

УДК 552.321.6:550.93(571.52)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И ВЕЩЕСТВЕННОМ СОСТАВЕ КАРА-ОССКОГО ПЕРИДОТИТ-ПИРОКСЕНИТ-ГАББРОНОРИТОВОГО МАССИВА (ТУВА)

Монгуш А.А.

*ФГБУН «Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов» СО РАН, Кызыл,
e-mail: amongush@inbox.ru*

Возраст Кара-Осского массива составляет $437,2 \pm 4,2$ млн л. (по амфиболу из вебстерита М-47-98). Этот возраст не намного меньше Ar-Ar возраста, расположенного в 45 км к юго-востоку Шуйского габбродного массива – $449 \pm 4,2$ млн л. Более ранние исследования показали, что около 450 млн лет назад при участии повышенного теплового потока, связанного с внедрением мантийных расплавов, шло масштабное формирование кислых расплавов, запечатавших в позднем ордовике Каахемский полихронный батолит. Вместе с тем полученная нами датировка свидетельствует об активности мантийного магматизма не только в позднем ордовике, но и в раннем силуре тоже. Однако отсутствие масштабных проявлений раннесилурийского магматизма на территории Тувы указывает на локальный характер магматизма в это время. Вероятно, образование Кара-Осского перидотит-габбродного массива было связано с тектонической активизацией Каахемского рифта, в пределах которого расположен данный массив. Геохимические и изотопные данные для раннесилурийского Кара-Осского массива указывают на присутствие в его мантийном источнике определенной доли как обогащенного, так и деплетированного мантийного источника, при этом последний мог быть модифицирован надсубдукционными флюидами. Для образца М-47-98 значения параметра $\epsilon Nd(T) = +3,0$, что является отражением более высокой доли обогащенной радиогенным Nd мантии, поставщиком которой, вероятнее всего, был мантийный плюм. Однако причиной плавления мантийных источников скорее всего являлся не плюм, поскольку ранний силур Тувы почти амагматичен, а декомпрессия, обусловлена трансформно-сдвиговой деформацией Каахемского рифта в раннем силуре.

Ключевые слова: пироксениты, габброиды, Ar-Ar возраст, геохимия, мантийный магматизм, Тува

NEW DATA ON THE AGE AND MATERIAL COMPOSITION OF THE KARA-OS PERIDOTITE-PYROXENITE-GABBRONORITE MASSIF (TUVA)

Mongush A.A.

*Tuvian Institute for Exploration of Natural Resources of the Siberian Branch of the RAS, Kyzyl,
e-mail: amongush@inbox.ru*

Ar-Ar age of the Kara-Os massif is 437.2 ± 4.2 Ma (amphibole of websterite M-47-98). This age is not much younger than the age of the Shui gabbroid massif located 45 km to the Southeast – 449 ± 4.2 Ma. Earlier studies showed that about 450 Ma with the participation of increased heat flow associated with the introduction of mantle melts, there was a large-scale formation of acid melts, sealed in the O_3 Kaachem polychronous batholith. At the same time, the dating obtained by us testifies to the activity of mantle magmatism not only in the O_3 , but also in the S_1 . However, the absence of large-scale manifestations of S_1 magmatism on the territory of Tuva indicates the local nature of magmatism at this time. Probably, the formation of the Kara-Os massif was associated with the tectonic activation of the Kaachem rift, within which the massif is located. Geochemical and isotopic data for the Kara-Os massif indicate the presence in its mantle source of a certain proportion of both enriched and depleted mantle source, while the latter could be modified by suprasubduction fluids. The sample M-47-98 is $\epsilon Nd(T) = +3.0$, which is a reflection of a higher proportion of the radiogenic Nd-enriched mantle, the supplier of which was most likely the mantle plume. However, the reason for the melting of mantle sources was most likely not the plume, since the S_1 of Tuva is almost amagmatic, but the decompression caused by the transform-shear deformation of the Kaachem rift in the Early Silurian.

Keywords: pyroxenites, gabbroids, Ar-Ar age, geochemistry, mantle magmatism, Tuva

На территории Тувы широко распространены перидотит-габбровые массивы разного возраста и геодинамической позиции, которые, как оказалось, могут не иметь значимых различий в вещественном составе. Например, островодужный Ирбитейский массив – 539 ± 6 млн л. [1], синколлизийные Калбакдагский – $486 \pm 6,4$ млн л. [2], Мажалыкский – $478 \pm 1,4$ млн л. [3] и Булкинский – 465 ± 5 млн л. [4] массивы, постколлизийный Шуйский массив – $449 \pm 4,2$ млн л. [5] – все они характеризуются надсубдукционными геохимическими характеристиками (Ta-Nb отрицательные

аномалии на спайдерограммах) и низкими в целом концентрациями несовместимых элементов. Это объясняют тем, что в случае постостроводужных массивов процесс субдукции уже прекратился, однако геохимические особенности мантии остались прежними, а значит, образовавшиеся в этих условиях расплавы наследовали геохимические особенности, характерные для островодужных пород [4]. Предполагается, что геохимическое сходство с островодужными образованиями может быть обусловлено вовлечением в процессы плавления метасоматизированного надсубдукционного

мантийного клина под влиянием плюмового источника [3]. Выявление вещественного вклада плюма в родоначальный расплав является сложной задачей, поэтому только определение возраста перидотит-габбровых массивов дает возможность соотнести их формирование с тектонической историей региона и оценить таким образом геодинамические условия их образования.

Цель работы: выявление возраста Кара-Осского перидотит-пироксенит-габброноритового массива, уточнение особенностей его вещественного состава и оценка геодинамических условий его образования.

Материалы и методы исследования

В пределах этого массива отобрано и изучено под петрографическим микроскопом 25 образцов. Петрохимические данные получены методом РФА в ИГМ СО РАН. Содержания микроэлементов определялись методом ICP-MS в ИГМ СО РАН. Изотопные составы Sm и Nd были измерены П.А. Серовым в ГИ КНЦ РАН на масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ). Геохронологические $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования возраста данного массива проведены в ИГМ СО РАН А.В. Травиным.

Расположение и геологическое строение массива. Кара-Осский массив, расположенный в 90 км на восток-северо-восток от г. Кызыл, является составной частью структурно-вещественных комплексов Каахемской подзоны Восточно-Тувинской задуговой зоны Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы ранних каледонид [1]. Комплексы Каахемской подзоны представлены осадочно-вулканогенной харальской свитой и задуговыми офиолитами [6, 7]. Кара-Осский интрузивный массив, являясь полигенным, включает в себя, по данным ГС-50000 П.Ф. Ковалева, монцодиориты зубовского комплекса (возраст петротипного Зубовского массива 512 ± 2 млн л. [8, 9]), габбро-гранитоидная серия [10], возраст плагиогранитов которых составляет 490 ± 3 млн л. [8, 9]), а также, в центральной части массива, перидотит-пироксенит-габброноритовый комплекс, являющийся объектом нашего исследования. Последний далее нами называется Кара-Осским перидотит-пироксенит-габброноритовым массивом, который является составной частью одноименного полигенного интрузивного ареала.

Коренные выходы Кара-Осского перидотит-габбрового массива приурочены к осевой части водораздельной гряды между двумя ручьями в истоках р. Малое Копто,

а также к водоразделу Малое-Копто – Кара-Ос. Этот массив образует вытянутое в восток-северо-восточном направлении тело размерами $\sim 1 \text{ км} \times 0,2\text{--}0,3 \text{ км}$. Большую часть его составляют габбронориты (рис. 1), как правило массивные, иногда со слабо проявленной трахитоидностью, а также такситовые, обусловленные скоплениями темноцветных минералов размерами до 3–4 см. В северо-восточной части перидотит-пироксенит-габброноритового массива, в скальных выходах водораздельных гряд на перевале Малое Копто – Кара-Ос обнажены чередующиеся участки габброноритов, клинопироксенитов, вебстеритов и их оливиновых разновидностей, а также верлиты. В небольшом количестве представлены также габбро и нориты, редко – ортопироксениты. В строении данного массива также принимают участие, по-видимому, и роговообманково-флогопитовые меланогаббронориты, обнаруженные в крупных делювиальных обломках. Контакты габброидов и окружающих их гранитоидов задернованы.

Петрографические особенности. Габбронориты (Pl – около 40 об. %, Сrx и Орх – примерно по 30 об. %) – наиболее распространенные породы массива. Они достаточно однообразны как по внешнему облику, так и по составу и структуре. Иногда в них наблюдается трахитоидность, обусловленная ориентированным расположением зерен плагиоклаза, совпадающим с направлением трещин и плитчатой отдельности пород. Габбронориты обычно имеют своеобразный цвет, вызванный лилово-розоватой окраской плагиоклаза (андезина). На контактах породобразующих минералов встречается мелкий, до 0,3 мм, флогопит в количестве $\sim 1\text{--}2$ об. %. Плагиоклаз иногда содержит единичные мелкие зерна апатита. Рудные минералы представлены магнетитом и ильменитом (до 5 об. %).

Вебстериты имеют массивную, нередко неравномернoзернистую текстуру, средне- и крупнозернистую, панидиоморфную, пойкилитовую структуры. Кристаллы пироксенов характеризуются одинаковым идиоморфизмом, клино- и ортопироксены содержатся в сопоставимых количествах. Клинопироксен в большинстве случаев окружен каймами зеленовато-бурой роговой обманки, ортопироксен частично замещается серпентином и тальком. Реже наблюдаются клино- и ортопироксениты с панидиоморфнозернистой структурой. В интерстициях присутствуют мелкие зерна роговой обманки.

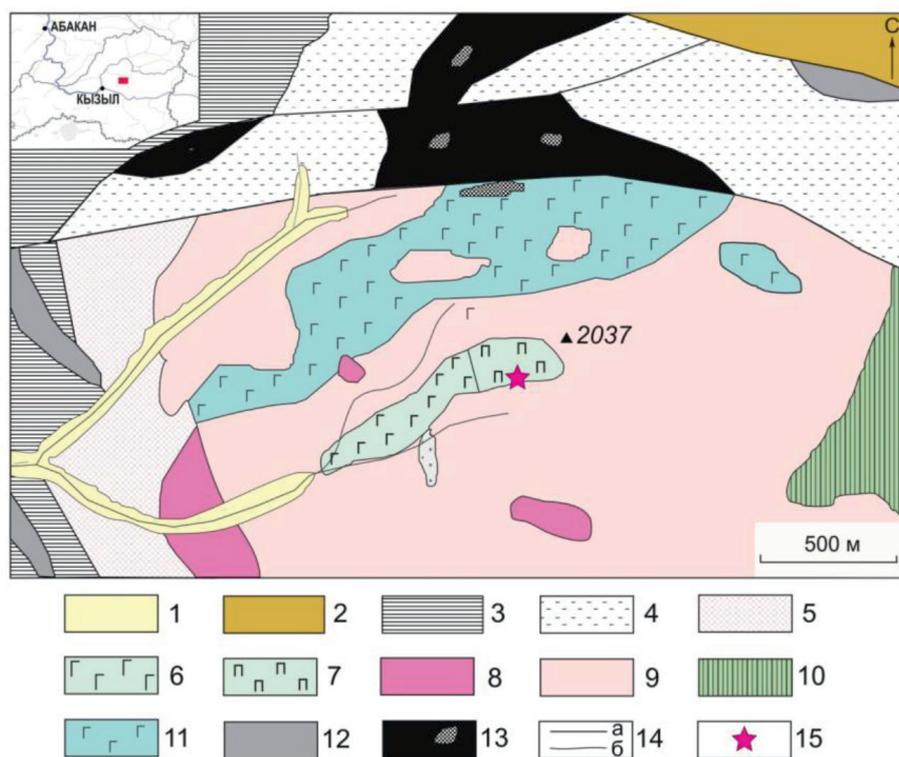


Рис. 1. Схема геологического строения северо-западной части Кара-Осского полигенного интрузивного ареала. 1 – четвертичные отложения; 2 – девонские осадочно-вулканогенные отложения; 3 – нижнекембрийские меланж-олистостромовые образования тапсинской толщи: песчаники, алевролиты, известняки, базальты, кремни, черные сланцы; 4 – венд-нижнекембрийские осадочно-вулканогенные образования харальской свиты: сланцы, метапорфириты, кварциты, мраморизованные известняки; 5 – роговики, ороговикованные породы; 6–11 – Кара-Осский полигенный интрузивный ареал, в том числе раннесилурийский Кара-Осский перидотит-пироксенит-габброноритовый массив (6–7): 6 – габбронориты, 7 – габбронориты, вебстериты, верлиты, роговообманково-флогопитовые меланогаббронориты, позднекембрийские (8–10): 8 – аплиты, 9 – диориты, тоналиты, кварцевые диориты, плагиограниты, 490 ± 3 млн л. [8, 9], 10 – габбро, 11 – раннекембрийские монцодиориты зубовского комплекса; 12–13 – офиолиты: 12 – габбро, 13 – гипербазиты с (более поздними?) линзами пироксенитов, 14 – разломы (а) и геологические границы (б); 15 – точка отбора образца М-47-98 для геохронологических исследований

В верлитах оливин на 60% замещен жилковато-петельчатым лизардитом, а также боулингитом, образующим псевдоморфозы. Оливин образует как более крупные зерна, обуславливающие гипидиоморфно-зернистую структуру породы, так и пойкилитовые включения в широкопризматических кристаллах пироксенов. В оливине содержатся мелкие зерна хромшпинели.

В роговообманково-флогопитовых меланогабброноритах крупные зерна (до 1,5 см в диаметре) красновато-бурого флогопита создают порфиробластовую структуру этих пород. Эти минералы содержат пойкилитовые

включения пироксенов и плагиоклаза, реже оливина. На контактах зерен клино- и ортопироксена развиваются каймы зеленой уралитовой роговой обманки. Плагиоклаз содержит вроски мелких кристаллов клинопироксена. Из акцессорных минералов в этой породе встречаются магнетит, ильменит, апатит, иногда окисленные сульфиды. Видимо, именно эти породы в пределах Кара-Осского полигенного массива были описаны следующим образом: «амфиболитизированные грубозернистые разности меланократовых габбро иногда имеют облик метасоматических горнблендитов» [10, с. 118].

Петрогеохимические особенности. Породы Кара-Осского перидотит-пироксенит-габброноритового массива отличаются низкими содержаниями TiO_2 , K_2O , P_2O_5 и низким суммарным количеством редкоземельных элементов (РЗЭ) – 4,4–20,4 г/т (табл. 1). Для габброидов характерны выпуклые спектры РЗЭ, обусловленные относительной обогащенно-

стью средних РЗЭ по сравнению с легкими и тяжелыми РЗЭ: $La_n/Sm_n = 0,5-1,0$, $Gd_n/Yb_n = 1,3-1,4$, $La_n/Yb_n = 0,6-1,0$, повышенные содержания крупноионных литофилов относительно высокозарядных элементов ($Ba_n/La_n = 3,7-15,4$), отрицательная Nb и положительная Pb и Sr аномалии на нормированных к хондриту и примитивной мантии спектрах (рис. 2).

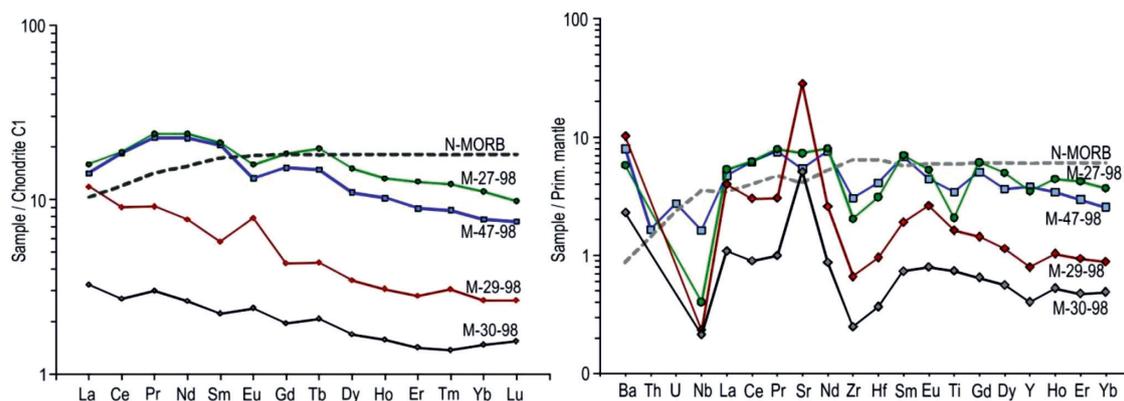


Рис. 2. Нормированные к хондриту C1 и примитивной мантии спектры распределения микроэлементов в породах Кара-Осского массива: M-27-98, M-29-30 – габбронорит, M-30-98 – верлит, M-47-98 – плагиоклаз-роговообманковый вебстерит

Таблица 1

Содержания петрогенных элементов (мас. %) и микроэлементов (г/т) в породах Кара-Осского перидотит-пироксенит-габброноритового массива

№ обр.	M-27-98	M-29-98	M-30-98	M-47-98
Порода	гн	гн	вер	веб
1	2	3	4	5
SiO ₂	51,92	49,48	43,52	50,38
TiO ₂	0,45	0,35	0,16	0,74
Al ₂ O ₃	4,96	16,78	1,02	5,32
Fe ₂ O ₃	10,89	8,76	15,01	8,13
MnO	0,22	0,17	0,23	0,16
MgO	15,56	9,61	35,48	15,96
CaO	14,41	11,83	3,31	16,88
Na ₂ O	1,00	1,34	0,08	0,87
K ₂ O	0,13	0,00	0,00	0,21
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,04
П.п.п.	0,44	0,86	0,30	1,34
Сумма	99,99	99,50	99,50	100,03
Rb	0,75	0,57	0,41	1,93
Ba	41,65	73,08	16,63	57,47
Th	–	–	–	0,15
U	–	–	–	0,06
Nb	0,30	0,17	0,16	1,20
Ta	0,04	0,02	0,03	<0,1
La	3,88	2,89	0,79	3,44

Окончание табл. 1				
1	2	3	4	5
Ce	11,75	5,71	1,70	11,62
Pr	2,21	0,85	0,28	2,10
Sr	160,4	615,2	111,9	118,7
Nd	11,25	3,62	1,23	10,60
Zr	23,55	7,64	2,87	35,08
Hf	0,99	0,31	0,12	1,30
Sm	3,23	0,87	0,34	3,12
Eu	0,91	0,45	0,14	0,76
Gd	3,71	0,87	0,39	3,08
Tb	0,65	0,14	0,07	0,49
Dy	3,79	0,86	0,42	2,77
Y	16,38	3,71	1,89	17,83
Ho	0,74	0,17	0,09	0,57
Er	2,09	0,46	0,23	1,47
Tm	0,31	0,08	0,03	0,22
Yb	1,84	0,44	0,24	1,28
Lu	0,25	0,07	0,04	0,19

Примечания: *гн* – габбронорит, *пл.-р.о.* – плагиоклаз-роговообманковый. Прочерк – элемент не определялся.

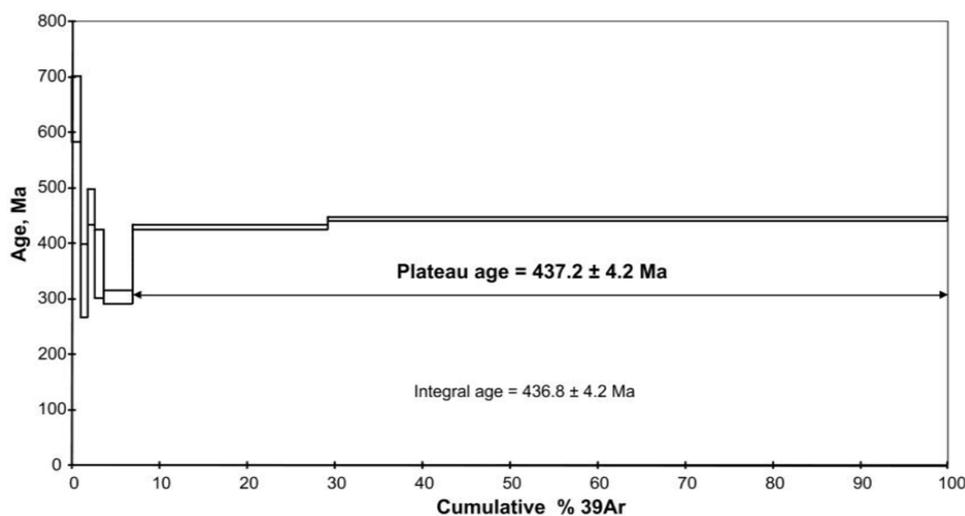


Рис. 3. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектр роговой обманки из плагиоклаз-роговообманкового вебстерита, обр. М-47-98

Изотопно-геохронологические исследования. Для определения возраста пород Кара-Осского перидотит-пироксенит-габброноритового массива $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом исследовалась монофракция пойкилитовой роговой обманки из образца М-47-98 плагиоклаз-роговообманкового вебстерита. Образец М-47-98 имеет следующий состав: клинопироксен – 50%, гиперстен – 30%, роговая обманка – 10%, основной плагиоклаз – 10%, единичные знаки магнетита. Текстура породы шпировая,

пятнистая, обусловленная обособлением мелкозернистых агрегатов с размерностью зерен < 1 мм клинопироксен-плагиоклазового состава (размер шпиров до 10 мм) и обособлений (тёмных пятен) роговой обманки до 15 мм. Структура неравнозернистая (размер зерен от 0,2 до 2,0 мм), гипидиоморфнозернистая, паналлотриоморфнозернистая в сочетании с пойкилитовой – ойкокристаллы роговой обманки до 10 мм, хадакристаллы клинопироксена 0,2–0,5 мм.

Таблица 2

Sm-Nd изотопные данные для вебстерита Кара-Осского массива

№ образца	Возраст, млн л.	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Err	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$
M-47-98	437	3,32	11,20	0,179439	0,512742	6	3.0

Согласно полученным данным в возрастном спектре роговой обманки наблюдается устойчивое плато с рассчитанным значением $T = 437,2 \pm 4,2$ млн лет (рис. 3), которое можно принять за возраст кристаллизации вебстерита (обр. M-47-98).

Sm-Nd изотопные исследования. По данным Sm-Nd изотопных исследований, образец M-47-98 характеризуется низким положительным значением параметра $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +3.0$ (табл. 2).

Результаты исследования и их обсуждение

На нормированных к примитивной мантии спектрах для образцов из Кара-Осского перидотит-пироксенит-габброноритового массива присутствуют отрицательные аномалии Nb, Zr, Hf, Ti, Y и положительные аномалии Ba, Sr (рис. 2), что может свидетельствовать о наличии в мантийных источниках этих пород субдукционного компонента. Этот компонент мог образоваться в поздневендско-раннекембрийскую эпохи субдукции океанической коры в данном сегменте каледонид Тувы и сохраняться в течение продолжительного времени [3, 4, 11], вплоть до выплавления магм, из которых образовались габброиды Кара-Осского массива.

Первично-магматическая природа роговой обманки и довольно устойчивое плато в $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектре роговой обманки из образца M-47-98 на уровне $437,2 \pm 4,2$ млн л. дают основание считать это значение в качестве возраста Кара-Осского перидотит-пироксенит-габброноритового массива. Его возраст является не намного моложе Ar-Ar возраста, расположенного в 45 км к юго-востоку Шуйского габброидного массива – $449 \pm 4,2$ млн л. [5]. Предполагается, что около 450 млн лет назад при участии повышенного теплового потока, связанного с внедрением мантийных расплавов, шло масштабное формирование кислых расплавов, запечатавших в позднем ордовике Каахемский полихронный батолит [5, 6, 8, 9, 12]. Вместе с тем полученная нами датировка свидетельствует об активности мантийного магматизма не только в позднем ордовике [5, 12, 13], но и в раннем силуре

тоже. Однако отсутствие масштабных проявлений раннесилурийского магматизма на территории Тувы [7, 8, 9, 12] указывает на локальный характер магматизма в это время. Раннесилурийский возраст Кара-Осского перидотит-пироксенит-габброноритового массива существенно оторван по времени от крупнейшей кембро-ордовикской (490–460 млн л.) эпохи плюмового магматизма в Центральной Азии [13]. Таким образом, образование этого массива было связано, вероятно, с тектонической активизацией Каахемского рифта, в пределах которого он расположен. О существовании этого рифта свидетельствуют результаты изучения офиолитов Каахемской задуговой подзоны, согласно которым офиолиты были сформированы в ходе спрединговых процессов при расколе субконтинентальной литосферы и формировании рифтогенной структуры на окраине Тувино-Монгольского массива [6, 7].

Реконструкция тектонического режима, расположенного на юго-востоке Тувы Сангиленского фрагмента раннекаледонского орогенного пояса, указывает на его образование в результате косоугольной коллизии Таннуольской островодужной системы и Сибирского континента на фоне смены геодинамических обстановок сжатия (570–490 млн л., коллизионный орогенез) обстановками растяжения (490–430 млн л., трансформно-сдвиговой орогенез) [14]. В Западном Саяне представлены небольшие габбро-гранитные интрузии раннесилурийского возраста, формирование которых происходило в трансформно-сдвиговой обстановке [15]. На основании этих данных мы полагаем, что в аналогичной обстановке происходило образование и Кара-Осского массива.

Для образца M-47-98 Кара-Осского массива, так же как и для габбронорита Шуйского массива с возрастом $449 \pm 4,2$ млн л., характерны относительно низкие положительные значения параметра $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +3,0$ и $+2,7$ [5] соответственно. Как показывают результаты Sm-Nd изотопных исследований габброидных массивов Тувы, чем древнее возраст пород мантийного магматизма, тем выше оказываются значения параметра $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$. В частности,

в раннеордовикских габброидах $\epsilon\text{Nd}(T)$ составляет +4,8...+5,7 (Мажалыкский массив [3]), в раннекембрийских габброидах – +7,8 (Ирбитейский массив [1]). Приведенные изотопно-геохимические данные показывают, что на постсубдукционном этапе в мантийных источниках магм доля деплетированной мантии, характеризующаяся, в частности, высокими положительными значениями $\epsilon\text{Nd}(T)$, последовательно уменьшалась, а доля обогащенной радиогенным Nd мантии, поставщиком которой, вероятнее всего, был мантийный плюм, наоборот, увеличилась.

Заключение

Уровень накопления и характер распределения редких элементов, относительно пониженное положительное значение параметра $\epsilon\text{Nd}(T)$ в породах S_1 Кара-Осского перидотит-пироксенит-габброноритового массива говорят о том, что в источники его магм включают как обогащенный, так и деплетированный мантийный источники, при этом последний мог быть изменен надсубдукционными флюидами. Причиной плавления этих источников магм скорее всего являлась декомпрессия, обусловленная трансформно-сдвиговой деформацией Каахемского рифта в раннесилурийскую эпоху.

Работа выполнена по государственным заданиям ТувИКОПР СО РАН, при поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (проект № 0384-2018-0003), РФФИ (проект № 17-05-00190).

Список литературы / References

- Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде-раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 5. С. 649–665.
- Mongush A.A., Lebedev V.I., Kovach V.P., Sal'nikova E.B., Druzhkova E.K., Yakovleva S.Z., Plotkina Yu.V., Zagornaya N.Yu., Travin A.V., Serov P.A. The tectonomagmatic evolution of structure-lithologic complexes in the Tannu-Ola zone, Tuva, in the Late Vendian–Early Cambrian (from geochemical, Nd isotope, and geochronological data). *Russian Geology and Geophysics*. 2011. vol. 52. no. 5. P. 503–516. DOI: 10.1016/j.rgg.2011.04.003.
- Леснов Ф.П., Кужугет К.С., Монгуш А.А., Ойдул Ч.К. Геология, петрология и рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов Республики Тыва. Новосибирск: Изд. GEO, 2019. 350 с.
- Lesnov F.P., Kuzhuguet K.S., Mongush A.A., Oidup C.K. *Geology, Petrology and ore-bearing of mafic-ultramafic massifs of the Republic of Tuva*. Novosibirsk: Izd. GEO, 2019. 350 p. (in Russian).
- Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козаков И.К., Ойдул Ч.К., Монгуш А.А., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Возраст и геодинамическая позиция перидотит-пироксенит-анортозит-габбрового мажалыкского комплекса, Восточная Тува // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 656–662.
- Salnikova E.B., Kovach V.P., Kozakov I.K., Yakovleva S.Z., Fedoseenko A.M., Oidup Ch.K., Mongush A.A. Age and geodynamic setting of the Mazhalyk peridotite-pyroxenite-anorthosite-gabbro complex, Eastern Tuva. *Petrology*. 2004. vol. 12. no. 6. P. 583–588.
- Бородина Е.В., Изох А.Э., Монгуш А.А. Булгинский перидотит-габбровый массив (Западный Саян) – синколлизийный тип расслоенных интрузивов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 3. С. 393–408.
- Borodina E.V., Izokh A.E., Mongush A.A. The Bulka peridotite-gabbro intrusion (West Sayan), a syncollisional type of layered intrusions. *Russian Geology and Geophysics*. 2011. vol. 52. no. 3. P. 307–319. DOI: 10.1016/j.rgg.2011.02.004.
- Монгуш А.А., Сугоракова А.М. Возраст и источники магм постколлизийных габброидов Каахемского магматического ареала, Восточная Тува: результаты первых $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и Sm-Nd исследований // Геохимия. 2013. № 11. С. 1042–1047. DOI: 10.7868/S0016752513110046.
- Mongush A.A., Sugorakova A.M. Age and magma sources of the post-collisional gabbroids of the Kaakhem magmatic area, Eastern Tuva: first $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Sm-Nd data. *Geochemistry international*. 2013. vol. 51. no. 11. P. 939–943. DOI: 10.1134/S0016702913110049.
- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 952–967.
- Dobretsov N.L., Simonov V.A., Buslov M.M., Kotlyarov A.V. Magmatism and geodynamics of the Paleasian ocean at the Vendian-Cambrian stage of its evolution. *Russian Geology and Geophysics*. 2005. vol. 46. no. 9. P. 933–951.
- Сугоракова А.М., Бутанаев Ю.В. Каахемская рифтогенная зона (история заложения и развития) // Тувинские землетрясения 2011–2012 гг.: материалы научного совещания 15–17.04.2014 г. Кызыл, Россия. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2014. С. 83–85.
- Sugorakova A.M., Butanaev Yu.V. Kaachem rift zone (history of location and development) // *Tuvinskie zemletryaseniya 2011–2012 gg. Materialy nauchnogo Soveshchaniya 15–17.04.2014 g. Kyzyl, Rossiya*. Kyzyl: TuvIKOPR SO RAN. 2014. P. 83–85 (in Russian).
- Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: СО РАН, 2013. 300 с.
- Rudnev S.N. Early Paleozoic granitoid magmatism in the Altai-Sayan folded area and in the Lake Zone in Western Mongolia. Novosibirsk: SO RAN, 2013. 300 p. (in Russian).
- Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю. Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 9. С. 1572–1600. DOI: 10.15372/GiG20150902.
- Rudnev S.N., Kiseleva V., Serov P.A. Vendian – Early Paleozoic granitoid magmatism in Eastern Tuva. *Russian Geology and Geophysics*. 2015. vol. 56. no. 9. P. 1232–1255. DOI: 10.1016/j.rgg.2015.08.002.
- Дистанова А.Н. Строение плутонов и особенности состава раннепалеозойских гранитоидов Каахемского района Восточной Тувы // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1981. С. 24–62.
- Distanova A.N. Structure of plutons and features of composition of early Paleozoic granitoids of Kaakhem district of Eastern Tuva // *Magmatic complexes of folded regions of southern Siberia*. Novosibirsk: Nauka, 1981. P. 24–62 (in Russian).
- Ойдул Ч.К., Леснов Ф.П., Ярмолук В.В., Лебедев В.И., Сальникова Е.Б. Ультрамафит-мафитовый магматизм Юго-Западной Тувы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 3. С. 354–372.
- Oidup C.K., Lesnov F.P., Yarmolyuk V.V., Lebedev V.I., Sal'nikova E.B. Ultramafic and mafic magmatism in southwest-

ern Tuva. *Russian Geology and Geophysics*. 2011. vol. 52. no 3. P. 275–289. DOI: 10.1016/j.rgg.2011.02.002.

12. Сугоракова А.М., Хертек А.К. Новые данные к вопросу о возрасте Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) // *Геосферные исследования*. 2017. № 3. С. 50–60. DOI: 10.17223/25421379/4/7.

Sugorakova A.M., Khertek A.K. The new data to the question of the age of associations Kaakhem magmatic area (Eastern Tuva) // *Geosphere Research*. 2017. № 3. P. 50–60 (in Russian).

13. Добрецов Н.Л. Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52. № 12. С. 1957–1973.

Dobretsov N.L. Early Paleozoic tectonics and geodynamics of Central Asia: role of mantle plumes. *Russian Geology and Geophysics*. 2011. vol. 52. no 12. P. 1539–1552. DOI: 10.1016/j.rgg.2011.11.003.

14. Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Сави-

ных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилены (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // *Доклады академии наук*. 2005. Т. 405. № 1. С. 82–88.

Vladimirov V.G., Vladimirov A.G., Gibsher A.S., Travin A.V., Rudnev S.N., Shemelina I.V., Barabash N.V., Savinykh Ya.V. Model of the tectonometamorphic evolution for the Sangilen Block (southeastern Tuva, Central Asia) as a reflection of the early Caledonian accretion-collision tectogenesis. *Doklady Earth Sciences*. 2005. vol. 405. no 1. P. 1159–1165.

15. Руднев С.Н., Бабин Г.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Левченков О.А., Макеев А.Ф., Телешев А.Е., Шелепаев Р.А., Плоткина Ю.В. Состав и возрастные рубежи формирования гранитоидов Западного Саяна // *Литосфера*. 2009. № 1. С. 23–46.

Rudnev S.N., Babin G.A., Ponomarchuk V.A., Travin A.V., Levchenkov O.A., Makeev A.F., Teleshev A.E., Shelepaev R.A., Plotkina Y.V. Composition and age boundaries of Western Sayan granitoids formation // *Lithosphere*. 2009. no 1. P. 23–46 (in Russian).