

НЕФРИТЫ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА

М.В. Бурцева, Г.С. Рипп, В.Ф. Посохов, А.Е. Мурзинцева*

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

** Музей БНЦ СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 8, Россия*

В южном складчатом обрамлении Сибирского кратона расположена наиболее крупная в России нефритоносная провинция. Здесь установлены месторождения двух формационных типов — апогипербазитовый (Восточно-Саянская, Джидинская площади, Парамский массив), и апокарбонатный (Витимская площадь). Нефриты слагают шлиры и линзообразные тела обычно в контактовых зонах серпентинизированных (лизардит-антигоритовых) дунит-гарцбургитовых пород и доломитовых мраморов с различными по составу алюмосиликатными породами. Установлены существенные отличия в составе нефритов различной формационной принадлежности. Апокарбонатные нефриты характеризуются большей магнизиальностью, фтористостью и меньшей железистостью. В них содержание Li, Be, Rb, Cs на два порядка выше, а концентрации Sc, Ti и Mn ниже, чем в апогипербазитовых. Полученные изотопные данные позволяют сделать вывод о том, что флюидная фаза апогипербазитовых нефритов была мобилизована из серпентинитов при метаморфизме, а в апокарбонатных нефритах фиксируется исключительно метеорный источник воды. Кислород в минералах из метаморфизованных карбонатных пород был задействован из замещающей матрицы с участием в ряде случаев формационных вод.

Нефрит, геохимия, изотопная геохимия, генезис, Восточная Сибирь.

NEPHRITES OF EAST SIBERIA: GEOCHEMICAL FEATURES AND PROBLEMS OF GENESIS

M.V. Burtseva, G.S. Ripp, V.F. Posokhov, A.E. Murzintseva

The largest nephrite-bearing province of Russia is located on the southern folded periphery of the Siberian craton. Deposits of two formation types were established here: apoultrabasic (East Sayan and Dzhida areas, Parama massif) and apocarbonate (Vitim area). Nephrites compose schlieren and lenticular bodies usually in the zones of contact of serpentinitous (lizardite-antogorite) dunite-harzburgite rocks and dolomitic marbles with aluminosilicate rocks of different compositions. Significant difference in composition has been established for nephrites of different formations. Apocarbonate nephrites are more magnesian and fluoric and less ferroan. The contents of Li, Be, Rb, and Cs in them are two orders of magnitude higher and the contents of Sc, Ti, and Mn are lower than those in apoultrabasic nephrites. The isotope data evidence that the fluid phase of apoultrabasic nephrites was released from serpentinites during metamorphism, whereas the fluid phase of apocarbonate nephrites is only meteoric water. Oxygen in minerals of metamorphosed carbonate rocks was borrowed from the matrix subjected to replacement, sometimes with the participation of formation waters.

Nephrite, geochemistry, isotope geochemistry, genesis, East Siberia

ВВЕДЕНИЕ

Месторождения нефрита известны в Канаде, Китае, Австралии, Новой Зеландии, Тайване, Корее, Польше, США, России [Harlow, Sorensen, 2001]. В России к настоящему времени разведано и оценено около двух десятков месторождений, из которых большая часть находится в Бурятии.

Первые находки валунов апогипербазитового нефрита были сделаны в 1826 г. Н. Щукиным на берегах саянских рек. В 1851 г. о глыбах нефрита по р. Олот сообщил Г.М. Пермикин, а в 1896 г. открыта первая жила коренного месторождения. В 1978—1983 гг. на Витиме обнаружены проявления апокарбонатного нефрита. На всех месторождениях выделенной провинции проведены детальные геологические, петрографические и петрохимические исследования, предложены модели образования, и только на стадии дискуссий осталась проблема источников флюидов, обусловивших метасоматические процессы. На ее решение направлены наши исследования. В основу их было положено изучение стабильных изотопов в породах и минералах четырех площадей, в пределах которых представлены как апогипербазитовые, так и апокарбонатные нефриты.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Объектами исследований, помимо собственных материалов, были образцы из фондов Музея БНЦ СО РАН, а также А.В. Татарина и А.Ю. Зяблицева. Состав минералов определен на модернизирован-

© М.В. Бурцева, Г.С. Рипп, В.Ф. Посохов, А.Е. Мурзинцева, 2015

DOI: 10.15372/GIG20150303

ном рентгеновском микроанализаторе MAP-3 (С.В. Канакин). При определении химического состава пород были использованы фотометрический, атомно-абсорбционный, потенциометрический и пламенно-фотометрический методы. Измерительные приборы: атомно-абсорбционный спектрофотометр ААС-№ 1 (Германия), спектрофотометр СФ-46 (Россия), иономер Анион-4100 (аналитики Г.И. Булдаева, И.В. Боржонова, Э.М. Татьянакина).

Анализ микроэлементов выполнен методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP MS, аналитик Д.В. Киселева, Институт геологии и геохимии УрО РАН).

Изотопные составы кислорода и углерода проанализированы в Геологическом институте СО РАН и Центре изотопных исследований ДВНЦ РАН. Кислород в силикатах определен методом лазерного фторирования, а углерод и кислород в карбонатах по методике разложения ортофосфорной кислотой с использованием опции «Газбенч» при температуре 60—70 °С в течение 2—4 ч. Все измерения проведены на масс-спектрометре Finnigan 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 Изотопном центре ДВНЦ РАН. Анализ выполнен по методу [Vennemann, O'Neil, 1993]. Для удаления сорбированной воды пробы были предварительно нагреты до 200 °С. Конституционная вода выделялась при температуре 1250 °С. Отделение водорода из воды произведено на хrome при температуре 950 °С. Состав его измерен на масс-спектрометре Finnigan MAT-253 относительно лабораторного стандарта, калиброванного по международным стандартам VSMOW, SLAP, GISP. Воспроизводимость определения δD (1 σ) составляет 1.5 %.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Изученная нефритоносная провинция расположена в южном складчатом обрамлении Сибирского кратона и включает четыре площади (рис. 1). Здесь установлены нефриты апогипербазитового (Восточно-Саянская, Джидинская площади, Парамский массив) и апокарбонатного (Витимская площадь) типов.

Восточно-Саянская нефритоносная площадь. Восточно-Саянский район, в составе которого известно около 50 различных по величине массивов ультраосновных пород, занимает площадь более 250 км².

Эти массивы изучали в связи с потенциальной асбестоносностью, алмазоносностью, хромитоносностью и нефритоносностью [Сутурин, Замалетдинов, 1984]. В последнее десятилетие исследования посвящены Восточно-Сибирской металлогенической провинции с многочисленными платинометалло-но-медно-никелевыми месторождениями [Поляков и др., 2013; Киселева и др., 2014].

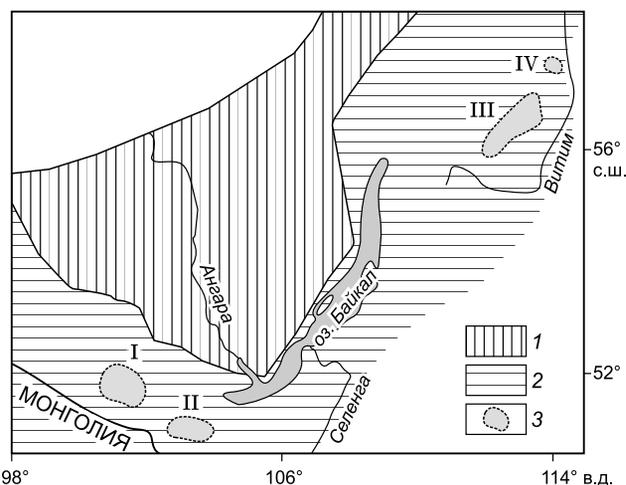
Месторождения нефрита локализованы в основном в Оспинско-Китойском и Харанурском массивах. К числу наиболее крупных месторождений этой площади относятся Оспинское, Горлыкгольское и Уланходинское. Их геологическая, петрохимическая и петрологическая характеристика приведена в работах [Колесник, 1966; Замалетдинов, Яшин, 1971; Замалетдинов, Сутурин, 1974; Секерин, 1983; Летников, Секерин, 1983; Сутурин, Замалетдинов, 1984; Прохор, 1990; Секерин, Секерина, 2000].

Оспинское месторождение расположено в центральной части Оспинско-Китойского массива. Здесь на площади 5 км² установлено более 15 нефритовых жил, сосредоточенных в трех зонах. Гипербазиты, слагающие зоны, представлены катаклазированными хризотил-лизардитовыми серпентинитами с реликтами оливина. На контактах нефритовых жил отмечаются родингиты кварц-диопсид-клиноцоизитового состава.

Горлыкгольское месторождение расположено в Оспинско-Китойском массиве и включает более трех десятков нефритовых жил, локализованных в пределах четырех зон. Ультраосновные породы представлены гарцбургитами, лизардитовыми и хризотил-лизардитовыми серпентини-

Рис. 1. Расположение нефритоносных площадей (3) в южном складчатом обрамлении (2) Сибирского кратона (1) (упрощенная схема, по [Сутурин, Замалетдинов, 1984]).

Площади: I — Восточно-Саянская, II — Джидинская, III — Витимская, IV — Парамский массив.



тами с реликтами оливина. На контактах с вмещающими породами развиты антигоритовые серпентиниты, незначительно распространены тальк-карбонатные породы и листвениты. Среди нефритоносных зон отмечаются родингиты, сложенные диопсидом, амфиболом, минералами эпидот-цоизитовой группы, альбитом, кварцем, реже гроссуляром и везувианом.

Уланходинское месторождение расположено в пределах Харанурского массива, в центральной части которого на площади около 6 км² распространены хризотилловые серпентиниты с реликтами оливина. Менее распространены карбонатизированные серпентиниты и тальк-карбонатные породы.

В пределах месторождения известно более 20 жил нефрита, группирующихся в двух нефритоносных зонах. Жилы нефрита приурочены к контактам серпентинитов и метасоматически преобразованных даек основного и кислого составов.

Джидинская нефритоносная площадь. Массивы Джидинского гипербазитового пояса превращены в основном в серпентиниты. Здесь известно несколько участков с нефритовой минерализацией (Хамархудинский, Хохюртовский, Харгантинский), наиболее крупным из которых является Хамархудинский. Детальная геологическая, петрохимическая и петрологическая характеристика месторождений этой площади приведена в работах [Сутурин, Замалетдинов, 1984; Зернин и др., 1990; Сутурин и др., 1990].

Хамархудинское месторождение расположено в серпентинитах и серпентинизированных дунитах. В эндоконтакте массива распространены карбонатизация, антигоритовые серпентиниты и кварцево-карбонатные породы с дайками апогаббровых метасоматитов и тремолититов. Протяженность нефритоносных зон достигает 1—2 км при мощности до 100 м.

Витимская нефритоносная площадь. Этот район, являющийся частью Байкальской складчатой области, сложен в основном позднепалеозойскими гранитами Ангаро-Витимского батолита, в пределах которого рассеяны останцы провесов кровли метаморфизованных карбонатных и вулканогенно-осадочных пород.

В карбонатных породах установлены несколько месторождений (Буромское, Голубинское, Кавоктинское) и проявлений (Хайтинское, Воймаканское, Александровское) нефрита. Их геологическая, петрохимическая и петрологическая характеристика приведена в работах Н.А. Сутурина и Р.С. Замалетдинова [1984], Н.В. Секериной [1988, 1993], А.П. Секерина с соавторами [1985, 1997, 2000].

Буромское месторождение расположено в карбонатных породах на контакте с гранитами баргузинского комплекса (рис. 2).

В гранитах проявлены слабые серицитизация и пелитизация полевых шпатов, хлоритизация темноцветных минералов. Ксенолиты доломитов и известняков превращены в мраморы. На их контактах отмечаются процессы скарнирования, в отдельных случаях нефритообразование. Ширина зон скарнов и нефрит-диопсидовых пород невелика (около 1 м), протяженность не превышает 20 м.

По мере приближения к скарнам количество тонковолокнистого тремолита возрастает, образуя мономинеральные обособления. Непосредственно на границе со скарнами в нефрите отмечаются удлиненные таблитчатые зерна клиноцоизита, появляется призматический тремолит. Главными минералами

скарнов являются эпидот и клиноцоизит, второстепенными тремолит-актинолит, моноклинный пироксен.

Голубинское месторождение, по [Сутурин, Замалетдинов, 1984], представляет собой серию осложненных тектоническими нарушениями нефритизированных ксенолитов доломитовых мраморов среди гранитов. В мраморах на контакте с гранитами распространены оталькование, серпентинизация, тремолитизация, диопсидизация. Нефритооб-

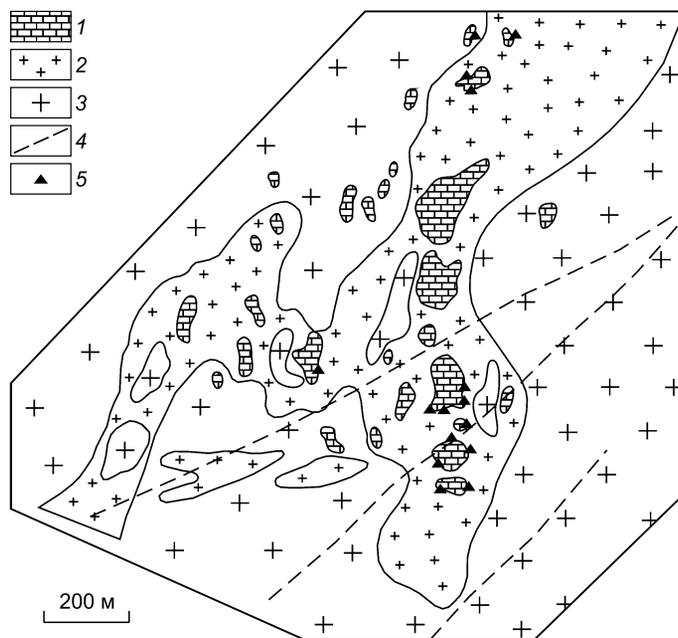


Рис. 2. Схематическая геологическая карта участка 3 Буромского месторождения нефрита (упрощенная, по [Сутурин, Замалетдинов, 1984]).

1 — мраморы доломитовые; 2, 3 — баргузинский комплекс: биотитовые граниты мелко- и среднезернистые (2), крупнозернистые (3); 4 — тектонические нарушения; 5 — точки проявления нефрита.

разующий тремолит слагает жилы, приуроченные, как правило, к контактам доломитов и гранита. Нефритоносная зона имеет протяженность более 2.5 км и мощность до 300 м.

Северное Забайкалье. На этой площади изучено только одно проявление нефрита (Парамское), приуроченное к массиву ультрабазитов [Гурулев, Шагжиев, 1973]. Центральная часть массива сложена серпентинизированными гарцбургитами, в которых присутствуют линзы и полосы дунитов. Тела нефрита приурочены к контакту массива с амфиболитами. В последних отмечаются линзы углисто-карбонатных сланцев и серпентинитов. Нефриты расположены среди тремолититов, залегающих между серпентинитами и эпидотовыми породами, образовавшимися по амфиболиту.

МИНЕРАЛОГИЯ

Описание минерального состава месторождений нефритов приведено во многих публикациях, например [Колесник, 1966; Сутурин, Замалетдинов, 1984; Татаринов, 1994]. В нефритовых породах установлены более двух десятков минеральных видов. Часть из них является реликтовыми (хромит, оливин, магнетит, серпентин), другая группа образовалась в процессе нефритообразования. Еще одна группа представлена минералами, образовавшимися в результате наложенных процессов (широкопризматический тремолит, тальк, хлорит).

В апогипербазитовых проявлениях установлены хромит, магнетит, диопсид, цоизит, кальцит, циркон, титанит, гроссуляр, хлорит, тальк. В апокарбонатных набор минералов беднее — в них встречаются диопсид, цоизит, кальцит, тальк. Тремолит, слагающий апокарбонатные проявления, характеризуется низким содержанием Fe (обычно не более 1.5 мас. %), содержит фтор (до 1.69 мас. %).

Хромит установлен в апогипербазитовых нефритах и серпентинитах всех трех нефритоносных районов. В нефритах он ассоциирует с хромсодержащим гроссуляром, тремолитом. По составу минерал относится к алюмохромиту. В повышенных количествах он содержит цинк (до 2.51 мас. % ZnO) и магний (до 2.78 мас. % MgO). Повышенными количествами Cr, Fe и Al характеризуются диопсиды из апогипербазитовых проявлений. В апокарбонатных нефритах этот минерал менее глиноземистый, более кальциевый, магниевый, не содержит Cr.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЙ

Составы нефритов, представленные в таблицах 1 и 2, фиксируют резкое различие апокарбонатных и апогипербазитовых типов. Первый характеризуется большей магниезильностью, фтористостью и меньшей железистостью. В них содержание Li, Be, Rb, Cs на два порядка выше, а концентрации Sc, Ti и Mn ниже, чем в апогипербазитовых.

Таблица 1. Химический состав нефритов, мас. %

Компонент	1	2	3		4	5		
SiO ₂	46.60	55.80	54.80	56.20	55.90	53.90	55.20	57.40
TiO ₂	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02
Al ₂ O ₃	6.50	0.90	1.80	0.90	1.10	0.70	0.70	1.10
Fe ₂ O ₃	1.93	0.26	0.38	0.21	0.26	0.21	0.07	< 0.05
FeO	6.63	3.66	2.73	5.03	3.94	1.09	0.16	0.66
MnO	0.14	0.12	0.15	0.18	0.05	0.16	0.04	0.08
MgO	22.47	22.23	22.00	21.18	21.88	23.06	23.30	24.90
CaO	9.55	12.66	13.6	12.80	12.90	12.80	14.75	12.40
Na ₂ O	0.05	0.05	0.12	0.03	0.03	0.05	0.05	0.09
K ₂ O	0.05	0.05	0.15	0.03	0.05	0.05	< 0.01	< 0.01
P ₂ O ₅	< 0.03	< 0.03	< 0.03	< 0.03	< 0.03	< 0.03	< 0.03	< 0.03
П.п.п.	5.64	3.37	3.34	2.76	3.88	7.40	4.98	2.71
Сумма	99.56	99.10	99.07	99.32	99.99	99.42	99.25	99.34
CO ₂	1.10	0.44	0.22	< 0.22	< 0.22	3.52	1.98	0.22
S	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10
F	0.01	0.05	0.03	0.05	0.03	0.21	0.37	0.61

Примечание. Месторождения: 1 — Парамское, 2 — Оспинское, 3 — Уланходинское; площади: 4 — Джидинская, 5 — Витимская. Определение химического состава пород выполнено с помощью фотометрического, атомно-абсорбционного, потенциометрического и пламенно-фотометрического анализов (Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ). Аналитики Г.И. Булдаева, И.В. Боржонова, Э.М. Татьянакина.

Таблица 2.

Содержание примесных элементов в нефритах, г/т

Элемент	1		2	3			4	5		
	Li	11.95	36.05	1.12	4.69	2.79	1.95	0.85	2.99	17.81
Be	0.33	0.32	0.82	0.88	1.17	0.91	0.44	17.28	12.42	27.62
Sc	2.52	6.01	3.89	2.56	5.03	2.92	4.11	0.37	0.47	0.60
Ti	44.41	73.19	33.54	124.29	56.36	104.06	92.80	41.50	33.56	84.20
V	15.99	50.60	8.72	24.63	13.33	11.12	14.15	15.33	24.03	9.52
Cr	757.72	865.45	703.43	1004.13	1185.43	733.96	478.96	27.97	8.37	5.49
Mn	521.78	646.63	589.12	635.39	1051.61	891.22	320.22	498.83	229.16	299.20
Co	52.89	59.61	46.40	49.24	50.51	54.03	54.42	1.63	1.33	1.29
Ni	976.48	1046.18	1017.26	1091.74	1218.19	686.73	899.93	10.02	12.33	10.06
Cu	1.83	0.99	0.90	1.65	1.83	10.95	3.00	1.80	1.00	4.20
Zn	25.18	60.57	103.97	88.70	129.97	156.09	14.66	159.48	46.07	58.85
Ga	1.97	5.88	0.56	1.02	0.55	1.02	0.63	1.36	0.88	1.63
Ge	1.03	1.02	0.68	0.56	0.54	0.62	0.82	0.54	0.87	1.07
Rb	0.56	0.76	0.99	9.43	1.46	3.94	0.88	2.81	2.04	13.20
Sr	7.37	7.00	9.54	29.23	13.80	10.41	10.43	33.25	21.09	11.48
Y	0.52	0.69	0.30	4.26	0.21	0.68	0.71	3.18	0.48	0.82
Zr	0.47	1.71	1.77	2.00	1.32	2.58	1.17	1.35	1.78	5.79
Nb	0.04	0.08	0.19	0.28	0.15	0.33	0.20	0.80	0.26	1.18
Mo	0.01	0.08	0.01	0.12	0.09	0.04	H.o.	0.09	0.04	0.01
Ag	0.03	0.05	0.04	0.05	0.05	0.06	0.05	0.64	0.03	0.08
Cd	0.06	0.03	0.32	0.25	0.14	0.25	0.05	0.68	0.04	0.03
Sn	0.22	H.o.	H.o.	0.11	0.39	0.36	0.08	0.43	H.o.	0.97
Sb	1.69	0.45	0.64	0.23	0.38	0.57	0.06	0.43	0.19	0.19
Te	0.04	0.04	0.02	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	H.o.	0.01
Cs	0.36	0.50	0.35	1.02	0.27	0.51	0.11	1.71	0.85	2.83
Ba	4.05	7.04	7.35	11.71	27.19	24.26	4.12	19.94	3.13	2.33
La	0.07	0.15	0.25	1.17	0.23	0.45	0.27	0.19	0.29	1.31
Ce	0.19	0.29	0.61	2.41	0.37	0.97	0.65	0.52	0.56	4.79
Pr	0.03	0.04	0.07	0.32	0.05	0.11	0.09	0.08	0.06	0.27
Nd	0.13	0.18	0.35	1.35	0.19	0.45	0.55	0.60	0.38	1.20
Sm	0.03	0.03	0.07	0.27	0.04	0.11	0.12	0.24	0.06	0.22
Eu	0.01	0.02	0.01	0.06	0.01	0.02	0.01	0.04	0.005	0.02
Gd	0.04	0.05	0.07	0.36	0.04	0.10	0.12	0.43	0.08	0.23
Tb	0.01	0.01	0.01	0.06	0.01	0.02	0.01	0.08	0.01	0.02
Dy	0.06	0.07	0.04	0.41	0.03	0.11	0.09	0.45	0.07	0.12
Ho	0.01	0.02	0.01	0.12	0.005	0.02	0.02	0.09	0.02	0.03
Er	0.04	0.08	0.04	0.46	0.02	0.07	0.07	0.26	0.04	0.07
Tm	0.01	0.02	0.01	0.08	0.004	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01
Yb	0.03	0.15	0.04	0.52	0.02	0.08	0.09	0.18	0.06	0.05
Lu	0.005	0.04	0.003	0.07	0.005	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Hf	0.01	0.09	0.06	0.09	0.05	0.07	0.04	0.03	0.05	0.08
Ta	H.o.	0.004	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03
W	0.04	0.04	0.14	0.07	0.04	0.21	0.07	0.41	0.40	0.50
Tl	H.o.	H.o.	H.o.	0.07	H.o.	0.01	H.o.	0.002	H.o.	0.04
Pb	0.32	0.31	0.89	1.26	1.10	3.31	1.09	106.82	4.85	2.48
Bi	0.01	0.003	0.004	0.02	0.002	0.003	0.002	0.05	0.01	0.01
Th	0.01	0.04	0.07	0.09	0.05	0.13	0.04	0.55	0.02	0.06
U	0.01	0.01	0.04	0.13	0.03	0.06	0.05	0.21	0.05	0.24

Примечание. H.o. — элемент не обнаружен. Месторождения: 1 — Парамское, 2 — Оспинское, 3 — Уланходинское; площади: 4 — Джидинская, 5 — Витимская. Определение выполнено методом ICP-MS (Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург). Аналитик Д.В. Киселева.

Таблица 3. **Изотопная характеристика минералов и пород нефритоносных площадей южного складчатого обрамления Сибирского крата**

№ п/п	Участок	Вмещающие породы	Анализируемый материал	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB	δD , ‰ SMOW
Апогипербазитовые проявления нефритов						
<i>Северное Забайкалье</i>						
1	Парамский массив	Серпентинизированный ультрабазит	Нефрит ²	6.13	—	-47.70
2			» ¹	9.46	—	—
3			» ¹	9.54	—	—
<i>Восточно-Саянский нефритоносный район</i>						
4	Оспинский	Серпентинизированный ультрабазит	Нефрит ¹	8.43	—	—
5			Серпентинит ²	4.67	—	-80.50
6	Уланходинский		Нефрит ²	7.95	—	—
7			» ²	7.95	—	-68.40
8			» ¹	8.34	—	—
9			» ¹	6.00	—	—
10			Тальк ¹	7.40	—	—
11			Горлык-гольский	Серпентинит ¹	6.70	—
12	» ²			5.98	—	-54.50
<i>Джидинский нефритоносный район</i>						
13	Хамар-худинский	Серпентинизированный ультрабазит	Нефрит ²	7.87	—	-72.80
14			» ¹	6.72	—	—
15			» ²	7.23	—	-83.80
16			Серпентинит ¹	6.49	—	—
Апокарбонатные проявления нефритов						
<i>Витимский нефритоносный район</i>						
17	Нижняя Олломи	Доломит	Доломит ¹	29.26	1.23	—
18			» ¹	26.65	6.70	—
19	Голубинское		» ¹	28.40	6.05	—
20			Новообразованный кальцит ¹	22.36	0.62	—
21	Кавоктинский, Н. Олломи, Голубинское (без привязки к участку)		Нефрит ²	-15.52	—	-119.30
22			» ¹	-16.80	—	—
23			» ²	-17.24	—	-178.50
24			» ¹	-15.51	—	—
25			» ¹	-14.95	—	—
26			» ²	-14.93	—	-133.20
27			» ²	-15.10	—	—
28			» ¹	-14.58	—	—
29			» ¹	-18.63	—	—
30			Кавоктинский	*Тремолит ¹	-17.33	—
31	» ¹			-20.02	—	—
32	» ¹			-17.24	—	—
Метаморфизованные известняки и доломиты						
33	Кавоктинский	Кальцифир	Диопсид ²	20.30	—	—
34			» ¹	22.30	—	—
35			*Тремолит ²	22.40	—	—
36			» ²	23.11	—	—
37	Китойский	*Тремолит ¹	16.04	—	—	
38	Хамар-худинский	Метаморфизованный известняк с тремолитом	Кальцит ¹	12.10	-1.26	—
39			» ¹	11.66	-3.00	—
40			» ¹	12.48	-3.35	—
Граниты Витимской нефритоносной площади						
41	Хайтинский	Гранит	Кварц ¹	4.16	—	—
42	Кавоктинский		» ¹	9.93	—	—

Примечание. ¹ Определение выполнено на масс-спектрометре Finnigan MAT 253 (Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ). Аналитик В.Ф. Посохов. ² Определение выполнено на масс-спектрометре Finnigan MAT 253 (Аналитический центр ДВГИ ДВО РАН, Владивосток). Аналитик Т.И. Веливецкая.

* В отличие от нефрита, в котором тремолит имеет спутанно-волокнистое строение, тремолиты имеют призматическое крупнозернистое строение.

Характерной особенностью последних является резко повышенная концентрация Cr, Co и Ni. Различия в содержаниях макрокомпонентов и примесных элементов в проявлениях апогипербазитовых нефритов незначительны.

ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

На проявлениях нефритов определен изотопный состав кислорода, углерода и водорода. Проанализировано более 40 проб минералов, слагающих эти породы, вмещающие их доломитовые и кальцитовые мраморы и серпентиниты. С целью установления природы апокарбонатных нефритов проведено также изучение амфиболсодержащих метаморфизованных карбонатных пород.

Полученные значения изотопных составов кислорода группируются в четыре кластера: а) апогипербазитовые нефриты и ассоциирующие с ними минералы, б) проявления апокарбонатных нефритов, в) минералы метаморфизованных карбонатных пород и г) кварц из гранитов, среди которых распространены останцы нефритсодержащих доломитов. Результаты этих исследований приведены в табл. 3.

Во всех апогипербазитовых проявлениях кислород близок к составам ультраосновных пород. В серпентинитах (см. табл. 3, ан. 5, 11, 12, 16) по сравнению с нефритами составы кислорода в целом аналогичны, хотя и несколько больше обогащены легким изотопом. Подобен серпентину и нефриту состав кислорода и в присутствующем в этих породах тальке (см. табл. 3, ан. 10). Значения δD в гидроксильной группе тремолита, слагающего нефрит, и серпентина также лежат в области ювенильного источника.

В другой изотопный кластер группируются значения $\delta^{18}O$ и δD апокарбонатных нефритов Витимской площади. Кислород их резко обогащен легким изотопом ($-14.6...-18.6\%$ $\delta^{18}O$ SMOW). При этом тремолит как спутанно-волокнистый (нефрит), так и пластинчатого габитуса в амфиболлизированных доломитах имеют идентичные составы (см. табл. 3, ан. 21—32). Деpletированность дейтерием ($-119.3...-178.5\%$ δD SMOW) водорода из гидроксильной группы, как и в случае с кислородом, подчеркивает главенствующую роль метеорного источника.

Вмещающие граниты, среди которых присутствуют останцы доломитов с проявлениями нефритов, не отличаются повышенной флюидонасыщенностью, нет в них и сколько-нибудь заметных признаков гидротермального изменения. Вместе с резким отличием изотопного состава кислорода в кварце из этих пород от состава в нефритах (см. табл. 3, ан. 41, 42) это не позволяет считать граниты в качестве возможного источника флюидов.

Иной состав кислорода у силикатных минералов (см. табл. 3, ан. 33—37) из метаморфизованных карбонатных пород (кальцифиров). Значения $\delta^{18}O$ в них, близкие к известнякам, свидетельствуют о контаминации кислородом замещаемых пород. На Хамар-Худинском участке кислород в кальците существенно облегчен (см. табл. 3, ан. 38—40), что является отражением их метаморфического преобразования.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Происхождению нефритов посвящено большое количество публикаций [Коржинский, 1955; Coleman, 1966; Tan et al., 1978; Leaming, 1978; Yui et al., 1988; Прохор, 1990; Cooper, 1995; Harlow, Sorensen, 2001, 2005; Liu et al., 2010, 2011]. Возникновение этих пород объяснялось в основном либо метаморфическими, либо метасоматическими процессами. Первоначально представления о генезисе нефрита рассматривались в рамках динамометаморфической гипотезы [Ячевский, 1897; Kalkowsky, 1906; Steinman, 1908], согласно которой нефрит является продуктом перекристаллизации близких к нему по составу пород. За исходную матрицу принимались амфиболиты [Ячевский, 1897], серпентиниты [Kalkowsky, 1906] либо пироксениты и амфиболиты [Богданович, 1894]. По [Leaming, 1978], нефрит, образовавшийся по серпентинитам, имеет метасоматическое происхождение, а апокарбонатный — метаморфическое. Апокарбонатный нефрит может возникнуть при метасоматических процессах, вызванных магматическими флюидами [Harlow, Sorensen, 2001].

В настоящее время наиболее признана гидротермально-метасоматическая гипотеза. Нефрит, по [Коржинский, 1955], представляет типичное контактово-реакционное образование, формирование которого происходит в результате взаимодействия гипербазита или доломита и богатой кремнеземом породы в присутствии гидротермального раствора. Часть сторонников этой гипотезы [Солоненко, 1959; Schuller, 1960] придавали большое значение тектоническому стрессу в образовании характерных для нефрита спутанно-волокнистых структур. Другие, вслед за А.А. Мамуровским [1918], считали, что тектоника способствует лишь образованию ослабленных зон — путей движения нефритообразующих растворов.

Относительно апогипербазитовых нефритов Восточной Сибири рассматривались варианты их сопряженности с серпентинизацией, родингитизацией [Колесник, 1966; Добрецов, Татаринов, 1983; Суту-

рин, Замалетдинов, 1984; Прохор, 1990], замещения амфиболитов [Гурулев, Шагжиев, 1973], а для апокарбонатных — гидротермально-метасоматического преобразования доломитов [Секерин, Секерина, 1986]. Наибольшие разночтения у исследователей связаны с оценкой источника флюидов.

Многими исследователями основная роль в происхождении нефритов и родингитов отводится растворам, участвующим в серпентинизации гипербазитов [Колман, 1979]. Ю.Н. Колесник [1966] эти растворы связал с магматическим очагом, давшим ультраосновную магму. Они вызвали образование родингитов и альбитизацию основных пород, а с понижением температуры — появление тремолит-талковой ассоциации и затем — серпентинитов.

Возникновение апогипербазитовых нефритов, согласно [Сутурин, Замалетдинов, 1984], является результатом инфильтрационно-диффузионного метасоматоза по микроантигоритовым серпентинитам на контакте с апогаббровыми или апогранитными метасоматитами.

Происхождение апокарбонатного нефрита Витимской горной страны связывается с метасоматическим преобразованием карбонатных толщ в контактах с гранитоидами [Грудинин, Секерин, 1977; Секерин, 1979; Татаринов и др., 1980; Сутурин, Замалетдинов, 1984]. Было предположено, что флюиды представляли гидротермальные растворы, выделившиеся из гранитов.

Предложенные модели образования нефритов Восточной Сибири исходили из составов замещающих пород, дополненных логическими построениями относительно источников флюидов. Для апогипербазитовых нефритов были предположены источники как собственно материнские, так и вовлеченные из внешних резервуаров. В числе последних указывались воды метаморфогенного происхождения [Добрецов, Татаринов, 1983], метеорные глубинной циркуляции [Прохор, 1990], связанные с гранитами [Секерин, Секерина, 1986]. Перечисленные варианты не были поддержаны реальными доказательствами и, в частности, изотопными исследованиями.

В водосодержащих минералах (к которым относятся и амфиболы) часть кислорода входит в кремнекислородную ячейку (позиция Т), другая — зафиксирована в гидроксильной группе (позиция ОН). Первый обычно наследуется из замещаемого субстрата. А так как замещаемая порода далеко не всегда содержит достаточные количества воды, логичным представляется привнос ее 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; Yui, Kwon, 2002; Liu et al., 2011a,b]. Они показали, что в формировании нефритов, так же как и в случаях с серпентинитами, участвовали воды различных источников. В рассматриваемом нами регионе такого специализированного изучения нефритовых проявлений, а также вмещающих пород, не проводилось, и потому проблема источников флюидов пока еще остается нерешенной.

Исследования показали, что в апогипербазитовых нефритах кислород относительно близок к составам ультраосновных пород. В целом подобные изотопные характеристики кислорода установлены в проявлениях апогипербазитовых нефритов других регионов [Yui, Kwon, 2002; Liu et al., 2011a,b]. В них при относительной гомогенности составы кислорода также лежат в границах магматических и метаморфических вод (рис. 3).

Полученные значения все же не позволяют на основании только изотопно-кислородных данных однозначно оценить источник флюидов. Связано это с тем, что мы пока не можем оценить 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 (см. табл. 3), так же как в случае с кислородом, достаточно компактно концентрируются в контурах магматического источника флюидов (см. рис. 3). 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, хотя и остается пока невыясненным источник кальция.

В другой изотопный кластер группируются значения $\delta^{18}O$ и δD апокарбонатных нефритов Витимской площади. Резкая обогащенность легким кислородом ($-14.6...-18.6\text{‰ } \delta^{18}O$ SMOW) определенно указывает на его метеорное происхождение. Высокая деплетированность дейтерием ($-119.3...-178.5\text{‰ } \delta D$ SMOW) гидроксильной группы, как и в случае с кислородом, подчеркивает главенствующую роль метеорного источника.

Неординарность изотопных характеристик апокарбонатных нефритов заключается в том, что несмотря на то, что замещались доломиты с изотопно-тяжелым кислородом ($24-28\text{‰ } \delta^{18}O$, см. табл. 3,

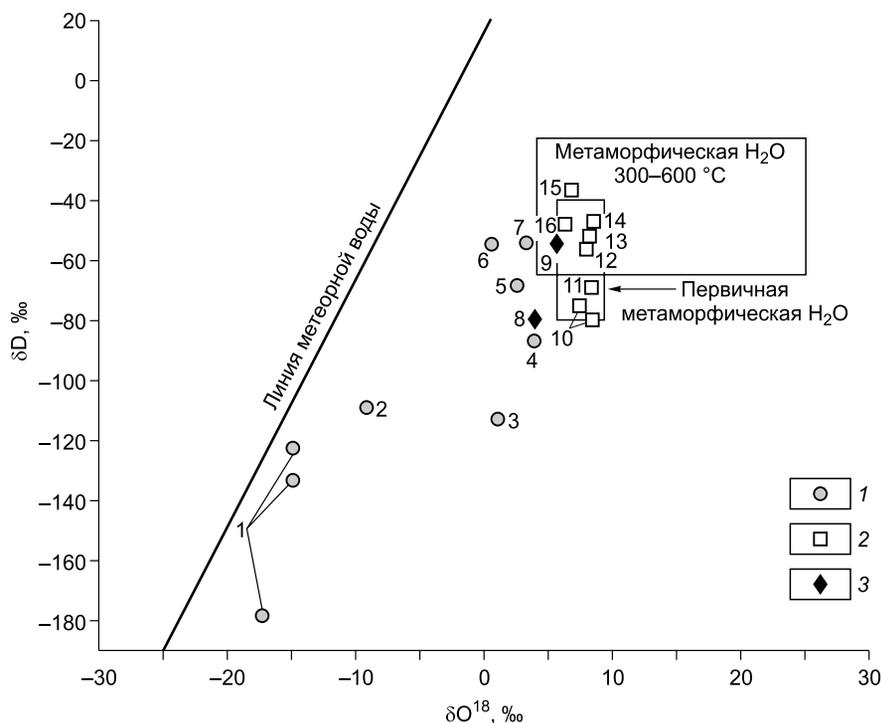


Рис. 3. Диаграмма составов δD и $\delta^{18}O$ в апокарбонатных (1), апогипербазитовых нефритах (2) и серпентинитах (3) Восточно-Сибирской нефритоносной провинции и других регионов.

Поля составов вод, по [Тейлор, 1977]. Месторождения: 1 — Витимская площадь, 2 — Чунчен (Chuncheon), Корея, 3 — Туркестан (Turkestan), Китай, 4 — Аламаз (Alamas), Китай, 5 — Каракач (Karakach) и Юрункач (Yurungkach), Китай, 6 — Вайоминг (Wyoming), США, 7 — Ковел (Cowell), Австралия, 8 — Оспинское, 9 — Горлыкгольское, 10 — Хамар-Худинское, 11 — Уланходинское, 12 — Ред Маунтин (Red Mountain), Новая Зеландия, 13 — Огден (Ogden), Канада, 14 — Шулапс Рендж (Shulaps Range), Канада, 15 — Чара, 16 — Парамское. Проявления: 2—3, 6—7, 12—15, по [Yui, Kwon, 2002], 4 — по [Liu et al., 2011a], 5 — по [Liu et al., 2011a].

ан. 17—19), в нефрите кислород резко обогащен легким изотопом (от -14.6 до -18.6 ‰ $\delta^{18}O$), аналогичным составу метеорных вод.

Механизм образования этих нефритов представляется следующим образом. Исходя из баланса вещества, в область минералообразования были привнесены в основном кремнезем и вода. В процессе декарбонатизации из замещаемых пород заимствовались Ca и Mg, а кислород в составе углекислоты выносился за пределы участков минералообразования. Этот механизм может быть описан реакцией: $5CaMg[CO_3]_2 + 8SiO_2 + H_2O = Ca_2Mg_5[Si_8O_{22}](OH)_2 + 3CaCO_3 + 7CO_2$. Появившийся в результате реакции избыток кальция взаимодействовал с выделившейся углекислотой и зафиксировался в новообразованном кальците, который слагает вкрапленность, агрегатные скопления и прожилковидные выделения в нефрите и доломите. Изотопные составы его кислорода (22.36 ‰ $\delta^{18}O$) и углерода (0.62 ‰ $\delta^{13}C$) (см. табл. 3, ан. 20) предполагают утилизацию углекислоты, освободившейся при декарбонатизации доломита.

Предположение исследователей [Секерин, Секерина, 1986] о том, что источником флюидов явились граниты, среди которых рассеяны останцы карбонатных пород, не подтверждается. Свидетельством этого служит изотопно-тяжелый кислород из кварца этих пород и то, что в самих гранитах не отмечается сколько-нибудь заметных гидротермальных изменений. Можно полагать, что роль гранитов ограничилась созданием механизма рециклинга метеорных вод под действием тепла магматического очага.

Относительная близость к согласованным с эмпирической формулой Х. Крейга [Craig, 1961] изотопных составов кислорода и водорода свидетельствует о незначительной трансформации метеорных вод и их контаминации тяжелыми изотопами, что может быть связано с их быстрым поступлением в область минералообразования.

В настоящее время в мире известно немного проявлений апокарбонатных нефритов [Yui, Kwon, 2002; Liu et al., 2011a,b]. Среди них изотопную близость к Витимским имеет месторождение Чунчен (Южная Корея). Его нефриты имеют отрицательные значения величин $\delta^{18}O$ (-7.9 ... -9.9 ‰). В них же

отмечается деплетированность дейтерием, близкая к метеорным водам (см. рис. 3). В других апокарбонатных проявлениях значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD расположены в поле формационных вод. Предполагается [Liu et al., 2011a,b], что они вместе с углекислотой, возникшей при декарбонатизации доломита, представляли собой смесь магматогенных и метеорных вод.

Иные изотопные характеристики имеют минералы из метаморфизованных карбонатных пород (см. табл. 3, ан. 33—40). В силикатных минералах изученных проявлений кислород в одном случае наследовался из вмещающей карбонатной матрицы (см. табл. 3, ан. 33—36), в другом случае в образовании тремолита и преобразованного карбоната фиксируется также участие формационных вод с разным соотношением метаморфогенного и метеорного источника (см. табл. 3, ан. 37—40).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Флюидная фаза апогипербазитовых нефритов была мобилизована из серпентинитов при метаморфизме. Это согласуется с механизмом, предложенным [Добрецов, Татаринев, 1983], согласно которому ответственным за процессы серпентинизации, родингитизации и нефритообразования является региональный метаморфизм.

2. В апокарбонатных нефритах Витимской площади фиксируется исключительно метеорный источник воды. Роль гранитов, которым приписывался источник флюидов, ограничилась созданием механизма рециклинга этих вод.

3. Кислород в минералах из метаморфизованных карбонатных пород был задействован из замещающей матрицы с участием в ряде случаев формационных вод.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ 12-05-31001 мол_а.

ЛИТЕРАТУРА

Богданович К.И. О сибирских нефритах // Зап. Импер. СПб минер. об-ва. Протоколы заседания, 1894, с. 420.

Грудинин М.И., Секерин А.П. Новый тип нефритовых месторождений Средне-Витимской горной страны // Минералы и минеральные ассоциации Восточной Сибири. Иркутск, Вост.-Сиб. изд-во, 1977, с. 172—178.

Гурулев С.А., Шагжиев К.Ш. Геология и условия образования Парамского месторождения нефрита в Восточной Сибири // Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М., Наука, 1973, с. 234—244.

Добрецов Н.Л., Татаринев А.В. Жадеит и нефрит в офиолитах. Новосибирск, Наука, 1983, 126 с.

Замалетдинов Р.С., Яншин И.С. Геологические особенности и условия формирования Восточно-Саянских месторождений нефрита // Разведка и охрана недр, 1971, № 8, с. 15—17.

Замалетдинов Р.С., Сутурин А.Н. Уланходинское месторождение нефрита (Восточный Саян) // Сов. геология, 1974, № 9, с. 90—98.

Зернин Н.Л., Чернышев А.И., Гончаренко А.И. Джидинские месторождения нефрита // Геохимические поиски самоцветов. Новосибирск, Наука, 1990, с. 116—132.

Киселева О.Н., Жмодик С.М., Дамдинов Б.Б., Агафонов Л.В., Белянин Д.К. Состав и эволюция платинометалльной минерализации в хромитовых рудах ильчирского офиолитового комплекса (Оспино-Китойский и Харанурский массивы, Восточный Саян) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 333—349.

Колесник Ю.Н. Нефриты Сибири. Новосибирск, Наука, 1966, 150 с.

Колман Р.Г. Офиолиты. М., Мир, 1979, 262 с.

Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—456.

Летников Ф.А., Секерин А.Н. Особенности состава и генезиса нефритов Саяно-Байкальской горной области // Минералогия и генезис цветных камней Восточной Сибири. Новосибирск, Наука, 1983, с. 96—103.

Мамуровский А.А. Месторождение нефрита на горе Бикиляр. Вып. 5. М., Литогео, 1918, 52 с.

Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изох А.Э., Подлипский М.Ю., Орсов Д.А., Колотилина Т.Б. Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской докембрийской металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (11), с. 1689—1704.

Прохор С.А. Основные факторы нефритообразования и геологические условия становления нефритоносных ультрабазитовых комплексов Восточного Саяна // Зап. ВМО, 1990, вып. 6, с. 33—45.

- Секерин А.П.** К вопросу об условиях образования нефрита // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1979, № 9, с. 90—95.
- Секерин А.П.** Нефрит Горлыкгольского месторождения в Восточном Саяне // Минералогия и генезис цветных камней Восточной Сибири. Новосибирск, Наука, 1983, с. 103—110.
- Секерин А.П., Секерина Н.В.** Генетические особенности светлоокрашенных нефритов Средне-Витимской горной страны // ДАН СССР, 1985, т. 284, № 1, с. 193—196.
- Секерин А.П., Секерина Н.В.** Петрология гранитов на месторождениях светлоокрашенного нефрита Средне-Витимской горной страны // Геология и геофизика, 1986 (12), с. 36—43.
- Секерин А.П., Секерина Н.В.** Нефриты и их распространение в Южной Сибири // Байкальская Сибирь в древности. Иркутск, Изд-во ИГПУ, 2000, вып. 2, ч. 1, с. 146—160.
- Секерин А.П., Секерина Н.В., Меньшагин Ю.В., Лашенов В.А.** Принципы прогнозирования нефритоносных областей // Отечественная геология, 1997, № 5, с. 42—46.
- Секерина Н.В.** Условия локализации месторождений апокарбонатного нефрита Средне-Витимской горной страны // Геология и геофизика, 1988 (11), с. 106—112.
- Секерина Н.В.** Петрология нефритовых месторождений юга Сибири // ДАН, 1993, т. 329, № 4, с. 493—496.
- Солоненко В.П.** Цветные и поделочные камни Восточной Сибири // Труды Иркутского ун-та, Сер. геол., 1959, т. 14, вып. 4, с. 41—55.
- Сутурин А.Н., Замалетдинов Р.С.** Нефриты. Новосибирск, Наука, 1984, 150 с.
- Сутурин А.Н., Парадина Л.Ф., Зернин Н.Л.** Минералы метасоматитов Джидинских месторождений нефритов // Геохимические поиски самоцветов. Новосибирск, Наука, 1990, с. 133—149.
- Татаринов А.В.** Камнесамоцветные формации и генезис цветных камней Сибири: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, 1994, 54 с.
- Татаринов А.В., Кизияров Г.П., Завьялова Л.Л., Брандт С.Б.** Рудные минералы и особенности происхождения месторождений жадеитов и нефритов в ультрабазитах Сибири // Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 2, с. 434—438.
- Тейлор Х.П.** Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М., Мир, 1977, с. 213—298.
- Ячевский Л.А.** О результатах работ в Восточном Саяне, о микроструктуре нефрита и его генезисе // Зап. Минерал. об-ва, 1897, ч. 35, вып. 1, с. 13—27.
- Coleman R.G.** New Zealand serpentinite and associated metasomatic rocks // Bull. New Zealand Geol. Surv., 1966, v. 76, p. 102.
- Cooper A.F.** Nephrite and metagabbro in the Haast Schist at Muddy Creek, Northwest Otago, New Zealand // New Zealand J. Geol. Geoph., 1995, v. 38, p. 325—332.
- Craig H.** Isotopic variations in meteoric waters // Science, 1961, v. 133, p. 1702—1703.
- Harlow G.E., Sorensen S.S.** Jade: Occurrence and metasomatic origin. Extended abstract from International Geological Congress // The Australian Gemmologist, 2001, v. 21, p. 7—10.
- Harlow G.E., Sorensen S.S.** Jade (nephrite and jadeitite) and serpentinite: metasomatic connections // Int. Geol. Rev., 2005, v. 47, p. 113—146.
- Kalkowsky E.** Geologie des Nephrites im südlichen Ligurien // Z. Deutsch. Geol. Ges. Berlin, 1906, v. 58, p. 307.
- Leaming S.F.** Jade in Canada. Geol. Surv. Canada Pap., 1978, p. 1—59.
- 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 // Res. Geol., 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 Geol. Rev., 2011a, 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 // J. Asian Earth Sci., 2011b, v. 42, p. 440—451.
- Schuller A.** Das jadeite problem vom petrogenetischen und mineralfaziellen standpunkt // Neues Jb. Miner., 1960, Bd. 94, H. 2, S. 1295—1308.
- Steinman G.** Eine Eustehung des Nephrits in Ligurien und die Schwellungs metamorphose. Sitzungberichte der hiederrhein // Gesel. Fur Natur und Heilkunde, 1908, Bd 13 (januar).
- 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.
- 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.

- Yui T.-F., Kwon S.-T.** Origin of a dolomite-related jade deposit at Chuncheon, Korea // *Econ. Geol.*, 2002, v. 97, p. 593—601.
- Yui T.-F., Yeh H.-W., Lee C.W.** Stable isotope studies of nephrite deposits from Fengtian, Taiwan // *Geochim. Cosmochim. 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 // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1990, v. 54, p. 1417—1426.

*Рекомендована к печати 11 июня 2014 г.
В.В. Ревердатто*

*Поступила в редакцию 10 октября 2013 г.,
после доработки — 2 июня 2014 г.*