



THE MIOCENE AND DEVONIAN MAGMATISM AT THE JUNCTION BETWEEN THE TUVA-MONGOLIAN MASSIF AND SIBERIAN CRATON: COMMON COMPONENT OF MANTLE SOURCES AND ITS ORIGIN

S. V. Rasskazov^{1,2}, A. M. Il'yasova¹, T. A. Yasnygina¹, N. N. Fefelov¹

¹*Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia*

²*Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*

Abstract: Devonian dikes of the Urik-Belaya and Shagayte-Gol-Urik zones and Miocene lavas of the Urik volcanic field are spatially associated with each other at the structural junction between the Neoproterozoic Tuva-Mongolian massif and Siberian craton. The former dike belt is represented by basalts and basaltic andesites of tholeiitic series and the latter one by trachybasalts, trachyandesitic basalts of moderately alkaline series and trachybasalts, phonotephrites of highly alkaline one. The Urik volcanic field is composed of trachybasalts and trachyandesitic basalts of moderately alkaline series. A partial similarity between magmatic series of different age is found in terms of major oxides, trace elements, and Sr, Pb isotopes. The common component corrected for age was defined through its converging mixing trends with those of the lithospheric mantle and crust. The component identification was a basis for deciphering the nature of isotopic and geochemical heterogeneity of evolved magmatic sources. It was inferred that the common component characterizes either a modified (depleted) reservoir of the lower mantle or, more likely, a local region of the convecting asthenospheric mantle that underlies the Tuva-Mongolian massif. The latter interpretation assumes the formation of a locally convecting asthenosphere in the middle Neoproterozoic, along with the development of the Oka zone at the massif, and puts constraints on later sufficient processing of the asthenosphere due to rising plumes or subducting slabs.

Key words: Eastern Sayans, Devonian, Miocene, dikes, basalts, lithosphere, asthenosphere.

Recommended by E.V. Sklyarov 24 April 2012

Citation: Rasskazov S.V., Il'yasova A.M., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., 2012. The Miocene and Devonian magmatism at the junction between the Tuva-Mongolian massif and Siberian craton: common component of mantle sources and its origin. *Geodynamics & Tectonophysics* 3 (2), 77–102. doi:10.5800/GT-2012-3-2-0064.

МИОЦЕНОВЫЙ И ДЕВОНСКИЙ МАГМАТИЗМ В СОЧЛЕНЕНИИ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА И СИБИРСКОГО КРАТОНА: ОБЩИЙ КОМПОНЕНТ МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ И ЕГО ПРОИСХОЖДЕНИЕ

С. В. Рассказов^{1,2}, А. М. Ильясова¹, Т. А. Ясныгина¹, Н. Н. Фефелов¹

¹*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия*

²*Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия*

Аннотация: В структурном сочленении неопротерозойского Тувино-Монгольского массива с Сибирским кратоном пространственно совмещены между собой девонские дайки Урик-Бельского и Шагайтэ-Гол-Урикского поясов и миоценовые лавы Урикского вулканического поля. Первый дайковый пояс представлен базальтами-андезибазальтами толеитовой серии, второй – трахибазальтами-трахиандезибазальтами умереннощелочной серии с локальным

распространением трахибазальтов-фонотефритов серии повышенной щелочности. Урикское вулканическое поле образуют трахибазальты-трахиандезитбазальты умереннощелочной серии. Выявлено частичное сходство концентраций петрогенных оксидов, микроэлементов и изотопных отношений стронция и свинца разновозрастных магматических серий. С поправкой на возраст определен общий компонент магматических расплавов по сходящимся трендам его смешения с компонентами мантийной части литосферы и коры. Идентификация компонента послужила основой для расшифровки характера изотопно-геохимической гетерогенности разновозрастных магматических источников. Сделан вывод о том, что общий компонент характеризует либо модифицированный (обедненный) нижнемантийный резервуар, либо, что более вероятно, локальную область конвектирующей астеносферной мантии, подстилающей Тувино-Монгольский массив. В последней интерпретации допускается образование локального конвектирующего объема астеносферы в середине неопротерозоя, одновременно с заложением и развитием Окинской зоны массива, и накладываются ограничения на последующие существенные преобразования астеносферы под влиянием поднятия плюмового или погружения слэбового материала.

Ключевые слова: Восточный Саян, девон, миоцен, дайки, базальты, литосфера, астеносфера.

1. ВВЕДЕНИЕ

Движения литосферных плит в современной парадигме глобальной тектоники ограничиваются рамками тектоносферы, объединяющей верхнюю мантию и кору (литосферу и астеносферу). Предполагается, что плиты перемещаются относительно мезосферы, к которой относятся нижняя мантия и ядро, а динамика мезосферы определяется развитием плюмов, поднимающихся от границы мантии и ядра. Гипотезы о движениях плит развиваются в палеомагнитных реконструкциях, а гипотезы плюмов – в сейсмотомографических моделях современной Земли с учетом достижений экспериментальной петрологии ультравысоких давлений и физического моделирования [Dobretsov et al., 2001; Khain, 2003; Maruyama et al., 2007]. Геодинамические гипотезы, однако, должны согласовываться с геохимическими моделями магматизма, в которых определяется активность мантийных источников конкретных территорий.

В плито-тектонических построениях основополагающая роль отводится астеносфере – ослабленному слою мантии, по которому осуществляется перемещение плит. Конвекция астеносферы ведет к ее гомогенизации [Anderson, 1995]. Изотопные характеристики общих компонентов астеносферного материала под океанами, континентальными окраинами и внутренними частями континентов меняются от обедненных до обогащенных [Rasskazov et al., 2005, 2011]. Гомогенность астеносферы может нарушаться снизу, в результате подъема плюма из мезосферы, либо сверху, вследствие погружения океанического слэба или блока литосферы, утолщенной и деламинарованной в результате конвергенции. Соответственно, поступление в астеносферу нового материала вносит искажения в ее состав. Если же астеносферный слой не нарушается, можно ожидать, что в разнесенных по времени магмообразующих процессах должен участвовать один и тот же астеносферный компонент.

Данные глобальной сейсмической томографии сви-

детельствуют об однородности средней части мантии и существенной неоднородности ее наиболее верхней и нижней частей [Gu et al., 2001]. В изотопной систематике океанических базальтов выделяются конечные глобальные компоненты (EM1, EM2, HIMU и DMM) и компоненты общего нижнемантийного резервуара (C, FOZO, F). Последние идентифицированы по сходящимся трендам в координатах изотопных отношений Sr, Nd и Pb и считаются признаком нижнемантийного материала [Hauri et al., 1994; Hanan, Graham, 1996; Rundqvist et al., 2000]. Конечные мантийные компоненты могут относиться как к глубинным плюмовым мантийным источникам, так и к источникам малоглубинной мантии [Hofmann, 1997].

Для определения источников мантийных выплавов представляют интерес их быстро закристаллизовавшиеся порции в виде небольших даек и излившихся лав, сохраняющих первичный микроэлементный и изотопный состав глубинных выплавов. Базит-гипербазитовые массивы, как правило, обнаруживают признаки эволюции расплавов с их контаминацией и кристаллизационной дифференциацией *in situ*.

По сходящимся трендам на диаграммах изотопных отношений в позднекайнозойских лавах Восточного Саяна был определен общий компонент: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = \sim 0.7040 - 0.7041$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = \sim 0.5128$ ($\epsilon\text{Nd} = +3$), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = \sim 18.1 - 18.2$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = \sim 15.53$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = \sim 38.2$. Он рассматривался как показатель участия в магматическом процессе материала подлитосферной конвектирующей мантии [Rasskazov, 1997; Rasskazov et al., 1999, 2002]. В настоящей работе обосновано выделение компонента с общим изотопным составом в девонских дайках. Его подобие позднекайнозойскому общему компоненту с поправкой на возраст демонстрируется результатами сравнительных геохимических исследований девонских даек и миоценовых лав, совмещенных между собой в юго-восточной части этого горного сооружения. Обсуждаются два возможных варианта подлитосферного происхождения общего компонента: нижнемантийный и астеносферный.

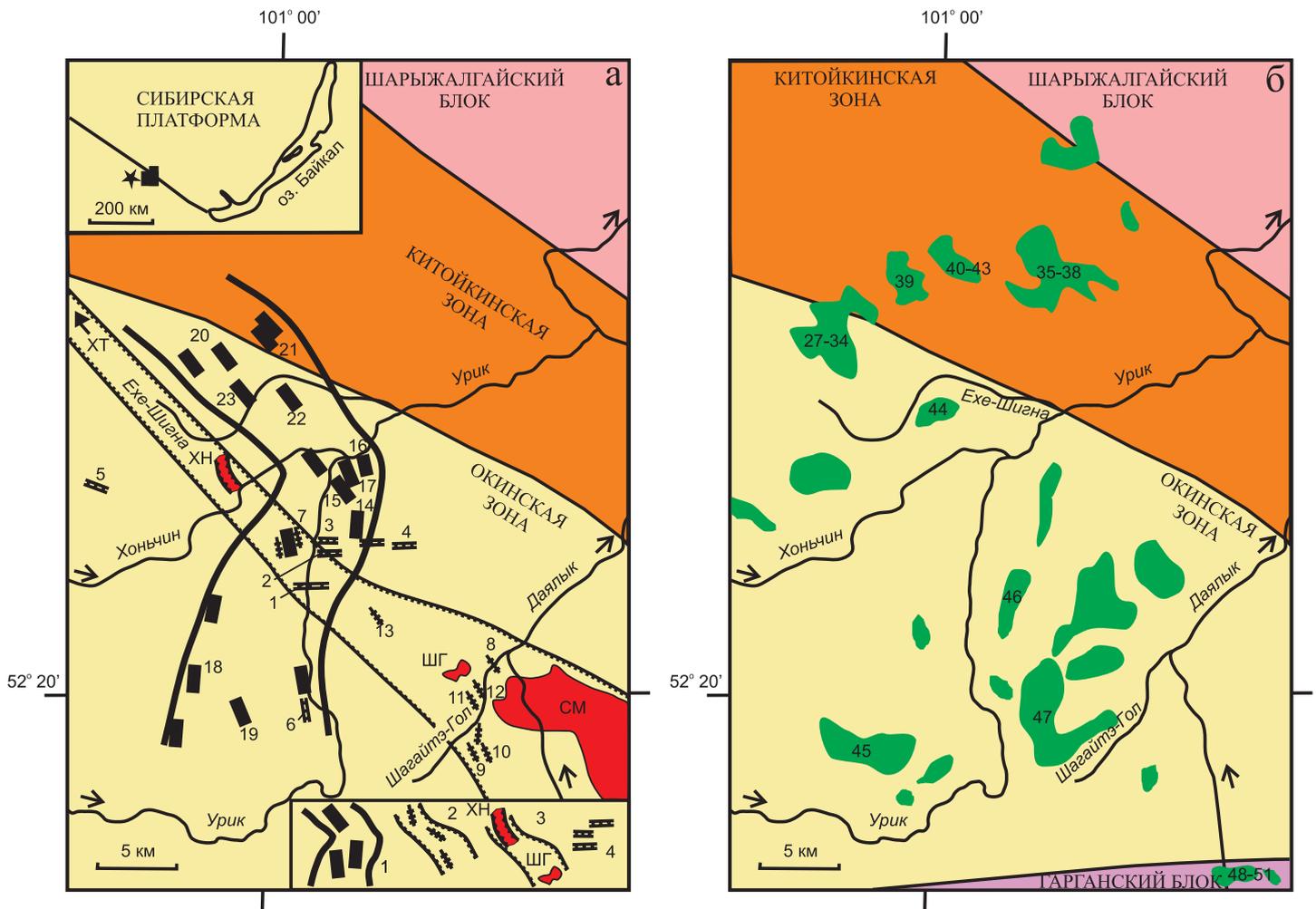


Рис. 1. Пространственное распределение девонских базитовых даек (а) и миоценовых лав (б) в юго-восточной части Восточного Саяна. 1 – Урик-Бельский пояс базальт-андезитобазальтовых даек толеитовой серии; 2 – Шагайтэ-Гол-Урикий пояс трахибазальт-трахиандезитобазальтовых даек умереннощелочной серии; 3 – пространственно соответствующий этому поясу центральный фрагмент Хан-Шухан-Хайламинского пояса гранитоидов позднего карбона – ранней перми. Пояс протягивается на 250 км от Хан-Шуханского плутона на юго-востоке до Хайламинского массива на северо-западе и включает (с юго-востока на северо-запад) Самсальский плутон (СМ), Шагайтэ-Гольскую диатрему (ШГ), Хоньчинскую группу субмеридиональных редкометалльных даек (ХН) и Хайтинскую группу редкометалльных штоков (ХТ) [Rasskazov et al., 2003]; 4 – субширотные и субмеридиональные трахибазальт-фонотефритовые дайки серии повышенной щелочности (зарисовки даек 1, 2 и 6 см. на рис. 2). Дайки обоих поясов и Хоньчинская группа редкометалльных даек нанесены вне масштаба. Цифрами указаны номера образцов (см. табл. 1). На врезке показано местоположение территории относительно оз. Байкал и Сибирской платформы, звездочкой обозначен Яхошопский силл.

Fig. 1. Spatial distribution pattern of the Devonian basitic dykes (a) and Miocene lavas (b) in the south-eastern Eastern Sayans. 1 – Urik-Belaya belt of basalt–basaltic andesite dykes of tholeitic series; 2 – Shagaite-Gol-Urik belt of trachibasalt–basaltic trachyandesite dykes of moderately alkaline series; 3 – spatially corresponding central fragment of the Khan-Shukhan-Khailama belt of granitoides of the late Carboniferous – early Permian. The belt extends for 250 km from the Khan-Shukhan pluton in SE to the Khailama massif in NW; it includes (from SE to NW) the Samsal pluton (SM), Shagaite-Gol diatrem (SHG), Khonchin group of sub-meridional rare-metal dykes (XH), and Khait group of rare-metal plugs (XT) [Rasskazov et al., 2003]; 4 – sub-latitudinal and sub-meridional trachibasalt-phonotephritic dykes of high-alkaline series (Dykes 1, 2, and 6 are schematically shown in Figure 2). The dykes of the two belts and Honchin group of rare-metal dykes are shown without any scale. Numbers correspond to sample numbers (see Table 1). The inset shows the location of the territory under study in relation to Lake Baikal and the Siberian platform. The star shows the Yakhoishop sill.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Девонские дайки и миоценовые лавы закартированы при крупномасштабной геологической съемке территории [Rasskazov, 1993; Dobretsov et al., 1989] (рис. 1, 2). Дайки составляют пояса в восточной части

Окинской зоны, сочленяющейся с юго-западным краем Сибирского кратона, а лавы находятся в виде останцов в «вершинном» поясе гор.

Комплекс девонских даек кайнотипного облика назван хундыгольским. Их мощность варьируется от первых сантиметров до 20 м, протяженность в обнажениях составляет не более 150 м. Их прослеживание

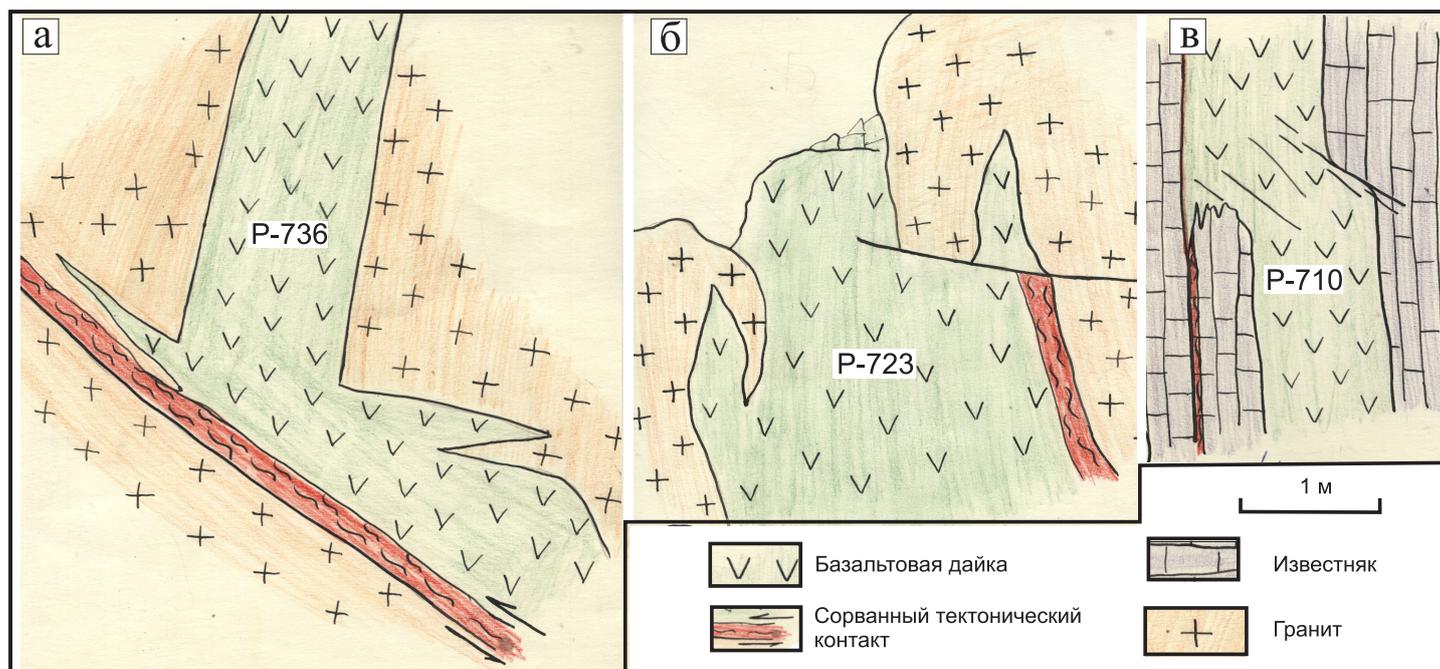


Рис. 2. Зарисовки фрагментов даек повышенной щелочности трахибазальт-фонотефритового состава. *а* – внедрение расплава по субмеридиональному разрыву растяжения, полого погружающемуся на восток, с проникновением выше в субвертикальный разрыв. Более позднее сжатие выражено в надвиге по сорванному нижнему контакту пологой части канала, где зона милонитизированных пород дайки составляет до 30 см. Глубинные включения в дайке отсутствуют; *б* – внедрение расплава по субширотному разрыву. Южный контакт дайки сорван правосторонними сдвиговыми смещениями. Зона милонитов мощностью 10 см в нижней части обнажения отсечена субгоризонтальной сколовой трещиной, не несущей признаков тектонического дробления материала. Дайка насыщена глубинными включениями (мегакристами клинопироксена, граната, биотит-полевошпатовыми агрегатами); *в* – внедрение расплава после образования субширотной сдвиговой плоскости, выраженной зоной милонитизации. Мощность зоны составляет первые сантиметры. Додайковый сдвиг был левосторонним. Контакты дайки не тектонизированы. Наблюдается слабый пережим канала с развитием косых сколовых трещин.

Fig. 2. Fragments of high-alkaline trachibasalt-phonotephritic dykes. *a* – melt intrusion along the submeridional extension fracture that is gently dipping to the east, with penetration up into the subvertical fracture. The subsequent compression is reflected in the thrust in the displaced bottom contact of the gently dipping part of the channel wherein the zone of mylonitized rocks of the dyke is up to 30 cm thick. Deep inclusions are lacking in the dyke; *б* – melt intrusion along the sublatitudinal fracture. The southern contract of the dyke is displaced by right-lateral strike-slips. The 10 cm thick mylonite zone in the bottom part of the outcrop is separated by the subhorizontal shear that does not show any indicators of tectonic crushing of the material. Deep inclusions (megacrysts of clinopyroxene, garnet, biotite-feldspar aggregates) are abundant in the dyke; *в* – melt intrusion after formation of the sublatitudinal strike-slip plane manifested as the zone of mylonitization, which thickness amounts to a few centimeters. The pre-dyke strike-slip fault was left-lateral. Contacts of the dykes have not been under tectonic impact. The channel is slightly wedged out with development of oblique shears.

невозможно из-за сложного высокогорного рельефа и густой залесенности каньонообразных речных долин. Наиболее крупные дайковые тела обнаружены в верховьях р. Ехе-Шигна (Урик-Бельское междуречье). Падение даек преимущественно субвертикальное. Ближе к краевому шву Сибирской платформы, в пограничной части Китойкинской зоны, выявлены дайки, полого погружающиеся на юго-запад под углом до 50° . Ширина таких даек резко меняется по падению и простираюнию. В них образуются пережимы и линзовидные расширения до 4 м. Породы полностью подвергнуты мелкому дроблению и разбиты трещинами с бороздами скольжения и развитием хлорита.

Выделяются два пояса даек разного состава: 1) Урик-Бельский и 2) Шагайтэ-Гол-Урикийский. В первом дайки представлены базальтами и андезибазальтами толеитовой серии, во втором – трахибазальтами и тра-

хиандезибазальтами умереннощелочной серии. Урик-Бельский дайковый пояс протягивается по левобережью р. Урик вдоль субмеридионального отрезка реки и в северной части разворачивается к северо-западу, в бассейн р. Бол. Белая, располагаясь вдоль границы Китойкинской зоны. Пояс прослежен на расстояние 30 км при максимальной ширине до 10 км. Шагайтэ-Гол-Урикийский дайковый пояс находится в западной части Окинской зоны. Территория распространения даек этого пояса пространственно соответствует центральной части зоны проявления гранитоидов самсальского и хоньчинского комплексов, входящих в состав Хан-Шухан-Хайламинского гранитоидного пояса [Rasskazov et al., 2003] (см. рис. 1).

На пересечении Урик-Бельского и Шагайтэ-Гол-Урикийского поясов встречены субширотные дайки с повышенной щелочностью трахибазальт-фонотефрито-

вого состава. В правобережной части Урика они прослежены в субширотном направлении на 5 км и в субмеридиональном – на 3 км. Единичные дайки такого же состава встречены в бассейнах рек Хунды-Гол и Хоньчин. Их простираение меняется на субмеридиональное и северо-западное. Субширотные дайки были присдвиговыми (рис. 2). Часть из них внедрялась до сдвиговых деформаций (обр. Р–723), другая часть – после них (обр. Р–710). Субмеридиональная дайка р. Хунды-Гол (обр. Р–736) образовалась в разрыве растяжения с последующим срывом ее пологого контакта надвигом. Редкие дайки встречаются также южнее Окинской зоны в пределах раннедокембрийского Гарганского блока.

Породы даек толеитовой серии Урик-Бельского пояса имеют черный или темно-серый цвет и афировое сложение. Их основная масса, долеритовая или интергранулярная, состоит из лейст плагиоклаза An_{63} , зональных зерен клинопироксена и редких изометричных зерен рудного минерала. В дайках бассейна р. Хунды-Гол (обр. С–6338 и С–6420–1) [Rasskazov, 1993] клинопироксен обладает обратной зональностью, меняясь по составу от пижонит-авгита к субкальциевому авгиту (+2V ядра – 24–35°, периферии – 40–44°), что отражает кристаллизацию базальтовых расплавов в малоглубинных условиях. В крупнозернистой дайке (обр. Р–777) присутствуют редкие зерна оливина. Вторичные изменения в дайках не проявлены. Лишь иногда в них выявляются кварц-карбонатные и хлоритовые прожилки.

Породы даек умереннощелочной серии Шагайтэ-Гол-Урикского пояса характеризуются афировым или плагиофировым сложением и имеют светло-серый цвет. Основная масса пород состоит из толстотаблитчатых разноориентированных кристаллов плагиоклаза, пластинок плеохроирующего в коричневых тонах биотита, изометричных зерен клинопироксена и рудного минерала, иголок апатита. Клиннопироксен замещается голубовато-зеленой уралитовой роговой обманкой. Плагиоклаз слабо сосюритизирован. Встречаются неоднородные полосчатые дайки (обр. Р–758 и Р–769). Ширина чередующихся светло- и темно-серых полос 2–8 см. Темные полосы обогащены крупными выделениями рудного минерала. Плагиоклазы основной массы темных полос обладают меньшими размерами, чем светлых, и более вытянуты.

Породы даек повышенной щелочности пересечения Урик-Бельского и Шагайтэ-Гол-Урикского поясов имеют порфиоровое сложение. В порфиоровых вкраплениях присутствуют слабо сосюритизированные таблички плагиоклаза размером до 6 см и более, редкие зерна клинопироксена и карбонатные псевдоморфозы по идиоморфным зернам оливина. Таблички плагиоклаза слегка зональны, изредка имеют скелетные очертания, возникающие при быстром росте индивидов. Для плагиоклазов характерно сложное полисинтетическое двойникование, при котором ось оптической индикатрисы Ng одной группы тонких двойниковых пла-

стиночек образует общий пояс с осями Nm , а ось Ng другой группы – общий пояс с осями Np . Клиннопироксены корродированы по периферии и местами окружены наростами мелкого игольчатого амфибола. Основная масса пород пилотакситовая, состоит из шестоватых лейст плагиоклаза, пластиночек биотита, зернышек клинопироксена, рудного минерала и столбчатого апатита. Клиннопироксен основной массы замещается бледно-зеленым слабодвулучепреломляющим хлорофит-палагонитовым агрегатом. В основной массе одной из даек (обр. Р–710) обнаружены каплевидные обособления овальной и линзовидной формы, отличающиеся от окружающей матрицы тонкоигольчатым обликом микролитов рудного минерала и амфибола, погруженных в слабодвулучепреломляющий щелочно-полевошпатовый агрегат. Внутри обособлений лейсты плагиоклаза отсутствуют. Их границы подчеркиваются цепочками изометричных зернышек рудного минерала из основной массы. В центральных частях крупных (до 5 мм) обособлений образовались газовые пустоты, заполненные вторичными минералами: зернами кварца, карбоната, сферолитами натролита.

Вулканические породы Урикского поля закартированы в составе сорокской свиты. Они слагают покров, перекрывший неровный добазальтовый рельеф. После лавовых излияний покров был деформирован. Его подошва в настоящее время разнесена по абсолютным отметкам от 1400 м в северной части поля до 2350 м на поднятом горном массиве Ермосхин-Сарьдаг. Мощность лавовых наслоений в задокументированных разрезах превышает 200 м. Для разных частей вулканического покрова отмечены подводющие каналы в виде даек и изометричных нечков [Rasskazov, 1993]. В настоящей работе использованы образцы, отобранные преимущественно в северной части территории от Окинской зоны через Китойкинскую зону до Шарьжалгайского блока (см. рис. 1, б) с целью выявления возможной гетерогенности источников.

3. ВОЗРАСТ ДАЕК И ЛАВ

Дайки хундыгольского комплекса прорывают породы окинской серии и дабанжалгинской свиты. Одними авторами эти стратиграфические подразделения датированы вендом, другими – палеозоем. Первые основываются на определениях возраста Яшошопского базальтового силла из окинской серии $Sm-Nd$ и $U-Pb$ методами, соответственно, 736 ± 43 млн лет [Kuz'michev, Zhuravlev, 1999] и 753 ± 16 млн лет [Kuz'michev, 2004], вторые – на находках микрофоссилий [Roshchektaev et al., 1983]. Нижний возрастной предел даек хундыгольского комплекса определяется также по их прорыванию гранитоидов урикского комплекса, возраст которых в разных изотопных системах составляет около 460 млн лет.

Верхний возрастной предел определен только для

трахибазальт-трахиандезиобазальтовых даек. Обращая внимание на их пространственное соответствие гранитоидному Хан-Шухан-Хайламинскому поясу (см. рис. 1), отметим, что дайки нигде не прорывают породы этого пояса, датированные Rb–Sr и K–Ar методами поздним палеозоем во временном интервале 307–261 млн лет. Между тем в Шагайтэ-Гольской диатреме (возраст 281 млн лет) найдены ксенолиты трахибазальтовых даек [Rasskazov et al., 2001, 2003]. Для фонотефритовой дайки субширотной ориентировки (р. Урик, обр. P–723) и трахибазальтовой дайки северо-западной ориентировки (р. Шагайтэ-Гол, обр. P–748) получены девонские K–Ar датировки, соответственно 372 ± 8 млн лет и 386 ± 7 млн лет [Rasskazov et al., 1992]. Результаты датирования согласуются с геологическими соотношениями, поэтому дайки в целом относятся к девону.

Радиоизотопный возраст толеитовых даек Урик-Бельского пояса не определялся. Непосредственных геологических соотношений толеитовых и щелочных даек не встречено, хотя на левобережье р. Урик обе их разновидности наблюдались в одном обнажении на расстоянии первых метров. Неодинаковая ориентировка тел может свидетельствовать о разновременном внедрении расплавов разного состава. Площади распространения даек в восточной части Окинской зоны последовательно сокращались от базальт-андезиобазальтовых через трахибазальт-трахиандезитовые к трахибазальт-фонотефритовым.

Мы рассматриваем дайки в составе единого девонского комплекса, сформировавшегося в обстановке последовательной смены напряженно-деформированного состояния коры. Масштабные проявления толеитового магматизма в Урик-Бельском поясе сменялись распространением умереннощелочного магматизма в протяженном Шагайтэ-Гол-Урикском поясе с дальнейшей локализацией наиболее обогащенных щелочами магм в узлах пересечений разломов.

Лавы Урикского вулканического поля подстилаются 100-метровой линзой тонкообломочных озерных отложений, датированных по спорово-пыльцевому комплексу и находкам макрофлоры нижним миоценом. Для стратифицированной лавовой толщи получена серия K–Ar датировок в возрастном диапазоне от 24 до 11 млн лет. Позднекайнозойский вулканизм этой части Восточного Саяна начался на рубеже олигоцена и миоцена и завершился в начале позднего миоцена [Rasskazov, 1993].

4. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Концентрации малых элементов измерялись методом ICP–MS (масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой). Химическая подготовка проб проводилась в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры (ИЗК) СО РАН (химик-аналитик

М.Е. Маркова). Использовались дважды очищенные на изотермических перегонках особо чистые кислоты. Рабочие растворы кислот готовились на основе воды, очищенной в системе Elix–3 Millipore (Франция). Разложение смесью HF и HNO₃ проводилось в закрытых фторопластовых контейнерах с использованием микроволнового излучения. Для образцов, предположительно содержащих циркон и/или бадделейт, выполнялось сплавление с метабора́том лития в стеклоуглеродных тиглях в электротермической печи. Измерения проводились на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce Байкальского аналитического центра коллективного пользования. Для градуировки использовались многоэлементные растворы производства Perkin Elmer и SPEX CertiPrep и международные стандартные образцы базальтов BHVO–1, BIR–1, JB–2 и BCR–2, андезита AGV–1, риолита RGM–1. Контроль правильности анализа осуществлялся с помощью международных стандартных образцов габбро JGb–1, сиенита STM–1 (микроволновое разложение), гранодиорита JG–1A, гранита G–2 (сплавление) и внутрилабораторного контрольного образца базанита U–94–5.

Для определения изотопного состава стронция, неодима и свинца в породах разложение проб осуществлялось во фторопластовой посуде смесью концентрированных плавиковой и азотной кислот. Выделение стронция и неодима проводилось с использованием смол фирмы Eichrom Industries, США, а свинца – с использованием анионообменной смолы фирмы BioRad AG 1–x8. Стронций отделялся с использованием одноразовой смолы Sr Spec, редкоземельные элементы – одноразовой смолы TRU Spec. Неодим и самарий разделялись многократной смолой Ln Spec. Изотопные отношения Sr, Nd и Pb измерялись на масс-спектрометре «Finnigan MAT 262» Байкальского аналитического центра коллективного пользования по методике [Rasskazov et al., 2007]. Результаты измерений изотопных отношений приведены к значениям стандартных образцов: NBS SRM–987 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710250$), JNd–1 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512103$), NBS 981 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16.937$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.491$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36.721$).

Петрогенные оксиды анализировались «мокрой» химией в аналитическом центре ИЗК СО РАН (аналитики Г.В. Бондарева и М.М. Самойленко).

5. ПЕТРОГЕННЫЕ ОКСИДЫ И МИКРОЭЛЕМЕНТЫ

На классификационной диаграмме щелочи – кремнезем (рис. 3) фигуративные точки даек Урик-Бельского пояса находятся преимущественно в поле базальта. Точка обр. P–778 попадает на разделительную линию базальта и андезиобазальта. Дайки относятся к толеитовой серии по соотношению $\text{FeO}_{\text{общ.}}/\text{MgO} - \text{SiO}_2$, использованному для разделения известково-щелочной и толеитовой серий нормальной щелочности [Miyashiro et al., 1982]. В породах определены низкие

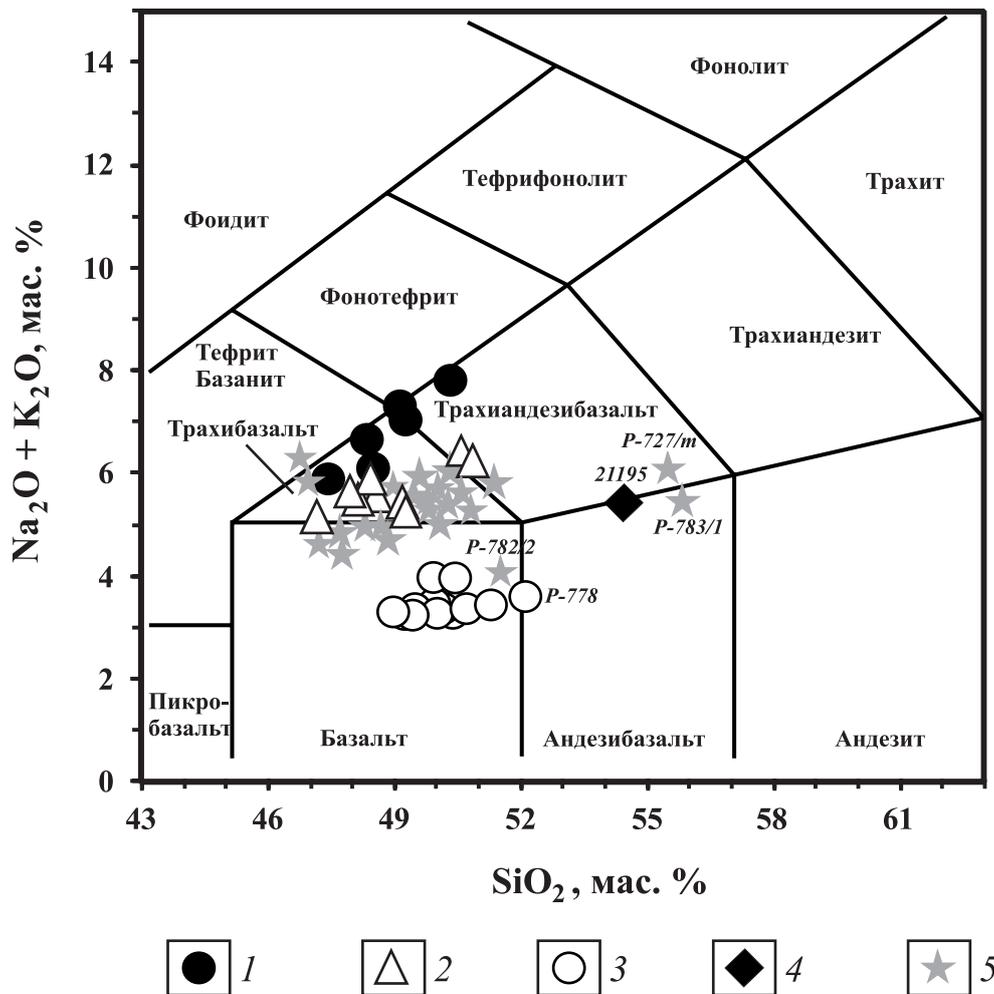


Рис. 3. Соотношение $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – SiO_2 в девонских дайках хундыгольского комплекса и миоценовых лавах Урикского вулканического поля. 1–4 – девонские дайки из восточной части Окинской зоны (1 – трахибазальтов–фонотефритов, 2 – трахибазальтов–трахиандезибазальтов, 3 – базальтов–андезибазальтов) и из Гарганского блока (4); 5 – миоценовые лавы. Нанесены разделительные линии [Le Bas, Streckeisen, 1991]. Составы пересчитаны на 100 % за вычетом потерь при прокаливании.

Fig. 3. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 in the Devonian dykes of the Khundygol complex and the Miocene lavas of the Urik volcanic field. 1–4 – the Devonian dykes of the Oka zone (1 – trachybasalts–phonotephrites; 2 – trachybasalts–basaltic trachyandesites; 3 – basalts–basaltic andesites) and in the Gargan block (4); 5 – the Miocene lavas. Dividing lines are shown after [Le Bas, Streckeisen, 1991]. The compositions were recalculated to 100 % without ignition losses.

концентрации оксида калия ($\text{K}_2\text{O} = 0.2\text{--}0.4$ мас. %) и умеренные – оксида титана ($\text{TiO}_2 = 0.9\text{--}1.3$ мас. %).

Фигуративные точки умереннощелочных даек Шагайтэ-Гол-Урикского пояса расположены в основном в поле трахибазальта. Отдельные составы соответствуют трахиандезибазальту. Эти дайки отличаются от толеитовых повышенными концентрациями K_2O (1.5–2.2 мас. %) и TiO_2 (2.2–3.3 мас. %). От толеитовых к умереннощелочным породам снижается магниальное число Mg#, понижаются содержания SiO_2 , CaO, Cr, V, Ni и повышаются содержания P_2O_5 и щелочей (рис. 4).

Фигуративные точки дайковых пород повышенной щелочности образуют компактный тренд возрастания суммы щелочей с повышением SiO_2 , протягивающийся вдоль разделительной линии трахибазальта–тефрита и трахиандезибазальта–фонотефрита (см. рис. 3). Эта

группа даек отличается от умереннощелочной группы Шагайтэ-Гол-Урикского пояса повышением роли K_2O , P_2O_5 , Ba и Sr (рис. 4).

Проанализированная дайка из Гарганского блока (табл. 1, обр. 21195) на классификационной диаграмме щелочи–кремнезем имеет промежуточный состав между трахиандезибазальтом и андезибазальтом. По низкой магниальности (Mg# = 31) она сопоставляется с наименее магниальной субмеридиональной дайкой повышенной щелочности (P-736). По концентрациям TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , Nb, Y, Rb эта дайка отличается от толеитовых даек Урик-Бельского пояса и сопоставляется с умереннощелочными дайками Шагайтэ-Гол-Урикского (рис. 4).

Фигуративные точки миоценовых лав распределяются на классификационной диаграмме щелочи–крем-

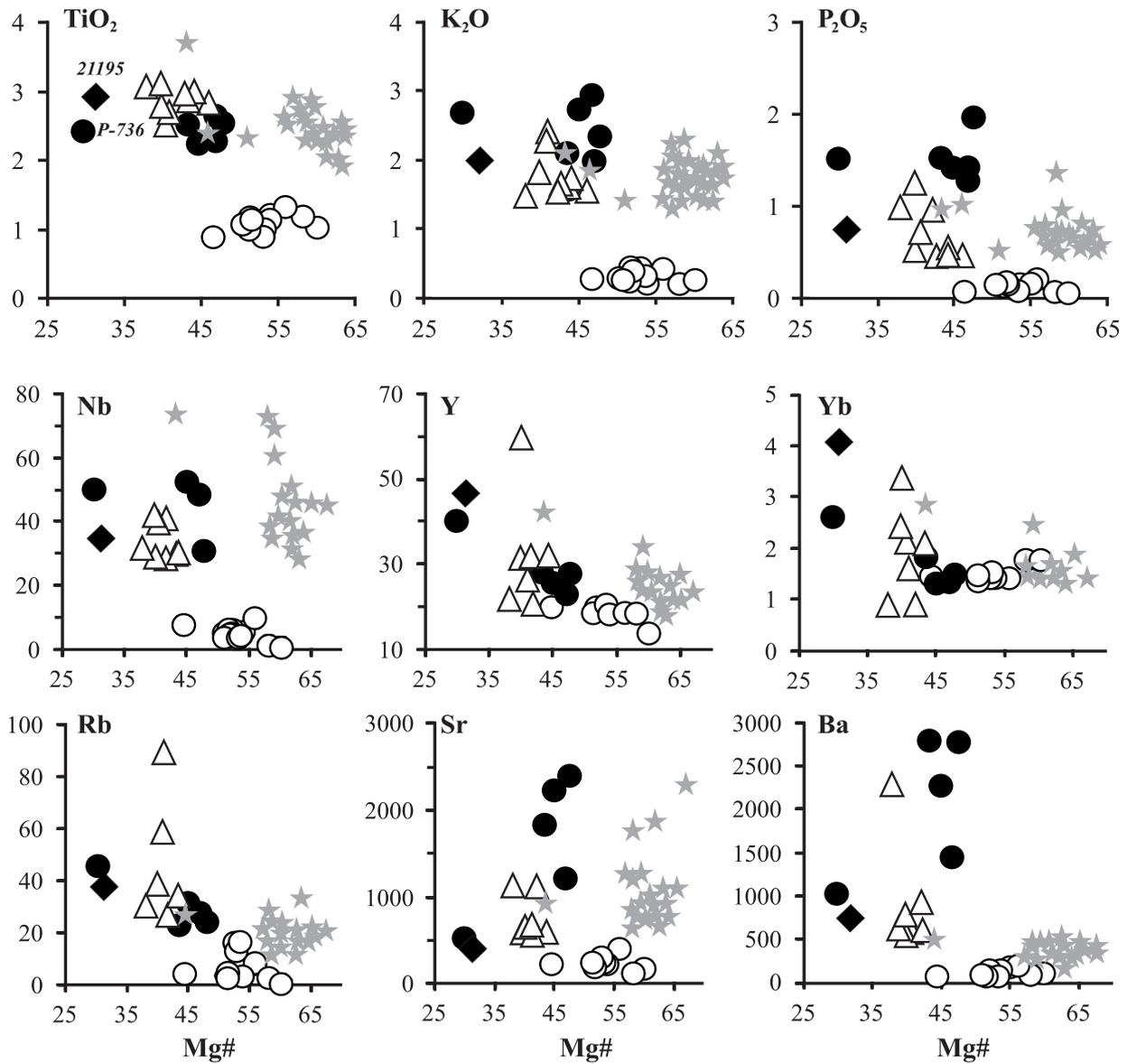


Рис. 4. Вариационные диаграммы девонских даек хундыгольского комплекса и миоценовых лав Урикского вулканического поля. Усл. обозн. см. на рис. 3. Магнезиальное число $Mg\# = Mg^{2+} / (Mg + Fe^{2+})$ рассчитано с коррекцией $Fe^{3+} = 0.15Fe$, ат. кол.

Fig. 4. Variation diagrams of the Devonian dykes of the Khundygol complex and the Miocene lavas of the Urik volcanic field. See the legend in Figure 3. Magnesian number, $Mg\# = Mg^{2+} / (Mg + Fe^{2+})$ is calculated with correction $Fe^{3+} = 0.15Fe$.

незем вдоль границ полей трахибазальтов и базальтов, перекрывая составы трахибазальт-трахиандезитбазальтовой группы девонских даек. Точка обр. P-782/2 находится вблизи фигуративного поля девонских толеитовых даек (см. рис. 3). Большинство миоценовых пород характеризуется сравнительно высокой магнезиальностью ($Mg\# = 55-67$), а по концентрациям TiO_2 , K_2O , P_2O_5 и микроэлементов (Nb, Y, Yb, Sr) сопоставляется с трахибазальт-трахиандезитбазальтовой группой девонских даек (рис. 4).

Группы девонских даек Окинской зоны характеризуются разными спектрами редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированных к хондриту. В умереннощелочных породах наблюдаются спектры, обогащенные

легкими членами ряда на уровне состава базальта океанических островов (OIB), а в породах повышенной щелочности степень их обогащения несколько увеличивается. Отношение $(La/Yb)_n$ в первой группе пород находится в интервале 7–32, во второй – в интервале 14–48. В породах нормальной щелочности содержания легких РЗЭ снижаются до уровня обогащенного базальта срединных океанических хребтов (E-MORB) с понижением отношения $(La/Yb)_n$ до интервала 3–4 (рис. 5). Спектры миоценовых лав подобны спектрам умереннощелочных даек девона.

На диаграммах распределения несовместимых элементов, нормированных к недифференцированной мантии, толеитовая серия резко обособлена от щелоч-

Таблица 1. Химический состав представительных образцов даек хундгольского комплекса и лав Урикского вулканического поля
 Table 1. Chemical compositions of representative samples of dikes of the Khundgol complex and lavas of the Urík volcanic field

Компонент	Трахибазальттрахандецибазальтовая группа										Базальтандецибазальтовая группа									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	13	14	16	21	22	23	24	25	
SiO ₂ , мас. %	47.99	44.68	46.01	47.42	46.90	46.52	45.64	46.25	47.50	48.79	46.12	46.35	48.30	48.99	50.68	47.99	48.40	49.30	49.85	
TiO ₂	2.19	2.39	2.52	2.16	2.51	2.29	2.83	2.65	2.33	2.58	2.77	2.78	1.07	1.14	1.30	1.04	1.15	1.18	1.03	
Al ₂ O ₃	15.84	14.42	16.35	16.57	15.20	15.48	15.48	16.35	15.40	16.36	15.75	15.2	16.00	15.66	15.30	16.05	16.35	14.15	14.00	
Fe ₂ O ₃	3.91	2.66	4.35	4.62	5.71	1.96	4.25	5.90	2.93	3.11	4.51	5.02	3.13	1.14	5.14	2.91	2.97	2.86	2.76	
FeO	6.85	10.88	6.66	6.33	5.86	11.78	8.30	7.31	8.84	8.78	9.02	7.45	10.76	11.59	6.01	10.12	10.02	10.04	10.13	
MnO	0.14	0.16	0.15	0.21	0.15	0.20	0.16	0.21	0.14	0.17	0.18	0.14	0.19	0.16	0.17	0.17	0.17	0.17	0.20	
MgO	4.36	4.83	4.45	4.09	4.76	2.75	3.55	4.00	3.76	4.76	4.76	4.18	6.61	6.96	6.40	6.46	6.39	8.36	9.00	
CaO	5.53	7.34	7.32	6.81	7.68	5.43	6.98	7.12	6.40	6.32	7.55	7.49	9.31	9.11	8.68	9.13	9.27	8.76	8.10	
Na ₂ O	4.63	3.56	3.89	4.19	4.17	4.34	3.58	3.48	3.50	3.95	3.75	3.39	2.97	3.00	3.08	2.90	2.96	3.70	3.65	
K ₂ O	2.81	1.97	1.89	2.63	2.27	2.55	1.32	1.68	2.20	2.14	1.56	1.42	0.27	0.21	0.42	0.26	0.30	0.22	0.25	
P ₂ O ₅	1.23	1.45	1.36	1.38	1.92	1.45	0.90	0.48	0.66	0.65	0.44	0.89	0.15	0.14	0.21	0.14	0.16	0.09	0.08	
П.п.п.	3.88	4.47	2.68	2.98	1.71	5.54	2.82	4.78	6.04	1.23	4.18	5.97	0.51	2.32	2.68	3.15	1.63	0.74	1.18	
Сумма	99.36	94.34	94.95	96.41	97.13	94.75	95.81	100.21	99.70	97.86	100.59	100.28	99.27	100.42	100.07	100.32	99.77	99.57	100.2	
Mg#	47	43	47	45	48	30	38	40	41	41	43	42	51	54	56	52	51	58	60	
Sc, мкг/г	11.7	17.5	-	23.1	20.4	9.1	15.2	20.6	18.0	15.1	29.4	15.5	26.0	21.7	21.1	26.1	20.8	40.9	39.0	
Rb	28.1	25.0	-	30.6	24.0	46.1	29.8	37.2	88.8	58.1	32.3	25.2	4.02	3.46	8.15	3.51	5.06	3.19	0.87	
Sr	1229	1842	-	2265	2407	531	1108	587	660	644	570	1084	241	239	407	206	268	127	177	
Y	22.9	27.8	-	25.5	27.7	40.0	21.6	30.6	26.2	30.5	30.5	20.4	18.4	18.6	18.9	18.5	18.2	18.3	13.8	
Zr	268	252	-	342	180	331	222	210	164	234	173	218	66.3	63.0	93.0	58.0	70.0	47.0	12.0	
Nb	48.1	29.3	-	52.3	30.8	50.3	30.7	27.9	39.4	38.2	28.9	28.2	4.08	3.90	9.62	3.41	5.76	1.37	0.86	
Cs	0.48	0.81	-	9.06	0.36	12.0	3.45	1.61	18.73	4.97	0.99	2.73	2.36	1.07	0.56	1.08	1.03	0.13	0.05	
Ba	1487	2798	-	2280	2779	1032	2285	534	586	534	513	898	101	127	202	82.8	133	94.7	106	
La	62.4	72.2	-	86.9	102	54.5	40.5	25.6	43.9	36.3	28.7	39.0	6.73	5.28	8.92	4.96	5.76	3.54	2.46	
Ce	104	147	-	182	228	84.1	88.1	55.2	90.1	76.4	61.8	85	15.3	11.8	20.4	10.6	13.4	8.22	6.18	
Pr	14.6	17.1	-	23.2	28.8	13.5	12.0	6.57	11.5	8.91	7.83	11.7	2.16	1.55	2.51	1.37	1.72	1.13	0.80	
Nd	51.5	61.3	-	82.6	105	54.1	48.6	26.8	44.0	35.3	31.7	48.2	9.74	8.72	11.8	7.26	9.67	5.57	4.26	
Sm	10.1	12.5	-	13.3	15.9	13.4	9.97	6.90	9.09	8.65	6.68	9.66	3.08	2.85	3.62	2.44	2.89	1.75	1.37	
Eu	3.04	3.75	-	3.97	4.73	3.94	3.42	2.31	2.95	2.65	2.13	3.47	1.24	1.07	1.31	1.04	1.12	0.59	0.49	
Gd	7.87	9.34	-	9.91	12.0	12.2	8.77	6.79	8.41	7.69	6.49	8.49	3.82	3.60	3.96	3.02	3.62	2.35	2.09	
Tb	1.07	1.22	-	1.11	1.24	1.62	1.03	0.99	1.14	1.13	0.97	1.03	0.60	0.56	0.61	0.49	0.57	0.41	0.36	
Dy	4.61	5.33	-	5.52	6.01	7.82	4.99	5.39	5.95	5.69	5.03	4.99	3.69	3.33	3.37	2.96	3.26	2.75	2.56	
Ho	0.80	0.94	-	0.98	1.07	1.38	0.82	1.03	1.06	1.04	0.92	0.82	0.74	0.63	0.64	0.58	0.64	0.63	0.55	
Er	1.80	2.20	-	2.16	2.36	3.36	1.63	2.64	2.44	2.54	2.36	1.7	1.75	1.73	1.63	1.37	1.68	1.88	1.72	
Tm	-	-	-	0.23	0.25	-	0.16	-	0.27	-	-	0.14	0.21	-	-	0.18	-	-	0.32	
Yb	1.35	1.73	-	1.36	1.44	2.61	0.86	2.39	1.59	2.09	1.92	0.87	1.47	1.45	1.43	1.37	1.42	1.78	1.76	
Lu	-	-	-	0.17	0.19	-	0.12	-	0.20	-	0.27	0.12	0.21	-	-	0.17	-	0.31	0.25	
Hf	4.95	4.48	-	6.39	3.42	6.58	4.11	4.34	2.98	4.39	3.21	4.28	1.33	1.48	2.03	0.71	1.59	1.35	0.63	
Ta	2.79	1.43	-	3.24	1.62	2.90	1.98	1.69	2.62	2.36	1.56	1.88	0.27	0.29	0.61	0.20	0.40	0.10	0.07	
Pb	8.6	11.2	-	10.9	9.9	6.95	5.3	3.6	11.7	10.0	9.3	4.0	2.1	0.3	0.5	1.0	0.3	2.4	3.6	
Th	3.26	2.23	-	4.00	1.41	3.82	2.13	2.18	3.50	3.37	2.35	2.14	0.18	0.37	1.00	0.54	0.58	0.62	0.41	
U	1.20	0.80	-	1.21	0.37	1.30	0.66	0.64	0.95	1.18	0.66	0.85	0.05	0.03	0.23	0.10	0.11	0.16	0.08	

Таблица 1 (окончание)
Table 1 (end of table)

Компонент	Урикское вулканическое поле													
	Гарганский блок	28	30	32	35	37	39	40	42	48	49	50	51	БК-207
	21195	P-770/4	P-771	P-775/1	P-779/6	P-779/13	P-781	P-782/2	P-782/4	БК-201	БК-202	БК-203	БК-207	
SiO ₂ , мас. %	53.31	47.61	48.12	48.99	48.58	49.44	47.39	50.34	50.11	46.88	48.27	47.16	47.62	
TiO ₂	2.89	2.28	2.59	2.28	2.38	2.39	2.37	2.03	3.64	2.39	2.40	2.43	2.53	
Al ₂ O ₃	13.6	14.00	14.70	14.85	14.70	14.70	14.55	14.65	14.85	14.53	14.86	14.53	14.76	
Fe ₂ O ₃	8.45	3.75	1.86	1.95	0.51	2.01	2.29	5.39	3.18	11.50	12.01	11.62	11.71	
FeO	4.89	6.82	9.31	8.54	10.10	8.87	8.37	5.09	8.32	-	-	-	-	
MnO	0.18	0.16	0.16	0.15	0.15	0.15	0.15	0.14	0.15	0.14	0.16	0.16	0.16	
MgO	2.7	9.82	8.55	9.25	8.10	7.76	8.52	8.20	4.05	8.44	9.07	9.30	8.80	
CaO	6.02	7.98	8.05	7.97	7.50	7.25	7.60	7.40	7.00	9.15	8.66	8.97	8.63	
Na ₂ O	3.28	2.96	3.70	3.27	3.20	3.80	2.98	2.16	3.28	2.39	3.49	2.80	2.84	
K ₂ O	2.01	1.84	1.91	1.73	1.82	1.88	1.82	1.64	2.05	1.73	1.82	1.83	1.81	
P ₂ O ₅	0.73	0.74	0.69	0.63	0.69	0.64	0.70	0.52	0.96	0.65	0.52	0.66	0.62	
П.л.п.	2.2	2.70	0.77	0.87	2.23	1.29	2.84	2.07	1.65	2.56	0.47	1.29	1.40	
Сумма	100.26	100.66	100.41	99.61	99.96	100.18	96.74	99.63	99.24	97.80	101.26	99.46	99.48	
Mg#	31	67	62	65	62	60	63	63	43	63	64	65	64	
Sc, мкг/г	19.9	19.7	12.1	22.9	27.0	27.8	19.4	15.5	18.6	-	-	-	-	
Rb	38.2	21.5	15.4	19.2	21.3	24.3	33.7	22.8	25.7	20	19	22	18	
Sr	473	2293	679	1112	1895	904	949	815	936	1119	755	1062	862	
Y	46.5	23.7	17.5	27.8	21.2	22.6	24.1	21.3	41.8	-	-	-	-	
Zr	315	230	180	245	236	250	227	177	379	-	-	-	-	
Nb	34.7	44.8	35.2	46.4	45.4	47.8	45.7	36.2	73.7	-	-	-	-	
Cs	2.42	0.64	0.34	0.25	0.17	0.31	0.41	0.88	0.32	-	-	-	-	
Ba	797	402	292	393	386	348	386	309	503	341	378	425	356	
La	39.7	33.2	26.3	31.5	29.2	31.0	31.7	25.4	50.8	-	-	-	-	
Ce	74.3	72.9	57.6	69.2	61.0	64.1	70.3	52.2	111	-	-	-	-	
Pr	9.08	8.67	7.00	8.56	8.31	8.50	8.36	7.00	13.8	-	-	-	-	
Nd	36.7	35.6	29.5	36.4	34.1	34.5	35.0	28.9	58.0	-	-	-	-	
Sm	9.27	7.77	6.99	8.68	7.62	7.65	7.79	6.74	13.4	-	-	-	-	
Eu	2.80	2.39	2.28	2.77	2.64	2.62	2.50	2.28	3.89	-	-	-	-	
Gd	9.37	6.76	6.35	7.82	7.10	7.24	6.95	6.38	12.0	-	-	-	-	
Tb	1.41	0.87	0.87	1.05	1.02	0.95	0.91	0.82	1.66	-	-	-	-	
Dy	7.82	4.80	4.59	5.77	4.99	4.93	4.91	4.58	8.72	-	-	-	-	
Ho	1.55	0.76	0.76	0.94	0.84	0.88	0.78	0.83	1.42	-	-	-	-	
Er	4.28	1.94	1.86	2.39	1.94	2.12	1.96	1.91	3.72	-	-	-	-	
Tm	-	0.23	0.25	0.28	0.21	0.23	0.24	0.23	0.45	-	-	-	-	
Yb	4.08	1.45	1.37	1.81	1.37	1.48	1.46	1.44	2.84	-	-	-	-	
Lu	-	0.20	0.22	0.23	0.19	0.20	0.19	0.20	0.37	-	-	-	-	
Hf	6.8	4.57	4.59	5.08	4.79	4.92	4.37	3.47	7.86	-	-	-	-	
Ta	1.91	2.35	2.57	2.53	2.85	2.88	2.44	2.12	3.84	-	-	-	-	
Pb	7.8	3.1	4.2	4.1	4.0	2.2	5.4	2.2	5.1	-	-	-	-	
Th	3.49	2.69	3.65	2.76	2.27	2.64	2.51	2.12	4.15	-	-	-	-	
U	0.95	0.71	0.88	0.71	0.62	0.71	0.63	0.56	0.89	-	-	-	-	

П р и м е ч а н и е 1 (см. выше). Порядковые номера в таблице соответствуют номерам образцов на рис. 1. Прочерками обозначено отсутствие аналитических данных. В образцах 48–51 железо определено в виде $Fe_2O_{3\text{общ}}$, концентрации Rb, Sr и Ba измерены методом рентгеновской флуоресценции.

Note to table 1 (see above). Ordinal numbers in the table correspond to the numbers of samples in Figure 1. Dashes denote lack of analytical data. In samples 48–51, iron was determined as $Fe_2O_{3\text{total}}$. Concentration of Rb, Sr and Ba were measured by X-ray fluorescence.

ных серий девона. Для спектров пород всех даек характерны максимумы Ba и минимумы Th и U. Спектры несовместимых элементов в дайках умеренной и повышенной щелочности близки к спектру OIB, а в дайках нормальной щелочности – к спектру E–MORB. Спектры миоценовых лав подобны спектрам умереннощелочных девонских даек (рис. 6).

6. ИЗОТОПЫ СТРОНЦИЯ И СВИНЦА

Данные по Rb–Sr-изотопной системе даек хундыгольского комплекса (табл. 2) не противоречат его девонскому возрасту. В изохронных координатах $^{87}Sr/^{86}Sr$ – $^{87}Rb/^{86}Sr$ (рис. 7) точки трех групп даек распределяются в целом вдоль линий с наклоном около 380 млн лет при общем диапазоне начальных отношений от 0.7038 до 0.7055.

В изохронных координатах Rb–Sr системы (рис. 7) точки миоценовых лав распределены на уровне девонских толеитовых даек с низкими изотопными отношениями стронция: $^{87}Sr/^{86}Sr$ в них варьируется от 0.704171 до 0.704790 (достигая значения 0.705180 в одном образце оливинового толеита ВК–201, отобранном в пределах Гарганского блока) при узком диапазоне значений $^{87}Rb/^{86}Sr$ (0.027–0.109).

Данные по изотопному составу свинца в девонских дайках указывают на отсутствие корреляции в координатах $(^{206}Pb/^{204}Pb)_0$ – $1/Pb$. За исключением трех образцов (рис. 8, в), фигуративные точки даек образуют поле с интервалом значений $(^{206}Pb/^{204}Pb)_0$ от 16.853 до 17.740 при небольших вариациях $1/Pb$ (от 0.1 до 0.4). Толеитовые базальты областей растяжения, как правило, обнаруживают более сильную контаминацию коровым материалом [Leeman, Fitton, 1989]. Толеиты с пониженными концентрациями Pb имеют наиболее низкое $(^{206}Pb/^{204}Pb)_0$, что отражает обедненный радиогенным свинцом нижнекоровый состав примесного компонента. Миоценовые лавы характеризуются повышенными значениями $(^{206}Pb/^{204}Pb)_0$ при диапазоне $1/Pb$, сходном с диапазоном основной группы девонских даек.

На диаграмме $(^{207}Pb/^{204}Pb)_0$ – $(^{206}Pb/^{204}Pb)_0$ (рис. 8, а) точки девонских даек распределены левее геохроны и выше линии NHRL (Northern Hemisphere Reference Line) и характеризуются значительными вариациями значений $(^{207}Pb/^{204}Pb)_0$ в толеитовых дайках (15.392–15.574). Точка одного образца трахиандезибазальта (P–748) отклонилась от общего тренда в сторону низких значений изотопных отношений свинца ($(^{207}Pb/^{204}Pb)_0=15.355$). Миоценовые лавы образуют группу точек, расположенных правее геохроны с интервалом значений $(^{207}Pb/^{204}Pb)_0$ от 15.461 до 15.511.

В координатах $(^{208}Pb/^{204}Pb)_0$ – $(^{206}Pb/^{204}Pb)_0$ точки девонских даек образуют тренд положительной корреляции (за исключением двух образцов) и распределены вдоль линии $\Delta 8/4Pb=60$ (рис. 8, б). В большинстве об-

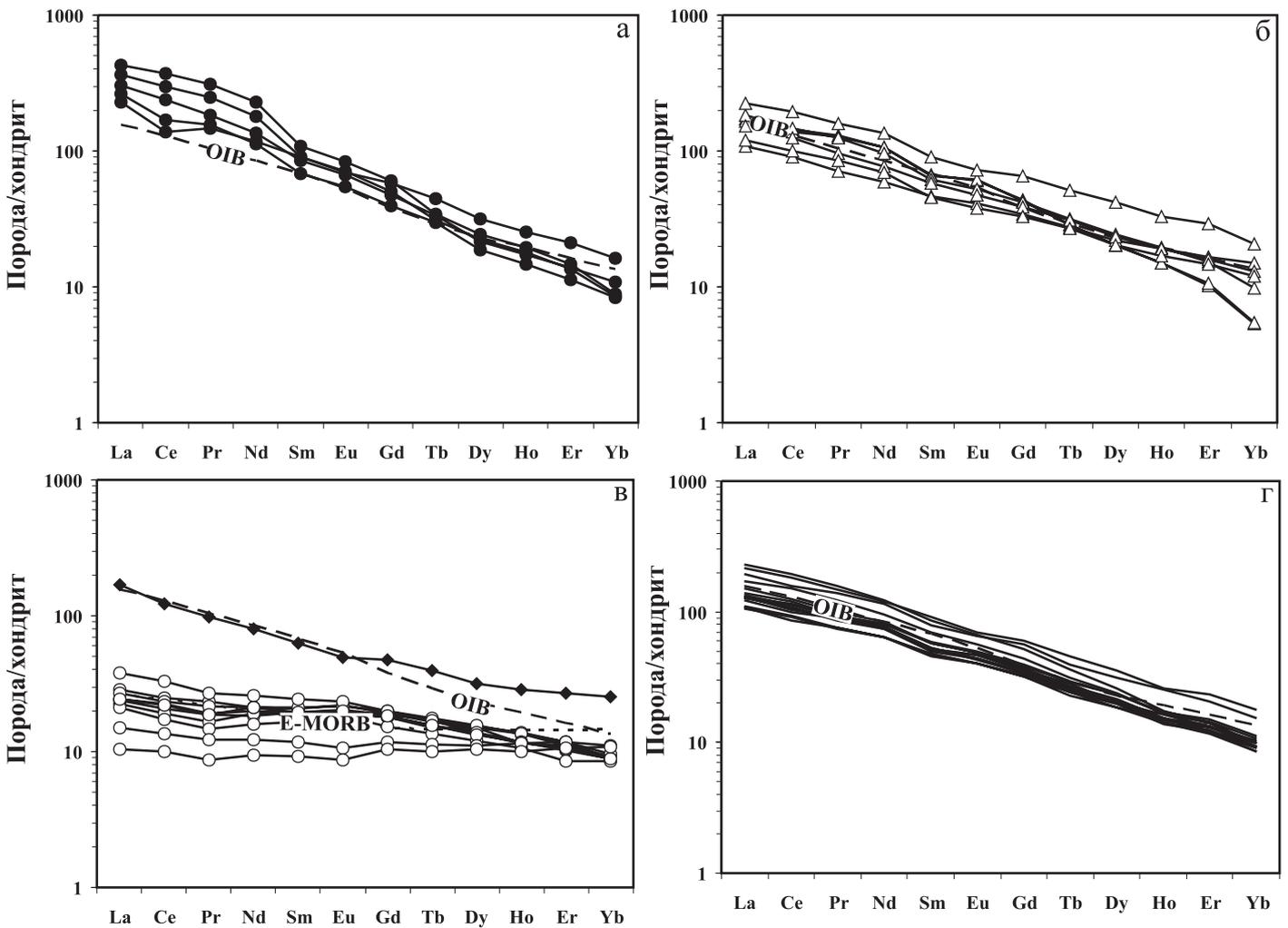


Рис. 5. Нормированные к хондриту спектры РЗЭ. *a–в* – группы девонских даек, соответственно, повышенной (*a*), умеренной (*б*) и нормальной (*в*) щелочности (усл. обозн. см. на рис. 3); *г* – миоценовые лавы. Для нормирования использован состав хондрита [Sun, McDonough, 1989].

Fig. 5. Chondrite-normalized spectrums of rare earth metals. *a–в* – groups of the Devonian dykes of increased (*a*), medium (*б*) and normal (*в*) alkalinity (see the legend in Figure 3); *г* – the Miocene lavas. The chondrite composition was used for normalization according to [Sun, McDonough, 1989].

разцов девонских даек и миоценовых лав наблюдаются повышенные значения $\Delta 8/4Pb$ (61–87), которые свидетельствуют о присутствии в породах аномалии DUPAL [Hart, 1988]. Ранее было показано, что она характерна для позднекайнозойских лав территории Тувино-Монгольского массива, а присутствие аномалии объяснялось его гондванским происхождением [Rasskazov et al., 2001].

7. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

7.1. МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МАГМАТИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ

По соотношению $Zr - Zr/Y$ девонские толеитовые дайки сопоставимы с группой пород, объединяющих

составы MORB и внутриплитные базальты (поле E на диаграмме рис. 9). Девонские щелочные дайки и миоценовые лавы Урикского вулканического поля отличаются более высокими концентрациями Zr (повышенными отношениями Zr/Y), что свойственно базальтам внутриплитного типа (поле С на диаграмме рис. 9).

На диаграмме $Th/Yb - Ta/Yb$ большинство точек девонских даек и все точки миоценовых лав находятся на мантийном направлении. Группы даек умеренной и повышенной щелочности смещены к составу OIB, а толеитовых даек – к составу E-MORB. Часть точек толеитовых даек образует тренд, направленный в область диаграммы, расположенную выше мантийного направления и характеризующую материал нижней части коры (рис. 10). Направление этого тренда может свидетельствовать о геохимической связи толеитовых

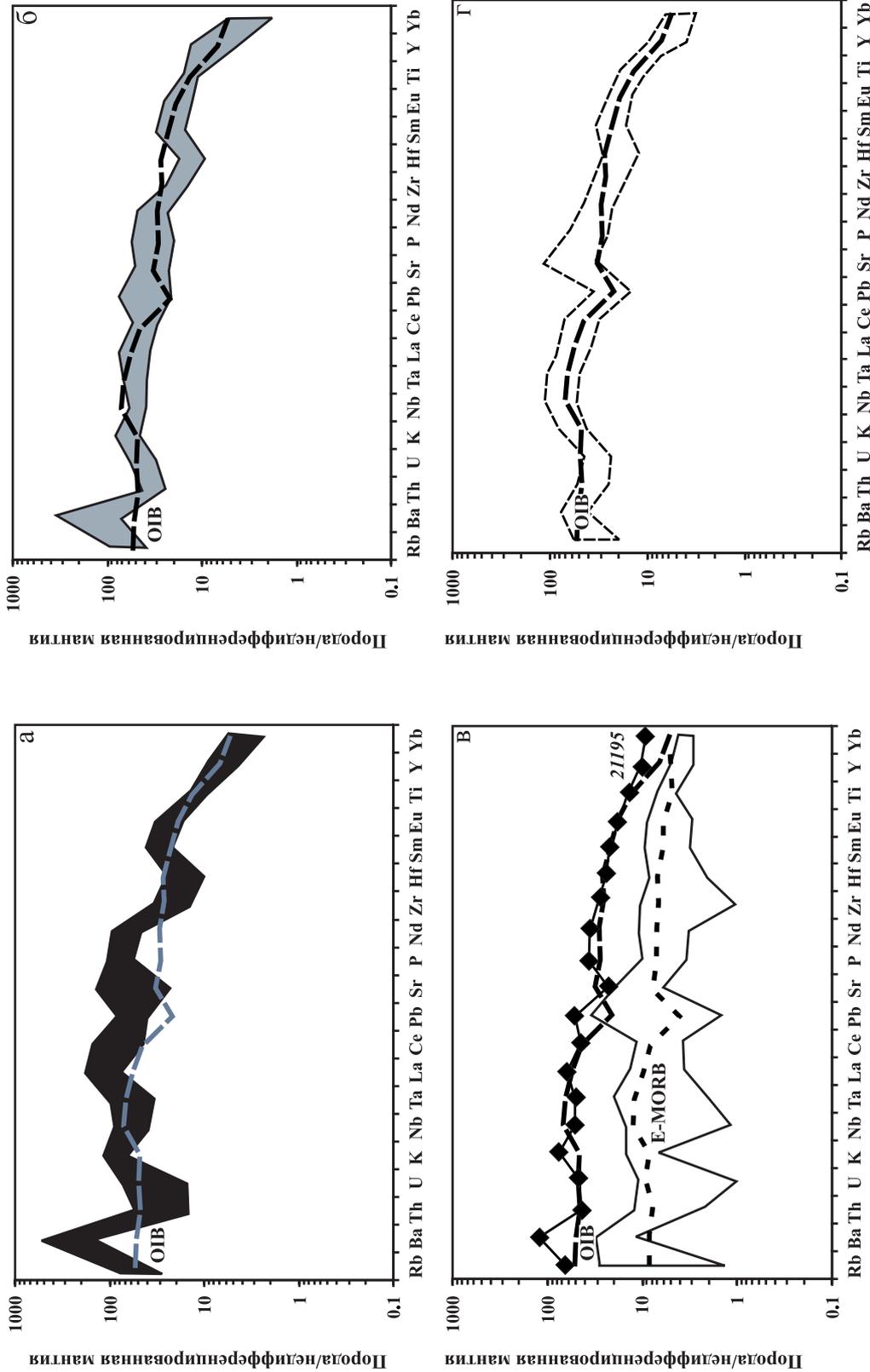


Рис. 6. Спектры несовместимых элементов, нормированных к составу недифференцированной мантии. На диаграммах а–в показаны диапазоны спектров пород даек хундыгольского комплекса трахибазальт-фонотефритового (а), трахибазальт-трахиандезибазальтового (б) и базальт-андезибазальтового (в) состава. На диаграмме в нанесен также состав грахиандези-базальтовой дайки 21195 из Гарганского блока. На диаграмме г показан диапазон спектров миоценовых лав Урикского поля. Для нормирования использован состав недифференцированной мантии из работы [Sun, McDonough, 1989].

Fig. 6. Spectrums of incompatible elements normalized to the undifferentiated mantle compositions. Diagrams а–в show rocks spectrum ranges of the dykes of the Khundygol complex of trachybasalts-phonotephrite (а), trachybasalts-basaltic trachyandesites (б), and basalt-basaltic trachyandesites (в) composition. Diagram в also shows the composition of the trachyandesitic basalt dyke (#21195) in the Gargan block. Diagram г shows the spectrum range of the Miocene lavas from the Urik volcanic field. The undifferentiated mantle composition was used for normalization according to [Sun, McDonough, 1989].

Таблица 2. Измеренные изотопные отношения Sr, Nd и Pb в породах хундыгольского комплекса и Урикского вулканического поля

Table 2. Measured isotopic ratios of Sr, Nd and Pb in the rocks of the Khundygol complex and the Urik volcanic field

№ п/п	Образец	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Хундыгольский комплекс					
1	P-723	0.705361	17.749	15.503	37.606
2	P-710	0.705298	17.760	15.496	37.575
3	P-722	0.705039	17.854	15.511	37.592
4	O414-4	0.704985	–	–	–
5	P-736	0.705599	17.841	15.510	37.847
6	P-725	0.705311	–	–	–
7	6226/7	0.705284	–	–	–
8	P-743	0.705465	18.050	15.521	38.082
9	P-747	0.706092	–	–	–
10	P-748	0.705510	17.333	15.381	37.303
11	P-758c	0.704594	18.028	15.517	38.061
12	P-721	0.705086	–	–	–
13	6338	0.705954	–	–	–
14	P-714	0.705438	–	–	–
15	P-715	0.704322	17.738	15.502	37.350
16	6420-1	0.705398	–	–	–
17	P-778	0.705811	17.752	15.489	37.759
18	P-785	0.704507	–	–	–
19	P-786	0.704522	–	–	–
20	P-777	0.704646	17.742	15.500	37.594
21	50451	0.706012	17.688	15.589	37.863
22	50452	0.705283	17.095	15.397	37.137
23	21195	0.706559	17.837	15.512	37.946
Урикское вулканическое поле					
24	P-782/2	0.704638	17.852	15.495	37.859
25	P-779/13	0.704416	18.028	15.499	37.944
26	P-779/6	0.704595	17.952	15.506	38.056
27	P-782/4ап	0.704405	17.967	15.508	38.053
28	P-783/1	0.704570	17.928	15.464	37.804
29	P-727/t	–	18.130	15.511	38.074
30	P-770/4	0.704498	–	–	–
31	P-774/1	0.704585	–	–	–
32	P-775/1	0.704281	–	–	–
33	P-781	0.704246	–	–	–
34	P-782/4	0.704363	–	–	–
35	P-770/7	0.704251	–	–	–
36	P-771	0.704171	–	–	–
37	P-775/9	0.704265	–	–	–
38	P-776/2	0.704318	–	–	–
39	P-779/12	0.704311	–	–	–
40	P-779/14	0.704306	–	–	–
41	P-782/8	0.704321	–	–	–

базальтов–андезибазальтов, контаминированных коровым материалом, с трахибазальтами–трахиандезибазальтами. Подобные соотношения между группами пород нормальной и умеренной щелочности установлены в северной части рифта Рио-Гранде на западе США [Rasskazov et al., 2010].

Высокие отношения La/Yb и Ce/Y предполагают плавление гранатсодержащего мантийного источника. Пониженные отношения Rb/Sr, Ba/Sr и повышенные Ba/Rb свидетельствуют о существенной роли амфибола в источниках базальтовых даек. С повышением щелочности отношения Rb/Sr и Ba/Sr возрастают в связи

с увеличением в них роли флогопита. В щелочных дайках имеется положительная корреляция отношения La/K – La, что также свидетельствует о наличии флогопита в источнике [Vigouroux et al., 2008].

7.2. ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МАГМАТИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ

На диаграмме $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 10^3/\text{Sr}$ для щелочных и толеитовых дайковых пород отчетливо выделяются самостоятельные субпараллельные тренды с отрицательной корреляцией этих параметров (тренды 1–1' и

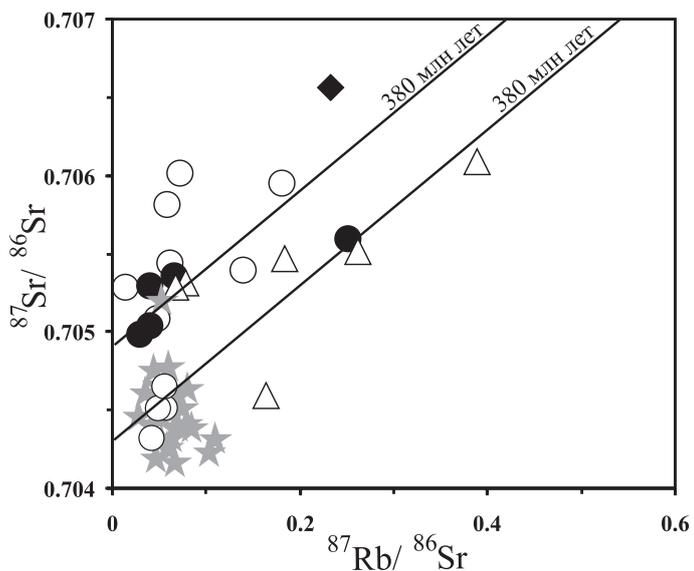


Рис. 7. Диаграмма $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ девонских даек хундыгольского комплекса и миоценовых лав Урикского вулканического поля.

Fig. 7. Diagram $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ of the Devonian dykes of the Khundygol complex and the Miocene lavas of the Urik volcanic field.

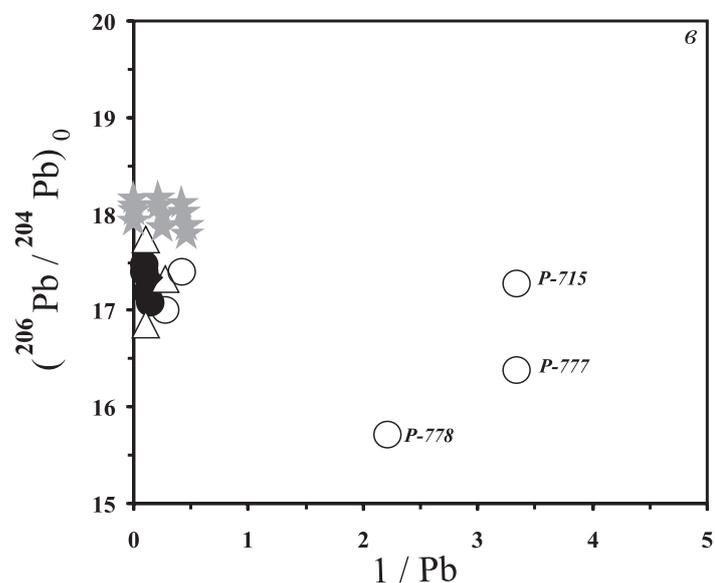
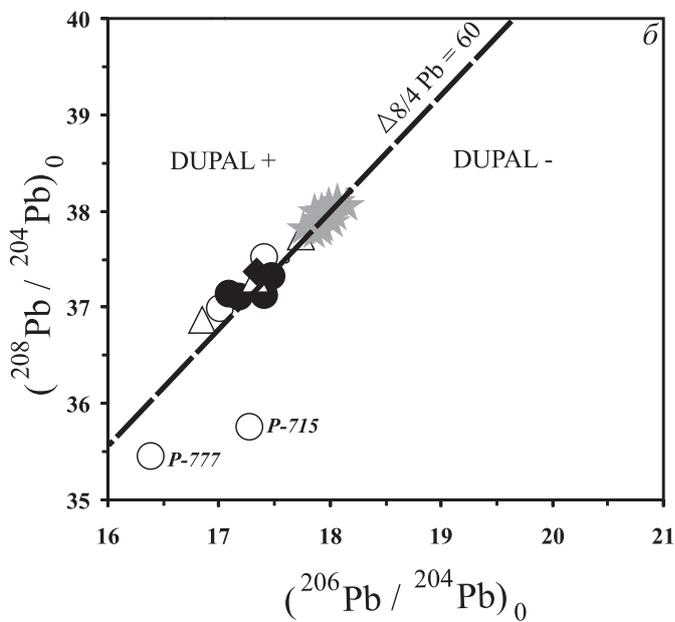
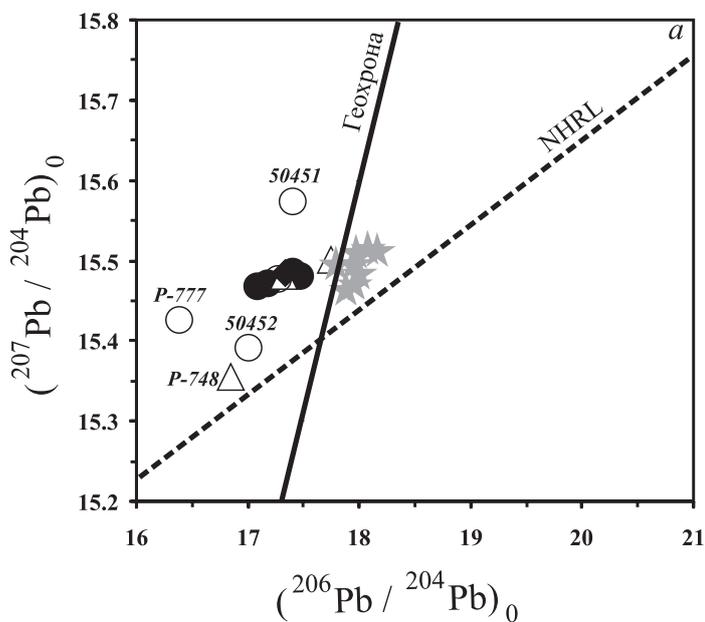


Рис. 8. Диаграммы $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ (а), $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ (б), $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 - 1/\text{Pb}$ (в) для девонских даек хундыгольского комплекса и миоценовых лав Урикского вулканического поля. Линия тренда изотопных отношений свинца в базальтах северного полушария (NHRL) нанесена по [Hart, 1984].

Fig. 8. Diagrams $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ (a), $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ (б), $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 - 1/\text{Pb}$ (в) of the Devonian dykes of the Khundygol complex and the Miocene lavas of the Urik volcanic field. The trend line of Pb isotopic ratios in the basalts of the northern hemisphere (NHRL) is shown according to [Hart, 1984].

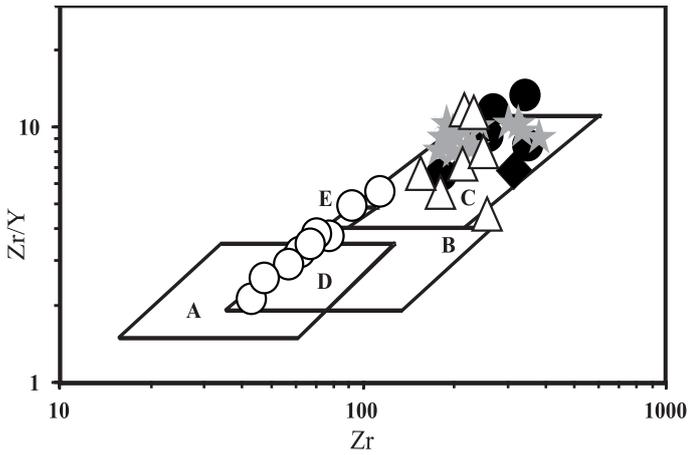


Рис. 9. Распределение фигуративных точек девонских даек и миоценовых лав на диаграмме Zr/Y – Zr. Усл. обозн. см. на рис. 3. Поля на диаграмме [Pearce, Norry, 1979]: А – островодужные базальты, В – базальты срединно-океанических хребтов (MORB), С – внутриплитные базальты, D – островодужные базальты и MORB, E – внутриплитные базальты и MORB.

Fig. 9. Distribution of data points of the Devonian dykes and the Miocene lavas in Zr/Y – Zr diagram. See the legend in Figure 3. Fields shown in the diagram [Pearce, Norry, 1979]: A – island basalts, B – mid-ocean ridge basalts (MORB), C – intraplate basalts, D – island arc basalts and MORB, E – intraplate basalts and MORB.

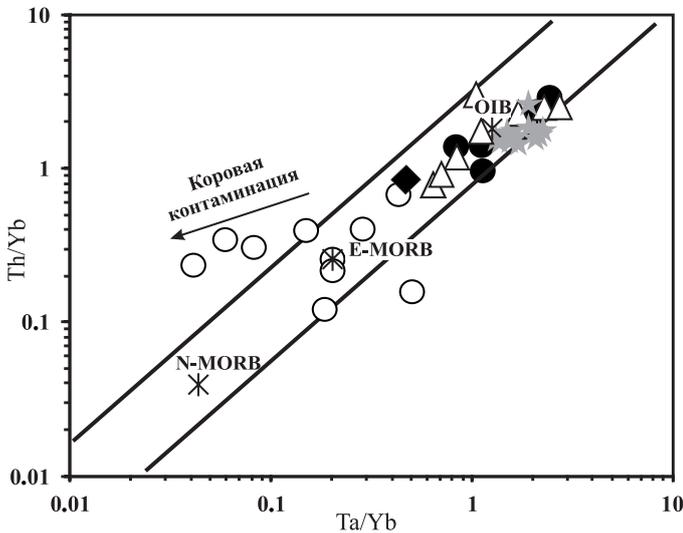


Рис. 10. Распределение фигуративных точек девонских даек и миоценовых лав на диаграмме Th/Yb – Ta/Yb. Усл. обозн. см. на рис. 3. Вдоль составов N–MORB, E–MORB и OIB выделено мантийное направление, в которое попадает большинство точек пород хундыгольского комплекса и все точки пород Урикского вулканического поля.

Fig. 10. Distribution of data points of the Devonian dykes and the Miocene lavas in Th/Yb – Ta/Yb diagram. See the legend in Figure 3. Along N–MORB, E–MORB and OIB compositions, the mantle array is shown; it includes the majority of the points of rocks from the Khundygol complex and all the points of the Urik volcanic field.

2–2’). Составы трахибазальт-фонотефритовых даек, рассчитанные на возраст 380 млн лет, образуют группу, характеризующуюся повышенными начальными изотопными отношениями (0.704828–0.705086) при высоких концентрациях Sr (1229–2407 мкг/г), а субмеридиональная дайка такого же состава (P–736) обнаруживает более низкое начальное изотопное отношение (0.704240) при сравнительно низкой концентрации Sr (531 мкг/г). Значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в толеитовых дайках с концентрациями Sr 220–407 мкг/г варьируются в интервале 0.704080–0.705498, а в трахибазальт-трахиандезибазальтовых с повышенными концентрациями этого элемента (570–1108 мкг/г) – в интервале 0.703706–0.704920. Относительное обеднение стронцием объясняется более высокой степенью плавления материала в мантийном источнике. Изотопные составы стронция миоценовых лав Урикского поля в координатах $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 10^3/\text{Sr}$ находятся на тренде умереннощелочных хундыгольских даек (рис. 11, а).

На диаграмме $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ моделируются два тренда смещения составов хундыгольских даек, сходящихся в общей точке, соответствующей наименее радиогенному Sr и наиболее радиогенному Pb (обр. P–758с, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0.703706$, $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0=17.740$). Этот общий компонент соответствует изотопно-гомогенному составу подлитосферной мантии девона. Тренды 1–1’ и 2–2’ обозначают смещение изотопно-обедненного общего компонента с обогащенными мантийными компонентами. На обоих трендах находятся фигуративные точки и щелочных, и толеитовых пород (рис. 11, б).

Составы миоценовых лав приведены на диаграмме рис. 11, б, с поправкой на возраст 20 млн лет, а девонских даек – с поправкой на возраст 380 млн лет. При пересчете нижнего значения тренда изотопных отношений Sr и Pb миоценовых лав на время 380 млн лет назад при отношениях в источнике Rb/Sr=0.023 и U/Pb=0.041, точка смещается на начало тренда 1–1’. Очевидно, что изотопно-обедненный общий компонент позднекайнозойских лав был подобен по составу общему компоненту девонских даек, а изотопно-(Sr)-обогащенный примесный компонент миоценовых лав лишь слегка отличался от компонента девонских даек, образовавших тренд 1–1’.

7.3. ВОЗРАСТНЫЕ КОРРЕЛЯЦИИ ПОРОД ДЕВОНА И МИОЦЕНА И СКОРОСТНАЯ СТРУКТУРА МАНТИИ

Девонский мантийный магматизм получил широкое развитие на территории Центральной Азии. Он проявился на Сибирской платформе и в ее складчатом обрамлении, на территориях Алтае-Саянской области, Забайкалья и Монголии [Gordienko, 1968, 1987; Vorontsov et al., 1997; Vorontsov, Sandimirov, 2010]. К девону отнесены высококалийевые трахибазальты Среднего Приангарья из сочленения северо-северо-западной Ангаро-Ковинской и северо-восточной Ангаро-Вилуй-

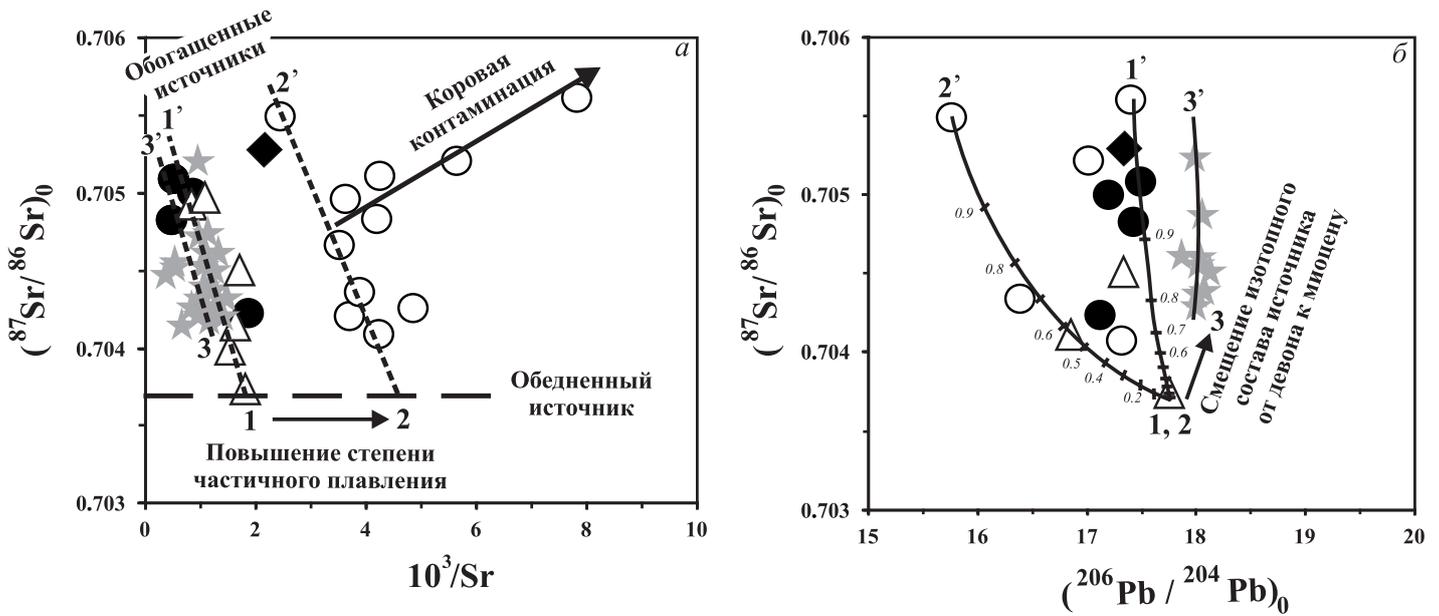


Рис. 11. Распределение фигуративных точек девонских даек и миоценовых лав на диаграммах $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 10^3/\text{Sr}$ (а) и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ (б). Усл. обозн. см. на рис. 3. На рис. а обозначены тренды смешения материала обедненного и обогащенного источников девонских даек щелочного (1–1') и толеитового (2–2') состава. Последний тренд осложнен смещением точек в правую верхнюю часть диаграммы, обозначающим контаминацию мантийных магм материалом коры. На рис. б оба тренда сходятся в одной точке с наименее радиогенным Sr и наиболее радиогенным Pb. Изотопные составы девонских даек пересчитаны на начальные отношения с возрастом 380 млн лет, а миоценовых – на начальные отношения с возрастом 20 млн лет. Общий компонент около 380 млн лет назад характеризовался отношением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 \sim 0.7037$ (точки 1 и 2), а в интервале 20–10 млн лет назад – ~ 0.7041 (точка 3) (его возрастное смещение показано стрелкой).

Fig. 11. Distribution of data points of the Devonian dykes and the Miocene lavas in $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 10^3/\text{Sr}$ (а) and $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (б) diagrams. See the legend in Figure 3. Figure (а) shows mixing trends of the materials of depleted and enriched sources of the Devonian alkaline (1-1') and tholeiitic (2-2') dykes. The latter trend is complicated as the points are displaced towards the upper right part of the diagram, and this indicates contamination of the mantle magma with the crust material. In Figure (б) both trend converge at one point with the least radiogenic Sr and most radiogenic Pb. Recalculations of isotopic compositions were done for the Devonian dykes to the initial ratios of the age of 380 Ma and for the Miocene dykes to the initial ratios of the age of 20 Ma. The common component was characterized by ratio $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 \sim 0.7037$ (Points 1 and 2) about 380 Ma ago, and ~ 0.7041 (Point 3) in the interval of 20 to 10 Ma ago (the age shift is shown by the arrow).

ской зон разломов. Для пород даек получена валовая Rb–Sr изохрона 380 ± 40 млн лет [Domyshev et al., 1987]. Такой же возраст определен для высококалийевых базальтов восточной окраины Сибирской платформы, пространственно связанных с развитием Вилюйского рифта [Kiselev et al., 2006, 2010].

Подобным образом широкое территориальное развитие получил и кайнозойский мантийный магматизм. В отличие от девонского, кайнозойский не распространялся на Сибирский кратон, а был рассредоточен в сопредельных с ним складчатых областях. Вулканизм Восточного Саяна активизировался у края кратона с последующим удалением от него к западу через Окинское плоскогорье в Восточную Туву, поэтому предполагалось, что при общем позднекайнозойском смещении Сибири в восточном направлении «какое-то время горячая струя могла находиться под кратоном» [Ras-skazov, 1994, p. 73]. Этому предположению не противоречит модель S-волн, согласно которой низкоскоростная область протягивается в Восточный Саян от переходной зоны мантии с аномальными скоростными

характеристиками, определенными под кратонной литосферой [Kulakov, 2007; Koulakov, Bushenkova, 2010].

Авторы последней цитированной работы не обнаружили под Сибирской платформой каких-либо скоростных мантийных аномалий, которые можно было бы связать с пермско-триасовым проявлением Сибирских траппов. Очевидно, что не должно быть и признаков мантийной структуры, имеющей отношение к более раннему поступлению на земную поверхность девонских магматических серий. Тем не менее общий компонент девонских мантийных выплавов оказался воспроизведенным в мантийных выплавках миоцена.

7.4. МЕСТО ОБЩЕГО КОМПОНЕНТА В СИСТЕМАТИКЕ МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ: НИЖНЕМАНТИЙНЫЙ ИЛИ АСТЕНОСФЕРНЫЙ ВАРИАНТ?

Имеются ли под Восточным Саяном низкоскоростные аномалии, протягивающиеся с нижнемантийных глубин, или они ограничиваются верхней частью мантии?

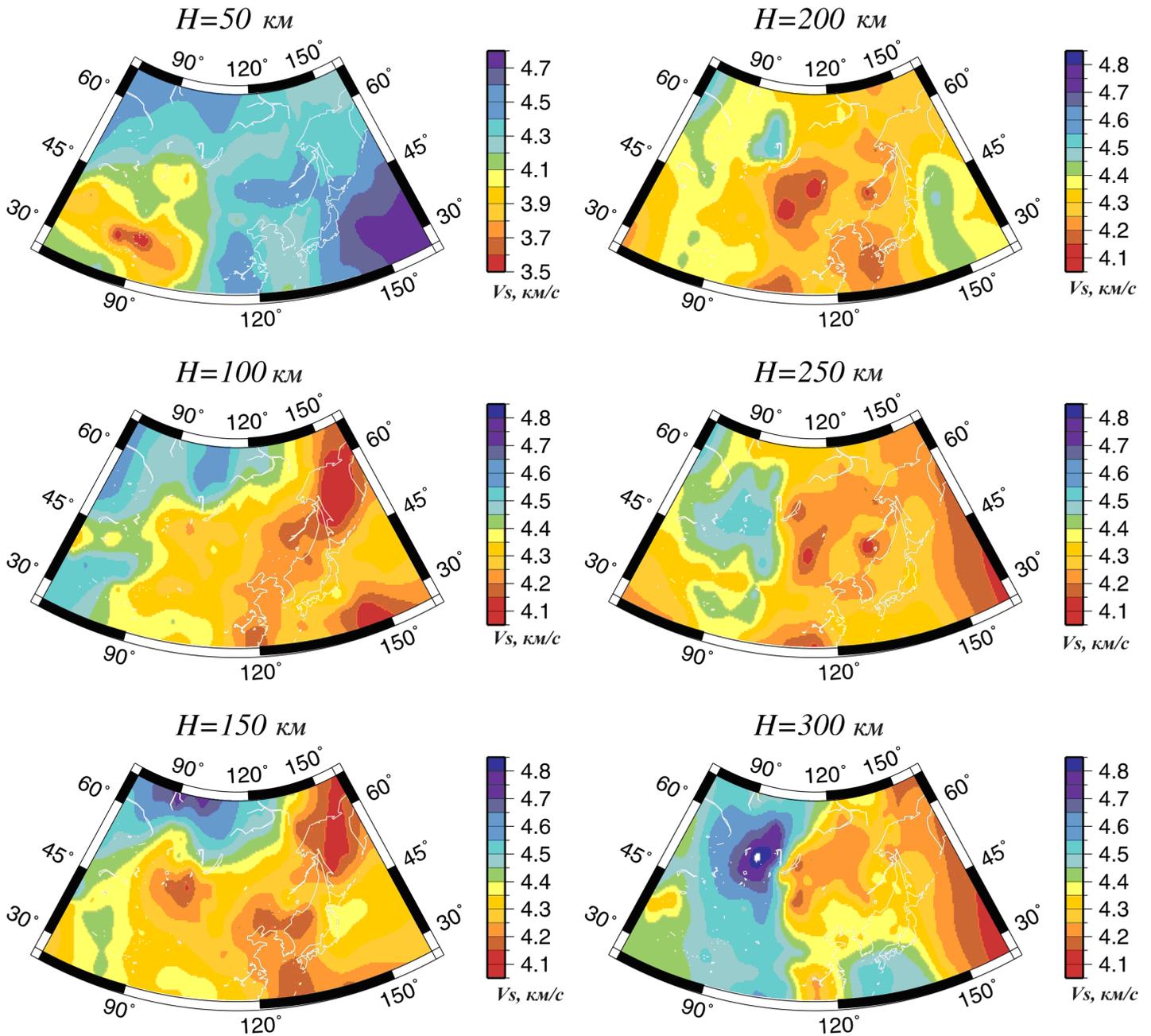


Рис. 12. Распределение скоростей S-волн в верхней мантии Азии [Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003].

Fig. 12. Distribution of S-wave velocities in the upper mantle of Asia [Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003].

В сейсмотомографической модели S-волн Т.Б. Яновской и В.М. Кожевникова [Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003] под территорией Восточного Саяна и сопредельной частью Сибирского кратона в глубинном интервале 50–200 км установлены низкие скорости, а на больших глубинах (250–300 км) – более высокие (рис. 12). Модель согласуется с моделью Х. Биварда и др. [Bijwaard et al., 1998]. Согласно этим моделям, область конвектирующей мантии должна ограничиваться наиболее верхней ее частью.

В другой модели сейсмической томографии S-волн [Kulakov, 2007] можно видеть низкоскоростной шлейф,

протягивающийся, по крайней мере, от границы нижней мантии (рис. 13). Эта модель допускает более глубокое происхождение конвектирующего материала.

Имеются ли изотопно-геохимические доказательства происхождения общего подлитосферного компонента мантийных выплавов из нижнемантийного резервуара или менее глубоинной (астеносферной) мантии?

Начальное изотопное отношение Sr в общем мантийном компоненте девонских даек и миоценовых лав (соответственно, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7037$ и 0.7041) превышало отношения, характерные для источников MORB.

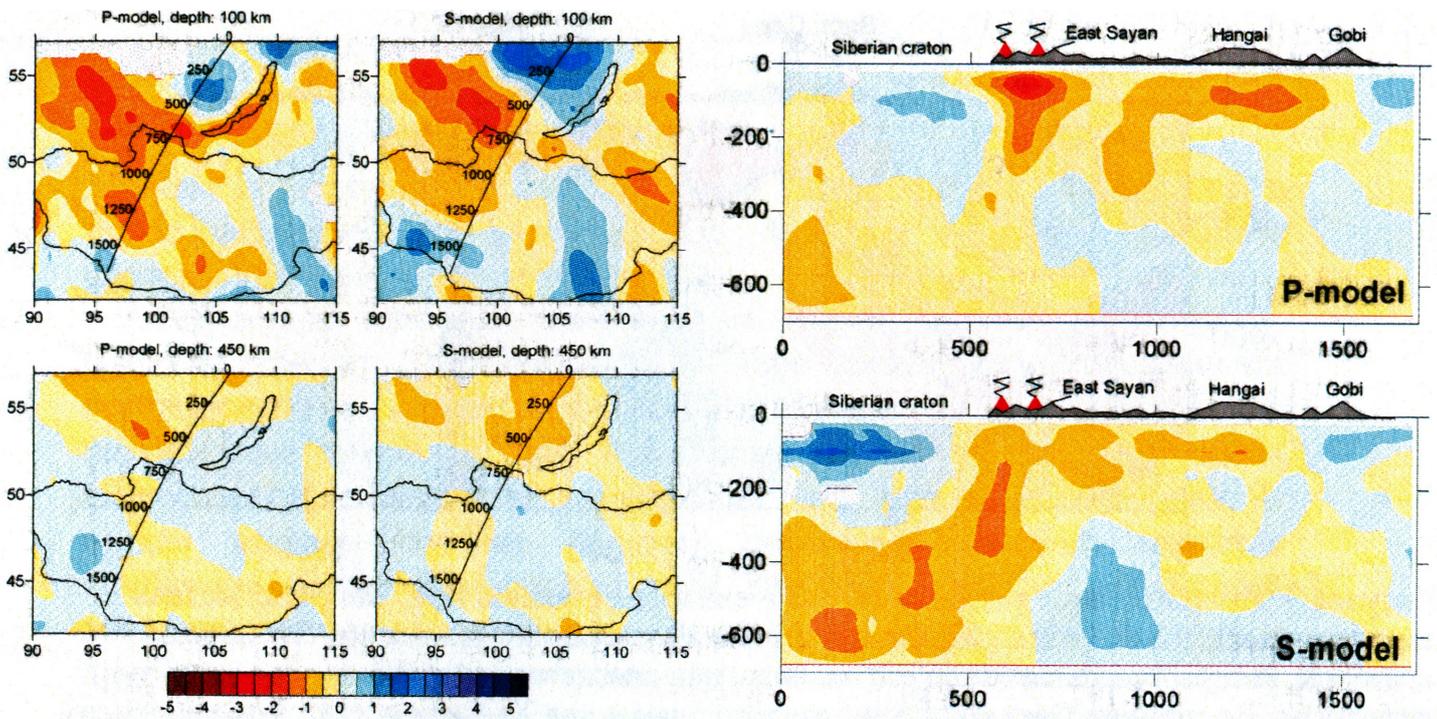


Рис. 13. Аномалии скоростей Р-волн и S-волн на глубинах 100 и 450 км и вертикальном разрезе по профилю, протягивающемуся от Сибирской платформы до южной границы Центральной Монголии [Kulakov, 2007].

Fig. 13. Anomalies of P-wave and S-wave velocities at depths of 100 km and 450 km and in the vertical section along the profile from the Siberian platform to the southern border of Central Mongolia [Kulakov, 2007].

К примеру, для срединных хребтов Тихого океана определен современный диапазон значений изотопных отношений 0.7020–0.7035 [Hofmann, 2003]. Допуская общность мантийных источников толеитовых и щелочных выплавов девона при разной степени частичного плавления (см. рис. 11, а), можно предположить, что геохимическая специфика мантии под восточной частью Окинской зоны изначально определялась процессами, подобными процессам в источнике MORB и что материал такого источника изотопно гомогенизировался в мантии геологического прошлого.

Окинская зона находится на северо-восточной окраине Тувино-Монгольского массива, который в венде и раннем–среднем кембрии характеризовался господством субплатформенных (близких к шельфовым) условий осадконакопления в морском бассейне [Ilyin, 1971; Vasil'ev et al., 1997]. Границы массива и его внутреннее строение – предмет дискуссии [Rasskazov et al., 2007]. В состав массива включались Ильчирская и Хамардабанская зоны, а Окинская – исключалась из него [Didenko et al., 1994]. Подчеркивалось самостоятельное значение Хамардабан-Гарганского палеомикроконтинента [Khain et al., 1995]. Распространенные в Восточном Саяне блоки ультраметаморфических пород (Гарганский, Сангиленский и Шутхулайский) рассматривались в качестве отторженцев фундамента Сибирской платформы [Berzin et al., 1994]. Фундамент

массива считался разновозрастным и состоящим из Гарганского микроконтинента и причленившихся к нему с севера и запада осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов окинской серии и хараберинской свиты второй половины позднего рифея [Kuz'michev, 2000]. Массив интерпретировался как осколок, отчленившийся от Восточной Гондваны в венде и дрейфовавший по Палеоазиатскому океану в позднем кембрии [Didenko et al., 1994].

В качестве показателя границ массива был использован независимый критерий – изотопный состав свинца позднекайнозойских базальтов. Сделан вывод о том, что литосферной мантии массива свойственна аномалия DUPAL и что она отсутствует в мантии сопредельных зон ранних каледонид – Восточно-Тувинской и Джидинской. Аномалия интерпретировалась как показатель восточногогондванского происхождения массива [Rasskazov et al., 2002]. По наличию аномалии DUPAL в миоценовых и девонских мантийных выплавках на территории Окинской зоны (см. рис. 8, б) последняя относится к Тувино-Монгольскому массиву.

Изотопно-обедненный состав магматических источников типа N–MORB характеризуют породы силлов среднего неопротерозоя из окинской серии Окинской зоны. Редкоземельные элементы высокомагнезиальных ($Mg\#=69-72$) пород Яшошопского силла, нормированные к хондриту, распределяются субпараллельно

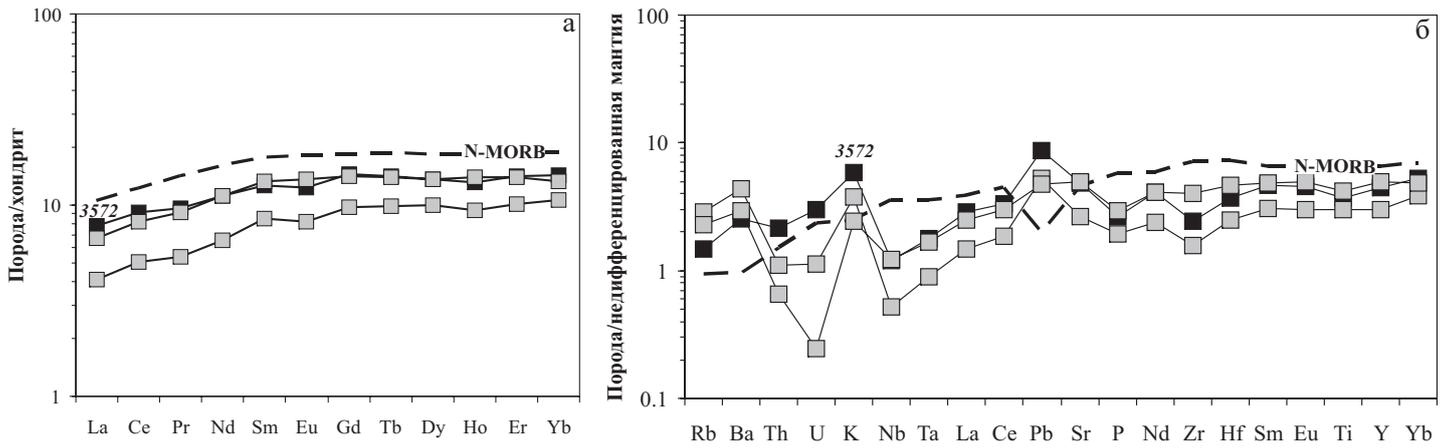


Рис. 14. Породы неопротерозойского Яхошопского силла на диаграммах распределения РЗЭ, нормированных к хондриту (а), и несовместимых элементов, нормированных к недифференцированной мантии (б). Нормирование выполнено по составам хондрита и примитивной мантии из работы [Sun, McDonough, 1989].

Fig. 14. The Neoproterozoic rocks of the Yakhoshop sill in diagrams showing distribution of rare earth elements normalized to chondrite (a) and in diagrams showing distribution of incompatible elements normalized to the undifferentiated mantle (b). Compositions of chondrite and undifferentiated mantle were used for normalization according to [Sun, McDonough, 1989].

спектру N–MORB при $(La/Yb)_n=0.5$ (обр. 3572 на рис. 14, а). Однако, в отличие от базальтов типа N–MORB, на диаграмме нормирования к недифференцированной мантии (рис. 14, б) спектры пород силла обнаруживают относительное обогащение крупноионными несовместимыми элементами (Rb, Ba, K) и обеднение – высокозарядными (Nb, Ta). Следовательно, источником расплавов Яхошопского силла служила надслэбовая мантийная область. В современных обстановках такие области образуются при поднятии астеносферного материала в тыловых частях островных дуг.

Мы предполагаем, что на этапе образования Окинской зоны подстилающая ее мантийная область была гомогенизирована в результате локальной конвекции. Изотопные отношения общего компонента девонских даек и миоценовых лав экстраполируются на возраст Яхошопского силла 753 млн лет при отношении $Rb/Sr=0.057$ в источнике и его исходном значении $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0=0.702830$. Соответственно, расчет с $U/Pb=0.071$ в источнике дает $(^{206}Pb/^{204}Pb)_0=17.441$ (табл. 3, рис. 15).

Итак, общий компонент образовался в результате

конвективной гомогенизации астеносферной мантии при образовании Окинской зоны Тувино-Монгольского массива в середине неопротерозоя. К девону изотопные отношения Sr и Pb в общем мантийном резервуаре возросли, а к миоцену достигли максимальных значений. Воспроизводимость состава общего компонента астеносферы под Окинской зоной Восточного Саяна накладывает ограничения на ее существенные преобразования под влиянием поднятия плюмового или погружения слэбового материала начиная со середины неопротерозоя. Общий компонент мантийных выплавов отличается от глобальных общих компонентов FOZO, C и F более обогащенным радиогенным Sr и обедненным радиогенным Pb (рис. 15). Если допустить участие в девонском и миоценовом магматизме зоны сочленения Тувино-Монгольского массива и Сибирского кратона материала нижней мантии, придется оперировать не параметрами ее однородного глобального резервуара, а несколькими иными параметрами, отразившими процесс ее обеднения, например, в докембрии или раннем палеозое. По изотопной систематике Sr и Pb общий восточносаянский компонент не

Т а б л и ц а 3. Возрастное смещение изотопного состава Sr и Pb, отношения Rb/Sr и U/Pb общего компонента мантийных выплавов Восточного Саяна

Table 3. Age-related shift of the isotopic composition of Sr and Pb. Ratio Rb/Sr and U/Pb of the common component of the mantle melts of the Eastern Sayan

Магматический объект	Возраст, млн лет	Rb/Sr	U/Pb	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$	$(^{206}Pb/^{204}Pb)_0$
Лавы Урикского поля	20–10	0.023	0.041	0.704157	17.900
Дайки хундыгольского комплекса	380	0.057	0.071	0.703706	17.740
Яхошопский силл	753	0.057	0.071	0.702830	17.441

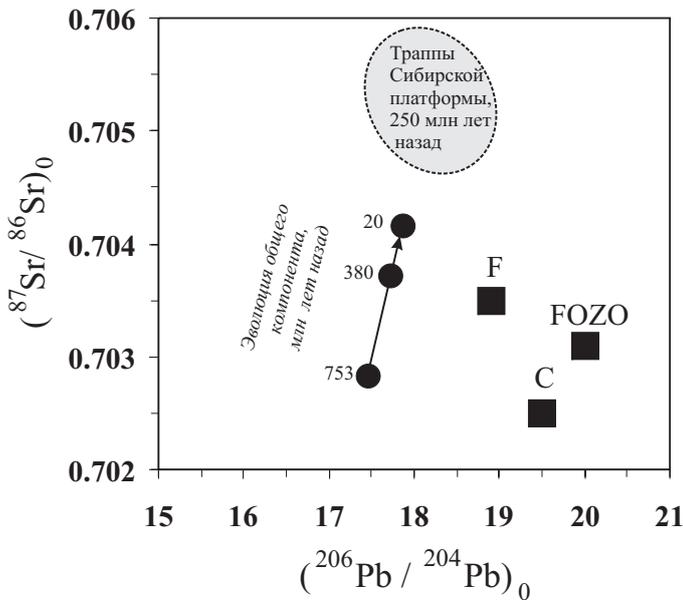


Рис. 15. Соотношения временных изменений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ общего мантийного компонента Восточного Саяна с составами глобальных общих нижнемантийных компонентов FOZO, C и F [Hauri et al., 1994; Hanan, Graham, 1996; Rundqvist et al., 2000] и фигуративным полем начальных изотопных отношений сибирских траппов. Положение последнего на диаграмме определено расчетами начальных отношений изотопов по данным из работы [Sharma et al., 1992].

Fig. 15. Temporal changes $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ and $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ of the common mantle component of the Eastern Sayans and compositions of global common low-mantle components FOZO, C and F [Hauri et al., 1994; Hanan, Graham, 1996; Rundqvist et al., 2000] and the data field of initial isotopic ratios of the Siberian traps. The position of the latter in the diagram is determined from calculations of the initial isotope ratios using data from [Sharma et al., 1992].

может относиться к однородному нижнемантийному резервуару FOZO, C или F и может характеризовать только преобразованный мантийный материал.

Для сопоставления с источниками магматизма Сибирского кратона на рис. 15 дополнительно нанесено фигуративное поле траппов Сибирской провинции с корректировкой изотопных отношений Sr и Pb на возраст 250 млн лет. Траппы отличаются от общего восточносаянского мантийного компонента более обогащенным изотопным составом этих элементов, располагаясь на продолжении тренда его временной эволюции. И восточносаянский общий компонент, и траппы смещены от предполагаемых составов однородного нижнемантийного резервуара FOZO, C или F.

7.5. ЗНАЧЕНИЕ УНАСЛЕДОВАННОСТИ ОБЩЕГО КОМПОНЕНТА МАНТИЙНЫХ МАГМ ВОСТОЧНОГО САЯНА ДЛЯ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЙ

Тувино-Монгольский массив рассматривается как осколок Восточной Гондваны, дрейфовавший по Палеоазиатскому океану [Didenko et al., 1994]. Тектони-

ческие единицы Восточной Гондваны, в свою очередь, явились частью неопротерозойского суперконтинента Родиния [Khain, 2003; Maruyama et al., 2007]. В работе В.В. Ярмольюка и др. [Yarmolyuk et al., 2003] приведен обзор геохронологических данных, свидетельствующий о важной роли в структуре каледонид Центральной Азии океанических, островодужных и аккреционных комплексов конца венда – начала палеозоя, и предложена гипотеза о принадлежности каледонид к аккреционному супертеррейну. Согласно гипотезе, в начале кембрия коллаж структур, образовавшихся в результате раскола обширного по площади шельфа суперконтинента Родиния, «вторгся в пределы сегмента поверхности Земли, развивавшегося под воздействием Северо-Азиатского горячего поля мантии» [Yarmolyuk et al., 2003, p. 359].

Другая гипотеза развивается С. Маруямой и др. [Maruyama et al., 2007]. Этими авторами аргументируется существование в глубинной структуре Земли двух «суперплюмов» (Тихоокеанского и Африканского) и одного даунвеллинга (Азиатского), который рассматривается в качестве динамического антипода «суперплюмов». Основываясь на палеорекострукциях суперконтинентов Лавразия, Гондвана и Родиния, С. Маруяма и др. пришли к выводу о том, что термальная структура слоя D” Земли контролировалась древним «кладбищем слэбов», образовавшимся под южной частью будущего Тихого океана при сборке суперконтинента Родиния во временном интервале 1000–750 млн лет назад и что современный Тихоокеанский «суперплюм» находится в центре этого «кладбища». С открытием в 2004 г. фазы постперовскита, соответствующей условиям, существующим на границе ядро–мантия, экспериментами при ультравысоких давлениях было показано, что переход перовскит–постперовскит осуществляется с выделением тепла. Наиболее нижняя часть мантии (слой D”) характеризуется сейсмической анизотропией, свойственной постперовскиту. Соответственно, мощность слоя D” интерпретировалась в терминах температуры, основанной на фазовом переходе. Сделан вывод о том, что температура основания Азиатского даунвеллинга с мощностью слоя D” до 350 км наиболее низкая и достигает 2000 К. В основании Тихоокеанского и Африканского «суперплюмов» слой D” отсутствует в связи с относительным повышением температуры. С этим эффектом связывается образование зоны ультранизких скоростей (выраженной снижением скоростей S-волн на 30 %).

Полученные нами данные по магматическим комплексам сочленения Тувино-Монгольского массива и Сибирского кратона свидетельствуют о том, что на этапе сборки суперконтинента Родиния, в начале неопротерозоя, 1030–790 млн лет назад, внедрялись силлы и дайки барунхолбинского комплекса Гарганского блока, представленные умеренноглиноземистой толеитовой натровой базальт-андезитовой серией. По определениям микроэлементов и изотопов Sr, Nd и Pb в

породах комплекса установлено, что они были производными малоглубинного источника континентальной литосферной мантии и коры. На этом этапе магматизм развивался внутри литосферы Гарганского блока, которая образовалась при общей дифференциации материала в источниках с изменением соотношений элементов в U, Th–Pb-изотопной системе ~2.7 млрд лет назад [Il'yasova et al., 2012].

Выявленная эволюция источника общего мантийного компонента от состава Яхошопского силла Окинской зоны, соответствующего источнику N-MORB, через состав источника расплавов девонских даек к составу источника миоценовых лав свидетельствует об его образовании на этапе распада суперконтинента Родиния при заложении и развитии Окинской зоны Тувино-Монгольского массива. Связь этого источника с массивом подтверждается и пространственным ограничением его пределами аномалии DUPAL в кайнозойских базальтах [Rasskazov et al., 2002].

Нужно отметить также, что по палеомагнитным данным реконструируются крупномасштабные широтные перемещения Сибири в течение палеозоя и мезозоя. Допускается ее нахождение в пределах Африкано-Атлантического «горячего поля» мантии Земли (Африканского «суперплюма», по С. Маруяме) с прохождением около 250 млн лет назад над Исландским плюмом и далее через Северный полюс к современным координатам. Соответственно, делается вывод, во-первых, о связи внутриплитного магматизма Сибири с Африканским «горячим полем» и, во-вторых, о потере этой связи после вспышки траппового магматизма Сибирской провинции [Kuz'min et al., 2003, 2010]. Полученные нами данные свидетельствуют о том, что при перемещениях Сибири общий мантийный источник в основании литосферы Тувино-Монгольского массива не претерпевал существенных преобразований.

9. ЛИТЕРАТУРА

- Anderson D.L., 1995. Lithosphere, asthenosphere, and perisphere. *Reviews of Geophysics* 33 (1), 125–149. <http://dx.doi.org/10.1029/94RG02785>.
- Berzin N.A., Coleman R.G., Dobretsov N.L., Zonenshain L.P., Xiao Xuchang, Chang E.Z., 1994. Geodynamic map of the western part of the Paleasian ocean. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 35 (7–8), 5–22 [Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // *Геология и геофизика*. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 8–28].
- Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R., 1998. Closing the gap between regional and global travel time tomography. *Journal of Geophysical Research* 103 (B12), 30055–30078. <http://dx.doi.org/10.1029/98JB02467>.
- Didenko A.N., Mossakovsky A.A., Pechersky D.M., Ruzhentsev S.V., Samygin S.G., Kheraskova T.N., 1994. Geodynamics of the Central-Asian Paleozoic oceans. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 35 (7–8), 48–61 [Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // *Геология и геофизика*. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 59–75].
- Dobretsov N.L., Belichenko V.G., Boos R.G. et al., 1989. *Geology and Ore Potential of the Eastern Sayan*. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 127 p. (in Russian) [Добрецов Н.Л., Беличенко В.Г., Боос Р.Г. и др. Геология и рудоносность Восточного Саяна. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1989. 127 с.].
- Dobretsov A.N., Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2001. *Geodynamics of Deep Underground*. Publishing House of SB RAS, Geo Branch, Novosibirsk, 409 p. (in Russian) [Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Издательство СО РАН. Филиал «ГЕО», 2001. 409 с.].

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе выполнено сопоставление вариаций петрогенных оксидов, микроэлементов и изотопов стронция и свинца в девонских дайках и миоценовых лавах Урикского вулканического поля. Первые представлены базальтами–андезибазальтами толеитовой серии, трахибазальтами–трахиандезибазальтами умереннощелочной серии и трахибазальтами–фонотефритами серии повышенной щелочности, вторые – трахибазальтами–трахиандезибазальтами умереннощелочной серии. Для магматических серий девона и миоцена с поправками на возраст установлен общий компонент по сходящимся трендам его смешения с компонентами мантийной части литосферы и коры.

Идентификация общего компонента в геологической истории имеет ключевое значение для расшифровки эволюции мантийных магматических процессов. Компонент может относиться к обедненному глобальному нижнемантийному резервуару либо, что более вероятно, к локальной области конвектирующей астеносферной мантии, пространственно связанной с Тувино-Монгольским массивом. В последнем варианте интерпретации допускается образование локального конвектирующего объема астеносферы в середине неопротерозоя, одновременно с заложением Окинской зоны на этапе распада суперконтинента Родиния, и накладываются ограничения на последующие существенные преобразования общего астеносферного компонента под влиянием поднятия плюмового или погружения слэбового материала.

Работа выполнена при финансировании в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы», государственный контракт № П736.

- Domyshev V.G., Lashchenov V.A., Lepin V.S., 1987. About the age of trachybasalts of the Middle Priangarie. *Doklady AN SSSR* 295 (2), 439–442 (in Russian) [Домышев В.Г., Лащенко В.А., Лепин В.С. О возрасте трахибазальтов Среднего Приангарья // Доклады АН СССР. 1987. Т. 295. № 2. С. 439–442].
- Gordienko I.V., 1968. The Devonian volcano-plutonic formation in the South-Eastern part of the Eastern Sayan. Buryatia Publishing House, Ulan-Ude, 114 p. (in Russian) [Гордиенко И.В. Девонская вулканоплутоническая формация в юго-восточной части Восточного Саяна. Улан-Удэ: Бурятское книжное издательство, 1968. 114 с.].
- Gordienko I.V., 1987. The Paleozoic magmatism and geodynamics of the Central Asian Folded Belt. Nauka, Moscow, 238 p. (in Russian) [Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 238 с.].
- Gu Y.J., Dziewonski A.M., Su W., Ekström G., 2001. Models of the mantle shear velocity and discontinuities in the pattern of lateral heterogeneities. *Journal of Geophysical Research* 106 (B6), 11169–11199. <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000340>.
- Hanan B.B., Graham D.W., 1996. Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes. *Science* 272 (5264), 991–995. <http://dx.doi.org/10.1126/science.272.5264.991>.
- Hart S.R., 1984. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature* 309 (5971), 753–757. <http://dx.doi.org/10.1038/309753a0>.
- Hart S.R., 1988. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth and Planetary Science Letters* 90 (3), 273–296. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90131-8](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(88)90131-8).
- Hauri E.H., Wagner T.P., Grove T.L., 1994. Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts. *Chemical Geology* 117 (1–4), 149–166. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90126-0](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(94)90126-0).
- Hofmann A.W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* 385 (6613), 219–229. <http://dx.doi.org/10.1038/385219a0>.
- Hofmann A.W., 2003. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements. In: R.W. Carlson (Ed.), *Treatise on geochemistry. V. 2. The mantle and core*. Carnegie Institution of Washington Department of Terrestrial Magnetism. Elsevier, Washington, p. 61–102. <http://dx.doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/02123-X>.
- Ilyin A.V., 1971. About the Tuva-Mongolian massif. In: *Materials about the Regional Geology of Africa and Asia (Zarubezhgeologiya, Issue 22)*. Nedra, Moscow, p. 67–73 (in Russian) [Ильин А.В. О Тувино-Монгольском массиве // Материалы по региональной геологии Африки и зарубежной Азии. М.: Недра, 1971. С. 67–73 (Тр. НИИ «Зарубежгеология»; вып. 22)].
- Il'yasova A.M., Rasskazov S.V., Skopintsev V.G., Yasnygina T.A., 2012. Magmatic sources of Neoproterozoic basalt-andesite series of the Barunkholba complex of dykes and sills in the Gargan block (Eastern Sayans). *Geochemistry International* (in press).
- Khain V.E., 2003. The main problems of recent geology. Nauchny Mir, Moscow, 348 p. (in Russian) [Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.].
- Khain E.V., Neimark L.A., Amelin Yu.V., 1995. The Caledonian stage of remobilization of the Precambrian basement of the Gargan block, the Eastern Sayan (isotopic geochronological data). *Doklady AN* 342 (6), 776–780 (in Russian) [Хаин Е.В., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Каледонский этап ремобилизации докембрийского фундамента Гарганской глыбы, Восточный Саян (изотопно-геохронологические данные) // Доклады АН. 1995. Т. 342. № 6. С. 776–780].
- Kiselev A.I., Yarmolyuk V.V., Egorov K.N., Chernyshov R.A., Nikiforov A.V., 2006. Middle Paleozoic basic magmatism of the Northwestern Vilyui rift: composition, sources, and geodynamics. *Petrology* 14 (6), 588–608. <http://dx.doi.org/10.1134/S0869591106060051>.
- Kiselev A.I., Yarmolyuk V.V., Egorov K.N., Tomshin M.D., 2010. The mid-Paleozoic rifting and magmatism in the eastern Siberian craton. In: *Cenozoic continental rifting. Proceedings of the Symposium dedicated to the 80th birthday of Academician N.A. Logachev. V. 2*. Institute of the Earth's Crust, Irkutsk, p. 156–159 (in Russian) [Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н., Томшин М.Д. Среднепалеозойский рифтогенез и магматизм на востоке Сибирского кратона // Кайнозойский континентальный рифтогенез: Материалы симпозиума, посвященного 80-летию со дня рождения академика Н.А. Логачева. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. Т. 2. С. 156–159].
- Koulakov I., Bushenkova N., 2010. Upper mantle structure beneath the Siberian craton and surrounding areas based on regional tomographic inversion of P and PP travel times. *Tectonophysics* 486 (1–4), 81–100. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2010.02.011>.
- Kulakov I.Yu., 2007. Geodynamic processes in the crust and upper mantle as shown by regional and local seismic tomography results. Thesis of Doctor of Geology and Mineralogy. INGG SB RAS, Novosibirsk, 33 p. (in Russian) [Кулаков И.Ю. Геодинамические процессы в коре и верхней мантии Земли по результатам региональной и локальной сейсмотомографии. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2007. 33 с.].
- Kuz'min M.I., Al'mukhamedov A.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A., 2003. Rift and within-plate magmatism in the context of hot and cold mantle fields. *Russian geology and geophysics* 44 (12), 1226–1234.
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A., 2010. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province. *Earth-Science Reviews*

102 (1–2), 29–55. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.06.004>.

- Kuz'michev A.B., 2000. Tectonic implication of the paleozoic granite magmatism in the Baikialides of the Tuva–Mongolian Massif. *Geotectonics* 34 (6), 497–511.
- Kuz'michev A.B., 2004. The tectonic history of the Tuva–Mongolia massif: Early Baikalian, Late Baikalian and Early Caledonian stages. Probel-2000, Moscow, 192 p. (in Russian) [Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 190 с.].
- Kuz'michev A.B., Zhuravlev D.Z., 1999. Pre-Vendian age of the Oka group, Eastern Sayan: Evidence from Sm–Nd dating of sills. *Doklady Earth Sciences* 365 (2), 173–177.
- Le Bas M.J., Streckeisen A.L., 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society* 148 (5), 825–833. <http://dx.doi.org/10.1144/gsjgs.148.5.0825>.
- Leeman W.P., Fitton J.G., 1989. Magmatism associated with lithospheric extension: Introduction. *Journal of Geophysical Research* 94 (B6), 7682–7684. <http://dx.doi.org/10.1029/JB094iB06p07682>.
- Maruyama S., Santosh M., Zhao D., 2007. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core–mantle boundary. *Gondwana Research* 11 (1–2), 7–37. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2006.06.003>.
- Miyashiro A., Aki K., Şengör A.M.C., 1982. Orogeny. John Wiley & Sons, Chichester, 242 p.
- Pearce J.A., Norry M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69 (1), 33–47. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00375192>.
- Rasskazov S.V., 1993. Magmatism of the Baikal rift system. Nauka, Novosibirsk, 288 p. (in Russian) [Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. 288 с.].
- Rasskazov S.V., 1994. Comparison of volcanism and Late Cenozoic structures of hot spots in Yellowstone and Eastern Sayan. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 35 (10), 54–60.
- Rasskazov S.V., 1997. Components of the mantle and crust in the Late Cenozoic volcanic rocks of the Baikal rift system and geodynamics. In: Earth Sciences at the Turn to the 21st Century: New Ideas, Approaches and Solutions: Abstracts. Nauchny Mir, Moscow, p. 154 (in Russian) [Рассказов С.В. Компоненты мантии и коры в позднекайнозойских вулканах Байкальской рифтовой системы и геодинамика. Науки о Земле на пороге XXI века: новые идеи, подходы, решения. Тезисы. М.: Научный мир, 1997. С. 154].
- Rasskazov S.V., Bатырмурзаев А.С., Магомедов Ш.А., 1992. The spatially combined Mesozoic and Cenozoic volcanism of the Dzhida river watershed (West Transbaikalia). *Geologiya i Geofizika* 33 (4), 30–37 (in Russian) [Рассказов С.В., Батырмурзаев А.С., Магомедов Ш.А. Пространственно совмещенный мезозойский и кайнозойский вулканизм бассейна р. Джиды (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1992. Т. 33. № 4. С. 30–37].
- Rasskazov S.V., Bowring S.A., Harris N., Brandt I.S., Brandt S.B., Ivanov A.V., Luhr J.F., Coleman D., Housh T., 1999. Lithospheric domains in East Sayan: Pb, Sr, and Nd isotope constraints on sources of the Late Cenozoic magmatism in the northern segment of the Riphean Tuva–Mongolian massif. In: Rifting in intracontinental setting: Baikal Rift System and other Continental Rifts. Irkutsk, p. 163–166.
- Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S., Ivanov A.V., Yasnygina T.A., Demonterova E.V., Il'yasova A.M., 2005. Radioisotope geology problems and cases. Publishing House of SB RAS. Geo Branch, Novosibirsk, 288 p. (in Russian) [Рассказов С.В., Брандт С.Б., Брандт И.С., Иванов А.В., Ясныгина Т.А., Демонтерова Е.В., Ильясова А.М. Радиоизотопная геология в задачах и примерах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005. 288 с.].
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Liu J., Meng F., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V., 2011. Proportions of lithospheric and asthenospheric components in Late Cenozoic K and K–Na lavas in Heilongjiang Province, Northeastern China. *Petrology* 19 (6), 568–600. <http://dx.doi.org/10.1134/S0869591111050031>.
- Rasskazov S.V., Demonterova E.I., Ivanov A.V., Brandt I.S., Brandt S.B., 2007. The Evolution of the Late Cenozoic Magmatism of the Eastern Tuva: The manifestation of the border of the Tuva–Mongolian massif. Institute of Earth's Crust, Irkutsk, 161 p. (in Russian) [Рассказов С.В., Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Брандт И.С., Брандт С.Б. Эволюция позднекайнозойского магматизма Восточной Тувы: выражение границы Тувино-Монгольского массива. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2007. 161 с.].
- Rasskazov S.V., Maslovskaya M.N., Skopintsev V.G., Brandt I.S., Brandt S.B., Saranina E.V., Il'yasova A.M., 2001. Mm Rb–Sr-isotope systematics of granitoids of the Gargan and Oka zones of the Eastern Sayan. In: Geodynamics of the Central Asian Folded Belt. Irkutsk State University Publishing House, Irkutsk, p. 88–110 (in Russian) [Рассказов С.В., Масловская М.Н., Скопинцев В.Г., Брандт И.С., Брандт С.Б., Саранина Е.В., Ильясова А.М. Rb–Sr-изотопная систематика гранитоидов Гарганской и Окской зон Восточного Саяна // Геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. Иркутск: Издательство Иркутского университетата, 2001. С. 88–110].
- Rasskazov S.V., Maslovskaya M.N., Skopintsev V.G., Saranina E.V., Il'yasova A.M., Szykh Yu.I., 2003. Late paleozoic subalkaline and rare-metal granitoids in the southeastern East Sayans: geochemical signature and RB–SR isotope systematics. *Russian geology and geophysics* 44 (11), 1093–1103.
- Rasskazov S.V., Saranina E.V., Logachev N.A., Ivanov A.V., Demonterova E.I., Maslovskaya M.N., Brandt S.B., 2002. The DUPAL Mantle Anomaly of the Tuva–Mongolian Massif and Its Paleogeodynamic Implication. *Doklady Earth Sciences* 382 (1), 44–48.

- Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V., 2010. Geochemical evolution of Middle–Late Cenozoic magmatism in the Northern part of the Rio Grande rift, Western United States. *Russian Journal of Pacific Geology* 4 (1), 13–40. <http://dx.doi.org/10.1134/S1819714010010021>.
- Roshchektaev P.A., Rogachev A.M., Katyukha Yu.P., 1983. The Paleozoic stratigraphy of the south-eastern part of the Eastern Sayan. In: The Late Precambrian and Early Paleozoic stratigraphy of Central Siberia. Institute of Geology and Geophysics, Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences, Novosibirsk, p. 18–27 (in Russian) [Рощектаев П.А., Рогачев А.М., Катюха Ю.П. Стратиграфия палеозоя юго-восточной части Восточного Саяна. Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя средней Сибири. Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1983. С. 18–27].
- Rundqvist D.V., Ryakhovskii V.M., Mironov Yu.V., Pustovoi A.A., 2000. Whether There Is a Universal Sr–Nd–Pb Isotope Tracer of the Lower Mantle Plumes. *Doklady Earth Sciences* 370 (1), 110–113.
- Sharma M., Basu A.R., Nesterenko G.V., 1992. Temporal Sr-, Nd- and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: implications for plume-source characteristics. *Earth and Planetary Science Letters* 113 (3), 365–381. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90139-M](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(92)90139-M).
- Sun S.S., McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds.), *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publication, V. 42, p. 313–345. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.
- Vasil'ev E.P., Belichenko V.G., Reznitskii L.Z., 1997. Relationship between Ancient and Cenozoic structures at the South-western flank of the Baikal rift zone. *Doklady Earth Sciences* 353A (3), 381–384.
- Vigouroux N., Wallace P.J., Kent A.J.R., 2008. Volatiles in high-K magmas from the Western Trans-Mexican volcanic belts: Evidence for fluid fluxing and extreme enrichment of mantle wedge by subduction processes. *Journal of Petrology* 49 (9), 1589–1618. <http://dx.doi.org/10.1093/ptrology/egn039>.
- Vorontsov A.A., Sandimirov I.V., 2010. The devonian magmatism in the Kropotkin ridge (East Sayan) and sources of basites: geological, geochemical, and SR-ND isotope data. *Russian geology and geophysics* 51 (8), 833–845. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2010.07.002>.
- Vorontsov A.A., Yarmolyuk V.V., Ivanov V.G., Sandimirova G.P., Pakhol'chenko Yu.A., 1997. Sources of basaltic melts for Devonian rift bimodal igneous associations of Central Asia: Evidence from trace-element and strontium isotopic data on basic rocks from Northeastern Mongolia. *Petrology* 5 (3), 208–222.
- Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M., 2003. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 138 (3–4), 263–278. [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-9201\(03\)00154-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-9201(03)00154-7).
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kovach V.P., Kozakov I.K., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., 2003. Geodynamics of caledonides in the Central Asian foldbelt. *Doklady Earth Sciences* 389A (3), 311–316.



Рассказов Сергей Васильевич, докт. геол.-мин. наук, профессор, зав. лабораторией
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. (3952)511659; ✉ e-mail: rassk@crust.irk.ru
Иркутский государственный университет, геологический факультет, зав. кафедрой динамической геологии

Rasskazov, Sergey V., Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, Head of Laboratory
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
664033, Irkutsk, Lermontov street, 128, Russia
Tel. +7(3952)511659; ✉ e-mail: rassk@crust.irk.ru
Irkutsk State University, Geological Faculty, Head of Dynamic Geology Chair



Ильясова Айгуль Маратовна, канд. геол.-мин. наук, н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: ila@crust.irk.ru

Piyasova, Aigul M., Candidate of Geology and Mineralogy, Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
664033, Irkutsk, Lermontov street, 128, Russia
e-mail: ila@crust.irk.ru



Ясныгина Татьяна Александровна, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. 8(3952)511659; e-mail: ty@crust.irk.ru

Yasnigina, Tatiana A., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
664033, Irkutsk, Lermontov street, 128, Russia
Tel. 8(3952)511659; e-mail: ty@crust.irk.ru



Фефелов Николай Николаевич, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Fefelov, Nikolay N., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
664033, Irkutsk, Lermontov street, 128, Russia