

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА В ОЛИВИНЕ И РАСПЛАВАХ ИЗ КУМУЛАТОВ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО РАССЛОЕННОГО МАССИВА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)

© 2021 г. А. А. Арискин^{a, b, *}, И. С. Фомин^c, Е. О. Дубинина^d, А. С. Авдеенко^d, Г. С. Николаев^b

^aМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова Геологический факультет, Ленинские горы, 1, Москва, 119234 Россия

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

^cУниверситет Маквайри, факультет наук о Земле и окружающей среде, ул. Воллис Вок, 12, Сидней, NSW 2109 Австралия

^dИнститут геологии рудных месторождений, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

*e-mail: ariskin@rambler.ru

Поступила в редакцию 22.03.2020 г.

После доработки 07.06.2020 г.

Принята к публикации 07.06.2020 г.

Изучен изотопный состав кислорода в 33 монофракциях оливина из плагиоферцолитов, дунитов, троктолитов и оливиновых габброноритов Йоко-Довыренского расслоенного массива. Для наиболее свежих и неконтаминированных коровым материалом пород величины $\delta^{18}\text{O}$ попадают в интервал $5.8 \pm 0.2\text{‰}$ ($n = 27$). В случае дунитов, контаминированных карбонатным материалом, наблюдается значимое возрастание величин $\delta^{18}\text{O}$ до $6.2 \pm 0.3\text{‰}$. Эти величины близки к характеристикам рудоносных комплексов Бушвельда и Джинчуаня. При помощи программы КОМАГМАТ-5, для всех пород-кумулятов оценены температуры равновесия 98% кристаллической массы с “последними” порциями остаточных расплавов ($1131\text{--}1266^\circ\text{C}$, в среднем $1176 \pm 34^\circ\text{C}$). Эти оценки рассматриваются как температуры закрытия кумулюсных систем относительно эффективного диффузионного обмена изотопами ^{18}O и ^{16}O между оливином и подвижным расплавом-флюидом. Величины $\delta^{18}\text{O}$ исходного расплава, рассчитанные с использованием этих данных, составили для неконтаминированных систем $6.6 \pm 0.2\text{‰}$, а для расплавов с признаками контаминации коровым материалом $7.1 \pm 0.3\text{‰}$. Подобные соотношения отвечают незначительной (не более первых %) контаминации исходных магм карбонатным материалом.

Ключевые слова: изотопный состав кислорода, оливин, расслоенный интрузив, КОМАГМАТ, эффективность контаминации

DOI: 10.31857/S0016752521020023

ВВЕДЕНИЕ

Йоко-Довыренский расслоенный массив расположен в 60 км от северной оконечности озера Байкал и входит в состав Довыренского интрузивного комплекса возрастом ~728 млн лет (Арискин и др., 2013; Ernst et al., 2016). Массив хорошо выражен в рельефе — в виде хребта высотой до 2114 м, протягивающегося в СВ направлении на расстоянии около 26 км и разделенного долиной реки Ондоко на гольцы Йоко и Довырен (Гурулев, 1965; Конников, 1968). Субвертикальное падение, согласное вмещающим карбонатно-терригенным толщам Олоkitского комплекса (средний — верхний Рифей; Рыцк и др., 2002), позволило провести детальную реконструкцию его модальной и скрытой расслоенности (Кислов, 1998; Ariskin et al., 2018a). В наиболее мощной (до 3.4 км) центральной

части массива последовательность пород включает базальный горизонт плагиоперидотитов, которые сменяются плагиоклазовыми и адкумулятивными дунитами с резким переходом к троктолитам (от мелано- до лейкоразностей); верхнюю треть разреза слагают габброиды, варьирующие от лейко-троктолитов и оливиновых габбро до оливиновых и безоливиновых габброноритов, в прикровельной части пижонит-содержащих габбро. В северо-восточном и юго-западном замыкании интрузива дуниты практически отсутствуют: среди пород доминируют меланотроктолиты и лейкогабброиды (СВ, разрез “Школьный”); для г. Йоко (ЮЗ) характерно переслаивание троктолитов и оливиновых габбро (рис. 1). При этом базальные горизонты на краях имеют схожее строение — в обоих случаях внизу присутствуют плагиоперидотиты, хотя чуть менее примитивные по сравнению с центром ин-

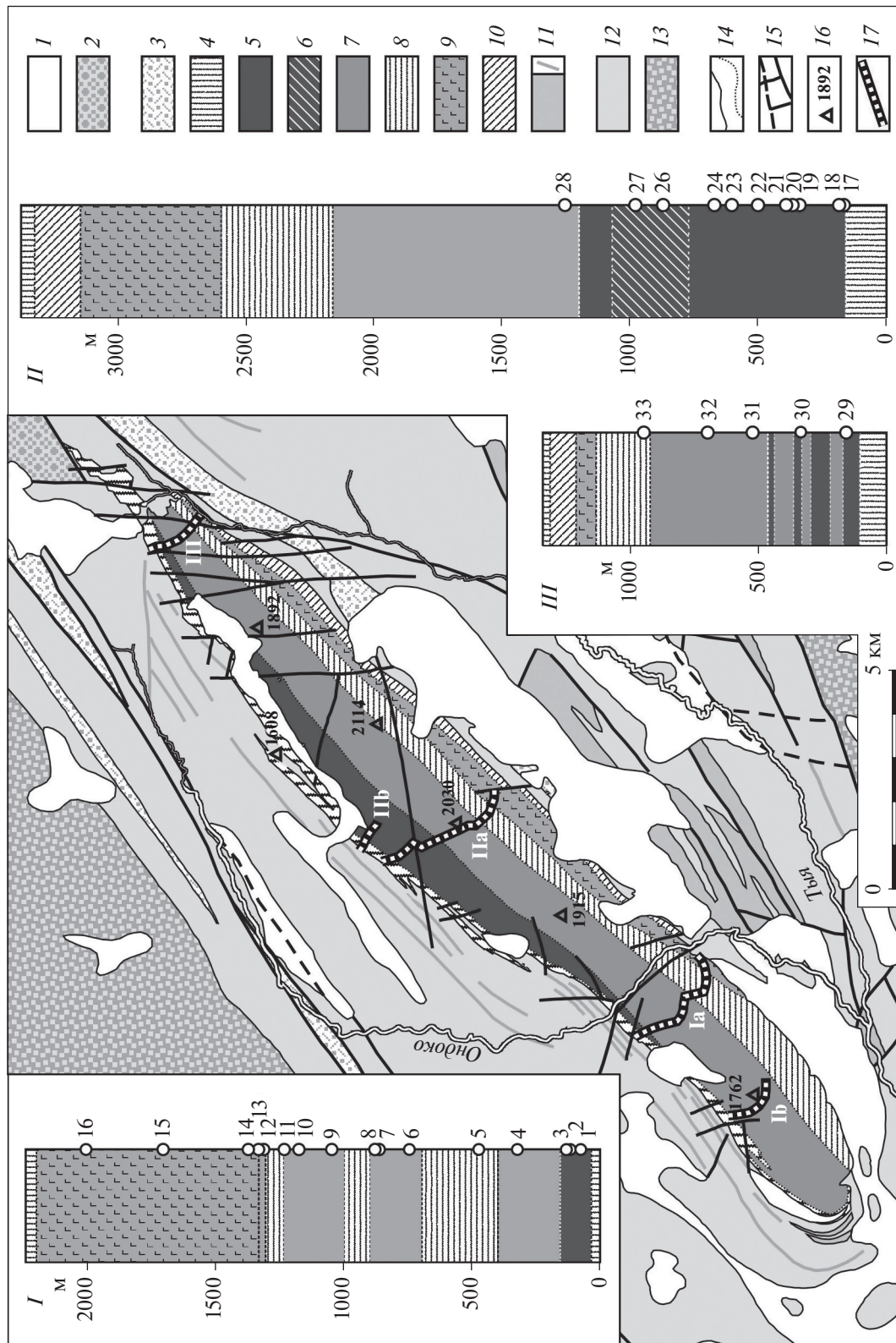


Рис. 1. Геологическая карта-схема района Йоко-Довыренского массива на основе геологических карт А.Г. Крапивина (Бушуев, Тарасова, 1985) и А.Г. Степина (Степин, Власенко, 1994). На врезках приведены сводные вертикальные разрезы и схема прободоора: I – ЮЗ части массива (разрез “Йоко”), II – центральной части (в районе ключа Большая и Центральный), III – СВ окончания массива (разрез на участке “Школьный”). Условные обозначения: 1 – Четвертичные отложения (Q_{п-IV}); 2 – Холодинская свита (V – C₁); 3 – II – Сыннырьско-Довыренский вулканоплутонический комплекс (R₂₋₃); 4 – II – Довыренский интрузивный комплекс: 4 – Краевая группа: пикродолериты, диабазы, плагиоклазовые порфириты приподнятой части разреза, офиолитовые диабазы прикромной части; 5 – дуниты; 6 – контаминированные дуниты; 7 – троктолиты; 8 – оливиновые габро; 9 – оливиновые габро-нориты и нориты; 10 – кварц-пикритовые габро-нориты; 11 – нерасчлененный; 12 – карбонатно-терригенные отложения Сыннырьского рифта (R₂₋₃); 13 – терригенные и карбонатно-терригенные отложения Олоитского прогиба (R₂₋₃); 14 – геологические границы; 15 – разрывные нарушения; 16 – отметки высот, м (1762 – г. Йоко, 2030 – г. Новый Довырен, 2114 – г. Довырен); 17 – линии разрез: Ia и Ib – “Йоко”, IIa и IIb – “Центральный”, III – “Школьный”.

трузива. Соответственно, вблизи кровли шире распространены пижонит-содержащие габбро.

Многолетний интерес к исследованиям этого объекта обусловлен тремя причинами. Во-первых, с Довыренским интрузивным комплексом связаны Cu-Ni сульфидные руды, установленные в подстилающих силлах и апофизах главного тела (Гурулев, 1965; Конников, 1986), а также проявления лейкотроктолитов и анортозитов с участками малосульфидной ЭПГ-минерализации — так называемый Риф I (Дистлер, Степин, 1992; Орсоев и др., 1995; Konnikov et al., 2000) или Главный Риф (Ariskin et al., 2016; Арискин и др., 2020). Эти наблюдения и возрастные корреляции пород явились основанием для отнесения Довырена к восточной ветви верхнерифейской Cu-Ni-PGE Восточно-Сибирской металлогенической провинции (Поляков и др., 2013).

Вторая причина — общепетрологическое значение объекта, который обладает набором типоморфных признаков, демонстрирующих открытость довыренской магматической камеры на ранних и средних стадиях эволюции (Ariskin et al., 2018a). Это проявляется в преобладании ультраобедненных пород и оценках средневзвешенных (по разрезам) содержаний несовместимых элементов, которые в 3–5 раз ниже концентрации в породах эндоконтактов. Вулканитов или силлов с подобными геохимическими характеристиками в Северном Прибайкалье не обнаружено и это позволяет утверждать, что довыренский разрез представляет своего рода “реститовую толщу”, образованную из кристаллического остатка оливиновых и оливин-плагноклазовых кумулатов, потерявших до 60–70% габброноритовых расплавов. По этой причине информацию о составе исходных наиболее примитивных магм несут не средние составы интрузива в разных разрезах, а пикродолериты с его нижних контактов.

Третье обстоятельство — аномальные изотопные характеристики пород Довыренского интрузивного комплекса. Исследования Rb—Sr и Sm—Nd изотопных систем для подстилающих Довырен ультрамафитовых силлов, а также закаленных габброноритов, пикродолеритов, дунитов, троктолитов и габброидов расслоенного массива показали, что 3/4 образцов формируют устойчивый кластер составов с экстремально-обогащенными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ (0.7094–0.7149 при $t = 728.4$ млн лет) и низкими значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, варьирующими от –16.1 до –13.2 (Арискин и др., 2015). За пределами этого диапазона — наиболее измененные, большей частью серпентинизированные породы. Эти наблюдения подтвердили гипотезу о происхождении довыренских магм из изотопно-аномального источника (Amelin et al., 1996) и привели к выводу, что его протолитом в неопротерозойской сублитосферной мантии могли являться продукты

частичного плавления и/или метасоматизации архейской мантии на рубеже около ~2.7–2.8 млрд лет (Ariskin et al., 2018a). Вопрос о том, представляли этот протолит гетерогенную смесь закристаллизованных *in situ* выплавов и мантийных реститов в надсубдукционной (?) мантии или же — это результат контаминации первичных мантийных расплавов коровым веществом архейской коры, окончательно не решен. Экстраполяции значений $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ для пород Довыренского комплекса до пересечения с линией мантийной эволюции в приближении первичного отношения $\text{Sm}/\text{Nd} = 0.350$, указывают на Sm/Nd отношения в источнике около 0.221 (Арискин и др., 2015), что близко к среднему составу континентальной коры $\text{Sm}/\text{Nd} = 0.219$ (Taylor, McLennan, 1985). Это серьезный аргумент в пользу участия вещества континентальной коры в образовании мантийного источника довыренских магм.

Таким образом, Довыренский интрузивный комплекс дает пример уникального объекта, где в явном виде выражены признаки магматической камеры открытого типа, процессы эволюции которой привели к образованию крупного расслоенного интрузива и разнообразия Cu-Ni-ЭПГ минерализованных пород. Источником этого магматического материала в неопротерозое явилась сублитосферная мантия, в изотопном составе которой (Sm—Nd система) содержится запись истории гораздо более древнего, вероятно неоархейского, протолита. Контрастное наложение вопросов эволюции магматических камер, процессов внутрикамерной дифференциации и формирования сублитосферного источника находится в тренде фундаментальных проблем современной петрологии и теории Cu-Ni-ЭПГ сульфидного рудообразования. Это требует дальнейших исследований вещественного состава довыренских пород, включая информацию о стабильных изотопах — прежде всего серы и кислорода. Необходимость обновления данных по изотопным характеристикам этих элементов и расширения выборки изученных составов частично связана с развитием современных методов изотопного анализа, повышением их чувствительности. Петролого-геохимический аспект обусловлен трудностями разграничения эффектов ранней контаминации корового вещества при формировании мантийного источника и позднерифейской ассимиляции пород рамы, возможной на стадии внедрения магм и образования камеры. Эта проблема подчеркивается распространением апокарбонатных скарнов и реликтов вмещающих пород внутри Довыренского интрузива (Перцев, Шабынин, 1979; Перцев и др., 2003). Дополнительные осложнения привносят гидротермально-метасоматические процессы, которые затронули существенные объемы ультрамафитов и габброидов примерно через 70 млн лет после затвердевания интрузива (Арискин и др., 2013), вероятно на фоне многостадийного эпигенетиче-

ского низкоградного метаморфизма погружения (Спиридонов и др., 2019). В представленной статье приводятся прецизионные данные об изотопном составе кислорода в зернах оливина из кумулатов по трем разрезам, опробованным в центральной части Йоко-Довыренского массива и на краях — в ЮЗ и СВ замыкании интрузива.

ПРЕДЫДУЩИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Первые оценки изотопного состава кислорода в оливине были получены Устиновым и др. (1980) на мономинеральных фракциях, отобранных из дунитов, троктолитов, оливиновых габбро и габброноритов в центре интрузива. Кислород выделяли за счет взаимодействия образцов с BrF_5 или ClF_5 (Taylor, Epstein, 1962; Clayton, Mayeda, 1963), включая ряд опытов в режиме ускоренного фторирования с использованием реакторов-автоклавов. Изотопные отношения измеряли на масс-спектрометре МИ-1201; воспроизводимость измерений $\delta^{18}\text{O}$ — примерно $\pm 0.2\text{‰}$. Значения $\delta^{18}\text{O}$ для оливина находились в интервале 8.1–9.2‰. С учетом дополнительных данных для плагиоклаза и пироксена, эти авторы рассчитали изотопный состав кислорода в исходной довыренской магме ($\delta^{18}\text{O} = 8.5\text{--}8.7\text{‰}$), характеристики которой заметно превышали оценки для примитивных магм мантийного происхождения (Taylor, 1980), в частности, срединно-океанических базальтов ($\delta^{18}\text{O} = 5.7 \pm 0.2\text{‰}$; Ito et al., 1987). Высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ для оливина в дальнейшем не подтвердились, а последующие измерения, проведенные в той же лаборатории для оливина из пикродолерита с нижнего контакта массива, показали меньшее обогащение тяжелым изотопом кислорода ($\delta^{18}\text{O} = 6.4\text{‰}$, Кривоплясов и др., 1984).

Не менее противоречивыми оказались данные Гончаренко и др. (1992), полученные при выделении кислорода методом объемного фторирования с последующим анализом на спектрометре МИ-1309 (декларированная воспроизводимость 0.3–0.5‰). Изотопный состав кислорода был измерен для монофракций оливина из 15 образцов, отобранных в центральной части интрузива и включающих плагиолерцолит, 4 образца дунитов, 5 троктолитов, оливиновый габбронорит и 4 образца оливиновых габбро. Несмотря на то, что авторы использовали “наименее измененные породы” с п.п.п. не более 2.5 мас. %, полученные результаты показали широкий разброс величин $\delta^{18}\text{O}$ со смещением в область низких значений (от 0.6 до 6.4‰), по сравнению с предшествующими измерениями. При этом были установлены два типа состава оливина с модами $\delta^{18}\text{O} = 5.5 \pm 0.7\text{‰}$ (два образца оливиновых габбро, два меланотроктолита и один оливиновый габбронорит) и $\delta^{18}\text{O} = 3.0 \pm 1.1\text{‰}$ (остальные 10 образцов, включая все

дуниты и плагиолерцолит из базальной зоны). По результатам этих исследований было высказано предположение, что формирование довыренской камеры связано с поступлением магм с мантийными метками изотопного состава кислорода, тогда как смещение изотопных составов кислорода в область низких значений $\delta^{18}\text{O}$ коррелирует с признаками пластической деформации изученных зерен оливина. Этот факт рассматривался как аргумент в пользу перераспределения изотопов кислорода в ходе синтетектонической рекристаллизации пород, возможно при участии флюидов с отрицательными значениями $\delta^{18}\text{O}$ (Гончаренко и др., 1992).

Необходимо отметить, что данные по изотопному составу кислорода в оливине и других термостойчивых минералах, полученные методом объемного фторирования (особенно при ускорении процесса разложения минералов, напр. Устинов и др. (1980)) могли нести неопределенность, связанную с тем, что эти минералы не разлагаются полностью при нагреве внешними источниками. В результате, в современной литературе принято оперировать данными, полученными либо с помощью лазерного нагрева (в основном, это публикации после 1995 г.), либо методом SIMS.

Д.А. Орсов (Orsoev et al., 2010) представил данные об изотопном составе 17 монофракций минералов (оливин, плагиоклаз, клино- и ортопироксен) в 8 образцах из так называемой “Критической зоны” Довырена. По стратиграфическому положению этот невыдержанный по минеральному составу и мощности участок разреза (в среднем около 200 м) характеризует переход от троктолитов к оливиновым габбро. Верхи Критической зоны представляют сложное переслаивание мезо- и лейкоотроктолитов, лейкогаббро и ассоциирующих габбропегматитов, осложненное шлирами анортозитов с вкраплениями малосольфидной, но местами обильной ЭПГ-минерализации (Орсов, 2019). Измерения изотопного состава минералов впервые для Довырена проводились с использованием лазерного нагрева с применением Nd-YAG лазера. Калибровка данных была проведена по международным стандартам NBS-28 и NBS-30. В итоге, для оливина было получено 5 значений $\delta^{18}\text{O}$, которые варьировали от 4.80 до 5.8 (среднее значение $5.1 \pm 0.4\text{‰}$). С учетом данных для других породообразующих фаз, эти оценки отвечали интервалу $\delta^{18}\text{O}$ 5.4–6.1‰ для изученных пород (в среднем $5.8 \pm 0.3\text{‰}$, исключая габбропегматит). Относительно низкие величины $\delta^{18}\text{O}$, а также отсутствие изотопного равновесия кислорода с другими фазами авторы связали с процессами воздействия на породы метеорных вод.

ОБРАЗЦЫ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ
И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Выбор образцов для изотопных исследований направлен на решение двух задач — установлению вариаций $\delta^{18}\text{O}$ в оливине вдоль протяженного простирания массива и вкрест — по максимально полному стратиграфическому разрезу. С учетом особенностей распределения наименее измененных пород, в СВ окончании массива было выбрано 5 образцов из разреза “Школьный”, представляющих интервал стратиграфических уровней около 800 м — более половины разреза в этой части интрузива (табл. 1). В центре Довырена (сводный разрез по профилям Большой и Центральный (Ariskin et al., 2018a) выбрано 12 образцов, характеризующих более 1000 м разреза вглубь интрузива от нижнего контакта ($\sim 1/3$ мощности). В ЮВ окончании массива (разрез “Йоко”) выбрано 16 образцов, представляющих практически полную стратиграфическую последовательность. Половина изученных пород — ультрамафиты (плагииолерцолит, плагииодуниты и дуниты), в центре контаминированные за счет реакции карбонатов из ксенолитов вмещающих пород с ультраосновной магмой (Wenzel et al., 2002); другая половина — троктолиты (от мелано- до лейкотроктолитов) и оливиновые габбро (табл. 1). Аналитические потери при прокаливании для всей выборки составляют в среднем 0.6 ± 1.2 мас. % или с поправкой на избыток массы при полном окислении железа до Fe_2O_3 — 1.8 ± 1.3 мас. % (табл. 2)¹. Для 16 образцов с разреза Йоко п.п.п. составили соответственно 0.0 ± 0.5 мас. % и 1.1 ± 0.5 мас. %. Заметим, что ограничение п.п.п. в 2.5 мас. % принятое Гончаренко и др. (1992) при выборе “наиболее свежих” образцов эквивалентно ~ 4 мас. % с поправкой на полное окисление железа (табл. 2), что отвечает серпентинизированным породам.

Методы. Оливин для изучения изотопного состава кислорода был отобран из образцов, в которых был ранее изучен химический состав оливина и валовый состав пород в Центральной научной лаборатории Тасманийского университета (г. Хобарт, Австралия; Ariskin et al., 2018a). Монофракции оливина ($-0.5+0.25$ мм) были очищены вручную под биноклем (Zeiss Stemi 2000C) от сростков и примесей, промыты в ацетоне от пыли и высушены. Для изотопного анализа кислорода были использованы навески от 1 до 1.5 мг оливина.

Изотопный состав кислорода анализировался в лаборатории изотопной геохимии и геохроно-

логии ИГЕМ РАН методом фторирования с применением лазерного нагрева (Sharp, 1990). В отличие от других методов, ранее использованных для анализа образцов минералов и пород Довыренского массива, этот метод свободен от погрешностей, связанных с неполным разложением образца (что особенно актуально для оливина) и погрешностями, связанными со стандартизацией измерений. Разложение образцов проводилось инфракрасным CO_2 лазером мощностью 30W (NewWave Research, MIR10-30), экстракция кислорода осуществлялась с помощью пентафторида брома. Масс-спектрометрические измерения выделенного из образцов O_2 проведены на приборе DELTAplus (Thermo, Германия) в режиме двойного напуска. Погрешность измерений величин $\delta^{18}\text{O}$ составила не более, чем $\pm 0.1\text{‰}$ (1σ). Калибровка измерений в шкале V-SMOW проведена с применением двух международных стандартов (граната UWG-2 и кварца NBS-28, Spicuzza et al., 1998).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ И РАСЧЕТОВ

Результаты измерений изотопного состава кислорода в оливине представлены в табл. 2, где приведена дополнительная информация об особенностях изученных пород — нормативное содержание оливина, средний состав оливина в образцах и хромистость сосуществующего алюминохромита. Оливин из пород, не показывающих признаков контаминации, характеризуется узким диапазоном величин $\delta^{18}\text{O}$ ($5.8 \pm 0.2\text{‰}$), тогда как в контаминированных дунитах наблюдается некоторое обогащение тяжелым изотопом кислорода ($6.2 \pm 0.3\text{‰}$). Это не самые высокие значения, которые ранее были получены для оливина довыренских пород. При изучении непосредственных контактов магнезиальных скарнов было установлено, что $\delta^{18}\text{O}$ в оливине может достигать 12–14‰, а в форстерите из шпинель-форстеритовых скарнов 19‰ (Кривоплясов и др., 1982). В нашем случае, возрастание величины $\delta^{18}\text{O}$ на $\sim 0.4\text{‰}$ позволяет говорить о тенденции обогащения оливина изотопом ^{18}O в области локализации ксенолитов апокарбонатных скарнов, по направлению к зонам их контактов с вмещающими оливиновыми кумулатами. Эта тенденция коррелирует с минералогическими признаками контаминированности пород карбонатами (Ariskin et al., 2018a), включая повышение содержания CaO в оливине и систематическое снижение хромистости шпинелида (рис. 2). В центральной части Довырена подобные контаминационные эффекты “ощущаются” в широком интервале, начиная со стратиграфического уровня ~ 500 до 970 м (табл. 1).

Представляется важным, что наиболее однородный изотопный состав оливина $\delta^{18}\text{O} = 5.8 \pm 0.1\text{‰}$ характерен для 16 наиболее свежих пород

¹ Коррекция величины п.п.п. проводилась по формуле (Lechler, Desilets, 1987): п.п.п.* = п.п.п. (исходное) + $+ 0.11\text{FeO}$, где исходное значение отвечает аналитическим измерениям, а FeO — общее содержание железа в породе. При этом полагается, что доля окисленного железа для кумулатов (особенно адкумулусной природы) мала, а всё двухвалентное железо окислено в процессе прокаливании.

Таблица 1. Образцы для измерений изотопного состава кислорода в оливине

№ образца	Шифр образца	<i>h</i> , м*	Порода	Генетическая трактовка**
Разрез “Йоко” в ЮЗ окончании Йоко-Довыренского массива (мощность ~2200 м)				
1	07DV340-1	73	Минерализованный плагиодунит	Оливиновый мезокумулат с сульфидами
2	07DV232-1	~113	Плагиодунит	Оливиновый мезокумулат***
3	07DV231-1	130	Плагиодунит	Оливиновый мезокумулат***
4	07DV341-1	~320	Троктолит	<i>Ol-Pl</i> адкумулат
5	07DV341-3	470	Оливиновое габбро	»
6	07DV343-1	743	Оливиновое габбро	»
7	07DV344-1	860	<i>Срх</i> -содержащий троктолит	»
8	07DV223-1	~878	Троктолит	»
9	07DV224-1	1045	<i>Срх-Pl</i> -содержащий дунит	<i>Ol</i> кумулат в котектическом (<i>Ol+Pl</i>) расплаве
10	07DV226-1	1172	Троктолит	<i>Ol-Pl</i> адкумулат
11	07DV346-1	~1230	<i>Срх-Pl</i> -содержащий дунит	<i>Ol</i> кумулат в котектическом (<i>Ol+Pl</i>) расплаве
12	07DV346-5	1310	Оливиновое габбро	<i>Ol-Pl</i> адкумулат
13	07DV346-6	1330	Троктолит	»
14	07DV346-8	1370	Оливиновое габбро	»
15	07DV228-1	~1703	Оливиновое габбро	»
16	07DV229-1	2005	Лейкотроктолит	»
Сводный разрез по ручьям Большой и Центральной в срединной части массива (мощность 3380 м)				
17	07DV124-2	162	Плагиодунит	Оливиновый мезокумулат
18	07DV124-3	181	Плагиодунит	Оливиновый мезокумулат
19	07DV124-11	335	Дунит-1	Оливиновый адкумулат
20	07DV124-12	361	Дунит-1	»
21	07DV124-13	387	Дунит-1	»
22	07DV124-17	496	Дунит-2	»
23	07DV124-20	600	Дунит-2	»
24	07DV124-22	669	Дунит-2	»
25	07DV309-1	—	Дунит-3	»
26	07DV131-10	868	Дунит-3	»
27	07DV311-1	974	Дунит-3	»
28	07DV314-2	1251	Троктолит	<i>Ol-Pl</i> адкумулат
Разрез “Школьный” в СВ замыкании массива (мощность 1345 м)				
29	S08-4	156	Плагиодунит	Оливиновый мезокумулат
30	S10-7	334	Плагиодунит/Меланотроктолит	<i>Ol</i> кумулат в котектическом (<i>Ol+Pl</i>) расплаве
31	S12-2	521	<i>Phl</i> -содержащий плагиолерцолит	Оливиновый ортокумулат в близкой к котектической магме; возможно дополнительная инъекция
32	S30-3	694	Меланотроктолит	<i>Ol</i> кумулат в котектическом (<i>Ol+Pl</i>) расплаве
33	S36-1	945	<i>Срх</i> -содержащий лейкотроктолит	<i>Ol</i> кумулат в котектическом (<i>Ol+Pl</i>) расплаве

* Высота по разрезу от нижнего контакта (в метрах). ** По структурным характеристикам в сочетании с результатами ЭВМ-моделирования стабильности первичных фаз по программе COMAGMAT-5 (Ariskin et al., 2018b). Три разновидности дунитов: 1 — представляет гипидиоморфнозернистые породы; 2 — породы с панидиоморфнозернистой структурой, по минералогическим признакам слабо контаминированные при взаимодействии реликтовых карбонатов с ультраосновной магмой (Wenzel et al., 2002); 3 — сильно контаминированные дуниты, как правило серпентинизированные. В дальнейшем 6 образцов под номерами 22–27 рассматриваются как “контаминированные” (выделены в табл. 2 и 3 полужирным шрифтом).

Таблица 2. Петрохимические и минералогические характеристики и величины $\delta^{18}\text{O}$ оливина пород Йоко-Довыренского массива

№ образца	Шифр образца	п.п.п., мас. %		<i>Ol</i> (CIPW, мас. %)	<i>Fo</i> (<i>Ol</i> , мол. %)	CaO (<i>Ol</i> , мас. %)	$\delta^{18}\text{O}$ (<i>Ol</i> , ‰)	100Cr/(Cr+Al) в шпинели
		анализ	коррекция					
1	07DV340-1	0.17	1.90	70.1	82.4 ± 0.7	0.05 ± 0.01	6.14	69.6 ± 7.8
2	07DV232-1	−0.41	0.90	78.3	85.1 ± 0.1	0.06 ± 0.02	5.97	70.8 ± 2.6
3	07DV231-1	0.37	1.69	81.5	85.4 ± 0.2	0.06 ± 0.03	5.88	62.2 ± 4.0
4	07DV341-1	−0.71	0.64	75.2	83.2 ± 0.1	0.07 ± 0.02	5.91	69.7 ± 2.3
5	07DV341-3	0.05	0.61	16.6	80.3 ± 0.2	0.03 ± 0.01	5.79	63.7
6	07DV343-1	−0.43	0.58	46.5	80.8 ± 0.4	0.03 ± 0.01	5.70	68.8 ± 0.9
7	07DV344-1	−0.12	0.68	36.8	80.8 ± 0.2	0.04 ± 0.03	5.76	81.3
8	07DV223-1	0.13	1.31	64.5	83.0 ± 0.2	0.04 ± 0.02	5.78	68.3 ± 2.3
9	07DV224-1	−0.41	1.13	89.0	83.9 ± 0.1	0.05 ± 0.03	6.00	67.5 ± 0.8
10	07DV226-1	−0.29	0.67	51.7	82.5 ± 0.1	0.04 ± 0.02	5.80	69.6 ± 5.2
11	07DV346-1	−0.32	1.27	92.0	83.9 ± 0.1	0.11 ± 0.03	5.84	68.7 ± 1.5
12	07DV346-5	0.18	0.99	38.0	81.8 ± 0.1	0.04 ± 0.01	5.74	—
13	07DV346-6	0.27	1.06	41.9	82.7 ± 0.1	0.05 ± 0.01	5.88	72.3 ± 2.6
14	07DV346-8	0.03	0.74	18.5	77.4 ± 0.1	0.04 ± 0.01	5.66	—
15	07DV228-1	0.06	0.88	29.1	78.0 ± 0.2	0.03 ± 0.01	5.78	—
16	07DV229-1	1.32	1.95	22.1	77.6 ± 0.4	0.06 ± 0.01	5.86	69.5 ± 3.5
17	07DV124-2	0.52	1.72	73.4	86.3 ± 0.2	0.06 ± 0.02	5.32	63.8 ± 3.0
18	07DV124-3	−0.67	0.69	79.3	84.5 ± 0.1	0.04 ± 0.01	5.70	63.6 ± 3.7
19	07DV124-11	2.17	3.62	93.2	85.9 ± 0.2	0.06 ± 0.02	5.75	63.5 ± 3.6
20	07DV124-12	−0.36	0.95	88.6	86.9 ± 0.1	0.04 ± 0.01	5.99	65.2 ± 2.9
21	07DV124-13	0.69	2.12	92.0	85.7 ± 0.1	0.06 ± 0.02	5.41	63.3 ± 2.1
22	07DV124-17	−0.51	0.74	96.4	88.1 ± 0.1	0.10 ± 0.02	6.15	62.6 ± 1.3
23	07DV124-20	2.11	3.55	94.2	85.8 ± 0.1	0.07 ± 0.01	6.01	62.2 ± 2.1
24	07DV124-22	3.63	4.99	96.3	87.6 ± 0.1	0.10 ± 0.02	5.96	57.9 ± 7.0
25	07DV309-1	−0.53	0.78	92.2	87.0 ± 0.1	0.19 ± 0.05	6.26	47.7
26	07DV131-10	3.76	5.12	95.2	87.1 ± 0.1	0.28 ± 0.06	6.95	40.3 ± 3.1
27	07DV311-1	3.34	4.68	90.7	88.4 ± 0.2	1.17 ± 0.01	6.37	24.4 ± 3.8
28	07DV314-2	−0.35	0.93	74.1	82.0 ± 0.2	0.04 ± 0.04	5.75	71.3 ± 2.7
29	S08-4	0.76	2.12	75.0	83.5 ± 0.1	0.05 ± 0.01	6.37	62.3 ± 4.3
30	S10-7	0.46	2.06	86.1	83.3 ± 0.2	0.04 ± 0.01	5.60	71.5 ± 2.2
31	S12-2	1.76	2.87	65.7	86.0 ± 0.3	0.04 ± 0.01	6.35	59.1 ± 6.5
32	S30-3	1.79	3.18	82.1	84.6 ± 0.5	0.07 ± 0.01	5.77	63.1 ± 3.0
33	S36-1	1.17	1.74	22.0	80.0 ± 0.2	0.05 ± 0.01	5.89	—

Примечание. Данные о составах оливина и шпинели из Приложения В в работе (Ariskin et al., 2018a). Полужирным шрифтом выделены контаминированные дуниты.

с г. Йоко. Этот состав можно принять за изотопный состав кислорода в оливине, равновесном с исходными довыренскими магмами. Для пяти пород Школьного разреза величина $\delta^{18}\text{O}$ составила $6.0 \pm 0.4\text{‰}$. Высокое значение стандартного отклонения в этом случае обусловлено контрастными различиями трех образцов с $\delta^{18}\text{O} = 5.6\text{—}5.9\text{‰}$ (что близко составам с разреза “Йоко”) и двух образцов со значениями 6.4‰ (табл. 2). Судя

по хромистости шпинелида, последние два образца, обогащенные изотопом ^{18}O , претендуют на роль слабо контаминированных карбонатным материалом, однако это не согласуется с первично магматическими содержаниями CaO в оливине (рис. 2). По-видимому, в данном случае можно предполагать контаминацию терригенным материалом — сланцами или кварцитами из вмещающих пород Оло-китского комплекса (Рыцк и др., 2002).

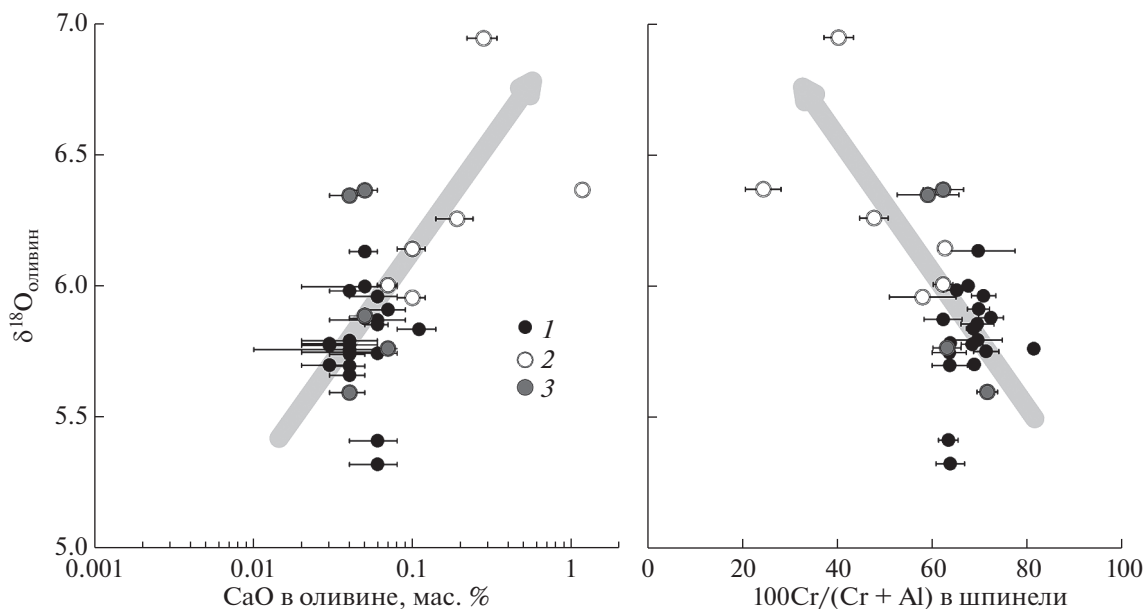


Рис. 2. Соотношения между $\delta^{18}\text{O}$ оливина, содержанием CaO в оливине и хромистости шпинели в разных типах пород довыренского массива (данные табл. 2). Условные обозначения: 1 – неконтаминированные породы из разрезов Йоко и Большой-Центральный, 2 – контаминированные дуниты, 3 – породы разреза Школьный.

Данные об исходном $\delta^{18}\text{O}$ в оливине можно использовать для оценок масштабов локальной контаминации примитивных магм и производных кумулатов карбонатным материалом при формировании довыренской камеры и/или в процессах внутрикамерной дифференциации. Для этого надо перейти от изотопного состава оливина к изотопному составу исходного расплава. Это возможно для каждой из пород при наличии данных о температурах закрытия кумулусных систем относительно обмена изотопами кислорода между оливином и интеркумулусным расплавом вблизи солидуса пород. Для решения этой задачи использованы результаты моделирования равновесной кристаллизации виртуальных расплавов, отвечающих валовому составу изученных образцов.

Моделирование равновесной кристаллизации пород. Петрологический смысл этих вычислений аналогичен методу геохимической термометрии, который базируется на трех постулатах (Ariskin, Barmina, 2004): (1) валовый химический состав образца породы отражает смесь кумулусных фаз и интеркумулусной жидкости, (2) температура исходной кумулусной смеси отвечает температуре расплава и (3) по мере затвердевания все фазы меняют состав в соответствии с законами термодинамических равновесий минерал–расплав. Таким образом, при наличии алгоритмов моделирования кристаллизации магм можно рассчитать траекторию эволюции состава расплава и равновесных фаз вплоть до полного затвердевания. Задача осложняется тем, что температура исходной сме-

си (магмы или кумулата) обычно неизвестна, поэтому приходится строить полную траекторию кристаллизации – от 100% плавления породы (включая отрезки виртуальных гетерогенных равновесий) до солидуса. В нашем случае задача проще – важно выйти на наиболее низкотемпературные условия, когда последние порции расплава равновесны со всем объемом твердой фазы.

Моделирование равновесной кристаллизации расплавов пород (табл. 1) проводилось с использованием программы КОМАГМАТ-5 (Ariskin et al., 2018b) в версии 5.2.2.1 (<https://comagmat.web.ru/apps-comagmat.html>) для номинально сухих условий при давлении 1 атм. и летучести кислорода, отвечающей буферу QFM-1 (Арискин и др., 2017). Эти параметры близки условиям кристаллизации в камере, которые оценены независимыми методами ($P \leq 0.5$ –1 кбар, содержание воды в расплаве < 0.5 мас. %, летучесть кислорода $\leq$ QFM) и уже были использованы в серии расчетов, моделирующих параметры наиболее примитивных довыренских магм (Ariskin et al., 2016). При этом использовались валовые составы пород из Приложения А в работе (Ariskin et al., 2018a); максимальная степень кристаллизации составляла 98 мас. %. Примеры расчетных траекторий кристаллизации показаны на рис. 3. Параметры модельных расплавов, расчетные температуры и составы оливина и плагиоклаза вблизи солидуса приведены в табл. 3.

Последовательность кристаллизации образца DV30-2 показана на рис. 3 для сравнения, поскольку этот пикродолерит с нижнего контакта

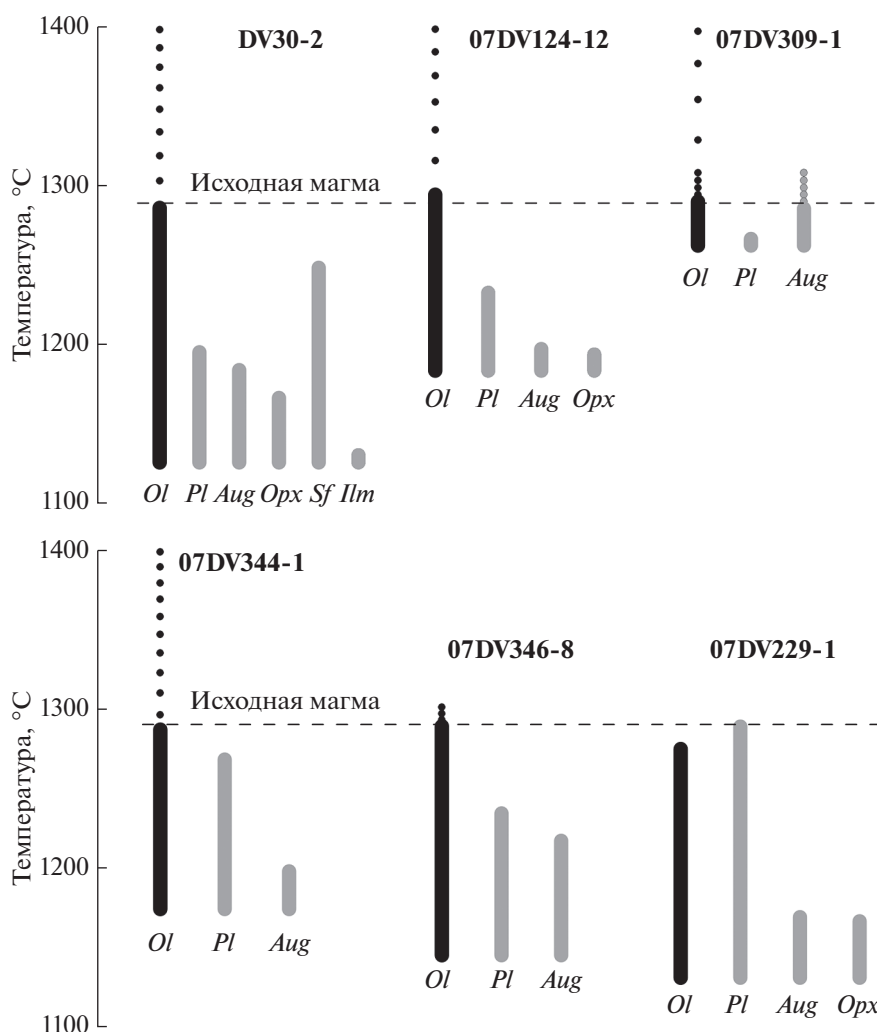


Рис. 3. Модельные порядки кристаллизации и наиболее низкотемпературные ассоциации минералов для примитивного пикроделерита с нижнего контакта Довырена (DV30-2) и представительных образцов из табл. 1 и 2. Расчеты по программе КОМАГМАТ-5 (Ariskin et al., 2018b) в приближении сухих систем при атмосферном давлении в условиях буфера QFM-1. Петрологический смысл имеют результаты при температурах ниже исходной магмы (1290°C).

представляет оливиновый ортокумулат с наиболее магниальным интеркумулусным расплавом, содержащим ~11 мас. % MgO и ~52 мас. % SiO₂ при температуре исходной магмы около 1290°C (Ariskin et al., 2016, 2018a). Таким образом, эволюцию интеркумулусного расплава при затвердевании кумулусных смесей с образованием пород характеризуют вычисления при более низких температурах — это справедливо для всех изученных образцов.

За исключением одного образца с верхов разреза Йоки (07DV229-1), расчеты продемонстрировали широкое поле виртуальной кристаллизации оливина (как результат его аккумуляции), но в остальном разделились на две группы, включая “неконтаминированные” и “контаминированные” породы. В первом случае второй кристаллизующейся фазой являлся плагиоклаз, затем появ-

ление клинопироксена ± Opx — точно так, как предсказывает кристаллизация примитивных ортокумулатов с нижнего контакта (рис. 3). Для контаминированных пород эта последовательность нарушена — вторым кристаллизовался клинопироксен (напр., обр. 07DV309-1 на рис. 3). Соответственно, близосолидусные остаточные расплавы эволюционировали в области сильно недосыщенных кремнеземом расплавов, содержащих менее 40–30 мас. % SiO₂ при температурах выше 1300–1400°C. Мы рассматриваем эти оценки как артефакт модели, хотя расширение поля стабильности Са-пироксена в системах, контаминированных карбонатом, не удивительно (Gaeta et al., 2009; Mollo et al., 2010; Di Rosso et al., 2012). Это подтверждается появлением в породах магниального диопсида (вплоть до диопсидитов) и фассаита (Wenzel et al., 2002; Ariskin et al.,

Таблица 3. Параметры модельных расплавов, расчетные температуры, составы оливина/плаггиоклаза и изотопный состав кислорода в остаточных расплавах вблизи солидуса изученных кумулатов

№ образца	Шифр образца	Параметры остаточного расплава, мас. %			Составы минералов, мол. %		T_{98} , °C*	$\delta^{18}\text{O}$ в расплаве, ‰
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fo (Ol)	An (Pl)		
1	07DV340-1	59.2	16.0	4.2	82.1	69.8	1139	6.99
2	07DV232-1	49.1	13.9	7.0	83.5	72.8	1163	6.79
3	07DV231-1	58.9	17.8	3.4	84.2	80.4	1137	6.73
4	07DV341-1	49.7	14.3	8.5	82.2	85.2	1190	6.71
5	07DV341-3	49.3	13.3	7.1	79.1	80.1	1158	6.61
6	07DV343-1	48.8	13.7	7.9	79.8	83.0	1176	6.51
7	07DV344-1	52.3	14.3	7.7	79.9	84.9	1175	6.57
8	07DV223-1	42.7	20.6	8.5	82.1	84.9	1245	6.52
9	07DV224-1	50.7	14.2	8.0	82.9	81.4	1181	6.81
10	07DV226-1	47.8	14.1	8.8	81.7	85.5	1192	6.59
11	07DV346-1	50.6	14.9	8.8	82.9	90.6	1191	6.63
12	07DV346-5	50.4	14.2	8.3	81.1	84.9	1184	6.54
13	07DV346-6	46.0	17.3	8.6	81.5	84.9	1216	6.65
14	07DV346-8	49.5	12.9	6.5	75.7	77.6	1146	6.51
15	07DV228-1	51.4	13.4	6.7	77.2	79.4	1153	6.61
16	07DV229-1	50.7	13.2	6.1	75.4	83.8	1131	6.72
17	07DV124-2	56.2	14.7	6.1	85.0	72.7	1154	6.16
18	07DV124-3	57.3	15.1	6.1	83.9	72.2	1165	6.52
19	07DV124-11	47.7	21.4	7.3	84.9	91.5	1223	6.51
20	07DV124-12	54.4	15.1	7.9	85.7	83.9	1183	6.79
21	07DV124-13	54.4	17.0	6.9	84.9	80.3	1189	6.21
22	07DV124-17	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1176**	6.96
23	07DV124-20	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1176**	6.82
24	07DV124-22	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1176**	6.77
25	07DV309-1	42.1	24.0	8.1	86.1	н.о.	1176**	7.07
26	07DV131-10	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1176**	7.76
27	07DV311-1	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1176**	7.18
28	07DV314-2	45.2	16.7	9.1	82.9	86.6	1217	6.52
29	S08-4	60.9	17.3	3.2	83.2	75.2	1132	7.23
30	S10-7	51.9	15.0	5.9	82.0	79.1	1152	6.43
31	S12-2	60.1	16.6	4.1	85.5	72.7	1145	7.19
32	S30-3	41.8	23.8	7.4	83.6	84.3	1266	6.48
33	S36-1	49.0	13.3	7.2	78.4	81.4	1160	6.72

Примечания. Расчеты по программе КОМАГМАТ-5 (Ariskin et al., 2018b). * T_{98} — температура закристаллизованной на 98 мас. % породы; в трех случаях расчет проведен до степени кристаллизации 94–96.5% (обр. 07DV340-1, 311-1 и S12-2). ** Постулирована средняя температура всех неконтаминированных пород вблизи солидуса. н.о. — параметр не определен.

2018a). Учитывая неопределенность расчетов расплавно-минеральных равновесий в подобных системах при помощи модели КОМАГМАТ-5, эти результаты в дальнейшем не рассматривались. Исключение — обр. 07DV309-1, данные для которого также приведены в табл. 3.

В случае неконтаминированных пород программа КОМАГМАТ-5 предсказывает солидусные ассоциации $Ol + Pl + Crx \pm Opx$, в отдельных случаях с небольшим количеством сульфида и ильменита. Температуры окончания кристаллизации варьируют от 1131 до 1266°C (в среднем

$1176 \pm 34^\circ\text{C}$), табл. 3. Эти вариации отражают два фактора: (1) количество захороненного в интеркумулусе расплава и (2) степень его фракционирования при затвердевании массива. Соответственно, минимальные оценки температуры характерны для базальных кумулатов повышенной пористости и прикровельных горизонтов, где распространены наименее магнезиальные оливин и пироксены (см. образцы 14–16 в табл. 2). Максимальные оценки выше 1200°C типичны для оливиновых и троктолитовых адкумулатов с минимальным количеством интеркумулуса.

О реалистичности результатов моделирования можно судить по данным рис. 4, где сопоставляются близосolidусные (по результатам расчетов) и наблюдаемые составы оливина в породах, отнесенных к “неконтаминированным”. Несмотря на явное смещение расчетных составов в область менее форстеритовых составов, средняя величина этих отклонений не велика: 0.96 ± 0.59 мол. % Fo ; только для одного образца наиболее верхнего лейкоктролита расхождение превышает 2 мол. % Fo (обр. 07DV229-1, $\Delta = -2.2\%$). Систематический характер этого сдвига можно объяснить небольшой переоценкой доли двухвалентного железа в расплаве $Fe^{2+}/\Sigma Fe$ (при моделировании использовались довольно восстановительные условия буфера QFM-1, см. выше) или отсутствием полного равновесия между последними порциями расплавов и кристаллической массой кумулатов. В любом случае подобные отклонения не сильно влияют на состав модельных расплавов, вариации температуры которых в зависимости от редокс-условий обычно не превышают нескольких градусов (Ariskin, Barmina, 2004). Это позволяет предполагать, что параметры близосolidусных равновесий изученных пород предсказаны верно (табл. 3).

Изотопный состав кислорода в исходном расплаве рассчитывался на основе приближения (1):

$$\delta^{18}\text{O}(\text{Ol}) - \delta^{18}\text{O}(\text{расплав}) \approx 1000 \ln \alpha, \quad (1)$$

где α — фактор изотопного фракционирования между расплавом и оливином, связанный с температурой закрытия изотопного обмена соотношением (2):

$$1000 \ln \alpha = 10^6 A/T^2, \quad (2)$$

где A — полуэмпирическая константа, а T — температура в градусах Кельвина. При расчетах использовалось значение $A = -1.70$, предложенное в работе (Zhao, Zheng, 2003) для вулканических пород, представляющих системы вкрапленник оливина — базальтовое стекло/лава. При этом, для неконтаминированных пород в качестве температуры окончания эффективного изотопного обмена принималась модельная температура в закрытой системе, отвечающая равновесию 2% остаточного рас-

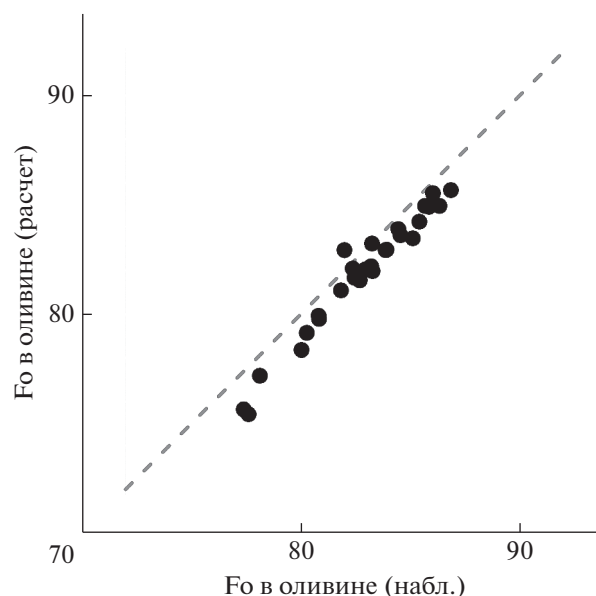


Рис. 4. Соотношения между расчетными и наблюдаемыми составами оливина в неконтаминированных породах Довырена (по данным табл. 2 и 3).

плава с 98% кристаллической массы (табл. 3). Для шести контаминированных дунитов в качестве температуры завершения изотопного обмена постулировалось среднее значение близосolidусных температур в закрытых системах — 1176°C . Эти допущения предполагают, что основной обмен изотопами кислорода завершается на стадии истощения “флюида-расплава”, а в случае контаминированных расплавов нет основания считать, что они эволюционировали в другом температурном поле относительно массы вмещающих дунитов. Заметим также, что 2/3 изученных образцов содержали более 70% оливина (табл. 2), что предполагает незначительный вклад постсидусных реакций (в частности, оливин — плагиоклаз) в изотопный состав оливина, сформированного на заключительных стадиях магматического процесса.

Результаты расчета $\delta^{18}\text{O}$ в расплавах для всех изученных образцов приведены в табл. 3. Согласно этим данным, среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ в интеркумулусных расплавах для неконтаминированных пород составляло $6.6 \pm 0.2\text{‰}$; для расплавов с признаками контаминации коровым материалом $7.1 \pm 0.3\text{‰}$. В соответствии с заданным интервалом близосolidусных температур ($1131\text{--}1266^\circ\text{C}$) средняя величина равновесного изотопного сдвига кислорода между оливином и модельными расплавами составляет $0.81 \pm 0.03\text{‰}$.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сравнение с данными по другим расслоенным массивам. На рис. 5 проведено сопоставление результатов изучения изотопного состава оливина в

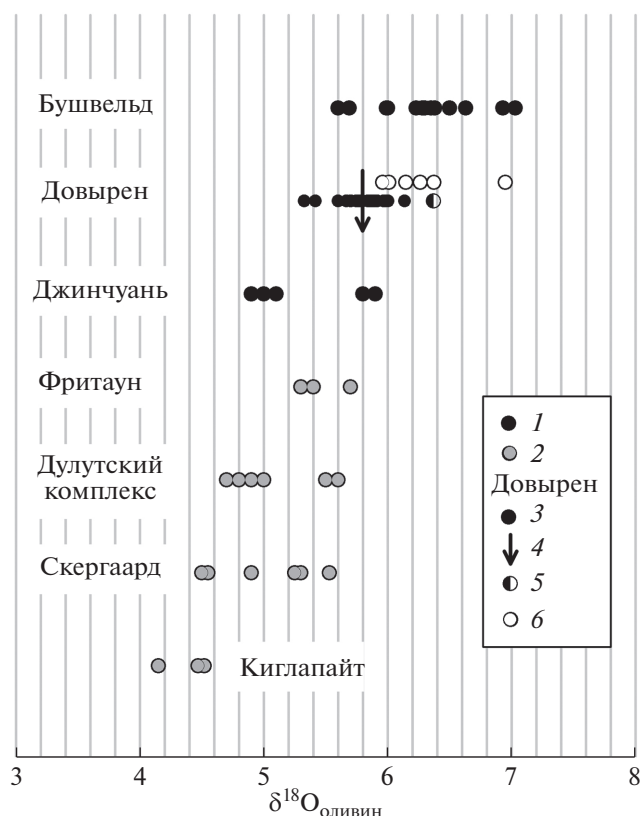


Рис. 5. Изотопный состав кислорода в оливине из пород известных расслоенных интрузивов и рудоносных комплексов. Бушвельдский комплекс (Harris et al., 2005; Gunther et al., 2018); Джинчуань (Ripley et al., 2005); Фритаунский интрузив в Сьерра Леоне (Chalokwu et al., 1999); интрузив Южный Кавишви в Дулутском комплексе (Lee, Ripley, 1996); Скергаардский интрузив (Taylor, 1959; Bindeman et al., 2008); интрузив Киглапайт (Kalamaradis, 1984). Вероятные источники: 1 – предположительно субконтинентальная литосферная мантия (SCLM), 2 – деплетированная мантия MORB-типа; 3–6 – Йоко-Довыренский массив: 3 – неконтаминированные породы, 4 – их средний состав, 5 – две “возможно контаминированные” породы разреза “Школьный”, 6 – контаминированные дуниты.

Довырене и других расслоенных интрузивах и/или рудоносных комплексах. Согласно этим данным, наблюдается тенденция к возрастанию $\delta^{18}\text{O}$ в оливине от интрузивных тел, для которых установлена ассоциация с толеитовыми базальтами (мантийный источник MORB-типа), к рудоносным интрузивам, связанным с резервуарами, несущими признаки вовлечения корового вещества в процессы магмогенерации и/или эволюции исходных магм (Wilson, 2012; Maier et al., 2016; Ariskin et al., 2018a; Tang et al., 2018). Полученные нами данные наиболее близки к изотопным характеристикам палеопротерозойского Бушвельдского комплекса, при этом средние величины $\delta^{18}\text{O}$ оливина из неконтаминированных

довыренских пород практически совпадают с максимальными значениями $\delta^{18}\text{O}$ оливина из рудоносного комплекса Джинчуань (Ripley et al., 2005). Последний имеет возраст 831.8 ± 0.6 млн лет и, подобно Довырену, формировался на стадии распада суперконтинента Родинии (Zhang et al., 2010).

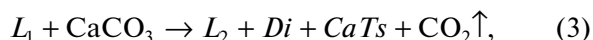
В последние годы все больше аргументов указывают на то, что интрузивный магматизм, с которым связано формирование рудоносных комплексов Бушвельд и Джинчуань, имеет определенные аналогии (Eales, Costin, 2012; Tang et al., 2018). Они включают две стадии контаминации исходных магм – нижнекоровую и верхнекоровую, которая могла произойти на докамерной стадии или непосредственно в процессе формирования магматической камеры. Неопределенности касаются мантийного источника наиболее примитивных магм, который представлял астеносферную или метасоматизированную субконтинентальную литосферную мантию (SCLM). Первый сценарий обсуждается применительно к коматиитовым силлам из основания Бушвельдского комплекса (Wilson, 2012; Maier et al., 2016); второй подразумевается для ультрамафитов Джинчуань. Комплекс изотопно-геохимических данных для Довырена позволяет также предполагать подобную двухстадийную схему вовлечения материалы коры в процессы формирования мантийного источника и внутрикамерной дифференциации.

Крайне низкие значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ в породах Довырена (в среднем -14.8 , $t = 728.4$ млн лет) нельзя связать с ассимиляцией карбонатов из вмещающих толщ, которые по данным Amelin et al. (1996) характеризуются величиной ϵ_{Nd} около -7 . Это не оставляет иных шансов, как признать существование более древнего мантийного протолита с коровым отношением $\text{Sm}/\text{Nd} \sim 0.22$ (Арискин и др., 2015). При этом высокая магнезиальность исходного оливина, реконструированного для пород базальной зоны ($\sim F_{0.88}$), указывает, что несущие коровую метку довыренские магмы имели пикритовидный состав при температурах около 1300°C (Ariskin et al., 2018a). Эти сигналы “мантийно-коровых” процессов коррелируют с повышенными (относительно MORB-систем) значениями $\delta^{18}\text{O}$ в оливине из неконтаминированных пород (рис. 5).

С другой стороны, помимо существенных вариаций $\delta^{18}\text{O}$ в оливине, установленных для сильно контаминированных пород, в пределах Довыренского интрузивного комплекса наблюдается неоднородность изотопных данных по Rb–Sr и Sm–Nd системам (Арискин и др., 2015), которую также нельзя объяснить предисторией источника или только процессами кристаллизационной дифференциации. Это особенно проявлено в толщах дунитов, включающих ксенолиты апокарбонатных скарнов (Wenzel et al., 2002). Несмотря на многолетние дискуссии, вопрос о масштабах

контаминации мраморов/доломитов и влиянии этих процессов на дифференциацию в довырренной камере, в конечном счете — на формирование фазовой расслоенности массива, остается открытым.

Оценка степени контаминации карбонатным материалом. Процессы взаимодействия базальтовых магм с карбонатами обычно описывают при помощи реакций десилификации, включающих термическое разложение карбонатов с образованием твердых растворов Са-пироксенов, напр. (Mollo et al., 2010):



где L_1 — исходный расплав, Di — диопсид ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$), CaTs — богатый чермакитовым компонентом пироксен, L_2 — новообразованный расплав, обедненный SiO_2 и несколько обогащенный СаО. В случае Довырена, исходные пикритоидные магмы содержали порядка 20–30% оливина (Ariskin et al., 2018a), поэтому подобные реакции должны также учитывать присутствие кумулюсного оливина и изменения его состава в направлении повышения магнезиальности и увеличения содержания СаО (Wenzel et al., 2002; Di Stefano et al., 2018). Такая гетерогенность реагентов и продуктов взаимодействия затрудняет последовательное решение задачи баланса изотопов кислорода с целью оценки степени контаминированности кумулюсных ассоциаций. В упрощенном виде этот материальный баланс можно свести к уравнению:

$$\delta^{18}\text{O}(L_2) = f\delta^{18}\text{O}(\text{конт.}) + (1 - f)\delta^{18}\text{O}(L_1), \quad (4)$$

где $\delta^{18}\text{O}(L_1)$ и $\delta^{18}\text{O}(L_2)$ — изотопный состав кислорода в исходном и контаминированном расплаве, $\delta^{18}\text{O}(\text{конт.})$ характеризует изотопный состав кислорода в карбонатном материале, f — доля контаминанта (т.е. суммарное количество оксидов — СаО + MgO + FeO — поступивших при разложении карбоната в новообразованные силикатные фазы). Если принять средние величины $\delta^{18}\text{O}$ для контаминированных (7.1‰) и неконтаминированных (6.6‰) расплавов и величину $\delta^{18}\text{O} = 23\text{‰}$ в карбонатах (Кривоплясов и др., 1982), оценка вклада контаминанта составит ~3.2%. В случае гетерогенности кумулюсной системы оценка доли контаминанта снижается: при содержании ~40% кристаллов Ol — на 0.3–0.4%, при содержании ~90% кристаллов Ol — на 0.7–1%.

Приведенный выше баланс допускает постоянство или незначимые различия изотопного состава кислорода в продуктах разложения карбонатов — см. реакцию (3). В действительности, теоретические оценки показывают, что при температурах около 1200°C изотопное фракционирование кислорода в системе $\text{CO}_2\text{—CaCO}_3$ может достигать ~2‰ (Chacko, Deines, 2008). Этот фактор повышает максимальную оценку доли

контаминанта до ~5%, при содержании 90% кристаллов оливина — до ~4%. Таким образом, чтобы получить новый расплав или кумулюсную систему с изотопными характеристиками, отвечающими равновесию с оливином из зоны контаминированных дунитов (табл. 2 и 3), требуется вклад в исходный расплав не более 3–5% вещества доломитов.

Если допустить максимально утяжеленный изотопный состав кислорода в контаминированном расплаве (допустим $\delta^{18}\text{O} = 12$), который равновесен с оливином из контактов апоркарбонатных скарнов ($\delta^{18}\text{O} \approx 11$; Кривоплясов и др., 1982), потребуется около 30% контаминанта. Однако столь сильная контаминация носит локальный характер, что выражается в формировании ореолов контаминированных дунитов вокруг скарнированных реликтов мраморов и доломитов. Это подчеркивается и составом интеркумулуса из подобных ореолов, где появляются магнезиальный диопсид и фассаит (пироксен с высоким содержанием глинозема; Wenzel et al., 2002), а также изменениями в составе оливина (повышение СаО и $\text{mg\#}$) и алюмошпинели (Кислов, 1998; Ariskin et al., 2018a). Естественным отражением реакций исходным магм с карбонатом является расширение поля стабильности клинопироксена, которое установлено при моделировании равновесной кристаллизации контаминированных пород по программе КОМАГМАТ-5 (рис. 3).

ВЫВОДЫ

1. Методом фторирования с применением лазерного нагрева изучен изотопный состав кислорода оливина из плагиоцерцолитов, дунитов, троктолитов и оливиновых габброноритов Йоко-Довыренского расслоенного массива. Большинство значений $\delta^{18}\text{O}$ в оливине из наиболее свежих и неконтаминированных пород ($n = 27$) попадает в интервал $5.8 \pm 0.2\text{‰}$. Для слабо и сильно контаминированных дунитов наблюдается значимое утяжеление изотопного состава кислорода — до $6.2 \pm 0.3\text{‰}$. Показано, что подобные составы наиболее близки к характеристикам рудоносных комплексов — Бушвельдского интрузива и Джинчуаня.

2. При помощи программы КОМАГМАТ-5 (Ariskin et al., 2018b) рассчитаны траектории кристаллизации пород-кумулатов, включая равновесные соотношения фаз при температурах, отвечающих 2% остаточного расплава. Эти близосолидусные температуры охватывают интервал 1131–1266°C (в среднем $1176 \pm 34^\circ\text{C}$) и рассматриваются как температуры закрытия кумулюсных систем относительно диффузионного обмена изотопами кислорода между оливином и расплавом при исчерпании интеркумулюсного расплава как подвижного “флюида”.

3. Используя данные об изотопном составе кислорода в оливине и модельные температуры закрытия этого минерала, для каждой из пород рассчитаны значения $\delta^{18}\text{O}$ в равновесных с оливином расплавах. Среднее значение величины $\delta^{18}\text{O}$ в интеркумулясных расплавах неконтаминированных пород составило $6.6 \pm 0.2\text{‰}$; для расплавов с признаками контаминации коровым материалом оно повышается до $7.1 \pm 0.3\text{‰}$.

4. Согласно оценкам по балансовой модели контаминации расплавов доломитами, для основного объема дунитов в центральной части массива вклад контаминанта не превышал 3–5 мас. %. Изотопные характеристики расплавов из ореолов вблизи контактов с ксенолитами апокарбонатных скарнов, указывают на возможность растворения до 30% карбонатов.

Авторы выражают признательность В.Б. Полякову (ИЭМ РАН) и О.А. Луканину (ГЕОХИ РАН) за ценные комментарии по содержанию рукописи.

Статья подготовлена при поддержке гранта Российского Научного Фонда № 16-17-10129. Изотопный анализ кислорода в оливине проведен в рамках Государственного задания ИГЕМ РАН по теме НИР № 0136-2019-0013. Подготовка препаратов оливина проводилась в рамках Госзадания ГЕОХИ им. В.И. Вернадского РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., Костицын Ю.А., Меффе С., Николаев Г.С., Мак-Нил Э., Кислов Е.В., Орсов Д.А. (2013) Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в Неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия). *Геохимия* (11), 955–972.
- Ariskin A.A., Kostitsyn Yu.A., Konnikov E.G., Danyushevsky L.V., Meffre S., Nikolaev G.S., McNeill A., Kislov E.V., Orsoev D.A. (2013) Geochronology of the Dovyren Intrusive Complex, Northwestern Baikal Area, Russia, in the Neoproterozoic. *Geochem. Int.* **51**(11), 859–875.
- Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Э.Г. Конников, Маас Р., Костицын Ю.А., Мак-Нил Э., Меффе С., Николаев Г.С., Кислов Е.В. (2015) Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника. *Геология и геофизика*. **56**(3), 528–556.
- Арискин А.А., Фомин И.С., Жаркова Е.В., Кадик А.А., Николаев Г.С. (2017) Окислительно-восстановительный режим формирования ультрамафитов и габброидов Йоко-Довыренского массива (по результатам измерений собственной летучести кислорода в оливине). *Геохимия*. (7), 579–593.
- Ariskin A.A., Fomin I.S., Zharkova E.V., Kadik A.A., Nikolaev G.S. (2017) Redox Conditions During Crystallization of Ultramafic and Gabbroic Rocks of the Yoko–Dovyren Massif (Based on the Results of Measurements of Intrinsic Oxygen Fugacity of Olivine). *Geochem. Int.* **55**(7), 595–607.
- Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Фиорентини М., Николаев Г.С., Кислов Е.В., Пшеницын И.В., Япаскерт В.О., Соболев С.Н. (2020) Петрология, геохимия и происхождение сульфидоносных и ЭПГ-минерализованных троктолитов из зоны Конникова в Йоко-Довыренском расслоенном интрузиве. *Геология и геофизика*. **62**(5–6), 748–773.
- Бушуев В.П., Тарасова Р.С. (1984) *Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение. Отчет Холоднинской ГРП за 1975–84 гг.* Бурятгеология, Улан-Удэ.
- Гончаренко А.И., Гертнер И.Ф., Фомин Ю.А. (1992) Эволюция изотопного состава кислорода в оливинах из пород Йоко-Довыренского плутона. *Геология и геофизика*. **12**, 63–71.
- Гурулев С.А. (1965) *Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива*. М.: Наука, 122 с.
- Дистлер В.В., Степин А.Г. (1993) Малосульфидный платиноносный горизонт Йоко-Довыренского расслоенного гипербазит-базитового интрузива (Северное Прибайкалье). *ДАН*. **328**(4), 498–501.
- Кислов Е.В. (1998) Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: издательство БНЦ СО РАН, 1998, 265 с.
- Конников Э.Г. (1986) *Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья*. Новосибирск: Наука, 127 с.
- Кривоплясов Г.С., Ярошевский А.А., Устинов В.И., Стрижов В.П. (1982) Перераспределение изотопов кислорода при взаимодействии магматической системы с вмещающими породами (по материалам Йоко-Довыренского расслоенного массива, Северное Прибайкалье). *Тезисы докладов IX Всесоюзного симпозиума по стабильным изотопам в геохимии*, М.: ГЕОХИ АН СССР, 134–136.
- Кривоплясов Г.С., Ярошевский А.А., Устинов В.И. (1984). Изотопный состав кислорода породообразующих минералов некоторых дифференцированных трапповых силлов и крупного расслоенного интрузива (на примере траппов Норильского района, р. Подкаменная Тунгуска и Йоко-Довыренского массива). *Тезисы докладов X Всесоюзного симпозиума по стабильным изотопам в геохимии*. М.: ГЕОХИ АН СССР, 233.
- Орсов Д.А., Кислов Е.В., Конников Э.Г., Канакин С.В., Куликова А.Б. (1995) Закономерности размещения и особенности состава платиноносных горизонтов Йоко-Довыренского расслоенного массива (Северное Прибайкалье). *ДАН*. **340**(2), 225–228.
- Орсов Д.А. (2019) Анортзиты малосульфидного платиноносного горизонта (Риф I) в верхнерифейском Йоко-Довыренском массиве (Северное Прибайкалье): новые данные по составу, ЭПГ-Cu-Ni минерализации, флюидному режиму и условиям образования. *Геология рудных месторождений*. **61**(4), 15–43.
- Перцев Н.Н., Шабынин Л.И. (1979) *Скарновые, карбонатные и бруситовые ксенолиты Йоко-Довыренского массива. Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузивах*. М.: Наука, 85–96.
- Перцев Н.Н., Конников Э.Г., Кислов Е.В., Орсов Д.А., Некрасов А.Н. (2003) Магнезиальные скарны мервинитовой фации из ксенолитов в дунитах Довыренского массива. *Петрология*. **11**(5), 512–523.

- Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изов А.Э., Подлипский М.Ю., Орсов Д.А., Колотиллина Т.Б. (2013) Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской докембрийской металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности. *Геология и геофизика*. **54**(11), 1689-1704.
- Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Макеев А.Ф., Риле Г.В. (2002) Олоkitская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрохимические данные. *Геотектоника*. **1**, 29-41.
- Спиридонов Э.М. (2019) Минералы бария – барит и хлордоминантный феррокиношталит $\text{BaFe}_3^{2+}[\text{Cl}_2/\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}]$ в плагиоперидотитах Йоко-Довыренского интрузива (Северное Прибайкалье) – продукты эпигенетического низкоградного метаморфизма. *Геохимия*. **64**(11), 1196-1205.
- Spiridonov E.M. (2019) Barium Minerals Barite and Chlorine-dominant Ferrokinoshitalite $\text{BaFe}_3^{2+}[\text{Cl}_2/\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}]$ in Plagioperidotites of the Yoko-Dovyren Intrusion, Northern Baikal Area: Products of Epigenetic Low-Grade Metamorphism. *Geochem. Int.* **57**(11), 1221-1229.
- Степин А.Г., Власенко А.И. *Результаты поисковых работ в пределах Йоко-Довыренского и Безымянного базит-гипербазитовых массивов. Отчет Довыренского отряда за 1989–1993 гг. Нижнеангарск*, 1994, Бурятгелком. 253 с.
- Устинов В.И., Ярошевский А.А., Стриглов В.П., Суховерхов В.Ф. (1980). Изотопный состав кислорода породообразующих минералов Йоко-Довыренского дунит-троктолиттаббро-норитового массива (Северное Прибайкалье). В сборнике *VIII Всесоюз. Симпозиум по стабильным изотопам в геохимии*. 56-58.
- Amelin Yu.V., Neymark L.A., Ritsk E.Yu., Nemchin A.A. (1996) Enriched Nd-Sr-Pb isotopic signatures in the Dovyren layered intrusion (eastern Siberia, Russia): evidence for contamination by ancient upper-crustal material. *Chem. Geol.* **129**, 39-69.
- Ariskin A.A., Barmina G.S. (2004) COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications. *Geochem. Int.* **42**, S1-S157.
- Ariskin A.A., Kislov E.V., Danyushevsky L.V., Nikolaev G.S., Fiorentini M.L., Gilbert S., Goemann K., Malyshev A. (2016) Cu-Ni-PGE fertility of the Yoko-Dovyren layered massif (Northern Transbaikalia, Russia): thermodynamic modeling of sulfide compositions in low mineralized dunite based on quantitative sulfide mineralogy. *Min. Deposita*. **51**, 993-1011.
- Ariskin A., Danyushevsky L., Nikolaev G., Kislov E., Fiorentini M., McNeill A., Kostitsyn Yu., Goemann K., Feig S., Malyshev A. (2018) The Dovyren Intrusive Complex (Southern Siberia, Russia): Insights into dynamics of an open magma chamber with implications for parental magma origin, composition, and Cu-Ni-PGE fertility. *Lithos*. **302**, 242-262.
- Ariskin A.A., Bychkov K.A., Nikolaev G.S., Barmina G.S. (2018) The COMAGMAT-5: Modeling the effect of Fe-Ni sulfide immiscibility in crystallizing magmas and cumulates. *J. Petrol.* **59**, 283-298.
- Chacko T., Deines P. (2008) Theoretical calculation of oxygen isotope fractionation factors in carbonate systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **72**, 3642-3660.
- Chalokwu C.I., Ripley E.M., Park Y.-R. (1999) Oxygen isotopic systematics of an open-system magma chamber: An example from the Freetown Layered Complex of Sierra Leone. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **63**(5), 675-685.
- Clayton R.N., Mayeda T.K. (1963) The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **27**, 43-52.
- Di Rocco T., Freda C., Gaeta M., Mollo S., Dallai L. (2012). Magma chambers emplaced in carbonate substrate: petrogenesis of skarn and cumulate rocks and implications for CO_2 degassing in volcanic areas. *J. Petrol.* **53**, 2307-2332.
- Di Stefano F., Mollo S., Scarlato P., Nazzari M., Bachmann O., Caruso M. (2018) Olivine compositional changes in primitive magmatic skarn environments: A reassessment of divalent cation partitioning models to quantify the effect of carbonate assimilation. *Lithos*. **316–317**, 104–121.
- Eales H.W., Costin G. (2012) Crustally contaminated komatiite: primary source of the chromitites and Marginal, Lower, and Critical Zone magmas in a staging chamber beneath the Bushveld Complex. *Econ. Geol.* **107**, 645-665.
- Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. (2016) Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic. *Nature Geoscience*. **9**, 464-469.
- Gaeta M., Di Rocco T., Freda C. (2009). Carbonate assimilation in open magmatic systems; the role of melt-bearing skarns and cumulate-forming processes. *J. Petrol.* **50**, 361-385.
- Günther T., Haase K.M., Junge M., Oberthür T., Woelki D., Krumm S. (2018) Oxygen isotope and trace element compositions of platiniferous dunite pipes of the Bushveld Complex, South Africa – Signals from a recycled mantle component? *Lithos*. **310–311**, 332-341.
- Harris C., Pronost J.J.M., Ashwal L., Cawthorn R.G. (2005) Oxygen and hydrogen isotope stratigraphy of the Rustenburg Layered Suite, Bushveld Complex: Constraints on crustal contamination. *J. Petrol.* **46**, 579-601.
- Ito E., White W.M., Gopel C. (1987) The O, Sr, and Pb isotope geochemistry of MORB. *Chem. Geol.* **62**, 157-176.
- Kalamarides R.I. (1984) Kiglapait geochemistry VI: Oxygen isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta* **48**, 1827-1836.
- Konnikov E.G., Meurer W.P., Neruchev S.S., Prasolov E.M., Kislov E.V., Orsoev D.A. (2000) Fluid regime of platinum group elements (PGE) and gold-bearing reef formation in the Dovyren mafic-ultramafic layered complex, eastern Siberia, Russia. *Min. Deposita*. **35**, 526-532.
- Lee I., Ripley E.M. (1996) Mineralogic and oxygen isotopic studies of open system magmatic processes in the South Kawishiwi Intrusion, Spruce Road area, Duluth Complex, Minnesota. *J. Petrol.* **37**, 1437-1461.
- Lechler P.J., Desilets M.O. (1987) A review of the use of loss on ignition as a measurement of total volatiles in whole-rock analysis. *Chem. Geol.* **63**, 341-344.
- Maier W.D., Barnes S.-J., Karykowski B.T. (2016) A chilled margin of komatiite and Mg-rich basaltic andesite in the western Bushveld Complex, South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.* **171**, 1-22.

- Mollo S., Gaeta M., Freda C., Di Rocco T., Misiti V., Scarlato P. (2010) Carbonate assimilation in magmas: A reappraisal based on experimental petrology. *Lithos*. **114**, 503-514.
- Orsoev D. A. (2010) Distribution of Oxygen Isotopes in Rocks and Minerals from the Critical Zone of the Ioko-Dovyren Pluton. *Geology of Ore Deposits*. **52**, 543-550.
- Ripley E.M., Sarkar A., Li C. (2005) Mineralogic and Stable Isotope Studies of Hydrothermal Alteration at the Jinchuan Ni-Cu Deposit. *China Econ. Geol.* **100**, 1349-1361.
- Sharp Z.D. (1990) A laser-based microanalytical method for the in-situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **54**, 1353-1357.
- Spicuzza M.J., Valley J.W., Kohn M.J., Girard J.P., Fouillac A.M. (1998) The rapid heating, defocused beam technique: a CO₂-laser-based method for highly precise and accurate determination of $\delta^{18}\text{O}$ values of quartz. *Chem. Geol.* **144**, 195-203.
- Tang Q., Jian Bao J., Dang Y., Ke S., Zhao Y. (2018) Mg-Sr-Nd isotopic constraints on the genesis of the giant Jinchuan Ni-Cu-(PGE) sulfide deposit, NW China. *Earth Planet. Sci. Let.* **502**, 221-230.
- Taylor H.P., Epstein S. (1962) Relation between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks. I Principles and experimental results. *Geol. Soc. Am. Bull.* **73**, 461-480.
- Taylor H.P. Jr., Epstein S. (1963) $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ ratios in rocks and coexisting minerals of the Skaergaard intrusion. *J. Petrol.* **4**, 51-74.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford: Blackwell Sci. Pub., 312 p.
- Wenzel T., Baumgartner L.P., Bruegman G.E., Konnikov E.G., Kislov E.V. (2002) Partial melting and assimilation of dolomitic xenoliths by mafic magma: the Ioko-Dovyren intrusion (North Baikal Region, Russia). *J. Petrol.* **43**, 2049-2074.
- Wilson A.H. (2012) A chill sequence to the Bushveld Complex: insight into the first stage of emplacement and implications for the parental magmas. *J. Petrol.* **53**, 1123-1168.
- Zhang M., Kamo S.L., Li C., Hu P., Ripley E.M. (2010) Precise U-Pb zirconbaddeleyite age of the Jinchuan sulfide ore-bearing ultramafic intrusion, western China. *Min. Deposita*. **45**, 3-9.
- Zhao Z.F., Zheng Y.F. (2003). Calculation of oxygen isotope fractionation in magmatic rocks. *Chem. Geol.* **193**, 59-80.