

**ДОВЫРЕНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС (Северное Прибайкалье, Россия):
ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МАРКЕРЫ КОНТАМИНАЦИИ ИСХОДНЫХ МАГМ И
ЭКСТРЕМАЛЬНОЙ ОБОГАЩЕННОСТИ ИСТОЧНИКА**

**А.А. Арискин^{1,2}, Л.В. Данюшевский³, Э.Г. Конников⁴, Р. Маас⁵, Ю.А. Костицын¹,
Э. Мак-Нил³, С. Меффре³, Г.С. Николаев¹, Е.В. Кислов^{6,7}**

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, 119991, Москва, ул. Косыгина, 19, Россия

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия

³ ARC Centre of Excellence in Ore Deposits, University of Tasmania, Private Bag 79, Hobart, TAS 7001, Australia

⁴ Институт экспериментальной минералогии РАН, 142432, Черноголовка, Московская обл., Институтская ул., 4, Россия

⁵ School of Earth Sciences, The University of Melbourne, Parkville, VIC 3010, Australia

⁶ Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6, Россия

⁷ Бурятский государственный университет, 670000, Улан-Удэ, ул. Смолина, 24а, Россия

Довыренский интрузивный комплекс включает рудоносный (Cu-Ni-PGE) Йоко-Довыренский расчлененный плутон (возраст ~728 млн лет, мощность до 3.4 км), подстилающие ультрамафитовые sillы и комагматические дайки лейконоритов и габбродиабазов. Нами проведены исследования Sr-Nd-Pb изотопных систем для 24 интрузивных пород и 5 ассоциирующих низко-Ti и высоко-Ti базальтов. Установлено, что высоко-Ti базальты характеризуются близкими MORB значениями $0.7028 \leq (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T \leq 0.7048$ и $4.6 \leq \epsilon_{\text{Nd}}(T) \leq 5.8$. Интрузивные базиты и гипербазиты геохимически близки низко-Ti свите, формируя компактный кластер составов с экстремально-обогащенными отношениями радиогенных изотопов Sr, Pb и низкими ϵ_{Nd} . Максимальную степень обогащения демонстрируют породы придонной части плутона ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = 0.71387 \pm 0.00010$ (2σ), $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -16.09 \pm 0.06$), являющиеся продуктами кристаллизации наиболее примитивных высоко-Mg магм. Расположенные выше дуниты, троктолиты и габброиды демонстрируют менее обогащенные характеристики, которые можно связать с контаминацией вмещающих пород при заполнении камеры и/или незначительной гетерогенностью источника. Расчеты пропорций смешения исходного расплава с карбонатно-терригенным материалом показали, что наблюдаемые вариации изотопных отношений Sr и Nd предполагают нереально высокую степень контаминации осадков — до 40—50 %. Это противоречит последовательности смены главных типов пород Йоко-Довыренского массива, согласующейся с кристаллизацией пикрит-базальтовой магмы. Более вероятным представляется вклад 5—10 % высоко-Ti компонента, как указание на возможность взаимодействия двух изотопно-контрастных магм этой провинции в позднем рифее. В целом незначительные вариации $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ для интрузивных пород и метавулканитов (-14.3 ± 1.1) свидетельствуют о происхождении низко-Ti магм из изотопно-аномального источника. Тренд изменений $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ в зависимости от времени и геохимические особенности довыренских пород указывают, что его протолитом могли явиться продукты плавления надсубдукционной мантии возрастом 2.7—2.8 млрд лет. Таким образом, исходные магмы Довырена формировались в позднем рифее из гораздо более древнего (суб)литосферного источника, который изначально оказался обогащенным мафитовым компонентом с пониженным Sm/Nd отношением и в течение ~2 млрд лет был изолирован от конвектирующей мантии и процессов мантийного плавления. В пользу существования такого долгоживущего и, как минимум, дважды реактивированного литосферного субстрата свидетельствует тот факт, что линия изотопной эволюции неодима для изначально неаномального мантийного протолита включает не только породы Довырена, но также палеопротерозойские габброиды Чинейского массива и архейские эндрбиты Прибайкалья.

Довыренский интрузивный комплекс, Cu-Ni-PGE минерализация, Sr-Nd-Pb система, экстремальная обогащенность, аномальная мантия, древний литосферный источник, реактивация, Сибирский кратон.

**THE DOVYREN INTRUSIVE COMPLEX (northern Baikal region, Russia):
ISOTOPE-GEOCHEMICAL MARKERS OF CONTAMINATION OF PARENTAL MAGMAS
AND EXTREME ENRICHMENT OF THE SOURCE**

**A.A. Ariskin, L.V. Danyushevsky, E.G. Konnikov, R. Maas, Yu.A. Kostitsyn, A. McNeill,
S. Meffre, G.S. Nikolaev, and E.V. Kislov**

The Dovyren intrusive complex includes the ore-bearing (Cu-Ni-PGE) Yoko-Dovyren layered pluton (728 Ma, up to 3.4 km in thickness), underlying ultramafic sills, and comagmatic leuconorite and gabbro-diorite dikes. Studies of Sr-Nd-Pb isotope systems were carried out for 24 intrusive rocks and five associated low- and high-Ti basalts. The high-Ti basalts show $0.7028 \leq (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T \leq 0.7048$ and $4.6 \leq \epsilon_{\text{Nd}}(T) \leq 5.8$, similar to the values in MORB. The intrusive basic and ultrabasic rocks are geochemically similar to the low-Ti formation, making a compact cluster of compositions with extremely high ratios of radiogenic Sr and Pb isotopes and low ϵ_{Nd} .

© А.А. Арискин, Л.В. Данюшевский, Э.Г. Конников, Р. Маас, Ю.А. Костицын, Э. Мак-Нил, С. Меффре, Г.С. Николаев, Е.В. Кислов, 2015

DOI: 10.15372/GIG20150304

values. The maximum enrichment in radiogenic Sr is shown by the rocks near the pluton bottom ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = 0.71387 \pm 0.00010$ (2σ), $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -16.09 \pm 0.06$), which are the products of crystallization of the most primitive high-Mg magmas. The above-located dunites, troctolites, and gabbro show lower enrichment, probably because of the contamination of the host rocks during the filling of the magma chamber and/or because of the slight heterogeneity of the source. Calculations of the proportions of mixing of the parental melt with carbonate terrigenous material have shown that the variations in the Sr and Nd isotope ratios are due to the incredibly high contamination of the sediments, up to 40–50%. This contradicts the succession of the main rock types in the Yoko-Dovyren pluton in accordance with the crystallization of picrite-basaltic magma. The contribution of 5–10% high-Ti component seems more likely and suggests interaction between two isotopically contrasting magmas in this province in the Late Riphean. In general, the minor variations in $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ of the intrusive rocks and metavolcanics (-14.3 ± 1.1) testify to the isotopically anomalous source of the low-Ti magmas. The time variation trend of $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ and geochemical features of the Dovyren rocks indicate that the products of melting of 2.7–2.8 Ga suprasubduction mantle might have been the massif protolith. Thus, the Dovyren parental magmas formed from a much older (sub)lithospheric source in the Late Riphean. The source was initially enriched in a mafic component with a low Sm/Nd ratio and was isolated from the convecting mantle and mantle melting processes for ~2 Gyr. The existence of such a long-lived and at least twice reactivated lithospheric substratum is confirmed by the fact that the Nd isotope evolution trend of the initially nonanomalous mantle protolith includes not only the Dovyren rocks but also the Paleoproterozoic gabbro of the Chinei pluton and the Archean enderbites of the Baikal region.

Intrusive complex, Cu–Ni–PGE mineralization, Sr–Nd–Pb system, extreme enrichment, anomalous mantle, ancient lithospheric source, renewed activity, Siberian craton

ВВЕДЕНИЕ

Довыренский интрузивный комплекс в Северном Прибайкалье (Россия) включает Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габброноритовый плутон, силлы ультрамафитов и ассоциирующие дайки лейконоритов и габбродиабазов [Гурулев, 1965, 1983; Мануйлова, Зарубин, 1981; Конников, 1986]. Расслоенный массив как главный представитель этой верхнерифейской плутонической ассоциации (к нему применимы также названия Довыренский интрузив или просто Довырен) занимает особое место в исследованиях мафит-ультрамафитовых комплексов складчатого обрамления Сибирской платформы. Ясность геологического положения и пространственного строения, наличие доступных и хорошо обустроенных разрезов (включая верхний и нижний контакты), возможность изучения разнообразных типов расслоенности при наличии слабоизмененных пород и минералов давно превратили Довырен в своего рода «Мекку» для российских и зарубежных петрологов. В строении этого объекта находят отражение прогресс и противоречия современных представлений о механизмах формирования крупных расслоенных массивов, условиях кристаллизации интрузивных магм и роли ассимиляции при дифференциации мафит-ультрамафитовых систем [Арискин и др., 2009]. Генетическое (в широком смысле общепетрологическое) значение Йоко-Довыренского массива усиливает тот факт, что в его основании обнаружены Cu–Ni сульфидные руды (Байкальское медно-никелевое месторождение [Гурулев, 1965; Конников, 1986]), а в верхней части разреза присутствует критическая зона с горизонтами малосульфидной минерализации, богатой благородными металлами [Голстых и др., 2008]. Такое сочетание — нечастое явление для крупных расслоенных комплексов, которое несет потенциал для расширения взаимосвязи процессов внутрикамерной дифференциации и магматического сульфидообразования. Эта особенность Довырена позволяет при исследованиях вещественного состава его пород ставить задачи расшифровки механизмов, отвечающих за фазовое разделение и транспорт силикатных фаз и сульфидов, в конечном счете — крупномасштабное перераспределение и концентрирование халькофильных элементов, включая переходные металлы (Cu, Ni, Co), Au, Ag и платиноиды.

Особое внимание к Йоко-Довыренскому массиву привлекло присутствие апокарбонатных скарнов в ультрамафитовой части разреза [Перцев, Шабынин, 1979; Гурулев, 1983]. Этот факт рассматривается как признак внутрикамерной (или на стадии внедрения) контаминации довыренской магмы, оказавшей определенное влияние на структурно-минералогические особенности дунитов и меланотроктолитов [Wenzel et al., 2002] и, возможно, условия насыщения остаточных расплавов шпинелидом [Пушкарев и др., 2004] и сульфидами. Не менее важен докамерный этап эволюции исходной магмы, которая (учитывая крайне высокую степень обогащенности довыренских пород, см. ниже) несет сигнал ранней ассимиляции корового материала и/или аномального литосферного источника [Amelin et al., 1996]. Выяснение относительной роли этой (предположительно нижнекоровой [Кислов и др., 1989; Конников и др., 2005]) контаминации и *in situ* ассимиляции вмещающих (мета)осадочных пород представляет одну из сложных проблем геохимии Довырена.

В 2006—2013 гг. мы провели пять экспедиций в район Довырена, в результате которых собрано более 1200 образцов, представляющих все главные типы интрузивных и (предположительно комагма-

тичных) вулканических пород. Несколько пересечений сделано вкрест простирания главного интрузивного тела, отобраны разрезы трех ультрамафитовых силлов и вулканогенно-осадочной толщи, примыкающей к северо-восточному окончанию массива (рис. 1). Результаты изучения этих пород позволили переосмыслить многие аспекты геохронологии, геохимии, петрологии и рудоносности Довырена, включая уточненный возраст интрузивного комплекса [Арискин и др., 2013], конкретизацию физико-химических параметров исходных магм и представления о динамике развития Йоко-Довыренского массива, взаимосвязи этих процессов с формированием разных типов сульфидной минерализации [Арискин и др., 2012; Ariskin et al., 2013]. В данной работе обобщаются изотопно-геохимические данные для пород довыренского интрузивного комплекса и ассоциирующих вулканитов. На основе этих материалов обсуждаются проблемы, касающиеся *in situ* контаминации довыренских магм на стадии внедрения и формирования магматической камеры, и природа их изотопно-аномального мантийного источника.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ДОВЫРЕНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА

Геологические соотношения интрузивных тел довыренского комплекса и вулканитов Сыннырского рифта (см. рис. 1) позволяют предполагать сопряженность формирования этой вулканоплутонической ассоциации как результат магматической деятельности, которая венчала эволюцию ю.-з. части Олоkitско-Бодайбинского прогиба в позднем рифее [Конников, 1986; Кислов, 1998]. Геодинамические реконструкции связывают формирование этого прогиба с эволюцией Байкало-Патомского палеобассейна, существовавшего в протерозое между окраиной Сибирского кратона и Байкало-Муйской энсиматической островной дугой [Конников, 1999; Цыганков, 2005]. В течение раннего протерозоя и рифея здесь формировались многокилометровые толщи карбонатно-терригенных и вулканогенно-осадочных пород (олоkitский комплекс [Рыцк и др., 2002]), испытавшие зональный метаморфизм зеленосланцевой и амфиболитовой фаций.

Коллизионные процессы, произошедшие на границе Сибирского кратона в позднем рифее, сопровождались крупномасштабными субгоризонтальными перемещениями террейнов в северо-восточном направлении (в современных координатах) и привели к формированию Сыннырской рифтогенной структуры протяженностью около 150 км при ширине до 12—15 км. Разрез Сыннырского рифта включает терригенно-карбонатные отложения общей мощностью около 2.5 км, которые в верхней части (преимущественно черносланцевой) осадочной толщи вмещают тела довыренского интрузивного комплекса и перекрываются эффузивными образованиями иняптукской и сыннырской свит [Кислов, 1998; Конников, 1999]. Иняптукская свита представлена шаровыми лавами пикрит-базальтов и базальтов, которые ассоциированы с субвулканическими телами трахидацитов и риолитов, обнажающимися в районе водораздела Байкальского (верховья р. Тья) и Ленского (р. Олоkit) бассейнов. Базальты, андезитобазальты и андезиты сыннырской свиты слагают водораздельную часть Сыннырского хребта и горный массив Иняптука (см. рис. 1).

Внутреннее строение Йоко-Довыренского массива подробно изложено в ряде публикаций [Ярошевский и др., 1982; Балыкин, 1986; Конников, 1986; Кислов, 1998; Арискин и др., 2003]. В рельефе этот плутон выражен гольцами Йоко и Довырен, разделенными долиной р. Ондоко, а в плане представляет линзовидное тело размером ~26×3 км² (см. рис. 1). Массив залегает субсогласно с вмещающими породами, но вследствие постинтрузивных тектонических деформаций его падение близко вертикальному (70—80°). Строение Довырена, в целом выдержанное по простиранию, имеет отличия на флангах интрузива. Центральная часть включает мощную (до 980 м) толщу дунитов, тогда как в ю.-з. (гора Йоко) и с.-в. (участок Школьный) окончаниях дуниты практически отсутствуют, а среди ультрамафитов преобладают троктолиты и меланотроктолиты. Фазовая расчлененность массива детализирована по ультрамафит-мафитовой части интрузива в районе ручьев Большой и Центральный, где в основании разреза мощностью 3.2—3.4 км выделяются породы эндоконтакта и пять зон, последовательно сменяющихся снизу вверх и отвечающих доминирующим наборам минеральных фаз: дунит (Ol + Chr¹) → троктолит (Ol + Pl + Chr) → оливинное габбро (Pl + Ol + Crx) → оливинный габбронорит (Pl + Ol + Crx ± Орх) → кварцевые габбронориты и гранофиры (Pl + Crx ± Орх ± Pig). Нижний контакт с вмещающими породами детально изучен в правом борту самого верхнего левого притока руч. Большой, где удается проследить последовательный переход от ороговикованных алевролитов к закаленным габброноритам и пикродолеритам (офитовым габбро) [Кислов, 1998]. Вверх от закаленного контакта эти породы на расстоянии нескольких метров сменяются плагиоклазовыми лерцолитами² и плагиодунитами, содержащими

¹ Ol — оливин, Chr — хромшпинелид, Pl — плагиоклаз, Crx — клинопироксен, Орх — ортопироксен, Pig — пижонит.

² Термин «плагиоклазовый лерцолит» (или «плагиоперидотит») традиционно применяется к богатым оливином и преимущественно серпентинизированным породам основания Довырена и сопутствующих силлов ультрамафитов. При этом подчеркивается распространенность в них крупных ойкокрит ортопироксена (на фоне незначительного количества клинопироксена и плагиоклаза [Конников, 1986]) и повышенные содержания флогопита и сульфидов [Кислов, 1998].

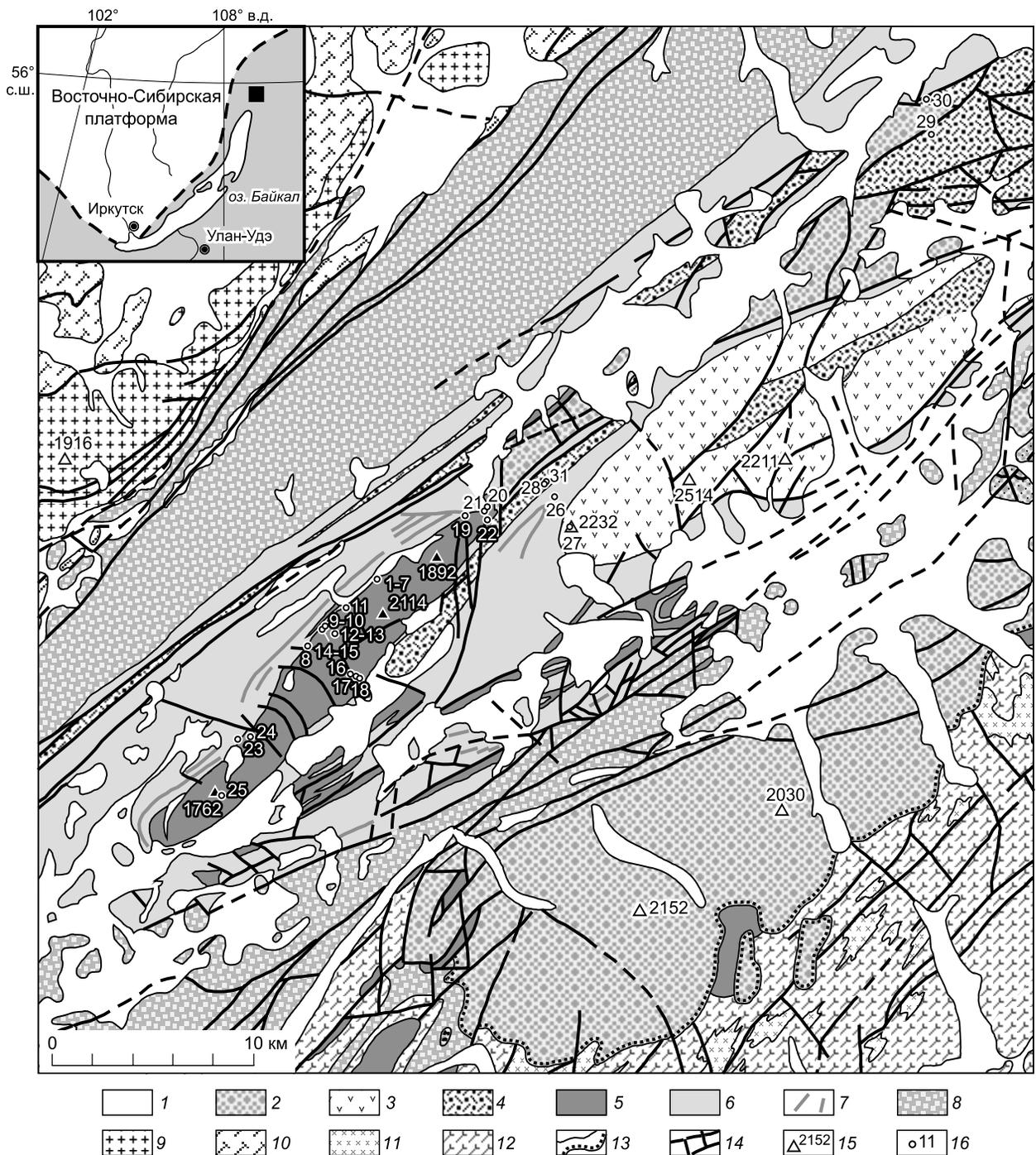


Рис. 1. Геологическая карта юго-западного замыкания Олоkitского синклинория (по материалам А.Г. Крапивина с упрощениями согласно [Арискин и др., 2013]).

1 — четвертичные отложения (Q_{II-IV}); 2—7 — олоkitский синклинорий: 2 — холоднинская свита ($V-C_1$), 3—6 — сыннырско-довыренский вулканоплутонический комплекс (R_{2-3}): 3 — сыннырская свита, 4 — иняптукская свита, 5 — довыренский интрузивный комплекс; 6 — карбонатно-терригенные отложения Сыннырского рифта; 7 — дайки довыренского интрузивного комплекса; 8 — терригенные и карбонатно-терригенные отложения Олоkitского прогиба; 9, 10 — Чуйское поднятие: 9 — ирельский гранитоидный комплекс (PR_2), 10 — чуйский гнейсовый комплекс (PR_1); 11, 12 — Кичеро-Мамское поднятие: 11 — мамско-оронский гранитоидный комплекс (PR_3), 12 — нюрундуканский сланцево-гнейсовый комплекс (PR_1); 13 — геологические границы; 14 — разрывные нарушения; 15 — отметки высот, м (1762 — гора Йоко, 2114 — гора Довырен, 2232 — гора Солдат, 2514 — гора Иняптук); 16 — точки отбора проб соответственно нумерации в табл. 1. На врезке штриховой линией показаны контуры Сибирской платформы.

ми монотонно возрастающее количество кумулюсного оливина. Наши наблюдения показывают, что подобное строение эндоконтактной зоны повторяется вблизи с.-в. замыкания массива, хотя состав закаленных пород здесь менее пикритоидный [Арискин и др., 2012]. В зонах верхнего эндоконтакта на участках Большой—Центральный и Школьный распространены мелко/среднезернистые кварцсодержащие габбронориты и гранофиры, включающие шпирсы и жилы пегматоидных габброидов того же состава.

Вмещающие Йоко-Довыренский плутон углеродистые сланцы и алевролиты были подвергнуты контактовому, преимущественно термическому, метаморфизму. Зона нижнего экзоконтакта имеет мощность от 100 до 400 м, варьируя по простиранию массива [Гурулев, 1965, 1983; Конников, 1986]. В результате образовалась последовательность ороговикованных алевролитов (обычно амфибол-роговиковой фации), которая сменяется пироксеновыми роговиками вблизи непосредственного экзоконтакта [Кислов, 1998]. Рассланцованные алевролиты и приконтактные роговики секутся многочисленными телами лейконоритов и габбродиабазов.

Возраст довыренского интрузивного комплекса (728.4 ± 3.4 млн лет) и кислых вулканитов, ассоциирующихся с высоко-Ti базальтами иняптукской свиты (722 ± 7 млн лет), был оценен по данным U-Pb цирконометрии (метод LA-ICP-MS [Арискин и др., 2013]). Первая оценка получена в результате исследований 99 зерен циркона из интрузивных габброноритов, субвулканических пород (силлы и диабазы) и альбитового роговика из нижнего контактового ореола Йоко-Довыренского массива. Вторая — представляет популяцию 17 зерен циркона из кислых метапорфиров и туфов, подстилающих и перекрывающих высоко-Ti базальты иняптукской свиты. Эти данные свидетельствуют в пользу синхронности иняптукско-сыннырской фазы вулканизма и интрузивных процессов, которые сопровождали раскрытие Сыннырского рифта в неопротерозое и привели к образованию Довыренского плутона, сопутствующих субвулканических тел и перекрывающей вулканической последовательности.

Синхронность формирования верхней части вулканогенно-осадочной толщи Сыннырского рифта и довыренского комплекса позволяют предполагать комагматичность интрузивных пород и ассоциирующихся вулканитов, по крайней мере, для тех базальтов, которые демонстрируют подобие петрохимических и геохимических характеристик. До последнего времени эта информация носила ограниченный характер. Впервые о комагматичности пород расслоенного плутона и вышележащей вулканической последовательности упоминается в работе [Мануйлова, Зарубин, 1981] на основании сопоставления петрохимических данных. Позже отмечалось соответствие РЗЭ распределений в габбронорите из кровли Йоко-Довыренского массива и базальтах сыннырской свиты [Кислов, 1998]. Эти выводы согласуются с результатами работы [Рыцк и др., 2002]³, в которой авторы обратили внимание на два обстоятельства: составы большинства базальтоидов олокинского комплекса (включая Сыннырский рифт) на дискриминационных геохимических диаграммах попадают в поле внутрислитных толеитов и разделяются на две группы, включающие наиболее распространенные высококремнистые (I) и высокотитанистые (II) разновидности. Причем базальты первого типа, диабазы и породы расслоенной серии Йоко-Довыренского массива в координатах Zr/Y—Zr/Nb демонстрировали общий геохимический тренд. Это рассматривалось как дополнительный аргумент в пользу комагматичности пород довыренского интрузивного комплекса и сыннырских вулканитов, который, однако, нуждался в подкреплении более представительным геохимическим материалом.

Таким образом, несмотря на отсутствие точных определений возраста для низко-Ti вулканитов сыннырской свиты (нам не удалось обнаружить зерен циркона в этих образцах), остается актуальной задача сравнительного изучения изотопно-геохимических характеристик всех компонентов сыннырско-довыренского вулканоплутонического комплекса и выявление пород, которые могли быть связаны общим мантийным или литосферным источником.

ВЫБОР ОБРАЗЦОВ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Изотопно-геохимические исследования проведены для 31 образца, которые представляют ультрамафит-мафитовые силлы ($n = 8$), интрузивные породы центральной и краевых частей Йоко-Довыренского массива ($n = 14$), диабаз из подстилающей толщи (07DV220-1), кварцсодержащий габбронорит с нижнего контакта массива (S01-3), приконтактный альбитовый роговик 07DV163-1 из зоны термального метаморфизма вмещающих пород и сыннырско-иняптукские вулканиты ($n = 6$) (табл. 1, см. рис. 1). Краткая характеристика соответствующих геологических тел, деталей пробоотбора и состава образцов дана в «Приложении».

Исследования химического состава пород проводили в аналитической лаборатории Тасманийского университета (г. Хобарт, Австралия) с использованием международных стандартов BHVO-1, BCR-2,

³ Согласно стратиграфической реконструкции этих авторов, базальты иняптукской (в данной статье см. рис. 1) свиты входят в состав верхнетейской толщи ондокской подсерии, а вулканиты сыннырской свиты составляют иняптукскую толщу иняптукской подсерии олокинского комплекса в ранге серии.

Таблица 1.

Образцы для изотопно-геохимических исследований

№ п/п	Образец	GPS координаты	Дополнительная информация	Порода
Гипербазит-базитовые силлы (Верблюд, руч. Центральный и руч. Магнетитовый)				
1	DV35-2	N 56°20'4.09", E 109°48'50.40"	3 м ¹	Мелкозернистый оливинный габбронорит
2	DV35-4	»	24 м ¹	Ol-габбронорит
3	DV35-7	»	56 м ¹	Габбронорит
4	DV35-11	»	78 м ¹	»
5	DV35-13	»	103 м ¹	Ol-габбронорит
6	DV35-18	»	195 м ¹	Серпентинизированный Pl-дунит
7	DV35-19	»	196 м ¹	»
8	07DV109-8a	N 56°18'19.80", E 109°46'16.98"	Силл руч. Магнетитовый	Ol-габбронорит
Участки разреза Большой—Центральный Йоко-Довыренского массива				
9	07DV100-1	N 56°18'46.08", E 109°46'57.42"	Нижняя зона закалки (1 м ²)	Пикродолерит
10	07DV100-3b1	»	Нижняя зона закалки (15 см ²)	Тонкозернистый габбронорит
11	07DV124-2	N 56°19'4.56", E 109°47'22.08"	Основание толщи дунитов	Pl-дунит
12	07DV131-5	N 56°18'31.68", E 109°47'13.08"	Верхи зоны дунитов	Верлит (сильноконтраминированный дунит)
13	07DV131-11	N 56°18'30.06", E 109°47'15.48"	»	Дунит (слабоконтраминированный)
14	07DV132-4	N 56°18'42.48", E 109°46'53.58"	Прожилок в Pl-лерцолите	Мелкозернистый габбронорит
15	07DV132-7	15 м ЮЮВ обр. 07DV132-4	Нижний эндоконтакт массива	Флогопит-Pl лерцолит
16	07DV151-1	N 56°17'32.28", E 109°47'59.58"	~870 м ³	Ol-габбронорит
17	07DV152-1	N 56°17'29.16", E 109°48'22.56"	~515 м ³	Габбронорит
18	07DV154-1	N 56°17'28.68", E 109°48'29.94"	~420 м ³	»
Участки разреза Школьный в с.-в. окончании Йоко-Довыренского массива				
19	07DV163-1	N 56°21'26.04", E 109°53'8.82"	Прослой в Pl-лерцолите	Альбитовый роговик
20	S01-3	N 56°21'46.67", E 109°54'5.13"	Нижний контакт массива	Кварцсодержащий габбронорит
21	S08-2	N 56°21'39.01", E 109°53'57.23"	18 м с.-в. т. GPS (~110 м от нижнего контакта)	Pl-дунит
22	S23-1	N 56°21'12.28", E 109°54'36.98"	~150 м по разрезу от верхнего контакта	Габбронорит
Участки разреза Йоко в ю.-з. окончании Йоко-Довыренского массива				
23	07DV220-1	N 56°15'44.88", E 109°43'2.64"	~120 м вниз по разрезу от нижнего контакта, дайка	Диабаз
24	07DV232-1	N 56°15'47.10", E 109°43'26.22"	~110 м вверх по разрезу от нижнего контакта	Pl-дунит
25	07DV345-2	N 56°14'5.82", E 109°41'35.34"	Юго-восточный склон при вершине горы Йоко	Габбронорит
Вулканические и вулканогенно-осадочные породы сынырской (СС) и няянтукской (ИС) свит				
26	07DV183-1	N 56°21'49.86", E 109°57'21.42"	Северо-западный склон горы Солдат, силл	Диабаз (СС)
27	07DV192-1	N 56°21'12.90", E 109°58'37.26"	Вершина горы Солдат, поток	Базальт (СС)
28	AA28	N 56°22'4.34", E 109°57'11.41"	Руч. Моренный, поток	Высоко-Ti базальт (ИС)
29	07DV323-1	N 56°31'13.44", E 110°14'35.70"	Правый берег р. Олокит, вблизи вершины 1321 м	»
30	07DV327-6	N 56°32'3.06", E 110°14'4.92"	Там же, ~500 м вверх по ручью от т. GPS	»
31	07DV335-1	N 56°22'4.92", E 109°57'9.42"	Экзоконтакт риолитовой дайки	Слабометаморфизованный туфоалеврит (ИС)

Примечание. Порядковые номера в табл. 1 отвечают номерам пробоотбора на рис. 1.

¹ Расстояние от нижнего эндоконтакта силла Верблюд.

² Расстояние от нижнего контакта массива в правом борту руч. Большой.

³ Расстояние от верхнего контакта массива в разрезе Большой—Центральный.

AGV-1, GSR-2, JA-2 и внутренних стандартов — базальта TasBas и гранита TasGra. Валовой состав на главные и примесные элементы (Y, Rb, Pb, Zn, Cu, Ni, Nb, Zr, Sr, Cr, Ba, Sc) определяли на автоматизированном рентгеновском спектрометре Philips PW1480 в плавленых дисках и 10 г прессованных таблеток соответственно (табл. 2). Предел обнаружения для большинства микроэлементов составлял < 1.5 г/т, для Ba — 4 г/т, Sc — 2 г/т; для S — 0.01 мас. %. Потери при прокаливании оценивались при нагревании 1 г истертого образца при 1000 °С в течение 12 ч. Более полный микроэлементный состав (включая P3Э) для всех образцов был исследован методом ICP-MS с помощью квадрупольного спектрометра Agilent HP4500. Разложение проб проводили по стандартной методике кислотного растворения ($\text{HF} + \text{H}_2\text{SO}_4 \rightarrow \text{HClO}_4 \rightarrow 2\% \text{HNO}_3 + 1\% \text{HCl}$). Точность определения содержаний составляла 4—5 отн. %, за исключением Ta и Th — 10 отн. %.

Исследования изотопного состава пород были проведены в Мельбурнском университете в Австралии (аналитик Р. Маас). Мелкодробленый материал (фракции < 1.5 мм) разделяли на навески массой 50—200 мг, предназначенные для исследований различных изотопных систем. Концентрации Sm, Nd, Rb, Sr для всех образцов получены методом изотопного разбавления. Содержания U и Pb в 24 образцах измерены методом индуктивно связанной плазмы (Q-ICPMS); для 7 пород из силла Верблюд применялся метод изотопного разбавления. Для проведения изотопных анализов материал навесок в течение 15 мин промывали горячим раствором 6N HCl, затем остаток высушивали и растворяли смесью HF + HNO₃ кислот при 100 °С. Свинец экстрагировали из растворов на анионообменных колонках в среде HBr + HCl; Sr и легкие P3Э — на ионообменниках EICHRON Sr и EICHRON RE соответственно. Выделение Nd проводили на ионообменнике EICHRON LN. Для определения микроэлементного состава методом Q-ICPMS использовали отдельную навеску каждого образца без процедуры предварительного выщелачивания.

Изотопный анализ Sr, Nd и Pb проводили на мультиколлекторном ICP-MS Nu-Plasma, оснащенном десольватирующим распылителем CETAC Aridus. Измеренные изотопные отношения Nd и Sr были нормализованы к отношениям $^{146}\text{Nd}/^{145}\text{Nd} = 2.0719425$ (что эквивалентно $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ [Vance, Thirlwall, 2002]) и $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ с использованием экспоненциального закона фракционирования. Нормирование изотопных отношений Pb выполняли по таллию [Woodhead, 2002]. Результаты измерений для нескольких сессий корректировали относительно стандартов дня: для Nd — La Jolla Nd (0.511860), Sr — SRM987 (0.710230). Такая вторичная нормализация обеспечивала высокую воспроизводимость. Для международных стандартов получены следующие величины изотопных отношений неодима $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: BCR-1 — 0.512641 ± 18 , BHVO-1 — 0.512998 ± 18 , JNdi-1 — 0.512113 ± 22 , а также стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: BCR-1 — 0.705016 ± 46 , BHVO-1 — 0.703478 ± 36 , E&A — 0.708005 ± 47 . Все погрешности отвечают $\pm 2\sigma$. Поправки для Pb вводились относительно стандарта SRM-981: при инструментальной точности измерений не ниже $\pm 0.02\%$ воспроизводимость результатов составляла также примерно $\pm 0.02\%$. Более подробное описание методики измерений и коррекции результатов можно найти в [Maas et al., 2005].

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД И ВУЛКАНИТОВ

В табл. 2 приведены данные для 28 пород, включая содержания микроэлементов, которые использованы при построении графиков на рис. 2. Составы образцов DV35-11, DV35-13 и 07DV163-1 даны в работе [Арискин и др., 2013]. Полные химические анализы и пределы обнаружения для разных элементов доступны по запросу от авторов. Вариации микроэлементного состава изученных пород для несовместимых элементов показаны на графиках (см. рис. 2), которые сгруппированы по геологическим признакам и для сравнения включают спектры составов трех пород из зоны нижнего эндоконтакта в центральной части Йоко-Довыренского массива: закалочные габронорит 07DV100-3b1 и пикродолерит 07DV100-1 (с офитовой структурной основной массой), а также приконтактный Pl-лерцолит 07DV132-7. Первые два образца характеризуют наиболее примитивную и незатронутую процессами внутрикамерной дифференциации магму. По петрологическим данным она отвечала исходной смеси высоко-Mg (около 12 мас. % MgO) и высокотемпературного (около 1300 °С) расплава, равновесного с низкокальциевым (~0.02 мас. % CaO) и высоко-Ni (~0.35 мас. % NiO) оливином состава ~Fo₈₈ [Арискин et al., 2013].

В целом составы интрузивных пород демонстрируют подобие нормированных по примитивной мантии геохимических спектров для всех несовместимых элементов. Это проявляется в сопряженных вариациях содержаний P3Э и других литофильных элементов, включая отчетливый Nb-Ta минимум, небольшое обеднение Zr и Ti, сильное обогащение Pb (см. рис. 2, а—в). Исключением из совокупности геохимических спектров для пород интрузивного комплекса является резкий провал содержаний Sr при одновременном накоплении Rb в двух образцах перидотитов из верхней части силла Верблюд (DV35-18 и DV35-19 на рис. 2 не показаны, см. табл. 2). Такие отличия связаны с сильной серпентинизированностью этих образцов, которая находит отражение в их изотопно-геохимических особенностях.

Таблица 2.

Химические составы изученных образцов

Компонент	35-2	35-4	35-7	35-18	35-19	109-8a	100-1	100-3b1	124-2	131-5	131-11
	1	2	3	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂ , мас. %	48.26	45.23	50.38	47.02	49.50	51.01	49.37	53.29	42.70	51.40	39.82
TiO ₂	0.47	0.33	0.53	0.32	0.37	0.57	0.47	0.65	0.10	0.28	0.02
Al ₂ O ₃	9.74	6.69	12.29	6.42	7.22	12.23	10.43	14.17	4.77	4.13	0.78
FeO	10.50	11.61	9.49	10.94	8.27	9.41	9.72	9.40	10.91	2.59	11.14
MnO	0.17	0.20	0.17	0.13	0.12	0.16	0.17	0.22	0.17	0.07	0.18
MgO	21.20	29.30	14.21	32.27	26.56	15.09	20.34	10.66	37.13	17.71	46.15
CaO	7.61	5.31	10.44	2.08	6.96	9.11	7.09	9.33	2.80	23.21	1.42
Na ₂ O	1.08	0.39	1.50	0.10	0.24	1.52	1.28	1.28	0.41	0.20	<0.03
K ₂ O	0.64	0.58	0.74	0.27	0.31	0.70	0.73	0.79	0.09	0.01	0.03
P ₂ O ₅	0.09	0.07	0.10	0.06	0.06	0.09	0.08	0.11	0.01	0.01	<0.01
Cr ₂ O ₃	0.24	0.29	0.13	0.40	0.39	0.10	0.32	0.10	0.92	0.40	0.46
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
П.п.п.	1.32	2.51	0.64	8.47	5.88	1.05	1.60	0.72	0.52	1.00	3.87
S	0.06	0.25	0.10	0.04	0.84	0.13	0.05	0.13	0.01	<0.01	0.01
Li, г/г	10.7	20.6	11.7	7.8	10.6	17.5	12.0	26.9	5.1	6.6	2.5
Cs	1.6	2.0	2.4	7.4	5.3	4.4	1.9	1.9	0.54	0.05	0.16
Rb	21.3	20.0	24.7	10.0	12.2	25.8	23.3	32.5	3.3	0.14	0.25
Sr	132	104	160	4.2	6.2	137	130	158	51	22	5.7
Ba	282	197	337	82	101	255	349	480	108	2.6	11.0
Y	12.1	9.1	15.1	11.7	8.2	15.4	12.2	18.2	2.5	7.1	0.50
Zr	55	40	60	33	39	69	61	82	8.5	18.8	1.0
Hf	1.6	0.93	1.8	0.94	1.1	1.9	1.7	2.2	0.26	0.79	0.04
Nb	3.7	2.4	4.1	2.3	2.7	4.3	3.5	4.9	0.53	0.42	0.02
Ta	0.25	0.17	0.24	0.15	0.19	0.21	0.28	0.22	0.05	0.04	—
La	11.1	6.7	13.2	11.8	6.3	13.9	12.1	16.2	1.9	32.5	0.26
Ce	19.7	12.4	22.8	20.4	12.8	26.0	24.4	33.2	3.7	30.5	0.45
Pr	2.43	1.58	2.72	2.47	1.65	3.15	2.86	3.98	0.45	2.27	0.05
Nd	9.7	6.5	11.2	10.2	6.9	12.4	11.1	15.4	1.8	7.0	0.19
Sm	2.07	1.35	2.35	2.10	1.43	2.67	2.23	3.21	0.37	1.35	0.04
Eu	0.59	0.36	0.71	0.30	0.27	0.74	0.68	1.04	0.15	0.40	0.02
Gd	2.18	1.45	2.57	2.33	1.47	2.66	2.23	3.14	0.38	1.39	0.05
Tb	0.37	0.24	0.42	0.40	0.25	0.47	0.38	0.54	0.07	0.23	0.01
Dy	2.29	1.53	2.64	2.51	1.55	2.84	2.28	3.25	0.42	1.34	0.07
Ho	0.46	0.31	0.53	0.51	0.31	0.59	0.48	0.69	0.09	0.28	0.02
Er	1.39	0.91	1.60	1.53	0.95	1.76	1.42	2.02	0.28	0.75	0.06
Tm	0.20	0.13	0.24	0.23	0.14	0.27	0.21	0.30	0.04	0.10	0.01
Yb	1.34	0.88	1.53	1.44	0.92	1.69	1.33	1.87	0.30	0.65	0.09
Lu	0.20	0.14	0.24	0.21	0.14	0.26	0.21	0.29	0.05	0.09	0.02
Pb	8.74	8.51	22.2	2.59	3.53	9.99	38.9	29.5	0.95	20.5	7.68
Th	2.25	1.26	2.54	1.29	1.52	3.27	2.95	3.81	0.48	0.51	0.01
U	0.38	0.23	0.44	0.20	0.27	0.54	0.49	0.66	0.07	0.14	0.01

Компонент	132-4	132-7	151-1	152-1	154-1	S01-3	S08-2	S23-1	220-1	232-1	345-2
	14	15	16	17	18	20	21	22	23	24	25
SiO ₂ , мас. %	52.19	49.30	45.69	47.09	44.84	52.77	42.62	52.18	53.18	41.68	48.02
TiO ₂	0.63	0.44	0.08	0.13	0.07	0.71	0.14	0.41	0.61	0.10	0.10
Al ₂ O ₃	15.41	10.91	17.18	16.05	17.47	14.83	4.53	15.84	15.53	4.97	23.89
FeO	9.38	10.28	7.73	7.09	8.50	9.19	11.91	7.81	8.00	11.92	2.88
MnO	0.20	0.17	0.13	0.13	0.13	0.17	0.20	0.17	0.15	0.19	0.06
MgO	7.96	19.03	16.57	14.96	17.06	9.07	36.00	9.15	8.13	36.40	6.92
CaO	9.91	7.66	11.49	13.24	10.70	9.18	3.54	11.88	11.00	3.65	16.46
Na ₂ O	2.95	1.27	1.03	1.03	1.08	1.69	0.33	1.70	1.94	0.45	1.33

Компонент	132-4	132-7	151-1	152-1	154-1	S01-3	S08-2	S23-1	220-1	232-1	345-2
	14	15	16	17	18	20	21	22	23	24	25
K ₂ O	1.21	0.71	0.08	0.11	0.07	2.21	0.21	0.77	1.26	0.07	0.08
P ₂ O ₅	0.11	0.08	0.01	0.04	0.03	0.12	0.02	0.08	0.12	0.02	0.04
Cr ₂ O ₃	0.06	0.14	0.00	0.13	0.04	0.06	0.51	0.01	0.08	0.55	0.23
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
П.п.п.	1.83	0.37	0.38	0.66	0.10	1.78	1.59	1.80	1.57	0.00	0.97
S	0.01	0.03	0.01	0.05	0.03	0.17	0.31	0.05	0.07	0.01	0.06
Li, г/т	18.9	13.8	2.3	2.1	2.6	27.5	34.7	7.9	21.1	6.5	3.1
Cs	0.83	1.9	0.03	0.35	0.03	2.2	1.5	0.89	5.1	0.15	0.11
Rb	25.1	32.5	1.3	2.1	1.0	83.9	7.6	18.8	45.9	3.1	1.2
Sr	285	147	181	210	199	340	161	265	202	50	204
Ba	644	313	47	72	46	813	183	386	421	83	40
Y	16.9	11.7	2.4	3.8	1.7	19.0	4.0	10.8	15.6	3.1	3.0
Zr	45	66	4.6	6.3	4.0	63	12	35	75	6.5	3.7
Hf	1.7	2.6	0.14	0.20	0.12	2.2	0.31	0.91	2.1	0.31	0.13
Nb	4.8	5.1	0.23	0.26	0.25	5.4	0.56	2.0	5.0	0.40	0.16
Ta	0.23	0.31	0.03	0.01	0.02	0.28	0.06	0.10	0.22	<0.03	0.01
La	37.3	14.4	1.4	1.8	1.4	13.9	3.2	6.8	16.0	2.1	1.2
Ce	53.0	29.6	2.7	3.9	2.7	29.5	6.8	13.8	32.2	4.1	2.6
Pr	5.12	3.46	0.35	0.52	0.33	3.58	0.87	1.80	3.71	0.49	0.35
Nd	17.0	13.0	1.5	2.3	1.3	14.4	3.5	7.4	15.1	2.0	1.6
Sm	3.10	2.48	0.35	0.57	0.28	3.17	0.70	1.67	3.08	0.47	0.43
Eu	0.97	0.72	0.27	0.32	0.31	0.83	0.22	0.64	0.90	0.19	0.30
Gd	2.94	2.50	0.40	0.66	0.30	3.33	0.69	1.75	2.98	0.46	0.50
Tb	0.53	0.41	0.07	0.12	0.05	0.57	0.12	0.30	0.51	0.09	0.09
Dy	3.23	2.42	0.44	0.72	0.32	3.52	0.71	1.89	3.08	0.54	0.56
Ho	0.66	0.50	0.09	0.15	0.07	0.75	0.16	0.41	0.63	0.11	0.12
Er	1.95	1.46	0.27	0.45	0.19	2.22	0.45	1.22	1.84	0.33	0.33
Tm	0.30	0.21	0.04	0.06	0.03	0.33	0.07	0.19	0.28	0.05	0.05
Yb	1.85	1.39	0.26	0.41	0.18	2.14	0.46	1.17	1.78	0.35	0.31
Lu	0.28	0.22	0.04	0.06	0.03	0.33	0.07	0.18	0.27	0.06	0.05
Pb	21.1	5.7	0.57	1.2	0.62	4.0	12.3	2.7	6.6	0.89	0.76
Th	3.53	3.76	0.15	0.15	0.14	3.14	0.49	1.01	3.90	0.62	0.10
U	0.44	0.64	0.03	0.03	0.03	0.67	0.10	0.18	0.60	0.09	0.02

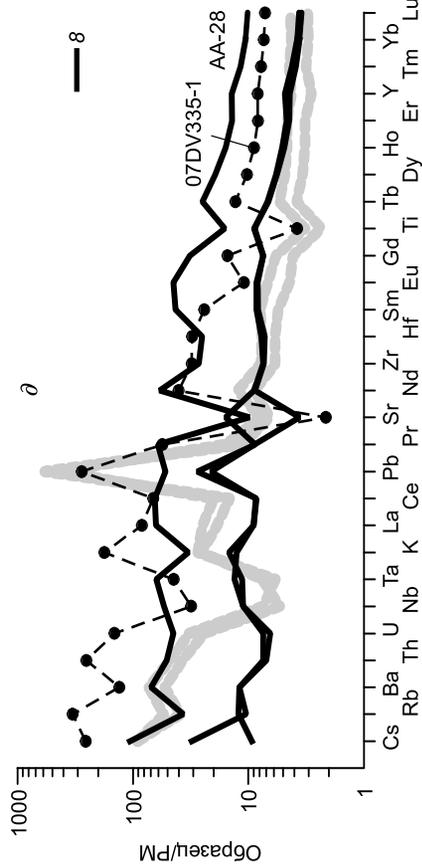
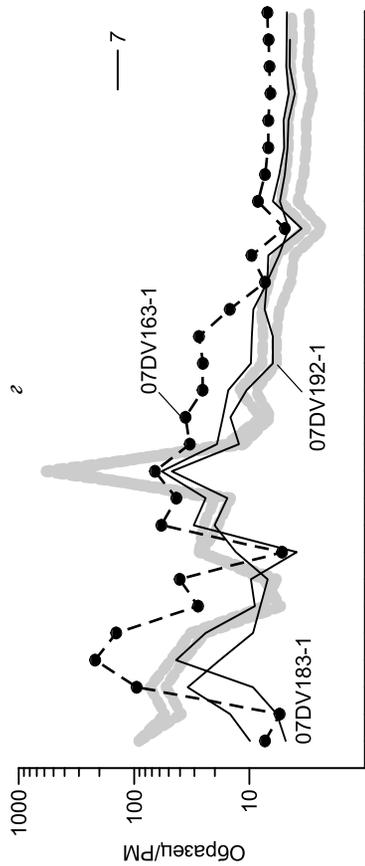
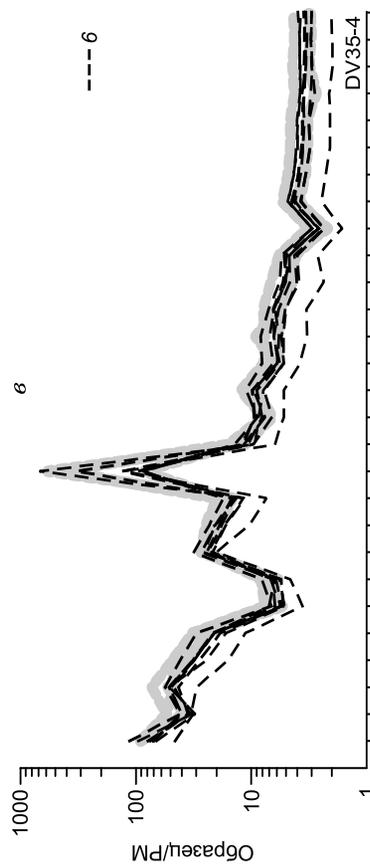
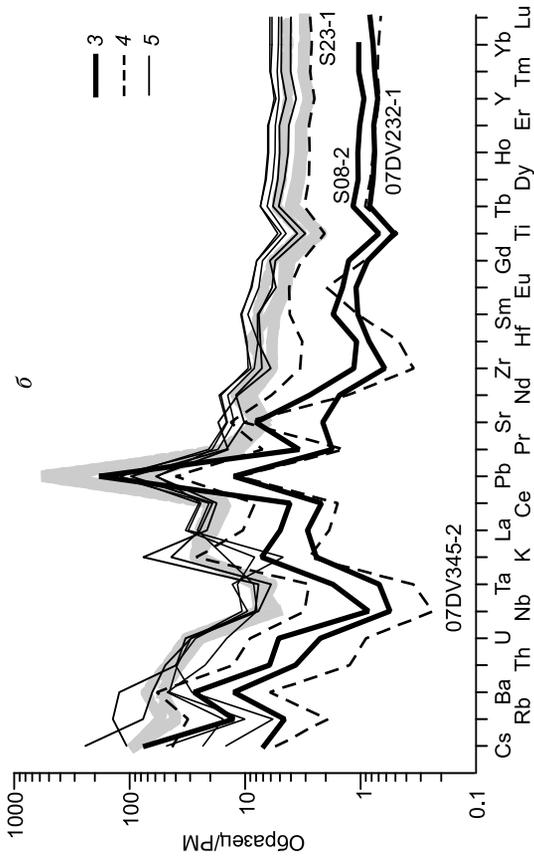
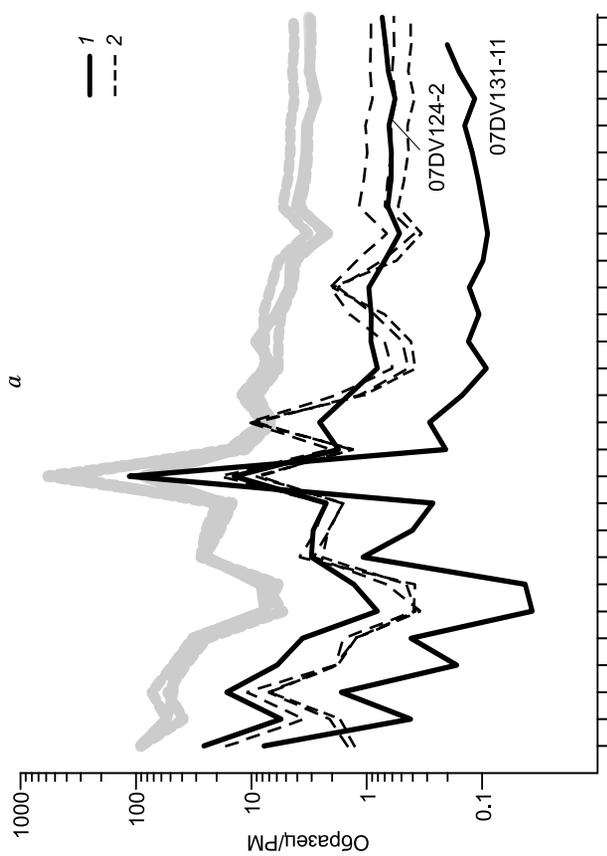
Компонент	183-1	192-1	AA-28	323-1	327-6	335-1	35-01	106-2a	109-8b	128-1	162-1
	26	27	28	29	30	31	I	II	III	IV	V
SiO ₂ , мас. %	53.38	51.92	49.45	48.49	48.42	69.61	82.71	61.60	65.85	94.20	76.40
TiO ₂	0.71	0.92	3.22	1.78	1.80	0.76	1.12	1.15	1.19	0.47	0.93
Al ₂ O ₃	16.50	15.82	14.60	12.00	12.43	16.60	6.50	17.14	18.68	3.77	12.97
FeO	8.81	9.84	14.64	11.59	12.71	5.54	5.16	8.53	6.71	0.32	1.51
MnO	0.16	0.16	0.39	0.20	0.23	0.03	0.05	0.16	0.12	<0.01	0.04
MgO	6.72	7.53	4.67	10.61	10.91	0.89	1.48	2.84	2.06	0.10	0.93
CaO	11.24	11.16	5.21	11.57	11.05	0.25	0.86	3.65	0.56	0.00	0.98
Na ₂ O	2.15	2.06	5.35	3.07	1.71	0.99	0.73	2.08	0.83	0.03	2.15
K ₂ O	0.11	0.38	0.96	0.37	0.43	5.12	1.22	2.72	3.85	1.08	3.25
P ₂ O ₅	0.15	0.17	1.53	0.15	0.15	0.22	0.16	0.12	0.12	0.03	0.81
Cr ₂ O ₃	0.07	0.05	0.00	0.19	0.17	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
П.п.п.	2.42	2.48	2.80	5.61	3.05	2.50	1.43	3.03	3.04	0.76	2.05
S	0.12	0.10	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.72	0.28	0.28	0.05	0.11

Компонент	183-1	192-1	AA-28	323-1	327-6	335-1	35-01	106-2a	109-8b	128-1	162-1
	26	27	28	29	30	31	I	II	III	IV	V
Li, г/т	25.9	9.9	24.2	17.3	14.4	15.0	—	43.9	75.9	0.79	23.4
Cs	0.10	0.21	2.2	0.65	0.20	5.4	—	1.4	6.9	0.84	3.9
Rb	3.5	8.9	22.0	6.3	7.3	200	44.6	86.8	148	29.9	167
Sr	340	292	195	72	313	42	81	134	128	9.6	97
Ba	61	227	461	79	79	864	139	659	368	1604	726
Y	19.6	17.4	60.0	20.8	18.8	35.6	15.7	36.6	43.9	17.6	38.5
Zr	102	66	283	77	78	325	141	251	265	288	355
Hf	2.7	1.8	7.1	2.0	2.2	8.7	—	6.8	7.4	7.4	9.5
Nb	5.9	5.3	35.6	7.3	7.3	20.6	31.5	14.2	25.7	8.0	18.6
Ta	0.36	0.26	2.3	0.49	0.42	1.6	—	0.98	1.7	0.31	1.3
La	19.7	13.0	40.9	5.9	5.8	54.2	—	47.8	54.2	22.5	25.0
Ce	40.2	26.0	108	14.4	14.3	112	—	97.2	108	49.1	61.0
Pr	4.86	3.14	15.5	2.23	2.21	14.1	—	11.1	13.0	6.05	7.14
Nd	19.1	13.3	73.5	11.0	11.1	50.2	—	41.5	48.3	22.8	28.6
Sm	3.77	3.01	17.36	3.35	3.45	9.81	—	7.54	9.36	4.40	6.60
Eu	1.08	1.09	6.87	1.28	1.31	1.68	—	1.39	2.02	0.79	1.28
Gd	3.73	3.03	17.5	4.04	4.05	8.27	—	6.82	8.03	3.30	6.53
Tb	0.62	0.54	2.48	0.68	0.67	1.28	—	1.12	1.37	0.52	1.13
Dy	3.73	3.33	13.01	3.89	3.79	6.93	—	6.76	8.21	3.06	6.70
Ho	0.75	0.70	2.35	0.76	0.73	1.33	—	1.39	1.67	0.63	1.39
Er	2.22	2.01	6.07	2.04	1.94	3.62	—	4.17	5.03	1.96	4.18
Tm	0.33	0.30	0.79	0.28	0.26	0.53	—	0.62	0.79	0.32	0.64
Yb	2.10	1.97	4.69	1.66	1.59	3.23	—	4.03	5.06	2.02	4.17
Lu	0.32	0.30	0.68	0.24	0.23	0.49	—	0.62	0.75	0.31	0.65
Pb	3.86	3.15	3.50	1.42	1.86	18.6	4.89	11.5	21.3	5.79	3.23
Th	3.45	1.45	4.07	0.56	0.59	20.1	—	13.8	14.7	5.93	15.5
U	0.49	0.19	0.90	0.13	0.15	2.93	—	2.59	3.29	1.61	9.23

Примечание. Порядковые номера отвечают табл. 1: 1—7 — серия образцов DV (DV35-2 и т.д.); 8—18 — серия образцов 07DV (07DV109-8a и т.д.), полевой сезон 2007 г.; 20—22 — серия образцов S (разрез Школьный); 23—27 — серия образцов 07DV; 28 — серия образцов AA (руч. Моренный); 29—31 — серия образцов 07DV. Содержания главных и примесных элементов определены в аналитической лаборатории Тасманийского университета: Ba и Zr — XRF, остальные — ICP-MS.

Минимальные содержания несовместимых элементов в полной выборке составов интрузивных и субвулканических пород (см. рис. 2, *a—в*) имеет дунит 07DV131-11, тогда как картина относительных концентраций для плагиодунитов и габброноритов выглядит неожиданно. На рис. 2, *a* хорошо видно, что типичные разновидности габброноритов характеризуются одинаковым или более низким уровнем содержаний несовместимых элементов по сравнению с (казалось бы более примитивным) плагиодунитом 07DV124-2. Эта тенденция прослеживается и на рис. 2, *б*, где габбронорит 07DV345-2 из верхней части разреза Йоко содержит существенно меньше Ba, Rb, U, Th, Ta, Nb, Zr, La, Ce и Lu, чем плагиодуниты 07DV232-1 и S08-2 из основания плутона в его краевых частях. При этом габбронориты из силла Верблюд имеют примерно на порядок более высокие содержания несовместимых элементов, чем отмеченные выше интрузивные габбронориты (см. рис. 2, *a—в*).

Мы полагаем, что такие соотношения можно рассматривать как сигнал более низкой пористости габброидных кумулатов массива по сравнению с богатыми кумулюсным оливином приконтактовыми породами. Иными словами, плагиодуниты представляют собой мезокумулаты, сохранившие заметные количества исходного расплава, тогда как рассмотренные габбронориты почти не содержат интеркумулуса. Подобные наблюдения согласуются с гипотезой, что миграция и отжим поровых интеркумулусных расплавов играли важную роль при формировании расслоенности Йоко-Довыренского массива [Арискин и др., 2003]. Причем процессы инфильтрации расплавов в большей мере проявлены в главном интрузивном теле, чем в области эндоконтактов и относительно маломощных силлах, подстилающих его основание. Очевидно, что максимальная пористость кумулуса (повышенное количество интеркумулусного расплава) характерна для фаций нижнего эндоконтакта массива (обр. 07DV100-3b1, 07DV100-1, 07DV132-7 и приконтактовый диабаз S03-1), пород верхнего эндоконтакта в разрезе Школьный (S25-



Cs Ba U Ta La Pb Sr Zr Sm Gd Tb Ho Y Yb
Rb Th Nb K Ce Pr Nd Hf Eu Ti Dy Er Tm Lu

Cs Ba U Ta La Pb Sr Zr Sm Gd Tb Ho Y Yb
Rb Th Nb K Ce Pr Nd Hf Eu Ti Dy Er Tm Lu

Рис. 2. Мультиэлементные спектры для магматических пород сыннырско-довыренского вулканоплутонического комплекса.

a и *б* — породы центральной и краевых (разрезы Школьный и Йоко) частей Йоко-Довыренского массива соответственно: *a* — породы эндоконтакта, обр. 07DV100-3b1, 07DV100-1 и 07DV132-7 (на всех диаграммах показаны серыми линиями); ультрамафиты, обр. 07DV124-2, 07DV131-11 (*1*) и разновидности габроноритов, обр. 07DV151-1, 07DV152-1, 07DV154-1 (*2*); *б* — плагиодуниты, обр. 07DV232-1, S08-2 (*3*); *О* — содержащие габронориты 07DV345-2 и S23-1 (*4*); безольвиновые габронориты из зоны верхнего эндоконтакта (S25-4, S25-6, S26-1) и диабаз с нижнего контакта S03-1 (*5*); *е* — ультрамафит-мафитовый силл Верблюд: разновидности габроноритов, обр. DV35-2, -4, -7, -8, -9, -11, -12 и -13 (*6*), серпентинизированные перидотиты DV35-18 и DV35-19 не показаны; *з* и *д* — ассоциирующие вулканы: *з* — низко-*Ti* серия сыннырской свиты, обр. 07DV183-1, 07DV192-1 (*7*), альбитовый роговик 07DV163-1 показан для сравнения; *д* — высоко-*Ti* базальты иняптуковской свиты, обр. 07DV327-6, AA28 (*8*) и слабометаморфизованный туфоалеврит 07DV335-1 с контакта дайки кварцевых порфиров. Валовые составы пород нормированы на состав примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]. Составы большинства образцов приведены в табл. 2; DV35-8 и DV35-9 см. в [Арискин и др., 2013].

4, S25-6, S26-1) и габроноритов из силла Верблюд (см. рис. 2, *a—в*). Эти выводы находят подтверждение в результатах, указывающих на широкое распространение троктолитовых и габброидных адкумулатов в Довырене и связанную с этим высокую степень обедненности пород массива несовместимыми компонентами относительно родительских магм [Ariskin et al., 2013].

Составы низко-*Ti* вулканитов сыннырской свиты согласуются со спектрами интрузивных пород Довырена (см. рис. 2, *з*). Это касается уровня содержаний (близки породам эндоконтакта плутона) и формы спайдер-диаграмм, хотя Nb-Ta минимум в диабазе 07DV183-1 и базальте 07DV192-1 проявлен не так отчетливо, а пиковые концентрации Pb на порядок ниже максимума, наблюдаемого в закалочных габронорите и пикродолерите. В целом геохимические данные позволяют рассматривать сыннырские вулканы как вероятный комагмат довыренских магм.

Спектр содержаний несовместимых элементов в альбитовом роговике 07DV163-1 (см. рис. 2, *д*) не имеет прямого отношения к сыннырским вулканистам и приведен для сравнения. Аномальность этого образца проявляется в отсутствии Pb максимума и выраженного Nb-Ta минимума (на фоне резкого обеднения K, Cs и Rb), а также сильном накоплении Th и U, которое типично для вмещающих черносланцевых толщ. Близкие характеристики, за исключением K, Cs и Rb, имеет контактовый туфоалеврит 07DV335-1 (см. рис. 2, *д*). Эти особенности (несмотря на очевидную метасоматическую природу альбитизированной породы) позволяют рассматривать оба образца как сохранившие определенную запись первично-осадочного происхождения.

По сравнению с сыннырскими вулканистами и породами интрузивного комплекса высоко-*Ti* базальты иняптуковской свиты демонстрируют пологие спектры распределения РЗЭ, отсутствие Nb-Ta минимума и заметного накопления Ba, Th и U относительно K и La (см. рис. 2, *д*). Такие особенности свидетельствуют об отсутствии прямой генетической связи между высоко-*Ti* базальтами и породами Довырена, несмотря на пространственную близость их проявления. В целом петрогеохимические параметры низко-*Ti* и высоко-*Ti* серий отвечают соотношениям, установленным для многих внутриконтинентальных трапповых провинций.

ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА

Результаты исследований изотопного состава довыренских пород для Rb-Sr и Sm-Nd систем суммированы в табл. 3, для Th-U-Pb системы — в табл. 4. Валовые содержания Rb, Sr, U, Th и Pb в этих таблицах приведены по результатам Q-ICPMS анализов, полученных в Мельбурнском университете, и хорошо согласуются с данными аналитической лаборатории Тасманийского университета (см. табл. 2).

Rb-Sr система. На рис. 3 показаны исходные изотопные отношения стронция в интрузивных породах Довырена и ассоциирующих вулканистах для 728 млн лет относительно концентрации Sr. Для сравнения приведены также более ранние результаты [Amelin et al., 1996], рассчитанные на тот же возраст. Подавляющее большинство этих данных группируются в отчетливый кластер габроноритов и диабазов, который по диапазону вариаций ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_T (~0.710—0.714) перекрывается с ультрамафитами, хотя для них типичны более низкие содержания Sr (обычно менее 50 г/т). При этом установлено, что три образца наиболее примитивных пород массива из зоны закалки пород плутона (обр. 07DV100-1, 07DV100-1-3b1) и примыкающего сверху горизонта плагиодунитов (07DV124-2) характеризуются максимальными значениями ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_T около 0.714 (см. рис. 3, эти составы помечены звездочками). Повышенные значения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_T для эндоконтактовых пород, по-видимому, не случайны. Впервые это отметил Е.В. Кислов [1998], который допустил, что относительная обогащенность радиогенным Sr в породах непосредственного контакта обусловлена возможностью более эффективного взаимодействия магмы с вмещающими алевролитами по сравнению с внутренними частями массива. Это предположение, однако, не согласуется с высоким значением ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_T в об-

Таблица 3. Результаты исследования Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем в магматических и метасадочных породах сыннырско-довыренского вулканоплутонического комплекса

Образец	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$
	г/г					г/г				
DV35-2	20.9	124.1	0.4879	0.717749	0.7127	2.07	9.9	0.1265	0.511595	-13.8
DV35-4	19.8	93.4	0.6152	0.718554	0.7122	1.44	6.8	0.1274	0.511624	-13.4
DV35-7	23.2	148.8	0.4524	0.716999	0.7123	2.41	11.4	0.1279	0.511600	-13.9
DV35-11	22.6	174.1	0.3763	0.716067	0.7122	2.70	12.5	0.1302	0.511601	-14.1
DV35-13	17.8	177.1	0.2914	0.715719	0.7127	2.16	10.2	0.1286	0.511566	-14.6
DV35-18	9.3	3.8	7.1792	0.781489	0.7068	2.22	10.9	0.1229	0.511640	-12.6
DV35-19	11.2	5.6	5.8183	0.766760	0.7063	1.52	7.2	0.1270	0.511673	-12.4
07DV109-8a	25.3	134.9	0.5439	0.718193	0.7125	2.52	12.0	0.1261	0.511599	-13.7
07DV100-1	23.8	129.2	0.5335	0.719405	0.7139	2.20	10.9	0.1216	0.511457	-16.1
07DV100-3b1	32.8	156.5	0.6074	0.720148	0.7138	3.15	15.5	0.1222	0.511460	-16.1
07DV124-2	3.2	50.5	0.1833	0.715835	0.7139	0.38	1.8	0.1322	0.511505	-16.1
07DV131-5	0.1	22.5	0.0097	0.711358	0.7113	1.09	4.4	0.1479	0.511799	-11.8
07DV131-11	0.3	5.7	0.1329	0.714926	0.7135	0.04	0.2	0.1410	0.511723	-12.7
07DV132-4	23.4	287.1	0.2357	0.717375	0.7149	2.90	15.7	0.1113	0.511526	-13.8
07DV132-7	29.8	133.9	0.6455	0.720125	0.7134	2.20	11.2	0.1185	0.511545	-14.1
07DV151-1	1.2	175.6	0.0204	0.711970	0.7118	0.34	1.4	0.1424	0.511632	-14.6
07DV152-1	2.1	209.8	0.0290	0.709697	0.7094	0.54	2.1	0.1518	0.511727	-13.6
07DV154-1	1.0	189.2	0.0146	0.712171	0.7120	0.27	1.3	0.1314	0.511571	-14.8
07DV163-1	3.3	714.4	0.0133	0.714166	0.7140	5.62	31.0	0.1094	0.511815	-7.9
S01-3	79.2	331.3	0.6923	0.719164	0.7120	3.10	14.6	0.1280	0.511688	-12.2
S08-2	7.5	159.2	0.1368	0.713897	0.7125	0.70	3.5	0.1192	0.511512	-14.8
S23-1	18.8	267.4	0.2036	0.711943	0.7098	1.65	7.5	0.1332	0.511610	-14.2
07DV220-1	42.3	199.5	0.6135	0.719867	0.7135	3.08	16.0	0.1162	0.511464	-15.4
07DV232-1	2.6	42.5	0.1788	0.712865	0.7110	0.41	1.9	0.1333	0.511641	-13.6
07DV345-2	1.2	204.0	0.0164	0.710769	0.7106	0.38	1.4	0.1584	0.511779	-13.2
07DV183-1	3.5	340.0	0.0296	0.713017	0.7127	3.63	18.2	0.1208	0.511573	-13.7
07DV192-1	8.9	291.6	0.0879	0.707748	0.7068	2.74	12.3	0.1339	0.511642	-13.6
AA28	21.6	188.9	0.3301	0.708233	0.7048	16.43	68.9	0.1440	0.512619	4.6
07DV323-1	5.4	62.5	0.2506	0.705407	0.7028	3.16	10.6	0.1804	0.512859	5.8
07DV327-6	7.1	309.4	0.0660	0.704260	0.7036	3.31	11.2	0.1794	0.512846	5.7
07DV335-1	195.6	41.2	13.876	0.823519	—	9.59	50.9	0.1138	0.511699	-10.6

Примечание. Описание образцов см. табл. 1.

разце плагиодунита 07DV124-2 (см. рис. 3), который был отобран на расстоянии более 100 м от интрузивного контакта, и данными по изотопному составу Nd (рис. 4). Ниже будет показано, что в действительности породы эндоконтакта плутона представляют ранние порции довыренских магм, несущие первичный сигнал аномально высокой (максимальной среди довыренских пород) обогащенности радиогенными изотопами Sr и Nd и практически незатронутые процессами *in situ* ассимиляции вмещающих пород, в частности, карбонатов.

Из генеральной совокупности интрузивных пород (см. рис. 3) выделяются три образца: плагиодунит D8 [Amelin et al., 1996] и два сильносерпентинизированных перидотита из верхней части силла Верблюд — DV35-18 и DV35-19 (см. табл. 3). Они характеризуются заметно более низкими начальными отношениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$ — от 0.7058 до 0.7068. Потери при прокаливании для этих трех образцов составляют от 5.0 до 8.5 мас. %, причем Rb/Sr отношения в наиболее сильносерпентинизированных породах DV35-18 и DV35-19 необычно высоки для перидотитов, составляя 2.5 и 2.0 соответственно. Эксперименты с кислотным выщелачиванием для обр. DV35-18 показали, что возраст формирования высоко-Rb фазы отвечает 659 ± 5 млн лет (СКВО = 1.3), который был интерпретирован как возраст серпентинизации субвулканических и интрузивных пород [Арискин и др., 2013]. Это дает основания рассматривать и другие породы с высокими отношениями Rb/Sr и пониженными $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$ как резуль-

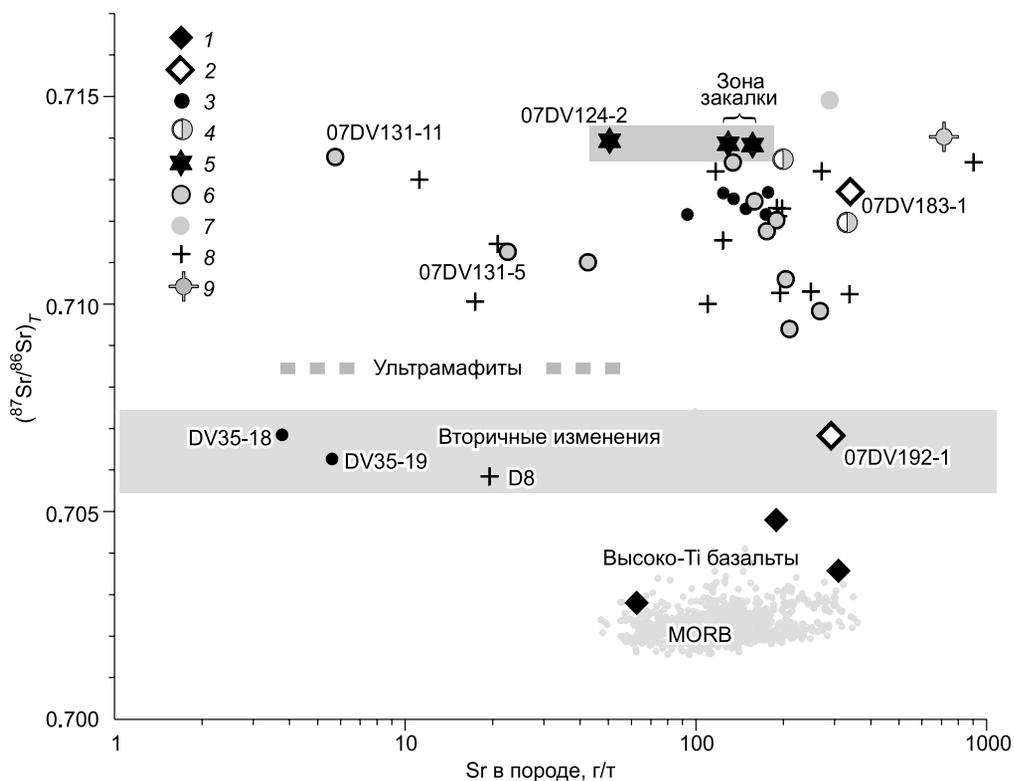


Рис. 3. Исходные изотопные отношения стронция в зависимости от содержаний Sr в образцах сыннырско-довыренского вулканоплутонического комплекса.

1, 2 — вулканиты: 1 — высоко-Тi базальты иняптукской свиты, 2 — низко-Тi базальт (07DV192-1) и диабаз (07DV183-1) сыннырской свиты; 3, 4 — субвулканические тела интрузивного комплекса: 3 — ультрамафит-мафитовый силл Верблюд (DV35-18, DV35-19 — сильносерпентинизированные породы) и силл Магнетитовый, 4 — диабазы разрезов Школьный (S01-3) и Йоко (07DV220-1); 5 — породы Йоко-Довыренского массива: пикродолериты зоны закалки (07DV100-1, 07DV100-3b1) и плагиодунит 07DV124-2; 6—9 — другие (плагио)дуниты, меланотроктолиты и габбронориты: 6, 7 — наши данные: 6 — разрезы Большой, Школьный и Йоко, в том числе верлит 07DV131-5 и дунит 07DV131-11; 7 — прожилок мелкозернистого лейконорита в Pl-лерцолите; 8 — [Amelin et al., 1996], в том числе аномальный плагиодунит D8, нормальные (плагио)дуниты D6, IV-25, IV-64 и диабаз из силла TST-24; 9 — альбитовый роговик 07DV163-1. Мелкими серыми точками показаны параметры возможного мантийного источника MORB типа возрастом 728 млн лет (1550 анализов, по данным [Костицын, 2004, 2007]).

тат наложенных гидротермально-метасоматических процессов, затронувших весь вулканоплутонический комплекс, включая последовательность вулканитов и вмещающих пород. Одних этих эффектов недостаточно для объяснения изотопных характеристик плагиодунита D8, который помимо пониженного отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$ имеет к тому же резко аномальный состав по $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ [Amelin et al., 1996]. Эти авторы допустили, что подобные отклонения явились следствием локальной контаминации довыренской магмой доломитизированных мраморов. Заметим, что диопсидовый верлит 07DV131-5 (как очевидный продукт контаминации дунита карбонатом) и дунит 07DV131-11 из зоны развития апокарбонатных скарнов в ультрамафитах Довырена по параметрам Rb-Sr и Sm-Nd систем незначительно отличаются от других пород массива (см. рис. 3, 4).

Наиболее обогащенные характеристики по отношению $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$ в исследованной выборке имеют два образца (см. табл. 3): прожилок лейкократового габбронорита 07DV132-4 в Pl-лерцолите (0.7149) и альбитовый роговик 07DV163-1 (0.7140). Здесь мы подчеркиваем близость изотопного состава Sr для альбитового роговика и ороговикованного алевролитового сланца TST-28 (0.7147), по данным [Amelin et al., 1996], которое найдет подтверждение в данных для Sm-Nd системы (рис. 5).

Среди составов вулканических пород (см. рис. 3) четко обособляются высоко-Тi базальты иняптукской свиты с наиболее низким отношением $0.7028 \leq (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T \leq 0.7048$, которое близко параметрам возможной верхнерифейской мантии. Два образца, представляющие сыннырскую свиту вулканитов, на рис. 3 разделились: диабаз 07DV183-1 оказался в основной габброноритовой группе (0.7127), тогда как низко-Тi базальт 07DV192-1 характеризуется заметно более низким значением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = 0.7068$. Оба образца имеют низкие отношения $\text{Rb}/\text{Sr} \leq 0.03$, а по величине $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ практически идентичны (см. табл. 3,

рис. 4). Тем не менее полная сосюритизация плагиоклаза и амфиболитизация пироксена в андезит-базальтовом порфирите 07DV192-1 также указывают на вторичные изменения как главную причину пониженного отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_T.

Sm-Nd система. Рис. 4 показывает зависимость между начальным изотопным составом неодима, представленным в виде $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ в интрузивных породах, диабазах, вулканитах и вмещающих породах, и содержанием Nd в образцах (см. табл. 3, данная статья, [Amelin et al., 1996, см. табл. 2]). На основе этих вариаций можно выделить четыре группы изотопных составов. Первая включает высоко-Ti базальты иняптужской свиты: $4.6 \leq \epsilon_{\text{Nd}}(T) \leq 5.8$. Вторую составляют альбитовый роговик 07DV163-1 и контактовый туфоалеврит 07DV335-1 с относительно высокими содержаниями Nd (31.0 и 50.9 г/т) и значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -7.9$ и -10.6 соответственно. Эти характеристики перекрываются с параметрами трех сланцев TST-23, TST-28 и TST-29 (23—45 г/т Nd, среднее значение $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -9.1 \pm 2.0$ [Amelin et al., 1996]). В третью группу можно объединить диабазы и ультрамафиты Довырена с промежуточными значениями $-12.7 \leq \epsilon_{\text{Nd}}(T) \leq -11.8$, включая серпентинизированные дуниты DV35-18 и DV-35-19, приконтактный диабаз S01-3 с участка Школьный, контаминированные верлит 07DV131-5 и дунит 07DV131-11. Четвертая и главная группа включает большинство интрузивных габброноритов и диабаз 07DV220-1 с участка Йоко, демонстрирующие устойчивый диапазон $-15.4 \leq \epsilon_{\text{Nd}}(T) \leq -13.4$ при широком размахе содержаний Nd. В эту же группу попали изотопные составы обоих сыннырских вулканитов (см. рис. 4). Вновь отмечаем, что все три образца из контакта и нижней зоны массива (07DV100-1, 07DV100-1-3b1, 07DV124-2) несут наиболее обогащенные изотопные метки, демонстрируя минимальное значение $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -16.1$ относительно других пород вулканоплутонического комплекса. С этой оценкой согласуются данные [Amelin et al., 1996] для закаленного габбронорита I2, пересчитанные (в отличие от первоисточника) на возраст кристаллизации 728 млн лет ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -15.8$).

Ковариации изотопных отношений в Sr-Nd системе. Сопряженные изменения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_T и $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ для магматических и метасадочных пород сыннырско-довыренского комплекса показаны на рис. 5. Эти данные позволяют сформулировать три главных вывода.

1. Вероятным источником высоко-Ti базальтов иняптужской свиты являлось вещество верхнерифейской деплетированной мантии.

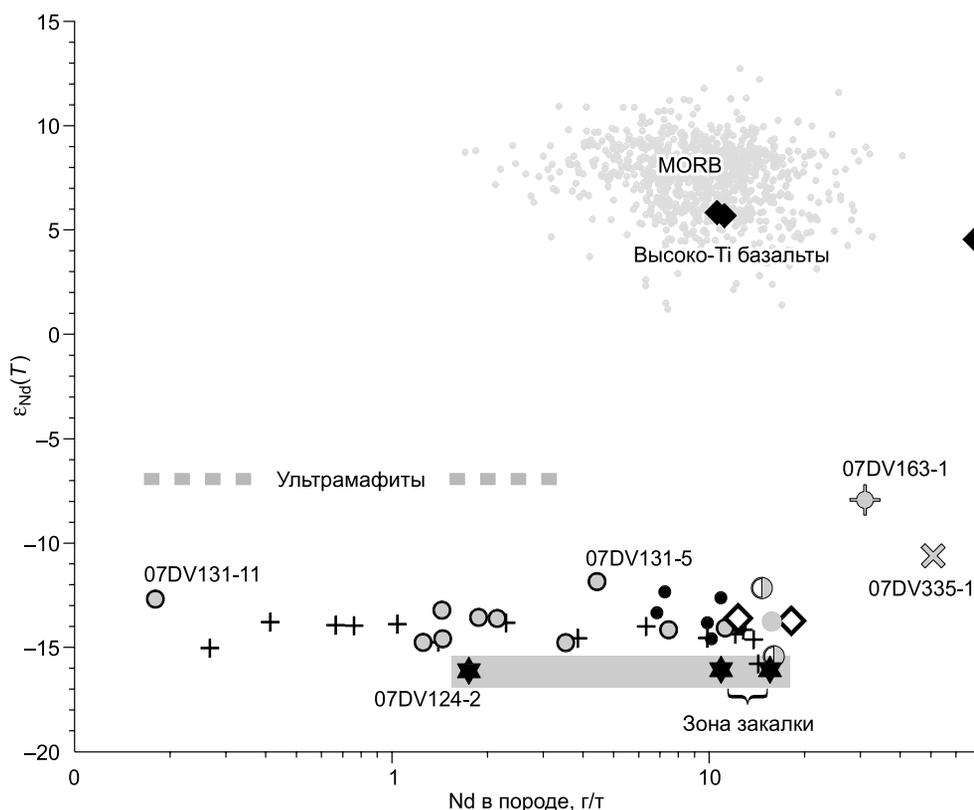


Рис. 4. $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ в зависимости от содержаний Nd в образцах сыннырско-довыренского вулканоплутонического комплекса.

I — контактовый туфоалеврит 07DV335-1. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3.

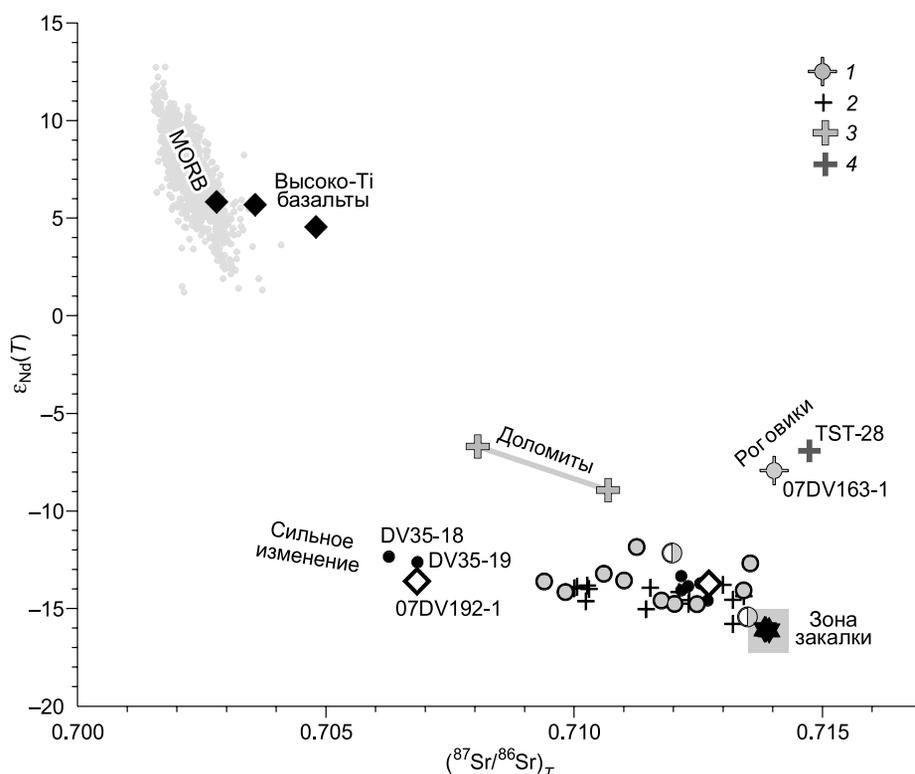


Рис. 5. Ковариации исходных изотопных соотношений Sr и Nd в магматических и метаосадочных породах сыннырско-довыренского комплекса.

1 — альбитовый роговик 07DV163-1; 2—4 — данные [Amelin et al., 1996]: 2 — (плагио)дуныты D6, IV-25, IV-64 и диабаз из силла TST-24, 3 — доломитизированные мраморы (обр. II и X-Ioko), 4 — ороговикованный алевролитовый сланец TST-28. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3. Составы наиболее измененных образцов DV35-18, DV35-19 и 07DV192-1 позволяют наметить направление тренда вторичных изменений (от закалочных пород), связанного с гидротермально-метасоматическим воздействием.

2. Интрузивные и субвулканические тела, а также низко-Ti базальты сыннырской свиты представляют комагматичный материал, несущий признаки крайне высокой обогащенности источника исходных магм.

3. Эндоконтактные породы Йоко-Довыренского массива, представляющие исходную высокомагнезиальную магму, одновременно характеризуют наиболее обогащенный (в терминах изотопных отношений) тип магм для всей ассоциации интрузивных пород и вулканитов. Об этом свидетельствует их крайнее положение на диаграмме $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T - \epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (см. рис. 5). Этот последний вывод оказывается полезен для последующих генетических реконструкций, поскольку изотопные свойства закаленных пород можно использовать в качестве своего рода репера, разделяющего сигналы обогащенного источника на докамерной стадии и верхнекоровой (внутрикамерной) контаминации исходных довыренских магм. Эту особенность изотопного состава Nd в приконтактных породах Довырена также подметили [Amelin et al., 1996], которые использовали $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ для закаленного габбронорита I2 в масс-балансовых расчетах, направленных на оценку количества и состава возможных контаминантов. На основании наших данных в качестве параметров наиболее примитивных довыренских магм, поступивших в область формирования плутона, можно принять средние оценки $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = 0.71387 \pm 0.00010$ (2σ) и $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -16.09 \pm 0.06$.

Другое важное наблюдение состоит в идентификации изотопных характеристик двух типов терригенно-осадочного материала, который мог быть частично ассимилирован ранее обогащенной исходной довыренской магмой. В эту группу входят доломитизированные мраморы и алевролитовые сланцы, они были подвергнуты низким фациям метаморфизма. Очевидно, что изученный нами альбитовый роговик 07DV163-1 сохраняет изотопные Sr-Nd метки такого протолита, несмотря на существенную альбитизацию. Интересно, что оба типа корового осадочного материала по величине $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ являются менее обогащенными по сравнению с интрузивными породами Довырена, большинство которых демонстрируют промежуточные характеристики между вероятной исходной магмой (закалочными породами) и карбонатами.

Третья особенность представленных на рис. 5 соотношений — отчетливый тренд вторичных изменений, проявляющийся при сопоставлении наименее (включая породы закалки) и наиболее измененных образцов DV35-18, DV35-19 и 07DV192-1. Этот тренд свидетельствует о низкой чувствительности $\epsilon_{Nd}(T)$ к процессам гидротермально-метасоматического воздействия и кажущемуся понижении ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_T за счет возрастания Rb/Sr отношения при повышении степени измененности пород.

U-Pb система. В работе [Amelin et al., 1996] были впервые представлены данные об изотопном составе свинца в четырех фракциях плагиоклаза, отобранных вручную из габбронорита (силл, подстилающий интрузив) и трех пород Йоко-Довыренского массива. В дополнение были изучены изотопные составы трех ороговикованных сланцев TST-23, TST-28 и TST-29 из контактового ореола плутона. Комбинируя изотопные характеристики твердофазовых остатков после выщелачивания пород и минералов и комплементарных вытяжек, эти авторы построили изохрону в координатах $^{207}Pb/^{204}Pb$ — $^{206}Pb/^{204}Pb$, отвечающую примерному возрасту интрузивных пород Довырена — 713 ± 120 млн лет. Отсутствие данных о содержании Th, U и Pb в этих пробах не позволило вычислить начальные изотопные отношения свинца на возраст кристаллизации пород и провести анализ имеющейся информации.

В табл. 4 сведены результаты исследований U-Pb системы для тех же образцов, которые представлены в табл. 3, 4 для Rb-Sr и Sm-Nd систем. На рис. 6 эти данные приведены в виде исходных соотно-

Таблица 4. Изотопные отношения U, Th и Pb в магматических породах сынырско-довыренского вулканоплутонического комплекса

Образец	Содержания, г/г			$^{238}U/^{204}Pb$	$^{232}Th/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	$(^{206}Pb/^{204}Pb)_T$	$(^{207}Pb/^{204}Pb)_T$	$(^{208}Pb/^{204}Pb)_T$
	U	Th	Pb								
DV35-2	0.38	2.25	8.74	2.69	16.60	17.73	15.56	38.08	17.40	15.54	37.47
DV35-4	0.23	1.26	8.51	1.68	9.55	17.74	15.56	37.89	17.54	15.55	37.53
DV35-7	0.44	2.54	22.2	1.24	7.38	17.64	15.54	37.83	17.50	15.53	37.56
DV35-11	0.43	2.54	6.03	4.42	27.28	17.58	15.54	38.34	17.05	15.51	37.34
DV35-13	0.34	1.94	45.8	0.45	2.70	17.46	15.53	37.62	17.41	15.53	37.52
DV35-18	0.20	1.29	2.59	4.75	32.42	17.90	15.57	38.44	17.33	15.53	37.24
DV35-19	0.27	1.52	3.53	4.77	28.13	17.92	15.57	38.52	17.35	15.53	37.49
07DV109-8a	0.54	2.91	9.05	3.75	20.82	17.78	15.55	38.26	17.33	15.53	37.49
07DV100-1	0.52	3.00	35.07	0.93	5.49	17.66	15.56	37.68	17.55	15.55	37.48
07DV100-3b1	0.68	3.60	23.18	1.84	10.02	17.68	15.55	37.89	17.46	15.53	37.52
07DV124-2	0.07	0.39	0.88	5.03	28.93	17.80	15.56	38.58	17.20	15.52	37.52
07DV131-5	0.14	0.51	20.48	0.44	1.59	17.69	15.57	37.57	17.64	15.56	37.51
07DV131-11	0.01	0.01	7.68	0.07	0.11	17.69	15.56	37.53	17.68	15.56	37.53
07DV132-4	0.44	3.53	21.06	1.32	10.83	17.76	15.56	38.01	17.61	15.55	37.61
07DV132-7	0.64	3.76	5.71	7.13	43.34	17.99	15.55	39.15	17.13	15.50	37.55
07DV151-1	0.03	0.13	0.50	3.18	17.18	17.31	15.54	38.10	16.93	15.51	37.47
07DV152-1	0.03	0.15	1.24	1.61	7.73	17.47	15.54	37.92	17.27	15.53	37.64
07DV154-1	0.03	0.14	0.63	3.46	14.41	17.28	15.53	37.98	16.86	15.50	37.45
07DV163-1	2.90	17.28	4.42	45.81	282.01	21.00	15.77	42.98	15.51	15.42	32.60
S01-3	0.63	3.25	4.35	9.34	49.54	18.51	15.59	39.27	17.39	15.52	37.44
S08-2	0.12	0.46	12.16	0.61	2.43	17.77	15.57	37.76	17.69	15.57	37.67
S23-1	0.20	1.07	2.44	5.12	28.20	17.41	15.51	38.15	16.80	15.47	37.11
07DV220-1	0.60	3.90	6.56	5.74	38.82	17.85	15.56	38.72	17.17	15.52	37.29
07DV232-1	0.09	0.62	0.89	6.11	45.01	17.43	15.53	38.24	16.70	15.48	36.58
07DV345-2	0.02	0.10	0.76	1.50	8.43	17.52	15.54	37.80	17.34	15.53	37.49
07DV183-1	0.49	3.45	3.86	8.02	58.85	17.64	15.50	39.44	16.68	15.44	37.27
07DV192-1	0.19	1.45	3.15	3.65	28.78	16.53	15.39	37.38	16.09	15.36	36.32
AA28	0.90	4.07	3.50	17.10	79.60	19.76	15.64	40.35	17.71	15.51	37.42
07DV323-1	0.14	0.54	0.69	12.67	51.74	19.05	15.58	39.25	17.53	15.48	37.34
07DV327-6	0.15	0.56	1.85	5.29	19.89	18.45	15.52	38.40	17.82	15.48	37.67
07DV335-1	3.09	19.14	17.14	11.93	76.39	19.42	15.69	40.51	17.99	15.60	37.70

Примечание. Значения $(^{206}Pb/^{204}Pb)_T$, $(^{207}Pb/^{204}Pb)_T$ и $(^{208}Pb/^{204}Pb)_T$ представляют изотопные отношения на возраст кристаллизации интрузивных и вулканических пород 728 млн лет. При расчетах этих параметров использованы следующие константы распада: ^{238}U — $0.155125 \cdot 10^{-9}$ лет⁻¹, ^{235}U — $0.98485 \cdot 10^{-9}$ лет⁻¹, ^{232}Th — $0.049485 \cdot 10^{-9}$ лет⁻¹.

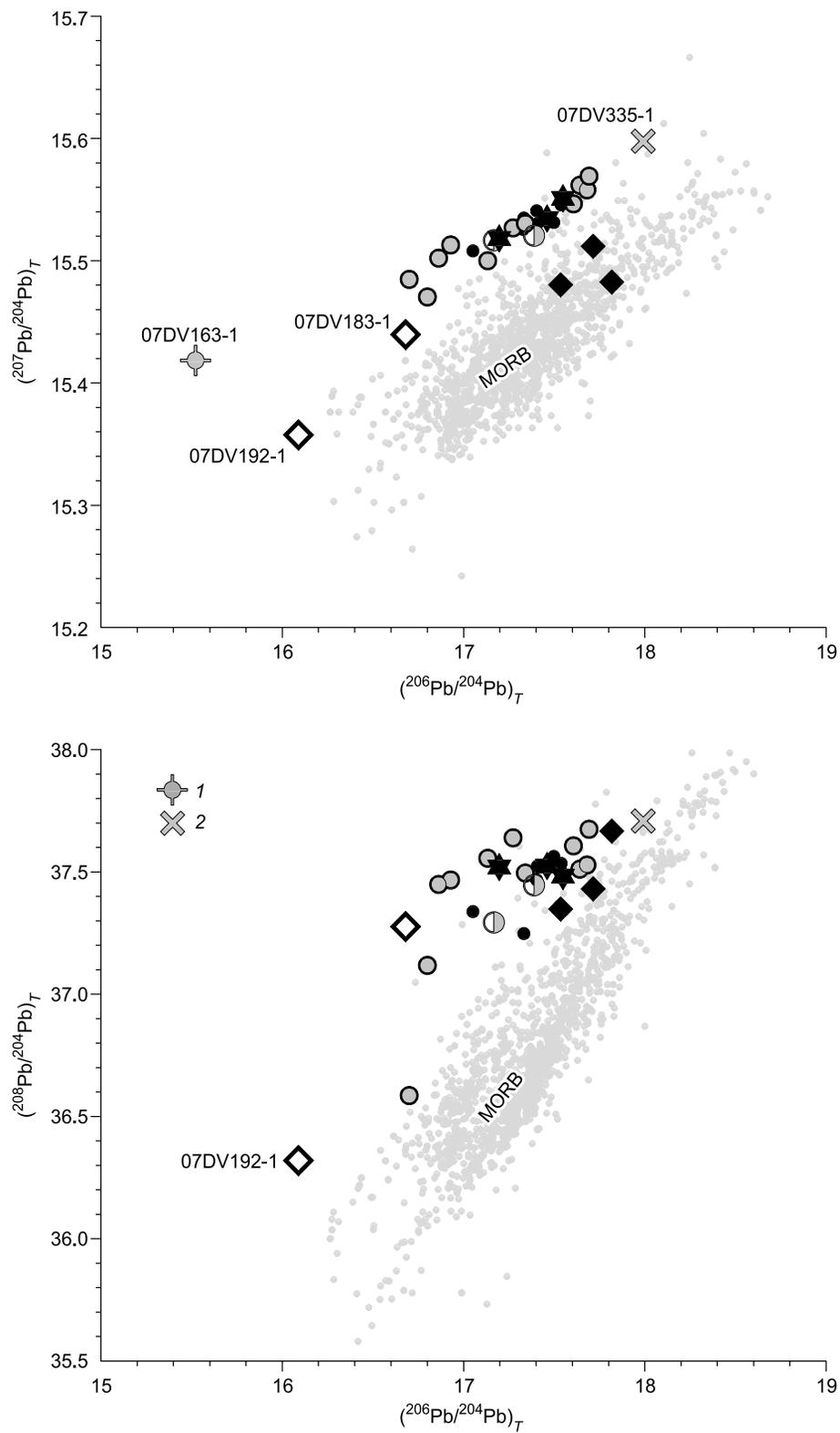


Рис. 6. Исходные соотношения изотопов свинца в магматических породах сыннырско-довыренского комплекса.

1 — альбитовый роговик 07DV163-1, *2* — контактовый туфоалеврит 07DV335-1. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3. Мелкими серыми точками показаны параметры возможного мантийного источника MORB типа возрастом 728 млн лет (1550 анализов, по данным [Костицын, 2004, 2007]).

шений $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T$ и $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T$. Единый тренд вариаций исходных изотопных отношений $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T$ и $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T$ для низко-Ti интрузивных, субвулканических и вулканических пород комплекса (см. рис. 6, а) не оставляет сомнений, что они формировались из общего обогащенного источника, которым не могла являться верхнерифейская мантия типа источника MORB. К ней тяготеют только составы трех высоко-Ti базальтов, что отмечалось ранее при рассмотрении Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем (см. рис. 3—5). Менее отчетливо эти соотношения прослеживаются на графике зависимости $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T$ от $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T$ (см. рис. 6, б), но и здесь подтверждается вывод об аномально обогащенном источнике исходных довыренских магм. Примечательный факт состоит в том, что закалочные породы (07DV100-3b1, 07DV100-1) и ультрамафиты из основания разреза Йоко-Довыренского массива по изотопным характеристикам Pb вновь попадают в группу наиболее обогащенных интрузивных пород, хотя и не демонстрируют однозначно экстремальных характеристик, как это имеет место в Sr-Nd систематике (см. рис. 5). При этом габбронориты из силлов главного интрузивного тела и сопутствующие диабазы оказываются несколько более обедненными радиогенным свинцом по сравнению с родительской довыренской магмой (см. табл. 4).

Составы метаосадочных пород показали противоречивые характеристики. С одной стороны, в терминах современных изотопных отношений свинца повышенные (по сравнению с магматическими породами) значения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для альбитового роговика 07DV163-1 и контактового туфоалеврита (см. табл. 4) оказались ближе к параметрам трех ороговикованных сланцев, полученным в работе [Amelin et al., 1996]: 15.75—15.81 для $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и 20.31—21.71 для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. С другой, — при расчетах исходных соотношений на возраст кристаллизации пород Довырена эти оценки разделились — состав туфоалеврита остался в поле относительно обогащенных радиогенным свинцом составов, тогда как альбитовый роговик продемонстрировал крайне низкие значения $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T$ и $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T$ (см. рис. 6, а). Соответствие изотопных меток обр. 07DV163-1 и резко обогащенных радиогенным свинцом алевролитовых сланцев [Amelin et al., 1996] подтвердило вывод, что терригенный материал вмещающих осадков (они имеют среднекислый состав [Кислов, 1998]) являлся протолитом этой альбитизированной породы, которая сформировалась в контактовом ореоле затвердевающего плутона [Арискин и др., 2013]. Аномально низкие расчетные начальные изотопные отношения свинца в альбитовом роговике можно объяснить поздним привносом урана и тория в эту породу. Это явление аналогично обсуждавшемуся выше искажению расчетных начальных изотопных отношений стронция из-за более позднего привноса рубидия в породы. При этом надо учитывать, что аномальный характер ороговикованных и альбитизированных алевролитов по U/Pb и Th/Pb отношениям (для обр. 07DV163-1 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 45.8$ и $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb} = 282!$) приводит к тому, что исходные отношения свинца вычисляются с большой неопределенностью. По-видимому, именно с этим связано аномально низкое значение $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T = 32.60$ для альбитового роговика (см. табл. 4), на рис. 6, б он не показан.

В целом данные по U-Pb системе для магматических пород региона подтверждают, что низко-Ti базальтоиды сыннырской свиты и породы довыренского интрузивного комплекса представляют комагматическую ассоциацию, родительские магмы которой в верхнерифейское время несли сигнал сильно-обогащенного источника с повышенными отношениями радиогенных изотопов Pb и Sr и пониженными величинами ϵ_{Nd} .

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проблема интерпретации изотопных характеристик пород довыренского интрузивного комплекса имеет две составляющих. С одной стороны, изотопные признаки высокой обогащенности источника интрузивных и субвулканических пород предполагают контаминацию исходных магм материалом коры (погребенным субдуцированным веществом?) либо частичного плавления вещества гипотетической аномально обогащенной литосферной мантии [Amelin et al., 1996]. С другой, — наблюдаемые, как правило, сопряженные вариации отношений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$, $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T$, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ в самих интрузивных и субвулканических породах указывают на изотопную неоднородность Sr, Nd и Pb в магматических расплавах и кумулатах, из которых они кристаллизовались. Было бы поспешно интерпретировать подобную неоднородность как прямое свидетельство разнообразия исходных магм, многократных внедрений и т.п. Тот факт, что наиболее примитивные закалочные породы и плагииодуниты формируют компактный кластер изотопных составов (см. рис. 5, б), позволяет предполагать, что высокомагнезиальные довыренские магмы, образовавшиеся из изотопно-обогащенного источника, испытали некоторую контаминацию вмещающих карбонатно-терригенных пород *in situ*, возможно, еще на стадии поступления магматического материала и формирования камеры. Ключевой вопрос заключается в оценке масштабов этих процессов, их влияния на реологические свойства и петрологические характеристики довыренских магм и кристаллизовавшихся из них кумулатов.

Изотопные соотношения Sr и Nd как индикаторы контаминации исходных магм. По мнению [Amelin et al., 1996], внутрикамерная контаминация терригенных пород носила локальный характер, так

что общее смещение изотопно-геохимических свойств интрузивных пород Довырена оказалось незначительным от средней величины $\epsilon_{Nd}(T) = -14.8 \pm 0.7$. Расчеты пропорций смешения исходной магмы с кремнекислыми осадками в рамках Sm-Nd системы привели этих авторов к выводу, что постулируя $\epsilon_{Nd}(T) = -16.1$ в магнезиальном источнике (отвечающем закалочному габбронориту I2 с содержанием 14.3 г/т Nd), количество контаминированных сланцев ($\epsilon_{Nd}(T) = -9.6$ и 34.6 г/т Nd) составляло не более 10 %, если для гибридизированной магмы принять $\epsilon_{Nd}(T) = -14.8$ и содержание 15.8 г/т Nd. Заметим, что, по нашим данным, оба низко-Ti метавулканита сыннырской свиты, габброиды из силлов и значительная часть довыренских кумулатов характеризуются $\epsilon_{Nd}(T) > -14$ (см. рис. 4), так что общий размах отклонений $\epsilon_{Nd}(T)$ относительно исходной магмы достигает ~ 3 ед. Для двух образцов (07DV131-5 и S01-3) эти отклонения еще выше (см. табл. 3). Это требует переоценки возможной доли ассимилированных алевролитов и учета присутствия доломитизированных мраморов в смеси карбонатно-терригенного материала (см. рис. 5). Мы обращаем внимание на важность более точных оценок пропорции контаминанта по той причине, что эта проблема напрямую связана с изменением фазовых характеристик контаминированных магм. Очевидно, что ассимиляция исходной магмой кремнекислого терригенного материала должна приводить к расширению поля кристаллизации Орх относительно ОI, в конечном счете — увеличению пропорции габброноритов в продуктах кристаллизации довыренских магм, соответственно, в расслоенной серии плутона. Вклад ассимиляции карбонатного материала традиционно связывают с появлением в разрезах Довырена верлитов [Кислов, 1998].

На рис. 7, а приведены результаты расчетов, моделирующих контаминацию исходной магмы карбонатно-терригенным материалом разного состава. В качестве магнезиального источника во всех случаях принимался состав закаленного габбронорита 07DV100-3b1 ($\epsilon_{Nd}(T) = -16.07$, 15.5 г/т Nd, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = 0.71384$, 157 г/т Sr), который по содержанию MgO ≈ 10.7 мас. % (см. табл. 2) близок оценке жидкой части довыренской магмы в момент внедрения [Ariskin et al., 2013]. Условный осадочный компонент варьировал как смесь алевролитового сланца TST-28 ($\epsilon_{Nd}(T) = -6.9$, 35.9 г/т Nd, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = 0.71475$, 157 г/т Sr) и доломитизированных мраморов (обр. I-1, $\epsilon_{Nd}(T) = -6.7$ и 1.17 г/т Nd, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = 0.70806$, 91 г/т Sr), по данным [Amelin et al., 1996]. Пропорции контаминации для каждой смеси исходной магмы и комбинированного осадочного материала (см. рис. 7) рассчитаны с шагом 5 %. Результаты этих расчетов сопоставляются с оценками начального изотопного состава пород довыренского интрузивного комплекса. Серпентинизированные гипербазиты и обр. 07DV132-4 с аномально высоким отношением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T \approx 0.715$ в этой выборке не присутствуют, а несколько пород с минимальными значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T < 0.711$, попадающими на тренд вторичных изменений (см. рис. 5), выделены в отдельном поле составов.

Сопоставление наблюдаемых и расчетных величин $\epsilon_{Nd}(T)$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$ (см. рис. 7, а) указывает на гораздо более высокую степень контаминации осадочного материала, чем допускали [Amelin et al., 1996] — до 40—50 % и даже 70 % (см. точку обр. 07DV131-5). Подобное смещение должно было бы сопровождаться сильным изменением валового состава магм и кумулатов в отношении петрогенных элементов, а значит значительными вариациями порядка и набора кристаллизующихся минералов. В строении разрезов и результатах реконструкции условий кристаллизации довыренских магм подобных отклонений не наблюдается [Арискин и др., 2009, 2013]. Из числа изученных образцов только верлит 07DV131-5 позволяет предполагать значительную ассимиляцию карбонатного материала (см. рис. 7, а): фактически эта порода представляет диопсидит по дуниту, опробованный на расстоянии нескольких метров от контакта с апокарбонатными скарнами внутри зоны дунитов в центральной части Йоко-Довыренского массива. Таким образом, значение внутрикамерной ассимиляции осадочных пород как глобального фактора гибридации исходных магнезиальных магм в масштабах довыренской камеры оказалось не столь значительным, как допускалось рядом авторов [Гурулев, 1965, 1983; Wenzel et al., 2002]. В действительности эти явления носили локальный характер, а причину существенных вариаций изотопных данных пород довыренского интрузивного комплекса надо искать в докамерных процессах, связанных с зарождением, миграцией и взаимодействием исходных магм с материалом другого, возможно, не только осадочно-корового источника.

Альтернативные схемы допускают изотопную неоднородность обогащенного источника довыренских магм и/или смещение генерированных из этого источника исходных магм с веществом, обладающим гораздо менее обогащенными характеристиками по сравнению с породами Довырена. В пределах сыннырско-довыренского вулканоплутонического комплекса подобные характеристики имеют только высоко-Ti базальты (см. рис. 5). На рис. 7, б показаны результаты расчетов, моделирующих смешение исходной довыренской магмы (тот же обр. 07DV100-3b1) с веществом высоко-Ti базальтов. В качестве модели такого относительно обедненного компонента выбраны высокомагнезиальный (обр. 07DV327-6: MgO ~ 10.9 , TiO₂ ~ 1.8 мас. %) и фракционированный (обр. AA28: MgO ~ 4.7 , TiO₂ ~ 3.2 мас. %) базальты. Результаты этих расчетов показывают, что вариации изотопного состава для большинства довыренских пород допускают вклад не более 5—10 % высоко-Ti компонента. Столь незначительная доля кон-

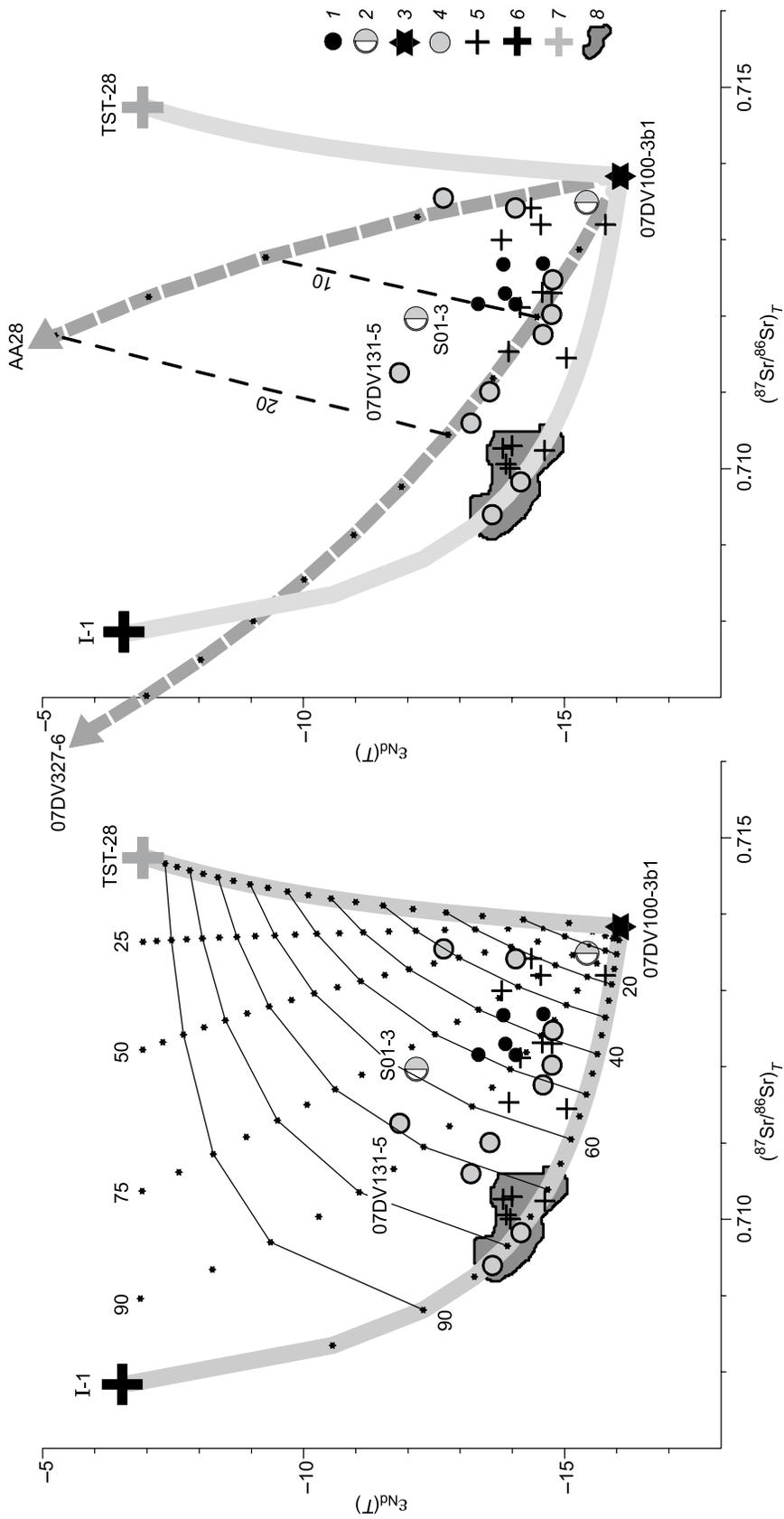


Рис. 7. Результаты моделирования контаминации исходной высокомагнезальной магмы Йоко-Довыренского массива материялом карбонатно-терригенных осадков (а) и высоко-Тi базальтов (б).

Расчеты по смещению проведены на возраст кристаллизации 728 млн лет. а — цифры между составами карбоната I-1 и сланца TST-28 характеризуют пропорцию (%) смещения этих краевых компонентов условного материала осадков, цифры вдоль линии смещения исходной магмы и карбоната представляют % контаминации; б — цифры на тонких штриховых линиях отвечают % контаминации материялом высоко-Тi базальтов. Довыренский интрузивный комплекс (наши данные): 1 — габброанориты из силла Верблюд, 2 — диабазы разрезов Школьный (S01-3) и Йоко (07DV220-1); Йоко-Довыренский массив: 3 — тонкозернистый габброанорит 07DV100-3b1 из зоны закалки, 4 — (плагио)дуниты, меланотроктолиты и габброанориты, включающая верлит 07DV131-5 и дунит 07DV131-11; 5—7 — данные [Amelin et al., 1996]; 5 — интрузивные породы Довырена, 6 — мрамор I-2, 7 — сланец TST-28; 8 — относительно измененные породы.

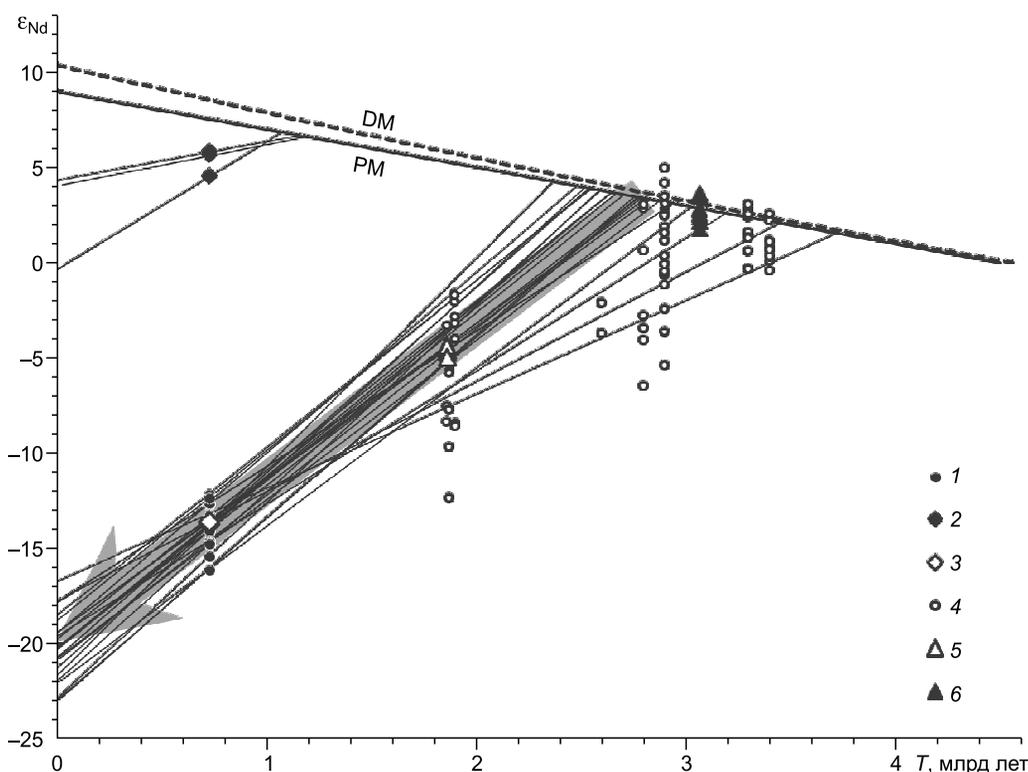


Рис. 8. Эволюция изотопного состава неодима во времени для предполагаемого источника довыренских магм и раннедокембрийских комплексов ю.-з. и ю.-в. окраин Сибирского кратона.

Диаграмма $\epsilon_{Nd}-T$ включает наши данные для сыннырско-довыренского вулканоплутонического комплекса (возраст магматизма 728.4 млн лет [Арискин и др., 2013]), метаморфических пород и гранитоидов Шарыжалгайского выступа Сибирской платформы [Туркина, 2010], метавулканических и метабазитов Сутамского блока в западной части Алданского щита (изотопные отношения из работы [Вовна, 2007] ренормализованы по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$) и Чинейского анортозит-габброноритового массива [Гонгальский и др., 2008]. Показаны линии эволюции изотопного состава возможной примитивной (PM) и обедненной (DM) мантии [Костицын, 2004]. Широкая серая стрелка характеризует эволюцию предполагаемого протолита возрастом ~2.7 млрд лет, постулируя $\text{Sm}/\text{Nd} = 0.219$ [Taylor, McLennan, 1985], что близко среднему $\text{Sm}/\text{Nd} = 0.221$, установленному для большинства довыренских пород (см. текст). 1 — интрузивный комплекс, 2, 3 — высоко-Ti и низко-Ti базальты соответственно, 4 — Шарыжалгайский выступ, 5 — Чинейский массив, 6 — Сутамский блок.

таминанта не сильно влияет на состав гибридного магматического материала по главным компонентам (включая Ti), предполагая одну и ту же последовательность кристаллизации минералов как для исходной магмы, так и продуктов ее контаминации. Близкий возраст низко-Ti пород довыренского интрузивного комплекса и перекрывающих вулкаников (включая высоко-Ti базальты [Арискин и др., 2013]) не противоречит возможности взаимодействия продуктов эволюции таких контрастных изотопно-геохимических резервуаров.

Природа изотопно-аномального источника довыренских магм. На рис. 8 показаны изотопные отношения неодима в виде ϵ_{Nd} для магматических пород сыннырско-довыренского вулканоплутонического комплекса в сравнении с характеристиками раннедокембрийских комплексов юго-западной (Шарыжалгайский выступ [Туркина, 2010]) и юго-восточной (Сутамский блок [Вовна, 2007]) окраин Сибирского кратона. Здесь же показаны данные для Чинейского анортозит-габброноритового массива [Гонгальский и др., 2008]. Данные для Довырена образуют относительно компактный кластер, что, по-видимому, указывает на ограниченную роль смешения источников с разным изотопным составом неодима при формировании исходных высокомагнезиальных магм. Это является главным основанием для вывода о происхождении довыренских магм в неопротерозое из изотопно-аномального источника. На основании рассмотренных выше материалов мы уже пришли к выводу, что этот источник был умеренно гетерогенным и крайне обогащенным по изотопному составу неодима, стронция и свинца.

На рис. 8 приведены также линии эволюции изотопного состава пород довыренского интрузивного комплекса, экстраполированные в прошлое вплоть до пересечения с возможными линиями мантийной эволюции, отвечающей $\text{Sm}/\text{Nd} \approx 0.350$ [Костицын, 2004]. Широкой серой стрелкой здесь показана

средняя траектория, ее наклон отвечает $Sm/Nd = 0.221$. Это значение практически совпадает со средней величиной для континентальной земной коры 0.219 [Taylor, McLennan, 1985], которая, в частности, используется при расчетах Sm-Nd модельного возраста. Эта траектория с некоторой долей неопределенности может представлять эволюцию вещества, отделившегося от конвектирующей мантии на границе мезо- и неархей и имевшего Sm/Nd отношение, близкое к среднему для пород Довырена. Таким образом, материнский расплав мог образоваться ~728 млн лет назад из (суб)литосферного источника, который изначально (2.7—2.8 млрд л.н.) включал повышенные (относительно исходной мантии) содержания мафитового компонента, характеризовался пониженным Sm/Nd отношением и в течение длительного времени (около 2 млрд лет) не участвовал в процессах плавления и магмообразования.

Возможные схемы формирования такого долгоживущего источника, явившегося протолитом для позднеархейской аномально обогащенной мантии на юге Сибири, включают альтернативу контаминации неархейскими первичными магмами еще более древнего корового вещества или консолидацию продуктов плавления надсубдукционной мантии того же возраста. Приведенные на рис. 2 геохимические спектры не противоречат обоим сценариям. Главным аргументом в пользу контаминации корового материала обычно является высокий максимум содержания Pb при нормировке по примитивной мантии. Между тем современные модели формирования геохимических особенностей островодужных магм [Kimura et al., 2010] также допускают возможность аномальных содержаний этого элемента, причем не столько за счет повышенной пропорции вовлекаемых в магмообразование осадков и флюидов, а главным образом за счет широких вариаций их состава [Plank, Langmuir, 1998] и высоких коэффициентов разделения свинца между высокобарным флюидом и твердой фазой в областях субдукции [Kessel et al., 2005]. В частности, из данных обзора [Plank, Langmuir, 1998] следует, что содержание Pb в осадках, аккумулированных в современных океанических желобах, может превышать 100 г/т (желоба Тонга и Мексиканский), составляя в среднем 19.9 ± 5.4 г/т (рассмотрено 28 объектов). Это идентично оценке среднего содержания Pb в континентальной коре 20 г/т, по данным [Taylor, McLennan, 1985]. При этом экспериментально установлены высокие значения коэффициентов распределения D^{Pb} (флюид/твердая фаза), варьирующие от ~30 для водных растворов и водосодержащих расплавов при $P = 40$ кбар до 200—300 для сверхкритических флюидов при $P = 60$ кбар [Kessel et al., 2005]. Таким образом, повышенный фон содержаний этого элемента не является безусловным критерием, позволяющим разделить эффекты контаминации корового вещества и надсубдукционного магматизма.

Применительно к проблемам образования источника довыренских магм мы приходим к выводу об условно островодужной природе его неархейского протолита, который сохранил геохимические характеристики продуктов плавления древней надсубдукционной мантии (см. рис. 2), но по сравнению с исходными перидотитами оказался обогащенным мафитовым компонентом с пониженным отношением Sm/Nd. В пользу ювенильной природы этого исходного материала свидетельствуют данные о среднем изотопном составе серы в породах и рудах Довырена и устойчиво низкие значения δO^{18} в оливине из довыренских ультрамафитов и габброидов⁴.

Геохимическая история этого субстрата началась, по-видимому, на рубеже мезо- и неархей, когда в краевых частях новообразованного Сибирского кратона (или слагающих его протоконтинентальных блоков) происходило плавление древней мантии и формирование магматических очагов надсубдукционного типа. Эти процессы сопровождалась неархейским островодужным вулканизмом, следы которого записаны, вероятно, в составах метабазитов (гранулитов) Шарыжалгая с U-Pb возрастом протолита ~2.7 млрд лет [Turkina et al., 2012]. Можно предположить, что эти процессы привели также к образованию значительного объема консолидированных продуктов мантийного плавления с участием надсубдукционных флюидов, которые затвердели в пределах мантийного клина, так и не достигнув поверхности. В настоящее время мы не готовы оценить глубину формирования подобных интрузий, но можно допустить, что в результате этих явлений образовались гетерогенные участки литосферы, представляющие своего рода смесь базитовых пород с островодужной геохимической меткой и исходных мантийных гипербазитов. Этот этап можно принять за точку отсчета в последующей эволюции пока еще изотопно-неаномального, но потенциально важного источника магм в последующей геодинамической истории Сибирского кратона и его литосферных килей.

Через два с небольшим миллиарда лет этот гетерогенный субстрат стал сильноаномальным по изотопному составу неодима (ϵ_{Nd} достигли величин от -13 до -16); как показывает рис. 8, из-за значи-

⁴ По данным [Гриненко, 1986], значения $\delta^{34}S$ в большинстве довыренских пород варьируют от 0.2 до 4.0 ‰, в среднем составляя 3.3 ± 0.7 ‰. Близкий диапазон установлен по результатам изучения изотопного состава серы в различных типах сульфидных руд Довырена: $-3.1 < \delta^{34}S < +3.4$ ‰ [Каچارовская, 1986], включая малосульфидный платиноносный горизонт в габброидах Йоко-Довыренского массива — в среднем +2.7 ‰ [Глотов и др., 1998]. Все эти исследователи приходят к выводу об отсутствии эффектов крупномасштабной контаминации при образовании довыренских пород и мантийной природе исходного магматического материала. С этим выводом согласуются результаты исследований изотопного состава кислорода в оливине из пород критической зоны массива ($\delta^{18}O$ варьирует от 4.8 до 5.8 ‰ [Толстых и др., 2008]) и 16 образцов из разреза Йоко (5.8 ± 0.1 ‰ [Фомин и др., 2013]).

тельно более низкого исходного Sm/Nd отношения по сравнению с мантией, неконтаминированной базитовым материалом. Повторное плавление этого литосферного субстрата, произошедшее в неопротерозе 728 млн л.н., привело к образованию большого количества высокомагнезиального расплава [Yaxley, 2000], который характеризовался не только обогащенным островодужным спектром распределения ряда несовместимых элементов (см. рис. 2), но также имел аномальные изотопные отношения неодима и стронция (см. рис. 5). При этом надо учитывать, что даже если в таком гибридном веществе ультрабазитовый компонент преобладал над базитовым, содержания несовместимых элементов в последнем были значительно выше — как продукте частичного плавления надсубдукционной мантии. По этой причине и характер геохимических спектров, и изотопные отношения Nd, Sr и Pb в новообразованном (из теперь уже аномального источника) расплаве определялись существенно составом древнего мафитового компонента.

Эта логика реактивации, повторного вовлечения в процессы магмообразования неоархейского суб(литосферного) и островодужного по своей природе источника представляет своего рода вариант рециклинга мантийного вещества. Именно рециклинга, а не контаминации коровым материалом, как принято обычно считать при рассмотрении ассоциаций магматических пород с изотопно-аномальными геохимическими отношениями. Мы не исключаем, что этот древний литосферный источник мог быть впервые реактивирован и в более ранние этапы сложной геодинамической истории Сибирского кратона. Об этом свидетельствует тот факт, что не только ультрамафиты и мафиты Довырена, но также составы палеопротерозойских габброидов Чинейского массива [Гонгальский и др., 2008] ложатся на одну и ту же линию изотопной эволюции неодима (см. рис. 8).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Проведены исследования Sr-Nd-Pb изотопных систем для 31 образца, представляющих довыренский интрузивный комплекс ($n = 24$), альбитовый роговик из зоны контактового метаморфизма вмещающих пород, разновозрастные вулканиты из перекрывающих высоко-Ti и низко-Ti свит (пять образцов), а также туфоалеврит с контакта риолитовой дайки в основании пачки высоко-Ti базальтов (см. табл. 1). На время формирования интрузивного комплекса 728.4 млн лет [Арискин и др., 2013] для высоко-Ti базальтов иняптукской свиты установлены близкие MORB отношения $0.7028 \leq (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T \leq 0.7048$ на фоне повышенных значений $4.6 \leq \epsilon_{\text{Nd}}(T) \leq 5.8$. Интрузивные базиты и гипербазиты в геохимическом отношении оказались близки низко-Ti вулканитам сыннырской свиты, для наименее измененных образцов образуют относительно компактный кластер составов с аномально обогащенными отношениями радиогенных изотопов Sr, Pb и крайне низкими значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$. Максимальную степень обогащения демонстрируют породы закаленного контакта и плагиодунит из основания в центральной части Йоко-Довыренского массива, для которых средние изотопные отношения составляют $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = 0.71387 \pm 0.00010$ (2σ) и $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -16.09 \pm 0.06$. Эти отношения принимаются в качестве параметров наиболее примитивных высокомагнезиальных довыренских магм, поступавших в область формирования плутона (см. рис. 5).

2. Остальные интрузивные породы демонстрируют менее обогащенные характеристики (кроме Pb), которые можно связать с контаминацией осадочных пород и/или незначительной гетерогенностью источника магматических расплавов. Необычность ситуации придает тот факт, что вмещающие Йоко-Довыренский массив алевролиты с прослоями мраморов и доломитов являются менее обогащенными по изотопным характеристикам по сравнению с исходной довыренской магмой. Расчеты пропорций смешения родительского расплава с карбонатно-терригенным материалом в терминах изотопных отношений Sr и Nd показали, что для объяснения наблюдаемых вариаций изотопного состава интрузивных пород приходится допускать значительно более высокую степень контаминации, чем полагали [Amelin et al., 1996] — до 40—50 %. Это не находит свидетельств в результатах петрологических исследований массива, включая характер расслоенности и смену парагенезисов кумулятивных минералов. Таким образом, роль внутрикамерной ассимиляции осадочных пород как глобального фактора гибридизации исходных магнезиальных магм в масштабах довыренской камеры была существенно переоценена [Гурулев, 1965, 1983; Wenzel et al., 2002].

3. Исследованы схемы частичной контаминации низко-Ti магм сыннырско-довыренского комплекса высоко-Ti магмами. Результаты этих расчетов показывают, что вариации изотопного состава Sr и Nd для большинства довыренских пород допускают вклад до 5—10 % высоко-Ti компонента. Незначительная доля контаминанта слабо влияет на окончательный состав гибридных магм, что не исключает возможности взаимодействия этих двух изотопно-контрастных типов магматического материала на стадии раскрытия Сыннырского рифта в позднем рифее.

4. Относительно компактный кластер значений $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ для интрузивных пород и метавулканитов низко-Ti серии (-14.3 ± 1.1) указывает на ограниченную роль смешения источников с разным изотоп-

ным составом неодима и подтверждает вывод [Amelin et al., 1996] о происхождении довыренских магм в неопротерозое из изотопно-аномального резервуара. Реконструкция генерального тренда изменений $\epsilon_{Nd}(T)$ для интрузивных пород в зависимости от времени — вплоть до пересечения с линиями возможной мантийной эволюции (см. рис. 8) — показывает, что протолитом этого аномального (к моменту 728.4 млн лет) источника могли являться продукты частичного плавления примитивной или деплетированной мантии возрастом 2.7—2.8 млрд лет. Таким образом, исходные магмы Довырена формировались в позднем рифее из древнего (суб)литосферного источника, который изначально оказался обогащенным мафитовым компонентом с пониженным Sm/Nd отношением и в течение около 2 млрд лет был изолирован от конвектирующей мантии, имеющей более высокое Sm/Nd ≈ 0.350 [Костицын, 2004]. Косвенным доказательством существования такого долгоживущего литосферного источника является тот факт, что не только ультрамафиты и мафиты Довырена, но также палеопротерозойские габброиды Чинейского массива [Гонгальский и др., 2008] относятся к линии изотопной эволюции неодима для одного и того же или близкого по составу неоархейского протолита.

Таким образом, можно сделать вывод, что значительная часть основных продуктов магматической деятельности на южной окраине Сибирского кратона в интервале от мезоархея до неопротерозоя имеет своим источником древний (2.7—2.9 млрд лет) и изначально неаномальный (по изотопным характеристикам) гетерогенный субстрат. Совокупность геохимических данных для ультрамафитов, метабазитов и гранулитов юга Сибирской платформы позволяет предполагать, что этот субстрат обладал геохимической меткой надсубдукционной мантии, которая поставляла магматический материал для наращивания коры Сибирского кратона на границе мезо- и неоархея. Различия во времени рециклинга (или реактивации) погребенных продуктов этого древнего мантийного плавления проявляются в разной степени изотопной аномальности магматических пород на время их кристаллизации.

Эта работа начиналась при активном участии (ныне ушедшего) Э.Г. Конникова, который внес большой вклад в исследования довыренских пород и вулканитов. Авторы благодарят К.А. Бычкова, Ияна Вулворда, Л.М. Житову, Д.С. Каменецкого, А. Лыгина, А.В. Малышева, Йонаса Мотта-де-Сильва, Д.А. Орсоева и Зандрину Фейга, участвовавших в полевых работах на Довырене. Ценную помощь в петрографическом описании ряда довыренских пород оказал Е.В. Коптев-Дворников. Конструктивные замечания рецензентов О.М. Туркиной и С.И. Дриля позволили повысить качество представления материалов и их интерпретации.

Работа поддержана руководством компаний Anglo-American, BHP Billiton и Votorantim Metais посредством гранта P962 AMIRA International, выделенного в 2007—2010 гг. Центру исследований рудных месторождений Тасманийского университета (CODES, г. Хобарт, Австралия), а также Национальным научным советом Австралии и РФФИ (гранты 08-05-00194, 11-05-00268, 11-05-00062, 14-05-00216а).

ПРИЛОЖЕНИЕ

Геологическая позиция и особенности состава образцов

Силл Верблюд (охарактеризованный семью образцами) слагает седловину двугорбой возвышенности в среднем течении руч. Центральный ниже основания Довырена и представляет контрастно расчлененное тело мощностью около 200 м. Нижние ~55 м сложены оливиновыми габброноритами, центральная часть — ОI-содержащими и безоливиновыми габброноритами (~50 м), которые в верхней части разреза сменяются плагиодунитами (~40 м) и сильносерпентинизированными перидотитами (50 м). Контакты силла с вмещающими алевролитами обнаружены в основании и верхней прикровельной части; интрузивных контактов габброидов с ультрамафитами внутри тела не установлено. Учитывая необычность залегания P1-дунитов и серпентинитов над мафитовой частью разреза и задренованные участки разреза (до 10—20 м), мы не исключаем, что в действительности этот силл представляет продукт последовательного внедрения двух порций магмы, содержащих разное количество оливина. Для исследований были выбраны ОI-габбронорит из зоны нижнего эндоконтакта силла (DV35-2), четыре образца из центральной габброноритовой части разреза и два серпентинизированных дунита, отобранных вблизи его кровли. Оливиновый габбронорит 7DV109-8а представляет нижний контакт другого силла, обнажающегося в долине руч. Магнетитовый (см. рис. 1) и имеющего строение, аналогичное силлу Верблюд.

Интрузивные породы Довырена представлены ультрамафитами, габброноритами с переменным количеством ОI и P1, плагиолерцолитами и закаленными породами нижнего эндоконтакта массива. Ультрамафиты включают придонные P1-дуниты (07DV124-2, S08-2, 07DV232-1), слабоконтраминированный дунит (07DV131-11) и оливиновый кумулат, сильноконтраминированный карбонатным материалом (фактически верлит) 07DV131-5. Габбронориты 07DV151-1, 07DV151-2 и 07DV154-1 отобраны на расстоянии ~420—870 м от верхнего контакта массива в его центральной части; образцы S23-1 и 07DV345-2

характеризуют габбронориты из краевых частей массива в разрезах Школьный и Йоко (см. табл. 1). Два образца (07DV100-1 и 07DV100-3b1) отобраны из закаленного нижнего контакта массива в правом борту левого ключа, впадающего в руч. Большой. К этой же группе эндоконтактовых пород мы отнесли образцы флогопит-плагиоклазового лерцолита 07DV132-7 и прожилка лейконорита 07DV132-4 из коренных обнажений примерно в 130 м юго-западнее описанного выше закаленного контакта.

По петрографическим и петрохимическим признакам обр. 07DV132-4 близок кварцсодержащий габбронорит S01-3 (см. табл. 2) из нижнего контакта плутона с роговиками в районе руч. Школьный. Габбродиабаз 07DV220-1 был отобран из дайки примерно в 120 м к северо-западу от предполагаемого скрытого нижнего контакта массива в основании горы Йоко (см. рис. 1).

Вулканыты сыннырско-довыренского комплекса представлены образцами пород сыннырской свиты (07DV183-1, 07DV192-1), высоко-Ti базальтами иняптукской свиты (AA-28, 07DV323-1, 07DV327-6) и метаморфизованным туфоалевритом с контакта дайки кварцевых порфиров в основании ~250 м толщи иняптукских базальтов (07DV335-1).

Сыннырская свита. Диабаз 07DV183-1 был отобран на с.-з. склоне горы Солдат из мощного силла (~200 м), субсогласного вмещающей толще вулканогенно-осадочных пород сыннырской свиты, и представляет мелкозернистый гранофировый габбронорит с реликтовой габброофитовой структурой. Эта порода состоит из идиоморфных полностью сосюритизированных лейстовидных кристаллов Pl и уралитизированных пироксенов. Ортопироксен идентифицирован по продуктам замещения (хлорит в центре и жедрит по периферии), клинопироксен замещен актинолитом. В интерстициях между кристаллами плагиоклаза и пироксенов присутствуют субграфические сростания кварца и альбита (по калишпату?). В породе много пластиночек ильменита. Среди акцессорных минералов преобладают сульфиды железа и меди, сфен, реже мелкие зерна циркона и рутил.

Афировый андезит-базальтовый порфирит 07DV192-1 отобран из базальтового потока на вершине горы Солдат (см. рис. 1) и представляет массивную породу с реликтовой микроинтерсертальной структурой. Порода состоит из тонкозернистого агрегата микролитов сосюритизированного плагиоклаза и амфиболизованного пироксена. Среди продуктов замещения Pl обнаружены клиноцоизит (эпидот) с повышенной глиноземистостью и альбит; по пироксену развиваются тремолит-актинолит, жедрит-куммингонит и биотит. В базисе много тонкой сульфидной вкрапленности, включая пентландит и Ni-содержащий пирротин. Из акцессорных минералов преобладает сфен, который, вероятно, развивается по ильмениту.

Иняптукские вулканыты относятся к высоко-Ti серии и включают три образца — субафировый базальт AA-28 из среднего течения руч. Моренный и два Сrx-порфировых базальта (07DV323-1, 07DV327-6), отобранных из базальтового покрова [Мануйлова, Зарубин, 1981] на правом берегу р. Олокит в 8.5 км ниже устья р. Овгол. Основная масса и часть порфировых выделений в этих породах претерпели значительные вторичные изменения, поэтому первичный парагенезис вкрапленников и гломерокристаллов можно предполагать только по составу продуктов замещения. Субафировый облик обр. AA-28 определяется малым количеством порфировых зерен Pl (менее 5%), который диагностируется по лейстовидной форме практически нацело серицитизированных кристаллов. В основной массе здесь также преобладают мелкие лейсты измененного Pl и обильная вкрапленность ильменита (~10%). Порфирный характер обр. 07DV323-1 и 07DV327-6 обусловлен присутствием обильных (~30%) и крупных (до 4—5 мм в поперечнике) зерен слабоизмененного клинопироксена и редких (первые проценты) зерен хлорита. Последний обычно имеет отчетливые кристаллографические очертания и развивается, вероятно, по оливину; иногда присутствует в форме сростков или включений в Сrx. В обеих породах наблюдаются многочисленные псевдоморфозы серицита по плагиоклазу. Серицитизированные включения обнаружены также в клинопироксене, что позволяет предполагать первичный парагенезис вкрапленников Сrx + Ol ± Pl. Основная масса обр. 07DV323-1 и 07DV327-6 нацело замещена мелкозернистым амфибол-хлорит-серицитовым агрегатом.

Один из образцов иняптукской свиты (07DV335-1) представляет зону контакта дайки кварцевых порфиров и черных кремнистых сланцев (туфоалевритов) в долине руч. Моренный (подробное описание кварцевых порфиров приведено в [Арискин и др., 2013]). Микрорепелитовая структура и присутствие многочисленных кварц-карбонатных включений в тонкозернистой основной массе этой породы свидетельствуют о ее первично-осадочном происхождении, однако непосредственный горячий контакт с риолитовой магмой предполагает определенную степень контактового метаморфизма и контаминации магматическим материалом.

В выборке изученных образцов особое место занимает альбитовый роговик 07DV163-1 (см. табл. 1). В поле эта порода была описана как лейкодиабаз из маломощной дайки или прожилка в серпентинизированных Pl-лерцолитах ниже основания Йоко-Довыренского массива. Последующие исследования показали, что эту магматическую породу следует отнести к альбит-эпидот-роговиковой фации контактового метаморфизма вмещающих терригенных пород. Результаты U-Pb датирования 12 зерен

циркона из обр. 07DV163-1 показали, что возраст этого контактового метаморфизма (721 ± 6 млн лет) близок возрасту кристаллизации интрузивных и субвулканических пород Довырена. Это позволило использовать результаты цирконометрии альбитового роговика при оценке среднего возраста довыренского интрузивного комплекса [Арискин и др., 2013]). Первично-осадочный состав протолита для подобных альбитизированных пород доказывается присутствием реликтовых зерен циркона с более древними возрастными кристаллизациями 832, 1039 и 1382 млн лет и аномальными (по сравнению с другими магматическими породами) изотопно-геохимическими характеристиками (см. основной текст).

ЛИТЕРАТУРА

Арискин А.А., Конников Э.Г., Кислов Е.В. Моделирование равновесной кристаллизации ультрамафитов в приложении к проблемам формирования фазовой расслоенности Довыренского плутона (Северное Прибайкалье, Россия) // *Геохимия*, 2003, № 2, с. 131—155.

Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., Кислов Е.В., Николаев Г.С., Орсов Д.А., Бармина Г.С., Бычков К.А. Довыренский интрузивный комплекс: проблемы петрологии и сульфидно-никелевой минерализации // *Геохимия*, 2009, № 5, с. 451—480.

Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., Мак-Нил Э., Николаев Г.С., Костицын Ю.А., Кислов Е.В., Орсов Д.А. Довыренский интрузивный комплекс: геохимия, петрология и история сульфидного насыщения исходных магм // Тез. докл. IV Международной конференции «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и их минерагения» (27—31 августа 2012 г., Бурятия). Улан-Удэ, ИД «Экос», 2012, с. 17—20.

Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., Костицын Ю.А., Меффре С., Николаев Г.С., Мак-Нил Э., Кислов Е.В., Орсов Д.А. Геохронология довыренского интрузивного комплекса в неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // *Геохимия*, 2013, № 11, с. 955—972.

Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Петрова Т.Е. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск, Наука, 1986, 206 с.

Вовна Г.М. Геохимия архейских гранулитов юга Алданского щита. М., Наука, 2007, 108 с.

Глотов А.И., Кислов Е.В., Орсов Д.А., Подлипский М.Ю., Перцева А.П., Зюзин В.И. Геохимия изотопов серы в различных типах оруденения Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье) // *Геология и геофизика*, 1998, т. 39 (2), с. 228—233.

Гонгальский Б.И., Суханов М.К., Гольцман Ю.В. Sm-Nd система Чинейского анортозит-габброноритового плутона (Восточное Забайкалье) // *Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии*. М., ИГЕМ РАН, 2008, с. 57—60.

Гриненко Л.Н. Источники серы базит-гипербазитовых пород и связанных с ними сульфидных медно-никелевых руд: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. М., ГЕОХИ АН СССР, 1986, 20 с.

Гурулев С.А. Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М., Наука, 1965, 122 с.

Гурулев С.А. Условия формирования основных расслоенных интрузий. М., Наука, 1983, 248 с.

Качаровская Л.Н. Сульфидные медно-никелевые руды Йоко-Довыренского расслоенного плутона (состав и условия образования): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Улан-Удэ, ГИ БФ СО АН СССР, 1986, 20 с.

Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, 1998, 264 с.

Кислов Е.В., Конников Э.Г., Посохов В.Ф., Шалагин В.Л. Изотопные свидетельства коровой контаминации в Йоко-Довыренском плутоне // *Геология и геофизика*, 1989 (9), с. 140—144.

Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1986, 127 с.

Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. Байкало-Муйский вулканоплутоновый пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. М., ГЕОС, 1999, 163 с.

Конников Э.Г., Ковязин С.В., Некрасов А.Н., Симакин С.Г. Флюидно-магматическое взаимодействие мантийных магм с породами нижней коры: данные изучения включений в минералах интрузий // *Геохимия*, 2005, № 10, с. 1—20.

Костицын Ю.А. Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы Земли: отвечают ли они хондритам? // *Петрология*, 2004, т. 12, № 5, с. 451—466.

Костицын Ю.А. Взаимосвязь между химической и изотопной (Sr, Nd, Hf, Pb) гетерогенностью мантии // *Геохимия*, 2007, № 12, с. 1267—1291.

Мануйлова М.М., Зарубин В.В. Вулканогенные породы докембрия Северного Прибайкалья. Л., Наука, 1981, 88 с.

Перцев Н.Н., Шабынин Л.И. Скарновые, карбонатные и бруситовые ксенолиты Йоко-Довыренского массива // Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М., Наука, 1979, с. 85—96.

Пушкарев Е.В., Вотяков С.Л., Чашухин И.С., Кислов Е.В. Оливин-хромшпинелевая окситермометрия ультрамафитов Йоко-Довыренского расслоенного массива // ДАН, 2004, т. 395, № 1, с. 108—112.

Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Макеев А.Ф., Риле Г.В. Олокильская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрохимические данные // Геотектоника, 2002, № 1, с. 29—41.

Толстых Н.Д., Орсоев Д.А., Кривенко А.П., Изох А.Э. Благороднометаллическая минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. Новосибирск, Параллель, 2008, 193 с.

Туркина О.М. Этапы формирования раннедокембрийской коры Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): синтез Sm-Nd и U-Pb изотопных данных // Петрология, 2010, т. 18, № 2, с. 168—187.

Фомин И.С., Дубинина Е.О., Авдеенко А.С., Арискин А.А. Изотопный состав кислорода в оливине и плагиоклазе из пород Йоко-Довыренского расслоенного массива (новые данные) // Тез. докл. XIX Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (16—17 апреля 2013 г.). М., ГЕОХИ РАН, 2013, с. 89—90.

Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск, Наука, 2005, 305 с.

Ярошевский А.А., Ионов Д.А., Миронов Ю.В., Коптев-Дворников Е.В., Абрамов А.В., Кривоплясов Г.С. Петрография и геохимия Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбро-норитового расслоенного массива (Северное Прибайкалье) // Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. М., Наука, 1982, с. 86—117.

Amelin Yu.V., Neymark L.A., Ritsk E.Yu., Nemchin A.A. Enriched Nd-Sr-Pb isotopic signatures in the Dovyren layered intrusion (eastern Siberia, Russia): evidence for contamination by ancient upper-crustal material // Chem. Geol., 1996, v. 129, p. 39—69.

Ariskin A.A., Danyushevsky L.V., McNeill A.W., Nikolaev G.S., Kostitsyn Yu.A. The Ioko-Dovyren layered massif (Southern Siberia, Russia): Fingerprints of an open magma chamber and compaction of original cumulates conjugated with sulphide percolation process // Proceedings of 12th SGA Biennial Meeting «Mineral deposit research for a high-tech world» (12—15th August 2013). Uppsala, Sweden, 2013, v. 3, p. 941—943.

Kessel R., Schmidt M.W., Ulmer P., Pettke T. Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120—180 km depth // Nature, 2005, v. 439, p. 724—727.

Kimura J.-I., Adam J.R.K., Rowe M., Nakano N., Katakuse M., van Keken P., Hacker B., Stern R.J. Origin of cross-chain geochemical variation in Quaternary lavas from northern Izu arc: A quantitative mass balance approach on source identification and mantle wedge processes // Geochem. Geophys. Geosyst., 2010, v. 11, Q10011, doi:10.1029/2010GC003050.

Maas R., Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Kamenetsky V.S., Sobolev N.V. Sr-Nd-Pb isotopic evidence for a mantle origin of alkali chlorides and carbonates in the Udachnaya kimberlite, Siberia // Geology, 2005, v. 35, p. 549—552.

Plank T., Langmuir C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequence for the crust and mantle // Chem. Geol., 1998, v. 145, p. 325—394.

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

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford, Blackwell Sci. Pub., 1985, 312 p.

Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepkhina E.N., Kapitonov I.N. U-Pb (SHRIMP II), Lu-Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhalgay Uplift: Implications for the Neoproterozoic evolution of the Siberian Craton // Gondwana Res., 2012, v. 21, p. 801—817.

Vance D., Thirlwall M. An assessment of mass discrimination in MC-ICP MS using Nd isotopes // Chem. Geol., 2002, v. 185, p. 227—240.

Woodhead J. A simple method for obtaining highly accurate Pb isotope data by MC-ICP-MS // J. Anal. At. Spectrom., 2002, v. 17, p. 1381—1385.

Wenzel T., Baumgartner L.P., Bruegman G.E., Konnikov E.G., Kislov E.V. Partial melting and assimilation of dolomitic xenoliths by mafic magma: the Ioko-Dovyren intrusion (North Baikal Region, Russia) // *J. Petrol.*, 2002, v. 43, p. 2049—2074.

Yaxley G.M. Experimental study of the phase and melting relations of homogeneous basalt + peridotite mixtures and implications for the petrogenesis of flood basalts // *Contr. Miner. Petrol.*, 2000, v. 139, p. 3326—3338.

Рекомендована к печати 21 апреля 2014 г.

А.Э. Изюмом

Поступила в редакцию

19 июня 2013 г.