

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АПОГИПЕРБАЗИТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Рампилова М. В., Рипп Г. С., Рампилов М. О., Дамдинов Б. Б., Дамдинова Л. Б., Посохов В. Ф.

Аннотация

Проведено геохимическое изучение апогипербазитовых метасоматитов на Оспинско-Китойском, Парамском и Усть-Келянском офиолитовых комплексах, расположенных в южном складчатом обрамлении Сибирского кратона. Изучен изотопный состав (O, S, H, Sr, Rb) дунитов, серпентинитов, нефритов, лиственитов и тальк-карбонатных пород. Изотопный состав кислорода в оливинах из дунитов равен 4.6–5.5‰ $\delta^{18}\text{O}$, в серпентинитах 4.67–7.35‰ $\delta^{18}\text{O}$. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в серпентинитах указывают на глубинное происхождение флюида, и могли быть унаследованы из ультрабазитов. В сравнении с серпентинитами кислород в нефритах несколько обогащен тяжелым изотопом (6.13–9.54‰ $\delta^{18}\text{O}$), что говорит о том, что флюидная фаза нефритов была мобилизована из серпентинитов с добавлением некоторой части корового компонента. Наибольшие вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ характерны для минералов из лиственитов, они варьируют от 8.12 до 17.46‰. Кислород карбонатов (12.9–18.8‰ $\delta^{18}\text{O}$) из этих пород, как и углерод (-2.8...+2.8‰ $\delta^{13}\text{C}$), отличается высокой гетерогенностью. Формирование этих пород произошло с участием метаморфогенных флюидов.

По изотопному составу водорода, серпентиниты подразделяются на две группы – со значениями, характерными для «магматической воды» ($dD = -73.50-85.00\text{‰}$) и указывающими на участие флюида метеорного источника ($dD = -151.90-167.20\text{‰}$). Листвениты характеризуются низкими концентрациями рубидия и повышенными стронция. Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70702-0.70971$ свидетельствуют об участии в их образовании корового источника.

Изучение флюидных включений в минералах из лиственитов показало, что их формирование происходило в относительно низкотемпературных условиях. Температуры гомогенизации ФВ в лиственитах Оспинско-Китойского массива составляют 184-290°C в кварце и 122-182°C в магнезите. На Парамском массиве гомогенизация ФВ в кварце происходила при температуре 130-170°C. Растворы, сформировавшие листвениты Оспинско-Китойского массива, были слабосолеными (2.9-8.4 мас.% экв. NaCl), основные солевые компоненты растворов представлены NaCl и Na₂CO₃.

Ключевые слова:

серпентинит, нефрит, лиственит, геохимия, изотопная геохимия, флюидные включения.

УДК: 550.42(571.54)

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АПОГИПЕРБАЗИТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ САЯНО- БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

М.В. Рампилова, Г.С. Рипп, М.О. Рампилов, Б.Б. Дамдинов, Л.Б. Дамдинова, В.Ф.

Посохов

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

АННОТАЦИЯ

Проведено геохимическое изучение апогипербазитовых метасоматитов на Оспинско-Китойском, Парамском и Усть-Келянском офиолитовых комплексах, расположенных в южном складчатом обрамлении Сибирского кратона. Изучен изотопный состав (O, C, H, Sr, Rb) дунитов, серпентинитов, нефритов, лиственитов и тальк-карбонатных пород. Изотопный состав кислорода в оливинах из дунитов равен 4.6–5.5‰ $\delta^{18}\text{O}$, в серпентинитах 4.67–7.35‰ $\delta^{18}\text{O}$. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в серпентинитах указывают на глубинное происхождение флюида, и могли быть унаследованы из ультрабазитов. В сравнении с серпентинитами кислород в нефритах несколько обогащен тяжелым изотопом (6.13–9.54‰ $\delta^{18}\text{O}$), что говорит о том, что флюидная фаза нефритов была мобилизована из серпентинитов с добавлением некоторой части корового компонента. Наибольшие вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ характерны для минералов из лиственитов, они варьируют от 8.12 до 17.46‰. Кислород карбонатов (12.9–18.8‰ $\delta^{18}\text{O}$) из этих пород, как и углерод (-2.8... +2.8‰ $\delta^{13}\text{C}$), отличается высокой гетерогенностью. Формирование этих пород произошло с участием метаморфогенных флюидов.

По изотопному составу водорода, серпентиниты подразделяются на две группы – со значениями, характерными для «магматической воды» ($\delta\text{D} = -73.50-85.00\text{‰}$) и указывающими на участие флюида метеорного источника ($\delta\text{D} = -151.90-167.20\text{‰}$). Листвениты характеризуются низкими концентрациями рубидия и повышенными стронция. Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70702-0.70971$ свидетельствуют об участии в их образовании корового источника.

Изучение флюидных включений в минералах из лиственитов показало, что их формирование происходило в относительно низкотемпературных условиях. Температуры

гомогенизации ФВ в лиственитах Оспинско-Китойского массива составляют 184-290°C в кварце и 122-182°C в магнезите. На Парамском массиве гомогенизация ФВ в кварце происходила при температуре 130-170°C. Растворы, сформировавшие листвениты Оспинско-Китойского массива, были слабосолеными (2.9-8.4 мас.% экв. NaCl), основные солевые компоненты растворов представлены NaCl и Na₂CO₃.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: серпентинит, нефрит, лиственит, геохимия, изотопная геохимия, флюидные включения.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение офиолитовых ассоциаций, представляющих собой фрагменты древней океанической коры, сохранившихся в складчатых областях, интересно тем, что офиолиты, как и другие базит-ультрабазитовые комплексы пород, являются важным источником информации о составе и строении верхней мантии Земли [Рингвуд, 1981; Колман, 1979 и др.]. Кроме того, с ними связаны месторождения хромитовых руд, ЭПГ, асбеста, нефрита и других полезных ископаемых. Большая часть опубликованных работ посвящена различным аспектам исследований неизменных гипербазитов, габброидов, вулканогенно-осадочных комплексов офиолитовой ассоциации. В меньшей степени исследования посвящены метаморфическим и метасоматическим образованиям, развивавшимся по базит-ультрабазитам (жадеититы, нефриты, серпентиниты, листвениты, родингиты и др.). Их изучение играет важную роль в расшифровке процессов трансформации базит-ультрабазитовых комплексов, приводящих, в ряде случаев, к формированию месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых.

В последние годы увеличилось количество публикаций, посвященных изотопным исследованиям серпентинитов [Aziz et al., 2011; Sturchio et al., 1989; Alt et al., 2012; Schwarzenbach et al., 2016 и др.], нефритов [Cooper, 1995; Yui et al., 1988, 1990; Liu et al., 2010, 2011; Harlow et al., 2001, 2005 и др.], лиственитов [Aftabi et al., 2013; Vjerga et al., 2015 и др.].

Обычным процессом низкотемпературного изменения ультрабазитов является серпентинизация, распространенная как в континентальной, так и в океанической коре. В формировании ее отмечается несколько эпизодов [Wenner and Taylor, 1973, 1974; Yui et al., 1990]. Поскольку серпентинизация обусловлена гидратацией минералов первичных ультрабазитов, то для понимания процесса формирования серпентинитов необходимо определение источника флюидов, соотношения вода/порода и P-T параметров минералообразования. Для получения таких данных используются определения

изотопных составов водорода и кислорода в серпентинитах [например Wenner and Taylor, 1971, 1973, 1974].

Изотопные исследования по серпентинам офиолитовых комплексов показали, что они резко обеднены дейтерием относительно океанических аналогов [Wenner and Taylor, 1973]. Изотопные составы водорода в серпентинах массива Вуринос показали интервал значений δD от -88 до -114‰, Новой Каледонии - от -84 до -88‰, а некоторых массивов на западе США - от -82 до -149‰, тогда как для океанических серпентинов характерны значения δD от -35 до -68‰. На основе этих данных был сделан вывод о метеорном происхождении вод, ответственных за низкотемпературную серпентинизацию ультрабазитов, которая по времени оторвана от океанического этапа. Более детальные исследования по офиолитам и серпентинитам, связанным с ультраосновными интрузиями, полностью подтвердили этот вывод [Wenner and Taylor, 1974; Sturchio et al., 1989; Ikin, Harmon, 1983; Yui et al., 1990; Геохимия изотопов..., 1983; Уханов и др., 2002].

Изотопный состав кислорода в упомянутых серпентинитах показал широкие пределы изменчивости - от 2 до 14‰ $\delta^{18}O$ и не обнаружил корреляции с величиной δD . Было отмечено, что для формирования изотопного состава кислорода в серпентинитах важное значение имели вмещающие породы. Так, серпентиниты, ассоциирующие с изверженными породами, характеризуются заметно более низкими значениями $\delta^{18}O$, чем находящиеся в контакте с метаосадочными толщами [Wenner, Taylor, 1974].

Изотопные исследования серпентинитов, проведенные [Wenner and Taylor, 1971, 1973, 1974], выявили что: (1) Серпентины из океанических пород, антигорит из складчатых поясов и лизардит-хризотил из офиолитовых и альпинотипных ультраосновных комплексов имеют разные Н- и О-изотопные составы. (2) Серпентин-магнетитовый изотопный геотермометр показал более высокую температуру образования антигорита относительно лизардита и хризотила. (3) Подогретая морская вода с небольшими количествами магматической воды была предполагаемой жидкостью для океанических серпентинов, а метаморфическая – для континентального антигорита, включая местную метеорную воду для континентальных лизардит-хризотила [Yui et al., 1990 и др.].

Большинство проведенных исследований подтверждают эти особенности [Burkhard, O'Neil, 1988; Barnes et al., 1978; Ikin, Harmon, 1983 и др.]. Не согласуются с результатами Веннера и Тейлора данные, полученные Вонгом [Wang et al., 1980] и Бонатти [Bonatti et al., 1984]. Например, изотопные составы континентального серпентинита в [Wang и др., 1980] попадают в «океаническую область», а изотопные значения кислорода

океанических серпентинитов, о которых сообщают Vonatti и др. [1984], равны +3 до +12,4%. Некоторые серпентиниты имеют сложную историю образования [Yui et al., 1990].

В базит-ультрабазитовых породах кроме серпентинитов часто присутствуют другие метасоматические образования (нефриты, листвениты, родингиты). Эти породы остались в основном за пределами интересов исследователей, хотя представляют важную информацию о природе метасоматических процессов. Они широко проявлены в базит-гипербазитовых массивах Саяно-Байкальской складчатой области. Описание их дано в работах [Сутурин, Замалетдинов, 1984; Добрецов и др., 1985; Дамдинов, 2011; Дамдинов и др., 2004 и др.]. В некоторых из них показано, что образование таких пород происходило по серпентинитам. При этом в одних случаях формировался нефрит, в других – лиственит. Проблема оценки источников их вещества и флюидов входила в задачи наших исследований.

Нами были проведены исследования серпентинитов, нефритов, лиственитов, тальк-карбонатных пород на Оспинско-Китойском, Парамском и Усть-Келянском массивах ультраосновных пород, с целью установления их вещественного состава, условий формирования и источников вещества и флюидов.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

При проведении анализа химического состава пород были использованы следующие методы: фотометрический, атомно-абсорбционный, потенциометрический и пламенно-фотометрический. Измерительные приборы: атомно-абсорбционный спектрофотометр ААС-№1 (Германия), спектрофотометр СФ-46 (Россия), иономер Анион – 4100. (аналитики Г.И. Булдаева, И.В. Боржонова, Э.М. Татьянкина). Микроструктурные особенности, взаимоотношения и однородность состава минералов изучались на электронном микроскопе LEO-1430 с энергодисперсионным спектрометром Inca Energy-300 (аналитик С.В. Канакин, Центр коллективного пользования «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ).

Анализ микроэлементов выполнен методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP MS, аналитик И.В. Николаева, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск).

Изотопные составы кислорода и углерода проанализированы в Геологическом институте СО РАН (аналитик В.Ф. Посохов). Кислород в силикатах определен методом лазерного фторирования, а углерод и кислород в карбонатах по методике разложения ортофосфорной кислотой с использованием опции “Gasbench” при температуре 70°C в течении 2-4 часов. Все измерения проведены на масс-спектрометре Finigan MAT 253 в

режиме двойной системы напуска для кислорода в силикатах и методом “continuous flow” (в постоянном потоке гелия) для карбонатов. Калибровка для силикатов осуществлялась по международным стандартам NBS-28 (кварц), NBS-30 (биотит), а для карбонатов и по NBS-18, NBS-19. Погрешность полученных значений составила не более 0.2-0.3%.

Изотопный состав водорода в гидроксилсодержащих минералах определен в ДВГИ РАН (г. Владивосток, аналитик Т.А. Веливецкая). Анализ выполнен по методу [Vennemann and O'Neil, 1993]. Для удаления сорбированной воды пробы были предварительно нагреты до 200°C. Конституционная вода выделялась при температуре 1250°C. Отделение водорода из воды произведено на хrome при температуре 950°C. Состав его измерен на масс-спектрометре Finigan MAT 253 относительно лабораторного стандарта, калиброванного по международным стандартам VSMOW, SLAP, GISP. Воспроизводимость определения δD (1σ) составляет 1.5‰.

Изотопные составы Rb и Sr проанализированы в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты). Rb и Sr выделены по стандартной методике с использованием ионно-обменных смол. Изотопные составы Rb и Sr измерены на многоколлекторных масс-спектрометрах Finnigan MAT 261 и TRITON в статическом режиме. Точность определения концентраций Rb и Sr – $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $\pm 0.5\%$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $\pm 0.05\%$ (2σ).

Для исследования флюидных включений минералообразующих сред были использованы традиционные методы термо- и криометрии с помощью микротермокамеры Linkam THMSG-600, позволяющей производить измерения температур фазовых переходов в интервале от -196 до $+600^\circ\text{C}$ на микроскопе Olympus BX-51 с использованием программного обеспечения LinkSys V-2.39 (ГИН СО РАН). Погрешность измерительной аппаратуры составляет $\pm 0,1^\circ\text{C}$ при $-20\dots+80^\circ\text{C}$ и $\pm 1^\circ\text{C}$ – за пределами этого интервала. Солевой состав растворов во включениях оценивался по температурам эвтектик [Борисенко, 1977]. Концентрации солей в растворах рассчитывались по температурам плавления последних кристаллических фаз [Bodnar, Vityk, 1994]. Изучение состава газовой фазы во включениях проводилось методом КР-спектроскопии при помощи спектрометра JobinYvon LabRAM HR800 (ИГМ СО РАН, Новосибирск).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МЕТАСОМАТИТОВ

Оспинско-Китойский, Парамский и Усть-Келянский массивы базит-ультрабазитовых пород расположены в южном складчатом обрамлении Сибирского кратона (рис. 1).

Оспинско-Китойский массив находится в Восточном Саяне, на водоразделе рек Китой и Орот, слагает линзообразное тело сложной конфигурации, общей площадью 174 км² (рис. 2). Он является частью офиолитового покрова, находящегося на пересечении двух ветвей Восточно-Саянского офиолитового пояса [Добрецов и др., 1985; Кузьмичев, 2004]. Представляет собой серию тектонических пластин, подстилаемых зонами меланжа. Пластины (блоки) залегают на вулканогенно-терригенных отложениях ильчирской толщи и имеют следующее строение: в основании расположена зона серпентинитового меланжа, которая вверх по разрезу сменяется серпентинитами, переходящими в измененные ультраосновные породы [Глазунов, 1981; Пинус, Колесник, 1966]. До 30% площади массива сложены слабоизмененными дунитами, гарцбургитами. В пределах его широко распространены серпентиниты, а также тальк-карбонатные породы, листвениты, нефриты, родингиты.

Рис. 2

В массиве неравномерно распределяется графитизация. Она приурочена к зонам слабосерпентинизированных гарцбургитов и дунитов. Во внутренних частях наиболее крупных полей свежих перидотитов, а также среди серпентинитов графит отсутствует [Колесник, 1965].

Серпентиниты оконтуривают каждый из дунит-гарцбургитовых блоков, среди них выделяется несколько разновидностей – антигоритовые, хризотил-антигоритовые, серпофит-хризотил-антигоритовые, серпофит-хризотил-антигоритовые и серпофит-антигоритовые. Среди серпентинитов наиболее распространены хризотил-антигоритовые разности. В южной части массива вблизи габброидов картируются обширные поля пятнистых карбонатизированных серпентинитов с порфиroidными вкрапленниками брейнерита. С ними тесно ассоциируют бруситовые серпентиниты.

Сульфидизированные разности серпентинитов слагают протяженные зоны чаще в эндоконтактных частях массива. Характерен прожилково-вкрапленный тип оруденения. Сульфидизации подвержены в основном антигоритовые и серпофит-антигоритовые серпентиниты, хотя редко встречаются сульфидизированные разности лизардитового, серпофитового, лизардит-антигоритового состава.

Месторождение нефритов расположено в центральной части Оспинско-Китойского массива (рис. 2). Здесь на площади 5 км² установлено более 15 нефритовых жил, сосредоточенных в трех зонах среди катаклазированных хризотил-лизардитовых серпентинитов с реликтами оливина. Нефритовые жилы оконтуриваются родингитами кварц-диопсид-клиноцоизитового состава [Колесник, 1965].

Рис. 1

На контактах ультрабазитов с вмещающими породами и карбонатизированными серпентинитами распространены тальк-карбонатные породы и листвениты. Состав их

характеризуется вариациями содержаний талька, фуксита, карбоната и кварца. Тальк-карбонатные породы распространены в основном на контактах гипербазитов с сланцами. В составе их преобладают магнезиальный или магнезиально-железистый карбонат и тальк. Относительные количества этих минералов колеблются в широких пределах [Сутурин, Замалетдинов, 1984]. В них присутствуют реликты серпентина, магнетита и хромшпинелидов.

Листвениты развиты около гранитных, реже габбровых тел. В некоторых случаях они вместе с тальк-карбонатными породами слагают жилы и участки в карбонатизированных серпентинитах.

Серпентиниты состоят из лизардита, хризотила, антигорита и серпофита.. В них присутствуют единичные включения хромита, магнетита. В сульфидизированных антигоритовых серпентинитах присутствуют магнезит, хлориты (пеннин-клинохлор), кроме того, в отдельных образцах присутствуют брусит, тальк и тремолит. Сульфидные минералы серпентинитов представлены пиритом, миллеритом, зигенитом, халькопиритом, реже галенитом и Fe-Ni-Co минералом, отвечающим по составу железистому зигениту (Fe-зигенит). Основная масса сульфидных минералов приурочена к антигоритовым и серпофит-антигоритовым серпентинитам.

Нефрит сложен тремолитом, обладающим спутано-волокнуистой структурой. Содержание FeO в нефрите достигает 3,78 мас. %. Среди акцессорных минералов в них установлены хромит, магнетит.

Листвениты сложены кварцем, фукситом и карбонатами с подчиненным количеством талька. Карбонат в основном представлен магнезитом, брейнеритом, реже доломитом. В наиболее сульфидизированных (кварц-карбонатных и кварц-фуксит-карбонатных) лиственитах, карбонаты представлены, в основном, брейнеритом, в меньшей степени – доломитом. В породах отмечаются хлорит, брусит. Сульфидные минералы присутствуют в виде вкрапленности, реже крупных гнезд, и представлены пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, иногда блеклыми рудами [Дамдинов, 2011].

Тальк-карбонатные породы состоят из магнезита и талька, присутствующих в разных соотношениях.

Парамский массив приурочен к осевой части Северо-Муйского хребта и контролируется Парамской зоной глубинного разлома, обрамляющего с востока Муйскую глыбу. Он имеет форму линзы, ориентированной на северо-запад (рис. 3). Длина массива 20 км, наибольшая ширина 4,5 км, площадь 37 км². Массив разбит серией тектонических нарушений. Центральная часть массива сложена полосчатым комплексом (реститовым)

Рис. 3

дунитов и гарцбургитов. Полосчатость подчеркивается ориентировкой зерен энстатита и направлением простираения линзовидных тел дунитов. Мощность полос колеблется от десятков сантиметров до 30, реже 250 м. Переходы между дунитами и гарцбургитами постепенные. Гипербазиты массива прорваны дайками аплитов и гранитов. Встречены жильные тела и дайки частично родингитизированных апогаббровых ортоамфиболитов [Гурулев, Шагжиев, 1973]. По направлению к эндоконтакту возрастает роль серпентинитов. В небольшом количестве среди серпентинитов присутствуют тальк-карбонатные породы и листвениты.

Серпентиниты в зоне контакта с плагиоклаз-амфиболовыми породами имеют скрытокристаллическую структуру, существенно антигоритовый состав с вкрапленностью магнетита. Они участками оталькованы, интенсивно дроблены, по трещинам развит брейнерит.

Нефритоносная зона длиной более 1,5 км и мощностью около 50 м располагается вдоль контакта плагиоклаз-амфиболовых метагаббро и сланцев с серпентинитами. Непосредственно в зоне контакта присутствуют тремолититы с хлоритом, серпентин-тремолит-хлоритовые породы и талькиты. Породы имеют сланцеватую структуру, обусловленную параллельным расположением тремолита и листочков хлорита, а также прожилками с включениями талька. Содержание серпентина, тремолита и хлорита непостоянно. На участках максимальной тремолитизации отмечаются жилы с постепенными переходами от тремолитов к нефриту.

Тальк-карбонатные, тальк-карбонатно-серпентинитовые породы обычно слагают либо краевые части, либо мелкие линзы внутри массива. Иногда вместе с тальк-карбонатными породами отмечаются зоны лиственитов.

Серпентиниты сочетают в себе лизардит, хризотил и антигорит. Присутствуют реликты оливина и гиперстена. В них присутствуют единичные включения хромита, магнетита.

Нефрит сложен тремолитом, обладающим спутано-волокнутой структурой. Содержание FeO в нефрите достигает 4,90 мас. %. Среди аксессуарных минералов в них установлены хромит, магнетит.

Листвениты сложены кварцем и карбонатами с подчиненным количеством талька. Карбонат в основном представлен магнезитом, брейнеритом, реже доломитом.

Тальк-карбонатные породы состоят из варьирующих содержаний магнезита и талька.

Усть-Келянский массив расположен к югу от юго-западной кромки Северо-Муйском глыбы и прослежен почти на 10 км при максимальной ширине до 2,5 км, общая

площадь его около 12 км². Массиву свойственно блоковое строение (рис. 4). Все блоки сложены лизардитовыми и хризотил-лизардитовыми серпентинитами. В виде небольших ядер в них встречаются серпентинизированные гарцбургиты [Грудинин, 1979].

Рис. 4

На контакте массива с плагиогранитами картируется зона серпентинитового меланжа, переходящего к юго-востоку в листвениты. На северо-западном выклинивании массива за зоной серпентинитового меланжа с будинами габброидов и даек основного состава обнажаются серпентиниты [Конников и др., 1999].

Серпентиниты состоят из лизардита и хризотила. В них присутствуют единичные включения хромита, магнетита.

Листвениты сложены кварцем и магнезитом с подчиненным количеством талька.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАСОМАТИТОВ

Составы серпентинитов и гарцбургитов Оспинско-Китойского массива близки и отличаются в основном содержаниями воды (табл. 1). Незначительно отличаются они и по микроэлементному составу (табл. 1, рис. 5).

Табл. 1

В нефритах Оспинско-Китойского и Парамского массивов относительно серпентинитов ниже содержания MgO, FeO, выше SiO₂ и CaO (табл. 1), редких и редкоземельных элементов (рис. 5, 6). В лиственитах количества петрогенных и редких элементов широко варьируют (табл. 1, рис. 5, 6).

Графики содержаний элементов, нормированных к примитивной мантии в гарцбургитах [Анциферова, 2006], серпентинитах, нефритах Оспинско-Китойского массива близки (рис. 5а). Относительно примитивной мантии породы массива обеднены большинством элементов (кроме Cs, Rb, и U). Серпентиниты относительно гарцбургитов, отличаются только повышенными содержаниями Cs, Ba и Ta, а нефриты при близкой конфигурации, более высокой концентрацией всех элементов. В лиственитах относительно гарцбургитов, серпентинитов и нефритов фиксируется более высокие вариации некогерентных элементов и обогащенность LREE.

Рис. 5

Для графиков распределения РЗЭ гарцбургитов, серпентинитов, нефритов и лиственитов Оспинско-Китойского массива (рис. 5б) характерны содержания REE ниже хондритовой нормы при относительно широком диапазоне вариаций. График распределения REE в гарцбургитах (рис. 5б) характеризуется уменьшением концентраций лантаноидов от легких к тяжелым, но с отчетливой отрицательной Eu аномалией. Серпентиниты попадают в поле гарцбургитов. Нефриты повторяют конфигурацию, но содержания лантаноидов выше, чем в гарцбургитах и серпентинитах. Листвениты

характеризуются широким диапазоном вариаций РЗЭ, часть значений их находится в поле гарцбургитов, другие существенно дистанцированы.

Рис. 6

Графики содержаний элементов метасоматитов Парамского массива нормированных к примитивной мантии показаны на (рис. 6а). Нефриты, относительно серпентинитов, характеризуются более высокими содержаниями Sm, Eu, Y и Yb, а в лиственитах выше содержания Nb, Ta и Sr. В метасоматитах этого массива содержания REE ниже хондритовой нормы (рис. 6б). В лиственитах содержания РЗЭ выше, чем в серпентинитах, но ниже чем в нефритах.

Результаты изотопных исследований

В апогипербазитовых метасоматитах проведено изучение изотопных составов кислорода, углерода, водорода, стронция, рубидия. Кислород изучен в дунитах, гранитах, нефритах, серпентинитах и лиственитах (табл. 2, 3, рис. 7). Состав кислорода в оливинах из дунитов (4.6-5.5‰ $\delta^{18}\text{O}$), близок к значениям глубинных ультраосновных пород (табл. 2, рис. 7). В серпентине из серпентинитов, всех изученных нами апогипербазитовых проявлений, изотопный состав кислорода близок к составу кислорода в оливине из ультраосновных пород (табл. 2, рис. 7). В нефритах, в сравнении с серпентинитами, кислород больше обогащен тяжелым изотопом. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в кварце, карбонатах, тальке из лиственитов, варьирующие в пределах от 8.12 до 18.80 ‰ (табл. 2, 3), отчетливо указывают на участие корового вещества.

Табл. 2

Рис. 7

Так как существует предположение о том, что листвениты могут формироваться из растворов, поступающих из изверженных пород при воздействии интрузий кислого состава [Сазонов, 1984], либо при формировании вулканогенно-гидротермальных систем [Осипенко и др., 2001], нами был также определен изотопный состав кислорода в минералах из гранитов (табл. 2), закартированных на площади Оспинско-Китойского массива. Близость полученных изотопных данных с составами в минералах лиственитов в целом не противоречит такой связи. В тоже время существует проблема источника углекислоты, Mg, Ca, определивших появление карбонатов в лиственитах. Это указывает на большую вероятность метаморфогенного источника флюидов.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах из лиственитов равны -2.8 до 2.8 ‰ (табл. 3, рис. 8) и характерны для корового резервуара.

Табл. 3

Рис. 8

Значения δD в гидроксильной группе тремолита, слагающего нефрит, и серпентина лежат в области ювенильного источника. Установленные значения δD (табл. 2, рис. 9) также как в случае с кислородом концентрируются в контурах глубинного флюида. Частично они перекрываются значениями, встречающимися в водах метаморфического происхождения.

На рисунке 9 приведены данные обобщения результатов изотопного изучения метасоматитов Саяно-Байкальской складчатой области и других регионов [Yui, Kwon, 2002]. Отчетливо фиксируется приуроченность составов флюида к резервуару глубинного источника. Он не согласуется с мнением об исключительно морском источнике флюидов, обуславливающих формирование офиолитовых комплексов. Обеднение дейтерием воды серпентинов (табл. 2, ан. 6, 7) в отдельных пробах может быть интерпретировано как участие флюида метеорного источника.

Рис. 9

Результаты изотопных исследований Rb и Sr представлены в таблице 4. Листвениты Оспинско-Китойского, Келянского и Парамского массивов характеризуются низкой концентрацией рубидия и повышенной стронция. Образцы имеют низкие отношения Rb/Sr. Значения для $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70702-0.70971 указывают на коровый источник.

Табл. 4

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ ИЗ ЛИСТВЕНИТОВ

Термобарогеохимическими методами было изучено более 30 первичных флюидных включений (ФВ) в кварце и магнезите из лиственитов Оспинско-Китойского массива и в кварце из лиственитов Парамского участка (табл. 5). Включения в магнезите, как правило, являются одиночными, имеют двухфазовый состав (Ж>Г), размеры их в среднем достигают 5-10 мкм, в редких случаях до 15-20 мкм (рис. 10). В некоторых зернах магнезита присутствуют группы первичных включений (рис. 10 г). Первичные флюидные включения в кварце редки и также являются двухфазовыми (Ж>Г). Они имеют размеры от первых единиц до 6 микрон (рис. 10 д, е, ж), в связи с чем определение некоторых параметров было затруднено. При нагревании включения в кварце Оспинско-Китойского массива гомогенизируются в интервале 184-290°C, в магнезите гомогенизация включений происходит при 122-182°C. Температуры эвтектики ФВ из магнезита варьируют от -20 до -21.4°C, что более всего соответствует системам NaCl-H₂O и/или NaCl-Na₂CO₃-H₂O [Борисенко, 1977]. Температуры плавления льда меняются от -5.4 до -1.7°C, соответственно, соленость растворов варьировала от 8.4 до 2.9 (экв. NaCl) [Bodnar, Vityk, 1994]. По данным раман-спектроскопии в составе газовой фазы включений из магнезита углекислота и другие газы не идентифицированы.

Табл. 5

На Парамском массиве были изучены первичные включения из кварца, которые являются очень редкими. При нагревании первичных двухфазовых ФВ (Ж>Г), которые имеют размеры менее 3-4 мкм, гомогенизация происходила в интервале 130-170°C. Из-за мелких размеров включений температуры эвтектики и плавления льда достоверно определить не удалось.

Рис. 10

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Процессы постмагматического изменения широко проявлены в базит-гипербазитовых массивах Саяно-Байкальской складчатой области. Образование метасоматитов происходило в основном по серпентинитам, превращенных в одних случаях в нефрит, в других – в лиственит.

Отличительным признаком серпентинитов, как и гарцбургитов, являются очень низкие концентрации TiO_2 , Al_2O_3 , CaO и щелочей, что указывает на изохимические условия серпентинизации (для петрогенных элементов), при которой привносится только вода. Гарцбургиты и серпентиниты демонстрируют высокие концентрации Co , Cr и Ni (табл. 1, рис. 5), а высокие концентрации этих элементов в нефритах и лиственитах подтверждают их апогипербазитовое происхождение. Сопоставление химических составов нефритов и замещаемой матрицы свидетельствует о выносе из серпентинитов MgO , FeO , Cr , Co , Ni (табл. 1), синхронно происходил привнос SiO_2 и CaO . Листвениты характеризуются варьирующими содержаниями петрогенных элементов, их состав предполагает воздействие флюида, содержащего SiO_2 , CO_2 , CaO и РЗЭ. При этом из породы выносился MgO и FeO . Сравнение содержаний редкоземельных элементов в неизменных ультрабазитах и лиственитах Оспинско-Китойского массива свидетельствует о привносе РЗЭ в процессе метасоматических изменений. При этом нефриты и серпентиниты по содержанию РЗЭ значимо не отличаются от неизменных ультрабазитов. В лиственитах Келянского и Парамского массивов зафиксирован привнос Ta и Nb , нормированные спектры распределения РЗЭ имеют схожую конфигурацию с нефритами и серпентинитами.

Результаты термобарогеохимических исследований свидетельствуют, что формирование лиственитов происходило в относительно низкотемпературных условиях. На Оспинско-Китойском массиве значения температур гомогенизации ФВ в кварце варьируют в интервале 184-290°C, в магнезите 122-182°C, на Парамском значения температур гомогенизации ФВ в кварце не превышают 130-170°C. Растворы, сформировавшие листвениты Оспинско-Китойского массива, были слабосолеными (2.9-8.4 мас.%), основные солевые компоненты растворов были представлены $NaCl$ и Na_2CO_3 .

Изотопный состав кислорода в серпентинитах офиолитовых комплексов изменяется в широких пределах от 2 до 14 ‰, не обнаруживая при этом корреляции с δD (Геохимия изотопов ..., 1983). Серпентиниты Оспинско-Китойского, Парамского и Усть-Келянского массивов имеют значения $\delta^{18}O$ от +4.67 до +7.35, характерные для флюидов из глубинного источника (рис. 7, 9).

Точки составов серпентинов, образовавшихся по ультрабазитам Саяно-Байкальской складчатой области на рисунке 11 попадают в поле континентального лизардит-хризолита. Согласно [Wenner and Taylor, 1971, 1973, 1974] такие серпентины приобретают свои изотопные характеристики при гидратации на относительно небольшой глубине при умеренно низких температурах (~100°C) с участием метеорной воды. Они не являются продуктом взаимодействия морской воды и перидотита, поскольку слишком обеднены δD , чтобы сформироваться в равновесии с морской водой.

Рис. 11

Изотопные составы водорода серпентинов показывают широкий диапазон значений δD -73.50 до -167.20 ‰ и фиксируют две группы. В одной из них $\delta D = -73.50-85.00$ ‰ подобен «магматической воде». В другой ($\delta D = -151.90-167.20$ ‰) - значения, свидетельствующие об участии воды метеорного источника.

Происхождению нефритов посвящено большое количество публикаций [Coleman, 1966; Tan et al., 1978; Прохор, 1990; Yui et al., 1988; Коржинский, 1955 и др.]. Относительно апогипербазитовых нефритов Восточной Сибири рассматривались варианты их сопряженности с серпентинитизацией, родингитизацией [Добрецов, Татарин, 1983; Колесник, 1965; Прохор, 1990; Сутурин, Замалетдинов, 1984], замещения амфиболитов [Гурулев, Шагжиев, 1973]. Наибольшие разночтения у исследователей связаны с оценкой источника флюидов.

В водосодержащих минералах (к которым относятся и амфиболы) часть кислорода входит в кремнекислородную ячейку, другая – зафиксирована в гидроксильной группе (позиция “ОН”). Первая обычно наследует кислород из замещаемой матрицы. А так как замещаемая порода далеко не всегда содержит достаточные количества воды, логичным представляется ее привнос либо из более глубоких участков материнского очага, либо извне. Единодушия здесь нет, о чем свидетельствует существовавшая в свое время и не до конца завершенная дискуссия. Решение этой проблемы стало возможным с привлечением данных об изотопном составе кислорода и водорода. По нефритам такие работы проведены лишь на некоторых зарубежных проявлениях [Yui et al., 1990; Liu et al., 2011a, b; Yui, Kwon, 2002]. Они показали, что в формировании нефритов, также, как и в случаях с серпентинитами, участвовали воды различных источников.

Наши исследования показали, что в апогипербазитовых нефритах изотопный состав кислорода ближе всего к составу кислорода из ультраосновных пород. По данным [Schmitt et al., 2019] образцы нефрита с Джидинской площади имеют более высокие значения $\delta^{18}O$ (от +5.11 до + 11.72‰) относительно таковых в Восточном Саяне (от +3.94 до + 7.97‰). В целом подобные изотопные характеристики кислорода установлены в проявлениях апогипербазитовых нефритов других регионов [Liu et al., 2011a, б; Yui, Kwon,

2002]. В них, при относительной гомогенности, значения $\delta^{18}\text{O}$ также лежат в границах магматических и метаморфических вод (рис. 9).

Полученные значения все же не позволяют на основании только изотопно-кислородных данных однозначно оценить источник флюидов. Связано это с тем, что мы пока не оценивали масштабы изотопного обмена в системе порода-флюид в процессе дренажа последнего. Определенную ясность в решении этой проблемы вносит изотопный состав водорода, который согласно [Тейлор, 1977] не подвержен сколько-нибудь значимому изотопному обмену с контактирующими породами. Установленные значения δD (табл. 2) также, как и в случае с кислородом достаточно компактно концентрируются в контурах магматического источника флюидов (рис. 9). Частично они перекрываются значениями, встречающимися в водах метаморфического происхождения. В связи с этим относительно логичным представляется вариант мобилизации флюида из серпентинитов, содержание воды в которых в 5-6 раз выше, чем в тремолитах. В пользу этого предположения кроме близких изотопных характеристик, свидетельствует отмечаемое многими исследователями замещение серпентина тремолитом и схожие конфигурации нормированных спектров распределения РЗЭ и спайдер-диаграмм.

Несколько генетических моделей предложено для происхождения лиственитов (Aftabi et al., 2013). Большинство авторов [Akbulut et al., 2006; Ash and Arksey, 1989; Aydal, 1990; Boyle, 1959; Buisson and Leblanc, 1985; Plissart et al., 2009; Tsikouras et al., 2006; Zoheir and Lehmann, 2011] рассматривали листвениты как гидротермальные карбонатизированные-окварцованные-пиритизированные-серпентинизированные мафит-ультрамафитовые породы. Однако происхождение гидротермальных флюидов для лиственитизации все еще остается спорным. Halls и Zhao [1995], определили листвениты как «березитоподобные породы», сформированные в результате изменения мафит-ультрамафических пород, но не представили каких-либо геохимических данных о происхождении лиственитов. Кроме того, не было дано геохимических данных относительно источника флюидов, поскольку мафит-ультрамафитовые расплавы и даже осадочные породы путем дифференциации или ремобилизации не выделяют достаточное количество гидротермальных флюидов, богатых калием и кремнеземом, чтобы обеспечить возможную лиственитизацию. Признано, что листвениты обычно встречаются в зонах дробления, развитых в офиолитах, образующих пути для гидротермальных растворов [Çolakoğlu, 2009; Uçurum, 2000; Zarrinkoub and Aftabi, 1994; Zarrinkoub et al., 2004; Zoheir and Lehmann, 2011].

В пределах офиолитов Саяно-Байкальской складчатой области зоны лиственитизации имеют достаточно широкое распространение. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в

минералах из этих пород ($\delta^{18}\text{O}=8.12-18.80\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C}=-2.8-+2.8 \text{‰}$) отчетливо указывают на участие корового вещества в процессе метасоматических изменений, что также подтверждается данными по первичным стронциевым отношениям ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70702-0.70971).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное изучение апогипербазитовых метасоматитов на Оспинско-Китойском, Парамском и Усть-Келянском массивах позволило сделать следующие выводы:

1. Изотопный состав кислорода серпентинитов наследован из ультрабазитов и свидетельствует о ювенильном происхождении флюидов. Основываясь на изотопных составах водорода, в серпентинитах присутствует две группы: (1) $\delta\text{D} = -73.50-85.00 \text{‰}$, значения, характерные для «магматической воды»; (2) $\delta\text{D} = -151.90-167.20 \text{‰}$, величины, указывающие на участие воды метеорного источника.

2. Флюидная фаза нефритов была мобилизована из серпентинитов с добавлением некоторой части корового компонента.

3. В формировании лиственитов участвовали флюиды метаморфогенного источника.

4. Формирование лиственитов происходило в относительно низкотемпературных условиях. На Оспинско-Китойском массиве значения температур гомогенизации ФВ в кварце варьируют в интервале 184-290°C, в магнезите 122-182°C, на Парамском массиве значения температур гомогенизации ФВ в кварце не превышают 130-170°C. Растворы, сформировавшие листвениты Оспинско-Китойского массива, были слабосолеными (2.9-8.4 мас.%), основные солевые компоненты растворов были представлены NaCl и Na_2CO_3 .

Благодарности. Авторы искренне благодарят к.г.-м.н. Т.Н. Анциферову за предоставленный материал по Оспинско-Китойскому массиву и возможность использования анализов в статье. Авторы также выражает свою признательность д.г.-м.н. Н.И. Брянчаниновой за предоставленные материалы.

Работа выполнена в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту IX.129.1.2. "Фанерозойский магматизм", № гос. рег. АААА-А16-116122110027-2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анциферова Т.Н. Петролого-минералогические особенности гипербазитов Оспинского массива (Восточный Саян). Дис. ... канд./ г.-м. Геологический институт СО РАН, 2006.

- Борисенко А. С. Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика, 1977, № 8, с. 16 – 27.
- Бурцева М.В., Рипп Г.С., Посохов В.Ф., Мурзинцева А.Е. Нефриты Восточной Сибири: геохимические особенности и проблемы генезиса // Геология и геофизика, 2015, т. 56, №3, с. 516 – 527.
- Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала / М.И. Буякайте, В.И. Виноградов, В.И. Кулешов и др. М.: Наука, Тр. ГИН АН СССР, 1983, Вып. 376, 164 с.
- Глазунов О.М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. Новосибирск, Наука, 1981, 192 с.
- Грудинин М.И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. Новосибирск, Наука, 1979, 156 с.
- Гурулев С.А., Шагжиев К.Ш. Геология и условия образования Парамского месторождения нефрита в Восточной Сибири // Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. Москва, Наука, 1973, с. 234 – 244.
- Дамдинов Б.Б. Листвениты Оспинско-Китойского ультрабазитового массива (Восточный Саян): вещественный состав и благороднометалльная минерализация Металлогения древних и современных океанов - 2011. Рудоносность осадочно-вулканогенных и гипербазитовых комплексов. Миасс, ИМин УрО РАН, 2011, с. 89 – 92.
- Дамдинов Б.Б., Жмодик С.М., Миронов А.Г., Очиров Ю.Ч. Благороднометалльная минерализация в родингитах юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика, 2004, Т. 45, № 5, с. 277-287.
- Добрецов Н. Л., Конников Э. Г., Медведев В. Н., Скляр Е. В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск, Наука, 1985, с. 34 – 58.
- Добрецов Н.Л., Татарин А.В. Жадеит и нефрит в офиолитах. Новосибирск, Наука, 1983, 126 с.
- Колесник Ю.Н. Нефриты Сибири. Новосибирск, Наука, 1965, 150 с.
- Колман Р.Г. Офиолиты. Москва, Мир, 1979, 262 с.
- Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. Байкало-Муйский вулканоплутонический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. Москва, ГЕОС, 1999, 163 с.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях, Москва, Изд-во АН СССР, 1955, с. 335 – 456.
- Кузьмичев А. Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. Москва, ПРОБЕЛ-2000, 2004, 192 с.
- Осипенко А. Б., Сидоров Е. Г., Романченко В. В. Листвениты Северной Камчатки. Владивосток, Дальнаука, 2001, 156 с.
- Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. Москва, Наука, 1966, 211 с.
- Проход С.А. Основные факторы нефритообразования и геологические условия становления нефритоносных ультрабазитовых комплексов Восточного Саяна // Зап. ВМО, 1990, Вып. 6, с. 33 – 45.
- Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. Москва, Недра, 1981, 584 с.
- Сазонов В. Н. Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение (на примере Урала). Свердловск, УНЦ АН СССР, 1984, 208 с.
- Сутурин А.Н., Замалетдинов Р.С. Нефриты. Новосибирск, Наука, 1984, 150 с.
- Сутурин А.Н., Замалетдинов Р.С., Секерина Н.В. Месторождения нефрита. Иркутск, Изд-во ИГУ, 2015, 377 с.

Тейлор Х.П. Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. Москва, Мир, 1977, с. 213 – 298.

Уханов А.В., Устинов В.И., Девирц А.Л. Изотопный состав кислорода и водорода гипербазитов на антигоритовой стадии серпентинизации (пример войкаритов Полярного Урала) // Геохимия, 2002, № 12, с. 1306 – 1313.

Aftabi A., Zarrinkoub M.H. Petrogeochemistry of listvenite association in metaophiolites of Sahlabad region, eastern Iran: Implications for possible epigenetic Cu-Au ore exploration in metaophiolites // Lithos, 2013, v. 156, p. 186 – 203.

Akbulut M., Piskin O., Karayigit A.I. The genesis of the carbonatized and silicified ultramafics known as listvenites: a case study from the Mihaliccik region (Eskisehir) NW Turkey // Geological Journal, 2006, v. 41, p. 557 – 580.

Alt J.C., Garrido C.J., Shanks III W.C., Turchyn A., Padrón-Navarta J.A., Sánchez-Vizcaíno V.L., Pugnaire M.T.G., Marchesi C. Recycling of water, carbon, and sulfur during subduction of serpentinites: A stable isotope study of Cerro del Almirez, Spain // Earth and Planetary Science Letters, 2012, v. 327–328, p. 50 – 60.

Ash C.H., Arksey R.L. The listwaenite lode gold association in British Columbia // Geological Fieldwork, 1989, Paper 1990–1, p. 359 – 364.

Aydal D. Gold-bearing listwaenites in the Arac Massif, Kastamonu, Turkey // Terra Nova, 1990, v. 2, p. 43 – 52.

Aziz N.R., Elias E.M., Aswad K.J. Rb-Sr and Sm-Nd isotopes study of serpentinites and their impact on the tectonic setting of Zagros Suture Zone, NE Iraq // Iraqi Bulletin of Geology and Mining, 2011, v. 7, № 1, p. 67 – 75.

Barnes I., O'Neil J.R., Trescases J.J. Present day serpentinitization in New Caledonia, Oman, and Yugoslavia // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1978, v. 42, p. 144 – 145.

Bjerga A., Konopásek J., Pedersen R.B. Talc-carbonate alteration of ultramafic rocks within the Leka Ophiolite Complex, Central Norway // Lithos, 2015, v. 227, p. 21 – 36.

Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of Microthermometric Data for H₂O-NaCl Fluid Inclusions. In: De Vivo, B. and Frezzotti, M.L., Eds., Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Application, Pontignino-Siena, 1994, p. 117 – 130.

Bonatti E., Lawrence J.R., Morandi N. Serpentinization of oceanic peridotites: Temperature dependence of mineralogy and boron content // Earth and Planetary Science Letters, 1984, v. 70, p. 88 – 94.

Bowen N.L., Tuttle O.F. The System MgO-SiO₂-H₂O // Geol. Soc. America Bull., 1949, v. 60, № 3, p. 439 – 460.

Boyle R.W. The geochemistry, origin, and role of carbon dioxide, water, sulfur, and boron in the Yellowknife gold deposits, N.W.T., Canada // Economic Geology, 1959, v. 54, p. 1506 – 1524.

Buisson G., Leblanc M. Gold in carbonatized-ultramafic rocks from ophiolite complexes // Economic Geology, 1985, v. 80, p. 2028 – 2039.

Burkhard D.J., O'Neil J.R. Contrasting serpentinitization processes in the eastern Central Alps // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1988, v. 99, p. 498 – 506.

Çolakoğlu A.R. Geology and geochemical characteristics of Gevas listwaenites, Van, Turkey // Journal of the Earth Sciences of Hacettepe University, 2009, v. 30, p. 61 – 81.

Coleman, R.G. New Zealand serpentinite and associated metasomatic rocks // Bulletin, New Zealand Geological Survey, 1966, v. 76, p. 102.

Cooper A.F. Nephrite and metagabbro in the Haast Schist at Muddy Creek, Northwest Otago, New Zealand // New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 1995, v. 38, p. 325 – 332.

Halls C., Zhao R. Listvenite and related rocks: perspectives on terminology and mineralogy with reference to an occurrence at Cregganbaun, Co. Mayo, Republic of Ireland // Mineralium Deposita, 1995, v. 30, p. 303 – 313.

Harlow G.E., Sorensen S.S. Jade: Occurrence and metasomatic origin. Extended abstract from International Geological Congress 2000, 2001, *The Australian Gemmologist* 21, p. 7 – 10.

Harlow G.E., Sorensen S.S. Jade (nephrite and jadeitite) and serpentinite: metasomatic connections // *International Geology Review*, 2005, v. 47, p. 113 – 146.

Ikin N.P., Harmon R.S. A stable isotope study of serpentinitization and metamorphism in the Highland Border Suite, Scotland, U.K. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1983, v. 47, p. 153 – 167.

Liu Y., Deng J., Shi G.H., He H.Y., Ng Yi-Nok, Shen C.H., Yang L.Q., Wang Q.F. Chemical zone of nephrite in Alamas, Xinjiang, China // *Resource Geology*, 2010, v. 60, p. 249 – 259.

Liu Y., Deng J., Shi G., Sun X., Yang L. Geochemistry and petrogenesis of placer nephrite from Hetian, Xinjiang, Northwest China // *Ore Geology Reviews*, 2011, v. 41, p. 122 – 132.

Liu Y., Deng J., Shi G., Yui T., Zhang G., Abuduwayiti M., Yang L., Sun X. Geochemistry and petrology of nephrite from Alamas, Xinjiang, NW China // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2011, v. 42, p. 440 – 451.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*, 1995, v. 120, p. 228.

Plissart G., Femenias O., Maruntiu M., Diot H., Demaiffe D. Mineralogy and geothermometry of gabbro-derived listvenites in the Tisovita-luti ophiolite, south-western Romania // *The Canadian Mineralogist*, 2009, v. 47, p. 81 – 105.

Schmitt A. K., Liu M. C., Kohl I. E. Sensitive and rapid oxygen isotopic analysis of nephrite jade using large-geometry SIMS // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 2019, v. 34(3), p. 561-569.

Schwarzenbach E.M., Caddick M.J., Beard J.S., Bodnar R.J. Serpentinization, element transfer, and the progressive development of zoning in veins: evidence from a partially serpentinitized harzburgite // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2016, v. 171, article id.5, 22 pp.

Sturchio N.C., Abrajano T.A., Murowchick J.B., Muehlenbachs K. Serpentinization of the Acoje massif, Zambales ophiolite, Philippines: hydrogen and oxygen isotope geochemistry // *Tectonophysics*, 1989, v. 168, p. 101 – 107.

Tan L.-P., Lee C.W., Chen C.-C., Tien P.-L., Tsui P.-C., Yui T.-F. A mineralogical study of the Fengtian nephrite deposits of Hualien, Taiwan // *National Science Council Special Publication*, 1978, v. 1, p. 81.

Tsikouras B., Karipi S., Grammatikopoulos Tasso A. Listwaenite evolution in the ophiolite mélange of Iti Mountain (continental Central Greece) // *European Journal of Mineralogy*, 2006, v. 18, 243 – 255.

Uçurum A. Listwaenites in Turkey: perspectives on formation and precious metal concentration with reference to occurrences in east central Anatolia // *Ofioliti*, 2000, v. 25, p. 15 – 29.

Vennemann T.W., O'Neil J.R. A simple and inexpensive method of hydrogen isotope and water analyses of minerals and rocks based on zinc reagent // *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 1993, v. 103, p. 227 – 234.

Wang C.H., Yeh H.W., Tan L.P. H and O isotope study of nephrite and related rocks from Hualien, Taiwan, (abstr.) // *Eos*, 1980, v. 61, p. 1158.

Wenner D.B., Taylor H.P. Temperatures of serpentinitization of ultramafic rocks based on ¹⁸O/¹⁶O fractionation between coexisting serpentine and magnetite // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1971, v. 32, p. 165 – 185.

Wenner D.B., Taylor H.P. Oxygen and hydrogen isotope studies of serpentinitization of ultramafic rocks in oceanic environments and continental ophiolite complexes // *American Journal of Science*, 1973, v. 273, p. 207 – 239.

- Wenner D.B., Taylor H.P. D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ studies of of serpentinization of ultramafic rocks // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1974, v. 38, p. 1255 – 1286.
- Yui T.-F., Yeh H.-W., Lee C.W. Stable isotope studies of nephrite deposits from Fengtian, Taiwan // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1988, v. 52, p. 593 – 602.
- Yui T, Yeh H, Lee C.W. A stable isotope study of serpentinization in the Fengtien ophiolite, Taiwan // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1990, v. 54, p. 1417 – 1426.
- Yui T.-F., Kwon S.-T. Origin of a dolomite-related jade deposit at Chuncheon, Korea // *Economic Geology*, 2002, v. 97, p. 593 – 601.
- Zarrinkoub M.H., Aftabi A., Assessment of ore minerals by emphasis on dehydration reactions and listwaenitization in Sahlabad region, Birjand, Iran // Unpublished M.Sc thesis, Shahid Bahonar University of Kerman, 1994, 304 pp. (in Persian).
- Zarrinkoub M.H., Amini S., Aftabi A., Karimpour M.H. Mineralogy, geochemistry, structural position and a genetic model for listvenites of eastern Iran // *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 2004, v. 13, p. 363 – 378.
- Zheng Y.-F. On calculations of oxygen isotope fractionation in minerals // *Episodes*, 1999, v. 22, № 2, p. 99 – 106.
- Zheng Y.-F. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1993, v. 57, p. 1079 – 1091.
- Zoheir B., Lehmann B. Listvenite–lode association at the Barramiya gold mine, Eastern Desert, Egypt // *Ore Geology Reviews*, 2011, v. 39, p. 101 – 115.

Подписи к рисункам к статье М.В. Рампиловой, Г.С. Риппа, М.О. Рампилова, Б.Б. Дамдинова, Л.Б. Дамдиновой, В.Ф. Посохова «Изотопно-геохимические особенности апогипербазитовых метасоматитов Саяно-Байкальской складчатой области»

Рис. 1. Расположение изученных массивов ультраосновных пород (3) в южном складчатом обрамлении (2) Сибирского кратона (1). Массивы: I – Оспинско-Китойский, II – Усть-Келянский, III – Парамский.

Рис. 2. Схема геологического строения Оспинско-Китойского массива по О.М. Глазунову [1981] с упрощениями. 1 – четвертичные отложения; 2 – известняки, доломиты, песчаники, конгломераты; 3 – мраморы, графитистые сланцы, эффузивы; 4 – базальты; 5 – гранодиориты; 6 – перидотиты; 7 – дуниты; 8 – габбро; 9 – серпентиниты; 10 – тальк-карбонатные породы; 11 – граниты и гранито-гнейсы, 12 – проявления нефрита.

Рис. 3. Схема геологического строения Парамского офиолитового комплекса по Конникову Э.Г. [1999] с упрощениями. 1 – четвертичные отложения, 2–4 – Палеоокеанический комплекс: 2 – метаперидотиты, 3 – ортоамфиболиты, 4 – metabазит-сланцевая толща; 5, 6 – палеоостроводужный комплекс: 5 – пановская подзона (преддуговая терраса), 6 – каменная подзона (контрастная базальт-риолитовая серия), 7 – рифтогенный комплекс; 8 – тектонические нарушения.

Рис. 4. Схема геологического строения Усть-Келянского участка по Конникову Э.Г. [1999] с упрощениями. 1 – нижнекембрийские карбонатные отложения, 2 – позднерифейские гнейсовидные гранитоиды, 3 – переслаивание туфов и кремнистых осадков, 4 – флишевые и турбидитовые осадки, 5 – конгломераты с включениями лиственитов (а) и вулканомиктовые граувакки (б), 6 – субвулканические интрузии кислого (а) и основного (б) составов, 7 – вулканы островодужного типа, 8 – вулканы океанического типа, 9 – дайки бонинитов, 10 – дайки толеитового состава, 11 – габбро-пегматиты и крупнозернистые пироксениты, 12 – переслаивание дунитов и гарцбургитов, 13 – дуниты, 14 – гарцбургиты, 15 – листвениты, 16 – серпентинитовый меланж.

Рис. 5. Спайдер-диаграмма (а) и распределение редкоземельных элементов (б) для гипербазитов [Анциферова, 2006] и метасоматитов Оспинско-Китойского массива [McDonough, Sun, 1995]. 1 – поле гарцбургитов, 2 – серпентинит, 3 – нефрит, 4 – лиственит.

Рис. 6. Спайдер-диаграмма (а) и распределение редкоземельных элементов (б) для метасоматитов [McDonough, Sun, 1995] массивов Парамского: 1 – серпентинит; 2 – нефрит; 3 – лиственит; Келянского: 4 – лиственит.

Рис. 7. Поля изотопных составов кислорода в минералах Оспинско-Китойского, Парамского и Усть-Келянского массивов. Заштрихованное поле – значения для мантийных пород.

Рис. 8. Изотопный состав O и C в карбонатных минералах из лиственитов. PIS - поле составов O и C магматических карбонатитов по [Taylor et al., 1977].

Рис. 9. Диаграмма составов δD и $\delta^{18}O$ в тальк-карбонатных породах (1), апогипербазитовых нефритах (2) и серпентинитах (3) Восточно-Сибирской нефритоносной провинции и других регионов. Поля составов вод по [Тейлор, 1977]. Массивы: 1, 2 – Оспинско-Китойский, 3 – Усть-Келянский, 4, 12 – Парамский, 5 – Горлыкгольский, 6 – Хамар-Худинский, 7 – Уланходинский, 8 – Ред Маунтин (Новая Зеландия), 9 – Огден (Канада), 10 – Шулапс Рэйндж (Канада), 11 – Чара (Сибирь). Проявления: 5 – 7 по [Бурцева и др., 2015], 8 – 11 по [Yui, Kwon, 2002].

Рис. 10. Первичные двухфазовые (Г+Ж) флюидные включения в лиственитах Оспинско-Китойского массива: а-в – одиночные включения в магнезите; г – группа первичных включений в краевой части зерна магнезита; д – зерно кварца с первичными мелкими флюидными включениями, зерно на контакте с магнезитом; е-ж – флюидные включения в кварце.

Рис. 11. Составы δD и $\delta^{18}O$ в серпентинах Саяно-Байкальской складчатой области в полях для серпентинитов из различных геологических сред по Веннеру и Тейлору [1973, 1974].

Табл. 1. Химический состав пород Оспинско-Китойского, Келянского и Парамского массивов, мас. %, г/т.

Массивы	Оспинско-Китойский										Парамский				Усть-Келянский	
	гарцбургит			серп.		нефрит	листв.				серп.	нефрит	листв.		серп.	листв.
№ пробы	Ок14/10*	Ок2/8*	Ок17/6*	Ос-354с	Ок-130	2682	Ос-354	Ок 45	Ок-46	Ок-97	Нк-4	911	Нк-22	Нк-27	Кел-4	Кел-16
SiO ₂	40.54	41.50	43.08	32.60	35.80	55.80	22.60	32.00	26.10	47.20	40.50	46.60	25.80	32.00	42.40	26.00
TiO ₂	0.02	0.03	0.01	<0.02	<0.02	<0.20	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.20	<0.02	<0.02	<0.02	<0.20
Al ₂ O ₃	0.29	0.42	0.52	0.10	0.20	0.90	<0.10	0.10	<0.10	<0.10	0.30	6.50	0.20	0.50	0.60	0.60
Fe ₂ O ₃	1.22	0.21	1.02	0.70	6.52	0.26	<0.10	0.09	0.03	<0.10	2.06	1.93	0.95	1.51	1.52	0.72
FeO	6.01	6.90	6.63	5.14	1.76	3.66	5.03	3.08	2.65	4.20	2.88	6.63	4.40	4.35	0.89	3.31
MnO	0.10	0.10	0.11	0.11	0.10	0.12	0.10	0.13	0.19	0.09	0.07	0.14	0.08	0.17	0.15	0.12
MgO	47.16	47.84	45.53	38.40	40.16	22.23	33.50	18.60	12.76	21.26	40.30	22.47	31.60	40.35	36.90	34.60
CaO	0.22	0.18	0.50	0.06	0.33	12.66	0.27	14.66	23.86	1.96	<0.10	9.55	0.48	<0.10	4.69	0.33
Na ₂ O	0.07	-	-	0.02	0.05	0.05	0.09	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	0.05	<0.01	0.02	0.02	0.10
K ₂ O	0.01	0.01	-	<0.01	<0.01	0.05	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.05	0.04	<0.01	<0.01	<0.01
P ₂ O ₅	0.05	0.04	0.04	0.11	<0.10	<0.03	<0.10	<0.10	<0.10	0.11	0.12	<0.03	<0.10	<0.10	0.15	0.10
п.п.п.	3.36	1.76	1.63	22.13	14.48	3.37	38.57	30.66	33.69	24.35	13.50	5.64	36.29	21.32	12.32	33.87
сумма	99.05	98.99	99.07	99.37	99.40	99.10	100.16	99.32	99.29	99.19	99.73	99.56	99.84	100.22	99.64	99.75
CO ₂	Н/о	Н/о	Н/о	4.62	1.54	0.44	22.22	24.20	33.22	8.36	0.66	1.10	15.84	4.62	0.44	9.68
Cr	Н/о	Н/о	Н/о	1932	4057	703.43	723.60	1166	1514	1538	1238	865.45	3061	3627	4170	2213
Co	Н/о	Н/о	Н/о	99.55	125.12	46.40	73.38	33.73	14.92	56.88	111.13	59.61	108.31	114.90	62.08	89.83
Ni	Н/о	Н/о	Н/о	1947	1689	1017	1325	917.56	199.64	873.23	2453	1046	1730	2427	1092	1749
Rb	Н/о	Н/о	Н/о	0.50	0.79	0.99	0.66	0.92	1.96	0.56	0.50	0.76	4.33	1.31	1.15	1.70
Sr	Н/о	Н/о	Н/о	3.00	3.00	9.54	7.42	237.33	326.19	35.28	3.00	7.00	138.80	3.00	3.08	3.00
Y	Н/о	Н/о	Н/о	0.10	0.13	0.30	0.07	0.46	0.62	1.61	0.07	0.69	0.20	0.13	0.33	0.26
Zr	Н/о	Н/о	Н/о	0.44	0.78	1.77	0.52	1.06	1.94	1.30	0.42	1.71	0.33	2.02	3.90	2.48
Nb	Н/о	Н/о	Н/о	0.09	0.11	0.19	0.09	0.14	0.09	0.11	0.09	0.08	0.11	16.28	24.37	16.63
Cs	Н/о	Н/о	Н/о	0.11	0.10	0.35	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.50	0.10	0.11	0.10	0.10
Ba	Н/о	Н/о	Н/о	5.00	5.00	7.35	5.00	5.00	13.71	5.82	5.00	7.04	19.12	5.00	5.00	5.00
La	Н/о	Н/о	Н/о	0.12	0.26	0.25	0.12	0.29	0.58	0.61	0.06	0.15	0.09	0.10	0.09	0.08
Ce	Н/о	Н/о	Н/о	0.19	0.34	0.61	0.22	0.55	0.75	0.93	0.06	0.29	0.13	0.11	0.14	0.09
Pr	Н/о	Н/о	Н/о	0.03	0.03	0.07	0.03	0.06	0.07	0.16	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03
Nd	Н/о	Н/о	Н/о	0.07	0.12	0.35	0.07	0.25	0.30	0.61	0.03	0.18	0.08	0.08	0.05	0.04
Sm	Н/о	Н/о	Н/о	0.02	0.01	0.07	0.02	0.05	0.05	0.18	0.01	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05
Eu	Н/о	Н/о	Н/о	-	0.01	0.01	0.01	0.10	0.07	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Gd	Н/о	Н/о	Н/о	0.03	0.02	0.07	0.01	0.04	0.07	0.32	0.02	0.05	0.02	0.02	0.06	0.06
Tb	Н/о	Н/о	Н/о	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Dy	Н/о	Н/о	Н/о	0.01	0.01	0.04	0.01	0.04	0.08	0.37	0.01	0.07	0.01	0.01	0.05	0.05
Ho	Н/о	Н/о	Н/о	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.07	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01
Er	Н/о	Н/о	Н/о	0.04	0.01	0.04	0.01	0.03	0.05	0.21	0.01	0.08	0.01	0.04	0.05	0.06
Yb	Н/о	Н/о	Н/о	0.03	0.04	0.04	0.01	0.05	0.02	0.23	0.02	0.15	0.04	0.03	0.10	0.08
Lu	Н/о	Н/о	Н/о	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.04	0.01	0.01	0.02	0.01
Hf	Н/о	Н/о	Н/о	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.09	0.05	0.16	0.43	0.23
Ta	Н/о	Н/о	Н/о	0.05	0.05	0.02	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.01	0.05	0.94	1.08	0.68
Th	Н/о	Н/о	Н/о	0.06	0.03	0.07	0.03	0.06	0.03	0.06	0.03	0.04	0.06	0.12	0.36	0.21
U	Н/о	Н/о	Н/о	0.03	0.02	0.04	0.02	0.06	0.03	0.06	0.02	0.01	0.03	0.03	0.09	0.06

Примечание. Серп. – серпентинит, листв. – листвениит. Н/о – элемент не определялся, - элемент не обнаружен. Пробы* по [Анциферова, 2006].

Табл. 2. Изотопный состав кислорода и водорода в апогипербазитовых метасоматитах Оспинско-Китойского (1-6, 14-24), Келянского (7, 8) и Парамского (9-13) массивов.

№ п/п	Порода	Проба	Минерал	$\delta^{18}\text{O}\text{‰ VSMOW}$	$\delta^{18}\text{O}\text{‰ SMOW}_{\text{fluid}}$	$\delta \text{D}\text{‰ VSMOW}$
1	Дунит	Ок-20	Оливин	4.60		
2		Гг-65		5.50		
3		Гг-60		5.50		
4	Серпентинит	Ос-354-с	Серпентин	7.35	7.05	-85.00
5		Ос-132		4.67	4.37	-80.50
6		Ос-348				-167.20
7		Кел-8-с		6.26	5.96	-151.90
8		Кел-4-с		5.34	5.04	
9		Нк-4-с		7.05	6.75	-73.50
10		Нк-27-с		6.91	6.61	
11	Нефрит	Пар	Тремолит	9.54	9.54	
12		Пар		9.46	9.46	
13		Пар		6.13	6.13	
14		Ос		8.43	8.43	
15	Тремолитит*	31				-104.5
16	Лиственит	Сс-31-к	Кварц	17.46	1.96	
17		Ок-46-к		15.5	0.00	
18		Ок-97-к		15.46	-0.04	
19		Ок-45-к		14.97	-0.53	
20		Ос-354-к		12.82	-2.68	
21		Ок-45-т		12.65	3.65	
22		Ос-351	Тальк	8.12	-0.88	-92.10
23	Гранит	Ок-52	Кварц	13.70		
24		Ок-52	Полевой шпат	11.40		

Примечание. * В отличие от нефрита, в котором тремолит имеет спутано-волокнистое строение, тремолит из тремолитита имеет призматическое крупнозернистое строение. Расчет кислорода во флюиде для серпентинитов и нефритов произведен для температуры 300°C по [Zheng, 1999], во флюиде для лиственитов для температуры 150°C по [Zheng, 1993].

Табл. 3. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатных минералах из лиственитов

№ п/п	Проба	Минерал	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ VSMOW	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ SMOW _{fluid}
1	Сс-31м	Магнезит	-0.70	18.80	5.30
2	Ок-45м	Магнезит+доломит	-1.20	14.60	1.10
3	Ок-46д	Доломит	-0.60	13.20	-0.30
4	Ос-351м	Магнезит	0.70	12.90	-0.60
5	Ос-354м	Магнезит	2.80	14.80	1.30
6	Ок-97м	Магнезит	-1.50	15.60	2.10
7	Кел-16м	Магнезит	-1.80	14.20	0.70
8	Кел-16л	Лиственит (вал)	-1.60	14.90	1.40
9	Нк-22м	Магнезит	-2.30	17.10	3.60
10	Нк-27м	Магнезит	-2.80	14.50	1.00

Примечание. 1-6 – Оспинско-Китойский; 7, 8 – Келянский; 9, 10 – Парамский массивы. Расчет кислорода во флюиде произведен для температуры 150°C по [Zheng, 1999].

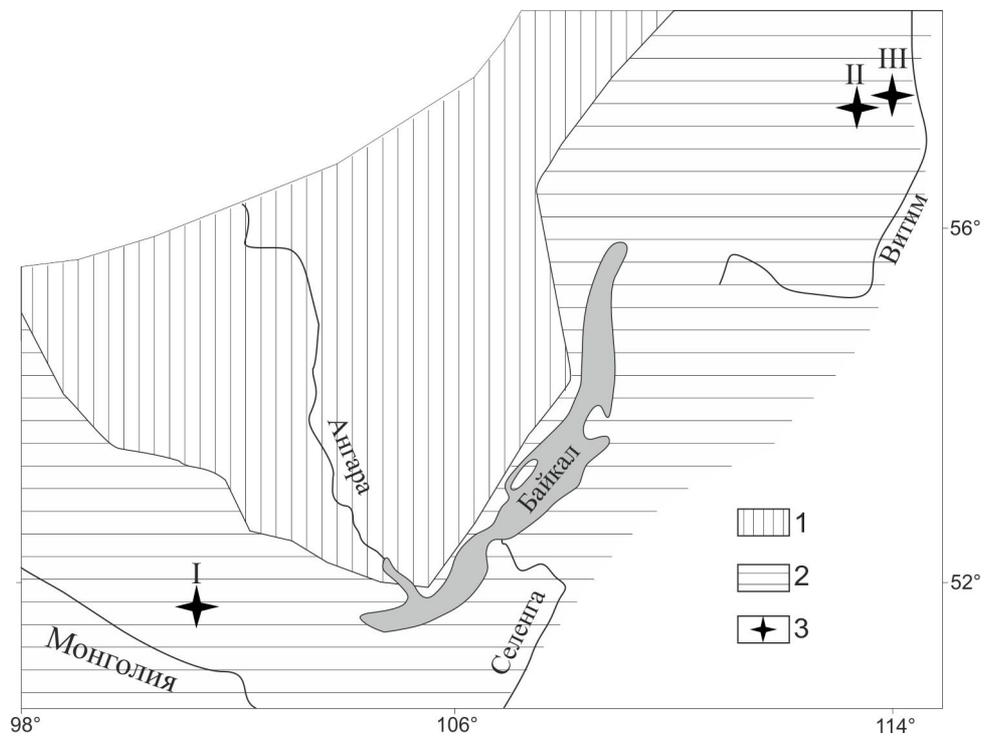
Табл. 4. Результаты Rb/Sr изотопных исследований апогипербазитовых метасоматитов Оспинско-Китойского (1), Келянского (2) и Парамского (3) массивов.

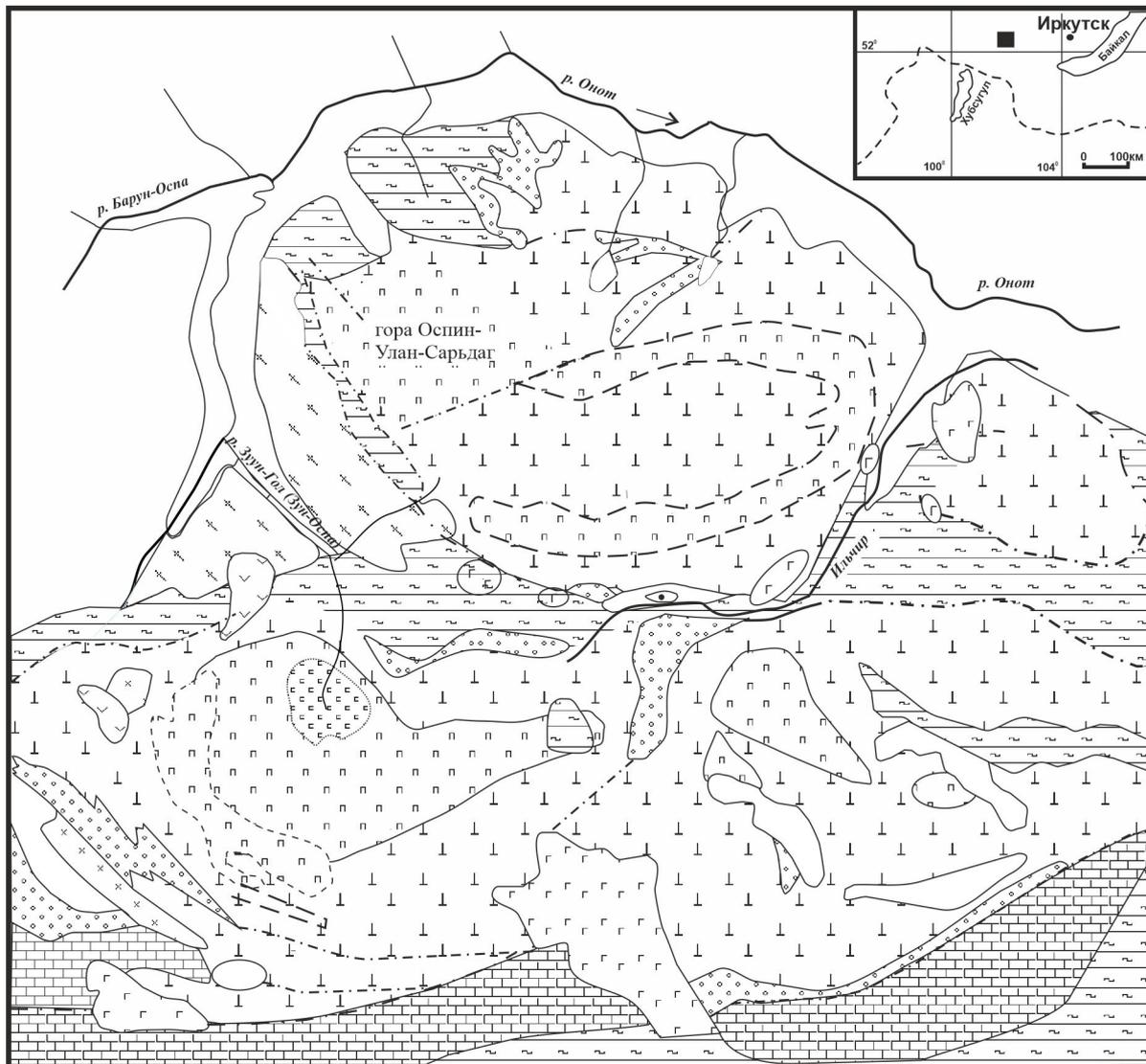
№ п/п	номера проб	порода	содержание мкг/г		изотопные отношения			
			Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	I (Sr)
1	ок-45	лиственит	2.62	255.65	0.028915	0.70878	0.00015	0.70878
2	кел-16	лиственит	1.34	25.30	0.149434	0.70971	0.00017	0,70971
3	нк-22	лиственит	4.23	90.89	0.131307	0.70702	0.00018	0,70702

Табл. 5. Данные микротермометрии первичных флюидных включений.

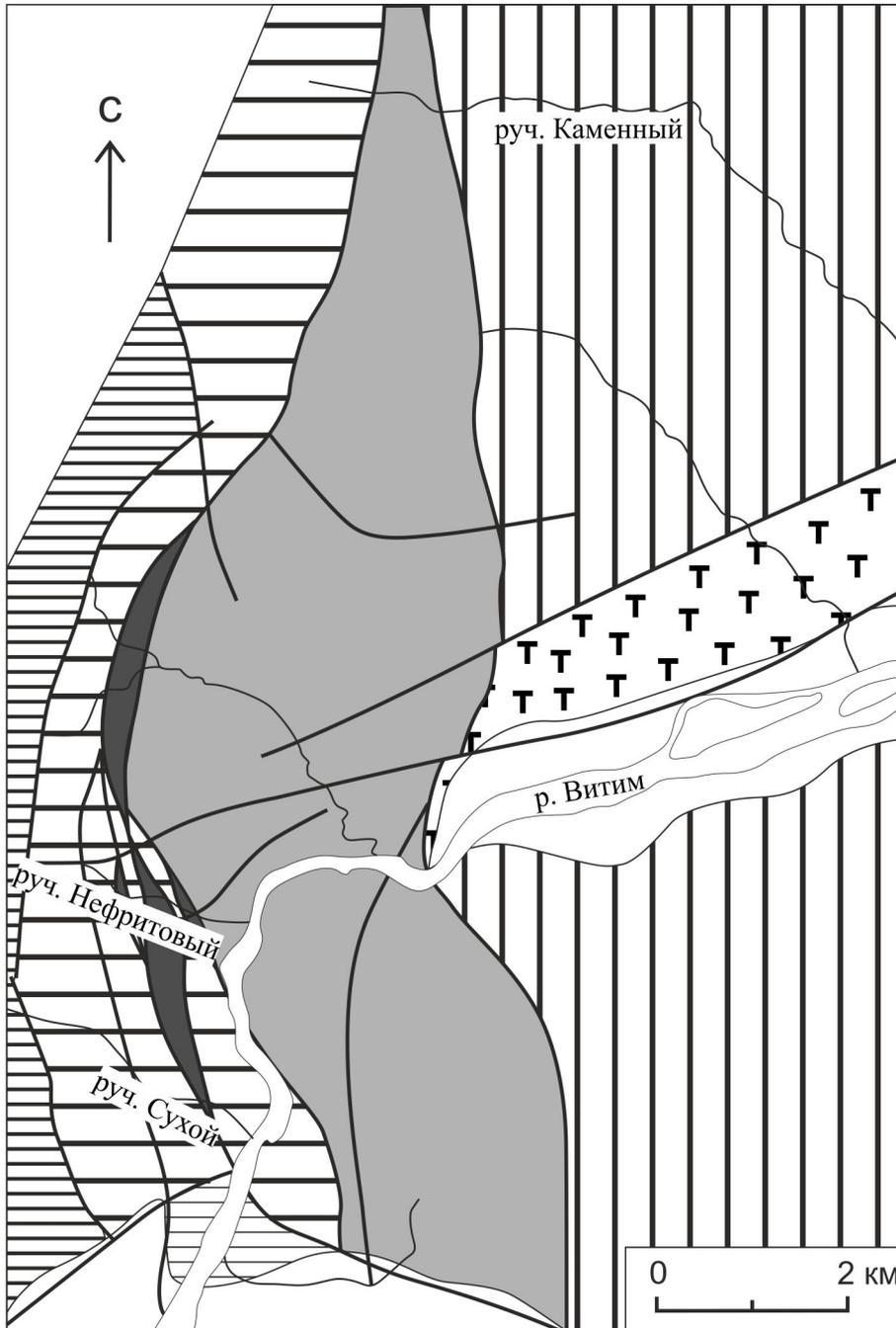
Массив	№ обр.	$T_{эвт.}$	$T_{пл.}$	$T_{гом}$	Соленость, экв. NaCl	Тип солевой системы	Размер, мкм	Минерал
Оспинско-Китойский	Ос-603, Ок-97	-21.2–20	-5.4–2.5	152–158	4.2–8.4	NaCl-H ₂ O; NaCl-NaF-H ₂ O;	5–12	Магнезит (14)
	Ос-603	-21.4	-1.7	153	2.9	NaCl-Na ₂ CO ₃ -H ₂ O; NaCl-H ₂ O	18	
	Ос-27	-23.2	-1.7		2.9	NaCl-KCl-H ₂ O;	16	
	Ос-603; Ос-27; Ок-97	-22	-1.7–0.4	122–182	0.7–2.9		8–20	
	Ок-224; СС-31			184–290			3–4	Кварц (2)
Парамский	КН-83			130–170			3–4	Кварц (2)

Примечание. $T_{эвт.}$ – температура эвтектики, $T_{пл.}$ – температура плавления льда, $T_{гом}$ – температура гомогенизации. Пустые клетки – параметры определить не удалось. В скобках указано количество наблюдений.





- | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|----|---|----|--|---|---|---|---|---|
|  | 1 |  | 2 |  | 3 |  | 4 |  | 5 |  | 6 |  | 7 |
|  | 8 |  | 9 |  | 10 |  | 11 | | | | | | |



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8

