгонской зоне Западной Камчатки, где регистрируются столкновение меловой островной дуги с Западно-Камчатской или Охотоморской плитой [Соловьев, 2008] и другие события при формировании Олюторско-Камчатской складчатой области [Шапиро, Соловьев, 2009]. В Пенжинско-Анадырской зоне, примыкающей к Охотско-Чукотской, в альбе (около 110—112 млн лет) началось накопление моласс [Соколов, 2003]. Наконец, в интервале 105—125 млн лет фиксируется минимальная скорость движения океанических плит (Кула и Изанаги) [Engebretson, Gordon, 1990; Зоненшайн, Кузьмин, 1993], обусловившей перерыв субдукционного магматизма.

В целом выделены VII стадий (см. рис. 7) мезокайнозойской эволюции, различающихся разным соотношением океанического (MORB), плюмового и субдукционного магматизма, из которых три являются также важнейшими стадиями геодинамической перестройки: 230—200, 130—120, 40—30 млн лет.

**I стадия** (230—155 млн лет) — спокойная после завершения складчатости на Урале, Таймыре и излияния сибирских траппов, произошедшего около 230 млн л.н. Здесь можно выделить подстадию Ia (230—200 млн лет), или пострифтовую фазу с одновременной перестройкой геодинамики и максимальным развитием Протоарктического (Аньюйского) океанского бассейна, и подстадию Ib (200—160 млн лет), когда произошла новая вспышка плюмовой активности с максимумом около 190 млн лет (см. рис. 4, 7). В подстадию Ia на Сибирской платформе в ее северном обрамлении был достаточно широко проявлен кимберлитовый магматизм [Добрецов, Похиленко, 2010] и формировались карнийские алмазоносные эксплозивно-обломочные породы [Проскурнин и др., 2012] и рэтские алмазоносные конгломераты и россыпи [Граханов и др., 2010].

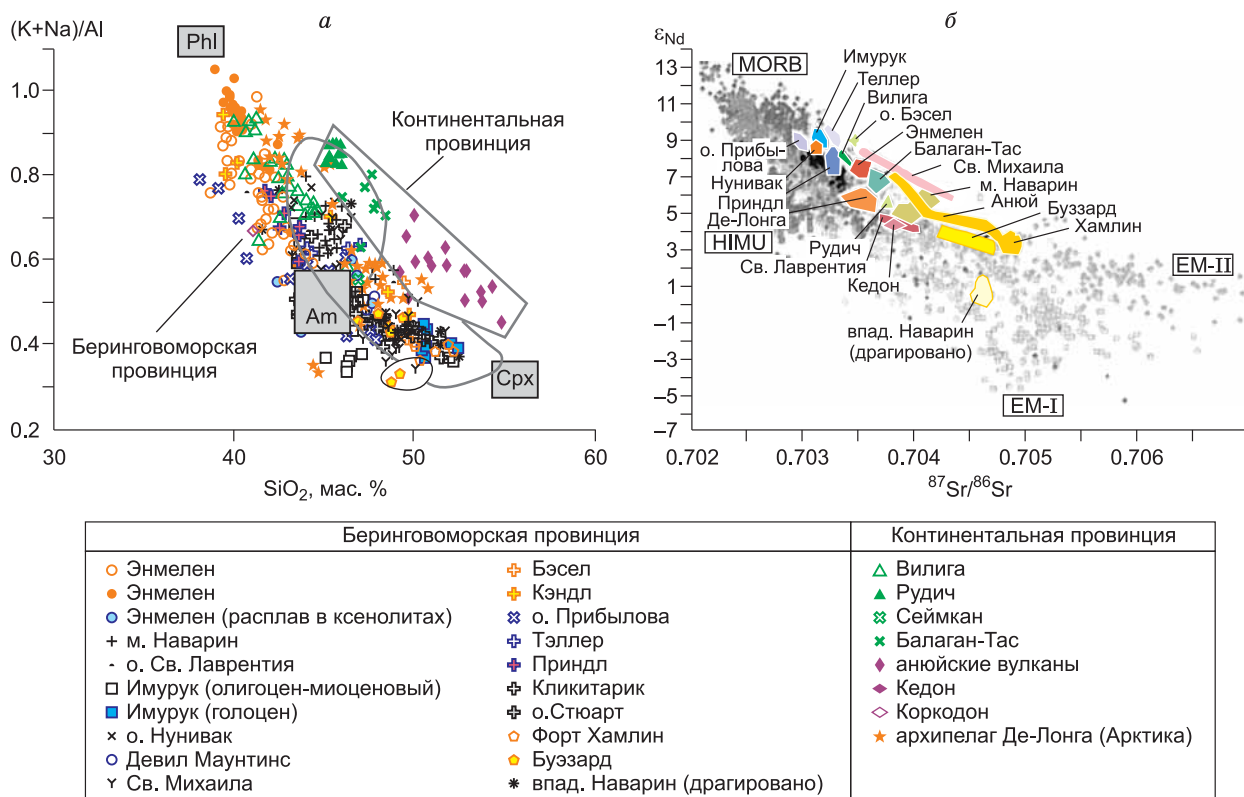
**II стадия** (155—128 млн лет) — усиление геодинамической активности на всех «фронтах»: ускорение спрединга и движение плит обусловило заметное усиление субдукционного магматизма и образование Удско-Мургальской дуги (155—109 млн лет) и субдукционных вулканитов поздней юры — раннего мела в Аньюйской и Олойской зонах [Соколов и др., 2010; Акинин, 2012; Лаверов и др., 2013]. В это же время, согласно ротационной модели [Grantz et al., 1998], произошло раскрытие Канадского бассейна и проявился один из главных максимумов мезозойского плюмового магматизма. Согласно этой модели, в поздней юре — раннем мелу от Северо-Американского кратона отрывается Новосибирско-Чукотско-Североалаянская композиция блоков (впоследствии микроплита) и стартует основная фаза раскрытия Канадского бассейна, продолжавшаяся с готерива до альба—сеномана [Grantz et al., 1998], с сопутствующим базальтоидным магматизмом, нарастающим в Баренцевом море от 180—160 до 95 млн лет с максимумом около 130—135 млн лет. Этот максимум фиксируется на широкой площади Центральной Арктики в Баренцевоморском ареале, в хр. Альфа, в Канадской Арктике (см. рис. 2, 6, 8). Этот ареал получил название Высокоарктический меловой плюм. Точное его соотношение с раскрытием Канадского бассейна и субдукционным магматизмом в Восточной Арктике изучены еще недостаточно.

**III стадия** (130—110 млн лет) обозначена (см. рис. 7) как перестройка, обусловленная замедлением движения плит, прекращением (сильным ослаблением) субдукционного магматизма в Южно-Аньюйской зоне [Соколов и др., 2010]. В то же время на широкой площади проявлен заметный максимум (около 120 млн лет) плюмового магматизма (см. рис. 6, 7), подготовивший главную вспышку субдукционного магматизма.

**IV стадии** (110—80 млн лет) свойственны максимальное ускорение движения плит (в данном случае плиты Кула) и масштабное проявление субдукционного магматизма с преобладанием кислых пород (максимумы 65 и 73 мас. % SiO<sub>2</sub>) в Охотско-Чукотском вулканическом поясе [Акинин, Миллер, 2011; Акинин, 2012]. Здесь проявлены локальные ритмы магматизма 105, 93, 87 млн лет (главный максимум), 82 млн лет [Акинин, 2012; Tikhomirov et al., 2012]. В это же время сформировалась главная масса пород фундамента, судя по возрасту ксенолитов, вынесенных позднекайнозойскими базальтами на более широкой площади, чем ОЧВП. Локальный максимум плюмового магматизма (около 105 млн лет) предшествовал главной фазе субдукционного магматизма (87 млн лет).

**V стадия** (80—60 млн лет) характеризуется уменьшившейся, но еще высокой скоростью движения плиты Кула и возникновением типичной островной дуги в северо-западной части Тихого океана, названной Бристольско-Анадырской [Зоненшайн и др., 1990; Морозов, 2001; Акинин, 2012] или Берингово-Олюторской [Сахно и др., 2010]. Ее положение схематически показано на рис. 8. Продолжала активно формироваться кора, связанная с импульсом субдукционного магматизма (см. рис. 7). В то же время плюмовая активность была низкой либо в начале этой стадии (около 80 млн лет), либо в течение ее большей части (80—65 млн лет).

В **VI стадию** (60—30 млн лет) начал формироваться Евразийский океанский бассейн (около 55 млн лет), продолжили образовываться островные дуги в обрамлении северо-западной части Тихого океана. Земная кора, связанная с островодужным магматизмом, вероятно, продолжала формироваться,



**Рис. 8. Составы позднекайнозойских вулканитов Беринговоморской и Континентальной провинций [Акинин, 2012].**

*a* — соотношение щелочности  $(K + Na)/Al$  и содержания  $SiO_2$ ; *b* — соотношение изотопов Nd и Sr, серые точки — мировые данные, цветные ареалы — вулканы и группы вулканов, показанные на рис. 1. MORB — составы базальтов срединно-океанских хребтов, HIMU, EM-I и EM-II — обогащенные источники в мантии, в том числе EM-II — наиболее вероятный для мантийных плюмов.

хотя прямых данных (по ксенолитам) пока нет. Слабая плюмовая активность отмечена только вблизи возрастных рубежей этой стадии. Здесь можно выделить подстадию VIб (40—30 млн лет) перестройки, отмеченную минимумом плюмовой активности, отсутствием (или редкостью) субдукционного магматизма.

**VII стадия** — стадия активного развития островных дуг в обрамление всего Тихого океана [Добрецов и др., 2001], включая Курило-Камчатскую и Алеутскую дуги, и одновременно максимум плюмового магматизма во всей Азии, в том числе на северо-востоке Азии и Беринговоморского ареалах. Относительно древние (юрские) островные дуги, так же как Анюйская и Удско-Мурвальская, сохранились лишь фрагментарно и об их активности и вариациях состава вулканитов судить затруднительно.

**Неоген-четвертичная стадия геодинамической эволюции.** Сопряженность океанского плюмового и субдукционного магматизма во время VII стадии следует обсудить подробнее. Число полосовых магнитных аномалий в Евразийском бассейне показывает последовательное, клиновидное расширение океанического бассейна по направлению моря Лаптевых. Число аномалий около Шпицбергена по 9 в обе стороны от хр. Гаккеля, около трога Св. Анны — по 7, на последнем отрезке около моря Лаптевых по 2—3 [Gaina et al., 2011]. Принимая длительность раскрытия бассейна около Шпицбергена 54 млн лет  $(6.0 \times 9)$ , получим у трога Анны — 42 млн лет  $(6.0 \times 7)$ , на последнем отрезке — 13—15 млн лет  $(6.0 \times 2.5)$ .

Ареал новейшего и молодого вулканизма в Восточной Арктике (см. рис. 1, 2) располагается на продолжении хр. Гаккеля, разворачиваясь с юго-восточного на широтное направление, и охватывает интервал от 60 млн лет, но в основном от 30 до 0 млн лет. Все другие проявления мезокайнозойского плюмового магматизма в Западной и Центральной Арктике завершились до 80 млн лет, исключая магматизм в Гренландии, связанный с Исландской горячей точкой, и отдельные кайнозойские вулканы на Западном Шпицбергене, связанные с океанским вулканизмом на хр. Книповича, фактически на его продолжении (см. рис. 1).

По мнению ряда авторов [Евдокимов, Кораго, 2002; Кораго и др., 2010; Акинин, 2012], вулканизм Восточной Арктики можно подразделить на три этапа — древнее 10 млн лет; от 10 до 1 млн лет; последний млн лет. Выделение двух последних этапов вряд ли целесообразно, так как вулканы с возрастом 2—3 млн лет и более молодые часто находятся рядом и не отличаются по составу (Жохова — 6.1—1.2 млн лет; Вилькицкого — 0.4—0.9 млн лет; Св. Михаила — 3 млн лет и Имурук на Аляске — 0.9—0.8 млн лет). Наиболее древние вулканы присутствуют (с запада на восток) в районах Вилига (10.7—13.2 млн лет), Наварин (11.0—22 млн лет), к северо-востоку от влк. Имурук на Аляске (28—26 до 2.2 млн лет, отдельные датировки до 55—58 млн лет) (см. рис. 1).

Более существенно подразделение вулканических пород на две серии: умеренно щелочные базальты и щелочные базальты и пикриты К-щелочной дифференцированной серии. Щелочная серия распространена в континентальной части на площади Колымо-Омолонского микроконтинента и на о. Де-Лонга (о. Жохова, о. Вилькицкого). На о. Жохова выделяются щелочные базальты (45—50 мас. %  $\text{SiO}_2$ , сумма щелочей 3.5—5.0 мас. %) и лимбургиты (40—44 мас. %  $\text{SiO}_2$  и 5—7 мас. % щелочей), а на о. Вилькицкого преобладают лимбургиты [Силантьев и др., 1991]. В восточной части ареала (от Анойской группы до Аляски) сочетаются умеренно щелочные и щелочные базальты. По данным [Акинин и др., 2008; Акинин, 2012], почти все вулканы имеют «истощенные изотопные характеристики», но обогащены калием, другими несовместимыми элементами и легкими РЗЭ. Это можно объяснить зарождением плюма в кайнозое, когда недавний привнос щелочей и несовместимых элементов не успел привести к сдвигу в изотопных отношениях [Menzies, Murthy, 1980].

На рис. 8 дана характеристика этих пород по соотношению щелочности и содержания  $\text{SiO}_2$  (см. рис. 8, а) и изотопии Sr и Nd (см. рис. 8, б). По соотношению щелочности  $(\text{K} + \text{Na})/\text{Al}$  и  $\text{SiO}_2$  выделяются Континентальная провинция и два поля в Беринговоморской провинции повышенной щелочности (при тех же содержаниях  $\text{SiO}_2$ ). Максимальной щелочностью ( $\text{K} + \text{Na}/\text{Al} = 0.6—1.0$ ) при  $\text{SiO}_2$  около 40 мас. % обладают породы влк. Энмелен, о. Прибылова, Де-Лонга и Вилига, остальные лавы — умеренно щелочные, располагаются вблизи состава амфибола из этих лав ( $\text{K} + \text{Na}/\text{Al} = 0.45$  при 45 мас. %  $\text{SiO}_2$ ). Сходные тенденции справедливы для мезозойских базальтов Баренцевоморского ареала (см. рис. 5) и для кайнозойских базальтов Гренландии и Исландии [Меланхолина, 2008], т.е. являются более общей закономерностью.

По соотношению изотопов Sr и Nd (см. рис. 8, б) все кайнозойские базальты Восточной Арктики обнаруживают отчетливый тренд от MORB к EM-II, типичный для большинства плюмовых базальтов [Акинин, Апт, 1994; Tschegg et al., 2011; Акинин, 2012]. Но Беринговоморская провинция (вулканы Приндл, Нунивак, Св. Лаврентия, Наварин, а также о. Де-Лонга) характеризуется более низкими значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}$  с отклонением в сторону EM-II.

Этим двум ареалам, отличающимся по составу, на горизонтальных сейсмографических сечениях 100 и 220 км [Верниковский и др., 2013а, см. рис. 6] соответствуют два широких максимума (две линзы) на глубине 100 км [Яковлев и др., 2012]. Эта картина соответствует модели термохимического плюма с широкой «шляпой» толщиной 80—150 км в основании литосферы [Добрецов, 2008, 2010].

Под Континентальным ареалом располагается более мощная литосфера (110—150 км). Это определяет задержки во времени при прорыве плюмовых базальтов к поверхности, большую длительность вулканизма (от 28 до 2 млн лет, см. выше) и большие возможности для дифференциации. С этим связаны, по-видимому, большая щелочность и более высокие значения Nd для вулканитов Континентального ареала (см. рис. 8).

Развитие Курило-Камчатской дуги в этом же интервале позволяет выделить миоценовый этап (28—5 млн лет) с локальным максимумом 14—15 млн лет, совпадающим с раскрытием Японского моря и формированием Южно-Курильской впадины, и плиоцен-четвертичный этап (3.5—0 млн лет) с локальными максимумами около 2.5, 0.7—1 млн лет, последние 200 тыс. лет [Лаверов и др., 2005]. Подобные максимумы намечаются и для плюмового магматизма, хотя статистики здесь недостаточно.

Поэтому на рис. 7 достаточно условно показана корреляция интенсивности плюмового и субдукционного магматизма, а также раскрытия Японской и Южно-Курильской глубоководных впадин. В других случаях (см. рис. 7) наблюдается отрицательная корреляция этих явлений: на этапе III отсутствие субдукционного магматизма, прекращение открытия Канадского бассейна и замедление скорости движения океанских плит при максимуме плюмового магнетизма; на этапах IV и V — максимумы субдукционного магматизма при замедлении или прекращении плюмового магматизма.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Намеченные этапы геодинамической эволюции Арктики (см. рис. 7), скорее всего, отражают этапы глобальной эволюции. Это отражается в том, что средняя продолжительность этапов (см. рис. 7) (с подэтапами Ia, Ib, VIa) около 30 млн лет, что совпадает с «главной» геологической периодичностью 26—30 млн лет [Johnson, Rich, 1986; Rampino, Caldeira, 1993; Добрецов, 1994; 2010; Добрецов и др.,

2001]. В то же время в Арктике существует своя специфика, проявляющаяся в периодическом открытии (и частичном закрытии) океанских бассейнов — Анюйского (230—130 млн лет), Канадского (с 155 млн лет), Евразийского (с 60 млн лет), Японского и Южно-Курильского (с 15—20 млн лет) и соответствующей перестройки зон субдукции. На этом фоне длительно, но с периодическими изменениями, проявлялся плюмовый магматизм с главными максимумами 250—240, 190—170, 150—140, 125—115, около 95, около 60, около 30, последние 10 млн лет (см. рис. 7).

Эта периодичность плюмового магматизма, вызываемая перегревом ядра и нижней мантии и находящаяся в антифазе с субдукционным магматизмом, исключая условную корреляцию активности субдукционного и плюмового магматизма на VII этапе, которая требует дополнительной количественной оценки, является главным генератором периодических перестроек в Арктике и всей глобальной периодичности [Johnson, Rich, 1986; Добрецов и др., 2001; Добрецов, 2010]. Намечаемая отрицательная корреляция плюмового магматизма, скорости движения плит и субдукционного магматизма (см. рис. 7) также являются отражением глобальной закономерности: перегрев нижней мантии и ядра возникает тогда, когда ослабевает отвод тепла из-за замедления конвекции в верхней мантии. Усиление плюмовой активности «разгоняет» конвекцию в астеносфере и с запаздыванием усиливает интенсивность субдукционного магматизма. Но на определяемом этапе высокая интенсивность плюмового и субдукционного магматизма могут совпадать, как, например, в вышеотмеченном случае Северной Пацифики последние 30 млн лет. Подтверждается гипотеза о движении Евразии над единым плюмом, выражающимся кажущейся миграцией ареалов плюмового магматизма от Таримского (285 млн лет), Сибирского (250 млн лет) до Исландского (0—30 млн лет), хотя, как это было показано выше, существует альтернативная модель независимого появления Баренцевоморского плюма.

Безусловно, анализ высказанных и новых моделей раскрытия и закрытия океанов, выяснение закономерностей формирования ареалов базальтоидного плюмового магматизма и их связей с основными этапами геодинамической эволюции Арктики предстоит выполнить в будущих работах. Для более корректного решения выделенных проблем необходимы новые комплексные геолого-геофизические данные, включающие: петролого-геохимические, указывающие состав и источники магматических расплавов; палеомагнитные, устанавливающие эволюцию перемещения плит и расположения островных дуг на разных этапах развития региона, как это показано для арктических областей [Metelkin et al., 2005; Верниковский и др., 2011, 2013б]; сейсмографические, позволяющие проникать исследователям не только в нижние уровни литосферы, в верхнюю мантию, но и в нижнюю мантию, к ее границе с ядром, где зарождаются плюмы. Кроме того, нужны 4D модели эволюции магматизма и промежуточных очагов, подобные тем, что были выполнены для Ключевской группы вулканов Камчатки [Kulakov et al., 2011; Добрецов и др., 2012]. Это станет возможным, когда в Арктике будет развернута широкая сеть сейсмических станций и научных стационаров.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Акинин В.В.** Позднемезозойский и кайнозойский магматизм и преобразование нижней коры в северном обрамлении Пацифики: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. М., ИГЕМ РАН, 2012, 43 с.

**Акинин В.В., Апт Ю.Е.** Энмеленские вулканы (Чукотский п-ов): петрология щелочных лав и глубинных включений. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 1994, 97 с.

**Акинин В.В., Миллер Э.Л.** Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология, 2011, т. 19, № 3, с. 249—290.

**Акинин В.В., Евдокимов А.Н., Кораго Е.А., Ступак Ф.М.** Новейший вулканизм Арктической окраины Северной Евразии // Изменение окружающей среды и климата. Т. 2. Новейший вулканизм Северной Евразии: закономерность развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами и изменение природной среды и климата / Под ред. В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюка, О.А. Богатикова. М., ИГЕМ РАН, ИФЗ РАН, 2008, с. 41—80.

**Богатиков О.А., Коваленко В.Н., Шарков Е.В.** Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: связь во времени и пространстве. М., Наука, 2010, 606 с.

**Верниковский В.А., Пиис В.Л., Верниковская А.Е., Романов А.П., Джи Д.Д., Травин А.В.** Раннетриасовые А-граниты Таймыра — результат Северо-Азиатского суперплюма // ДАН, 2001, т. 380, № 1, с. 87—93.

**Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Каминский В.Д., Лобковский Л.И., Шипилов Э.В.** Геодинамика Центральной и Восточной Арктики // Материалы совместного заседания Совета РАН по координации и Научного совета РАН по изучению Арктики и Антарктики. Екатеринбург, УрО РАН, 2010, с. 41—58.

**Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б.** Древнейший островодужный комплекс Таймыра: к вопросу формирования Центрально-Тай-

- мырского аккреционного пояса и палеогеодинамических реконструкций в Арктике // ДАН, 2011, т. 436, № 5, с. 647—653.
- Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю.** Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика, 2013а, т. 54 (8), с. 1083—1107.
- Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Толмачева Т.Ю., Малышев Н.А., Петров О.В., Соболев Н.Н., Матушкин Н.Ю.** К проблеме палеотектонических реконструкций в Арктике и тектоническом единстве террейна Новосибирских островов: новые палеомагнитные и палеонтологические данные // ДАН, 2013б, т. 451, № 4.
- Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Поляков Г.В., Изох А.Э., Крупчатников В.И., Травин А.В., Войтенко В.В.** Ar-Ag изотопный возраст лампроитовых даек Чуйского комплекса, Горный Алтай // ДАН, 2004, т. 399, № 4, с. 516—519.
- Гельман М.Л.** Триасовая диабазовая формация Анюйской зоны (Чукотка) // Геология и геофизика, 1963 (2), с. 127—134.
- Граханов С.А., Маланин Ю.А., Павлов В.И., Афанасьев В.П., Похиленко Н.П., Герасимчук А.В., Липашова А.Н.** Рэтские россыпи алмазов Сибири // Геология и геофизика, 2010, т. 51(1), с. 160—170.
- Дегтярев В.С.** Петрохимические особенности Амгуэмо-Анюйской диабазовой формации Чукотской складчатой области // Магматизм Северо-Восточной Азии. Ч. II. Магадан, Магадан. кн. изд-во, 1975, с. 160—175.
- Добрецов Н.Л.** Периодичность геологических процессов и глубинная геодинамика // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (5), с. 5—19.
- Добрецов Н.Л.** Пермотриасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение мантийного суперплюма // ДАН, 1997, т. 354, № 4, с. 497—500.
- Добрецов Н.Л.** Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1243—1261.
- Добрецов Н.Л.** Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): сибирские и эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика, 2005, т. 46(9), с. 870—890.
- Добрецов Н.Л.** Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 587—604.
- Добрецов Н.Л.** Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 761—784.
- Добрецов Н.Л., Похиленко Н.П.** Минеральные ресурсы Российской Арктики и проблемы их освоения в современных условиях // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (1), с. 126—141.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 409 с.
- Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.** Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.
- Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов Ю.Д.** Пути миграции магм и флюидов и составы вулканических пород Камчатки // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (12), с. 1633—1661.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.** Палеогеодинамика. М., Наука, 1993, 192 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М., Недра, 1990, 328 с.
- Евдокимов А.Н., Кораго Е.А.** Позднекайнозойский вулканизм Северной Евразии и ассоциирующие глубинные ксенолиты // Российская Арктика. СПб., ВНИИОкеангеология, 2002, с. 252—266.
- Карякин Ю.В., Шипилов Э.В.** Геохимическая специализация и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // ДАН, 2009, т. 425, № 2, с. 213—217.
- Карякин Ю.В., Ляпунов С.М., Симонов В.А., Складаров Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В.** Мезозойские магматические комплексы архипелага Земли Франца-Иосифа // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII тектонического совещания. Т. 1. М., ГЕОС, 2009, с. 257—263.
- Кораго Е.А., Евдокимов А.Н., Столбов Н.М.** Позднемезозойский и кайнозойский базитовый магматизм северо-запада континентальной окраины Евразии. СПб., 2010, 174 с. (Тр. ВНИИОкеангеологии, т. 215).



**Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А.** Фанерозойский внутриплитовый магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции африканской низкоскоростной мантвийной провинции // Геотектоника, 2011, № 6, с. 1—20.

**Кулаков И.Ю., Гайна К., Добрецов Н.Л., Василевский А.Н., Бушенкова Н.А.** Реконструкции перемещений плит в Арктическом регионе на основе комплексного анализа гравитационных, магнитных и сейсмических аномалий // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 1108—1125.

**Лаверов Н.П., Добрецов Н.Л., Богатиков О.А.** Новейший и современный вулканизм на территории России. М., Наука, 2005, 604 с.

**Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шпилов Э.В.** Геодинамическая модель тектонического развития Арктики в мезозое и кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Геотектоника, 2013, № 1, с. 1—32.

**Лобковский Л.И., Вержицкий В.Е., Кононов М.В., Шрейдер А.А., Гарагаш И.А., Соколов С.Д., Тучкова М.И., Котелкин В.Д., Верниковский В.А.** Геодинамическая модель эволюции Арктического региона в позднем мезозое—кайнозое и проблемы внешней границы континентального шельфа России // Арктика: экология и экономика, 2011, № 1, с. 104—115.

**Меланхолина Е.Н.** Тектонотип вулканических пассивных окраин в Норвежско-Гренландском регионе // Геотектоника, 2008, № 3, с. 73—96.

**Морозов О.Л.** Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки. М., GEOS, 2001, 201 с.

**Объяснительная записка** к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России м-ба 1:2 500 000 / Под ред. В.И. Богацкого, Н.А. Богданова, С.Л. Костюченко, Б.В. Сенина, С.Ф. Соболева, Э.В. Шпилова, В.Е. Хаина. М., Институт литосферы РАН, 1996, 94 с.

**Объяснительная записка** к тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири м-ба 1:2 500 000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина, О.М. Розена, Э.В. Шпилова, В.А. Верниковского, С.С. Драчева, С.Л. Костюченко, А.Б. Кузьмичева, С.Б. Секретова. М., Институт литосферы РАН, 1998, 127 с.

**Пискарев А.Л., Хойнеман К., Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Бахтадзе В., Алексютин М.** Магнитные параметры и вариации состава магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа // Физика Земли, 2009, № 2, с. 66—83.

**Проскурнин В.Ф., Виноградова Н.П., Гавриш А.В., Наумов М.В.** Признаки эксплозивно-обломочного генезиса алмазоносного карнийского горизонта Усть-Оленекского района (петрографо-геохимические данные) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (6), с. 698—711.

**Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С., Колмаков Ю.В., Панина Л.И., Чернышов А.И., Макеев С.М.** Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири. Томск, Изд-во ЦНТИ, 2001, 510 с.

**Сахно В.Г., Полин В.Ф., Акинин В.В., Аленичева А.А., Тихомиров П.Л., Моля-Столкан Е.Дж.** Разновременность формирования Амгуэмо-Канчаланского и Энмываамского вулканических полей ОЧВП по данным изотопного датирования // ДАН, 2010, т. 434, № 2, с. 365—371.

**Силантьев С.А., Богдановский О.Г., Савостин Л.А., Кононова Н.Н.** Магматизм архипелага Де-Лонга (Восточная Арктика): петрология и петрохимия эффузивных пород и ассоциирующихся с ними ксенолитов (острова Жохова и Вилькицкого) // Геохимия, 1991, № 2, с. 267—277.

**Симонов В.А.** Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск, Изд-во ОИГГМ 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 расплавленным включениям) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 908—923.

**Симонов В.А., Карякин Ю.В., Ковязин С.В., Шпилов Э.В.** Физико-химические параметры кристаллизации базальтовых расплавов при формировании даек и силлов о. Хейса, архипелаг Земля Франца-Иосифа // Вулканизм и геодинамика. Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т. 2. Петропавловск-Камчатский, ИВС ДВО РАН, 2009, с. 512—514.

**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.

**Соколов С.Д.** Аккреционная тектоника на современном этапе // Геотектоника, 2003, № 1, с. 3—18.

**Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н.** Зона перехода Азиатский континент—Северо-Западная Пацифика в позднеюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М., Наука, 1999, с. 30—84 (Тр. ГИН РАН, вып. 515).

**Соколов С.Д., Леднева Г.В., Пиис В.Л.** Новые данные о возрасте и происхождении магматических образований Колочинской губы (Восточная Чукотка) // ДАН, 2009, т. 425, № 6, с. 785—789.

**Соколов С.Д., Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е.** Тектоническая модель Южно-Анжуйской сутуры и ее роль в формировании структур Восточной Арктики // Строение и история развития литосферы. М., Paulson, 2010, с. 204—227.

**Соловьев А.В.** Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового и структурного анализа. М., Наука, 2008, 319 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 577).

**Столбов Н.М.** К вопросу о возрасте траппового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа по радиологическим данным // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 4. СПб., ВНИИОкеангеология, 2002, с. 199—204.

**Столбов Н.М., Суворова Е.Б.** О времени образования ареала платобазальтов Земли Франца-Иосифа по геологическим данным // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Вып. 10. М., ГЕОС, 2010, с. 276—280.

**Суворова Е.Б., Столбов Н.М., Скворцов Е.Г.** Новые данные по морской юре островов Гукера и Скотт-Келти (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Вып. 8. М., ГЕОС, 2008, с. 349—353.

**Шапиро М.С., Соловьев А.В.** Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (8), с. 863—880.

**Шипилов Э.В.** Генерация спрединговых впадин и стадии распада вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Геотектоника, 2008, № 2, с. 1—23.

**Шипилов Э.В., Верниковский В.А.** Строение области сочленения Свальбардской и Карской плит и геодинамические обстановки ее формирования // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (1), с. 75—92.

**Шипилов Э.В., Юнов А.Ю., Моссур А.П.** Строение Баренцево-Карской зоны перехода от континента к океану в связи с деструктивными процессами // Геология и геофизика, 1990 (5), с. 13—19.

**Хаин В.Е., Полякова И.Д., Филатова Н.И.** Тектоника и нефтегазоносность Восточной Арктики // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (4), с. 443—460.

**Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д., Чехович В.Д.** Тектоническая карта Восточной Арктики м-ба 1:2 500 000. Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 2011.

**Яковлев А.В., Бушенкова Н.А., Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л.** Структура верхней мантии Арктического региона по данным региональной сейсмотомографии // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (10), с. 1261—1272.

**Akinin V.V., Miller E.L., Wooden J.** Petrology and geochronology of crustal xenoliths from Bering Strait linking deep and shallow processes in extending continental crust // Crustal cross section from the Western North America Cordillera / Eds. R.B. Miller, A.W. Snoke. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 456, 2009, p. 39—68.

**Buchan K.L., Ernst R.E.** The High Arctic Large Igneous Province (HALIP) evidence for an associated giant radiating dyke swarm // Dyke swarms time markets of crustal evolution / Eds. E. Hanski, S. Mertanen, T. Ramo, J. Vuollo. Rotterdam, Balkema Publishers, 2006.

**Engebretson D.C., Gordon R.G.** Relative motion between oceanic and continental plates in the Pacific // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 206, 1990, p. 1—59.

**Gaina C., Werner S.C., Maus S.** Circum-Arctic mapping project: new magnetic and gravity anomaly maps of the Arctic // Arctic Petroleum Geology Book Series. 2011, Geol. Soc. Mem. V. 35, Doi: 10.1144/M35.3.

**Grantz A., Clark D.L., Phillips R.L., Srivastava S.P., Blome C.D., Gray L.B., Haga H., Mamet B.L., McIntyre D.J., McNeil D.H., Mickey M.B., Mullen M.W., Murchey B.I., Ross C.A., Stevens C.H., Silberling N.J., Wall J.H., Willard D.A.** Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada basin, and the geometry and timing of rifting in the Amerasia basin, Arctic Ocean // Geol. Soc. Amer. Bull., 1998, v. 110, № 6, p. 801—820.

**Grantz A., Scott R.A., Drachev S.S., Moore T.E., Howard J.P.** Map showing the sedimentary successions of the Arctic region (58°—64° to 90° N) that may be prospective for hydrocarbons // GIS-UDRIL, Open Files, 2009.

**Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A.** Mantle plumes and their geologic manifestation // Intern. Geol. Rev., 2001, v. 43, № 9, p. 771—787.

**Johnson G.L., Rich J.E.** A 30 million year cycle in Arctic volcanism? // *Geodynamics*, 1986, v. 6, № 1—4, p. 111—116.

**Karyakin Yu.V., Simonov V.A., Sklyarov E.V., Travin A.V., Shipilov E.V., Kovyazin S.V.** Mantle plume episodes of the Archipelago Franz Joseph Land // *Large Igneous Provinces, mantle plumes and metallogeny. Abstracts of the International Symposium. Novosibirsk, Sibprint, 2009*, p. 144—146.

**Karyakin Yu.V., Shipilov E.V., Simonov V.A., Sklyarov E.V., Travin A.V.** Phases and stages of the plume magmatism in the Franz-Josef Land Archipelago // *Large Igneous Provinces of Asia: mantle plumes and metallogeny (Abstract volume). Irkutsk, Petrographica, 2011*, p. 96—98.

**Kulakov I., Gordeev E.I., Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A., Senyukov S., Jakovlev A.** Feeding volcanoes of the Kluchevskoy group from the results of local earthquake tomography // *Geophys. Res. Lett.*, 2011, v. 38, p. L09305, <http://dx.doi.org/10.1029/2011GL046957>.

**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, № 1—2, p. 29—59.

**Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M.** Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician // *Tectonic evolution of the Bering shelf-Chukchi Sea-Arctic margin and adjacent landmasses / Eds. E.L. Miller, A. Grants, S.L. Klemperer. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, Boulder, CO, 2002*, v. 360, p. 333—358.

**Ledneva G.V., Pease V.L., Sokolov S.D.** Permo-Triassic hypabyssal mafic intrusions and associated tholeiitic basalts of the Kolyuchinskaya Bay, Chukotka (NE Russia): links to the Siberian LIP // *J. Asian Earth Sci.*, 2011, v. 40, p. 737—745.

**Maruyama Sh.** Plume tectonics // *J. Geol. Soc. Japan*, 1994, v. 100, № 1, p. 24—49.

**Menzies M.A., Murthy V.R.** Nd and Sr isotope geochemistry of hydrous mantle nodules and their host alkali basalts: implications for local heterogeneities in metasomatically veined mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1980, v. 46, p. 322—334.

**Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Bogolepova O.K., Gubanov A.P.** Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: paleomagnetism, paleogeography and tectonics // *Tectonophysics*, 2005, v. 398, p. 225—243.

**Pirajno F.** Ore deposits and mantle plumes. Dordrecht. Boston, Kluwer Acad. Publ., 2000, 556 p.

**Rampino M.R., Caldeira K.** Major episodes of geologic change // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1993, v. 114, p. 215—227.

**Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Khudoley A.K., Morozov O.L., Luchitskaya M.V., Tuchkova M.I., Layer P.W.** Tectonic reconstruction of Uda-Murgal arc and the Late Jurassic and Early Cretaceous convergent margin of Northeast Asia — Northwest Pacific // *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.*, 2009, v. 4, p. 273—288.

**Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T., Makishima A., Kobayashi K., Cherepanova J.Yu., Nakamura E.** The Cretaceous Okhotsk-Chukotka volcanic belt (NE Russia): geology, geochronology, magma output rates and implications on genesis of silicic LIPs // *J. Volcanol. Res.*, 2012, v. 221, p. 14—32.

**Tsehegg C., Ntaflos Th., Akinin V.V.** Polybaric petrogenesis of Neogene alkaline magmas in an extensional tectonic environment: Vitiga Volcanic Field, NE Russia // *Lithos*, 2011, v. 122, № 1—2, p. 13—24.

**Vernikovskiy V.A., Pease V., Vernikovskaya A.E., Romanov A., Gee D.G., Travin A.** First report of early Triassic *A*-type granite and syenite intrusions from Taimyr: product of the northern Eurasian superplume? // *Lithos*, 2003, v. 66, № 1—2, p. 23—36.

*Поступила в редакцию  
28 января 2013 г.*