

УДК 552.11

ВОЗРАСТ И СОСТАВ ДУГДИНСКОГО МАССИВА ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД (ВОСТОЧНЫЙ САЯН): К ОЦЕНКЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ПРОЯВЛЕНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МАГМАТИЗМА В ЮГО-ЗАПАДНОМ СКЛАДЧАТОМ ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2021 г. Академик РАН В. В. Ярмолюк^{1, 2, *}, А. М. Козловский¹, А. В. Никифоров¹, Е. А. Кудряшова¹, А. К. Хертек²

Поступило 12.04.2021 г.

После доработки 15.04.2021 г.

Принято к публикации 15.04.2021 г.

Определены возрастные и геохимические характеристики щелочных пород Дугдинского массива (Восточная Тува), тяготеющего к Восточно-Саянской позднепалеозойской редкометальной магматической зоне. Массив сложен нефелиновыми сиенитами, которым подчинены щелочные кварцевые сиениты и щелочные граниты. Оценен возраст пород массива $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом по амфиболу и U–Pb SIMS-методом по циркону, который составил: для нефелиновых сиенитов – 291 ± 5 млн лет, для щелочных кварцевых сиенитов – 284 ± 2 млн лет, для щелочных гранитов – 285 ± 4 млн лет и 287 ± 1 млн лет. Полученные оценки позволяют определить возраст массива средним значением ~287 млн лет. Разные по составу породы обладают близкими геохимическими характеристиками. По сравнению со средним составом земной коры они обогащены большинством несовместимых элементов и характеризуются мультиэлементными спектрами, сближающими их с гранитоидами А-типа. Вариации содержаний несовместимых элементов в породах массива превышают два порядка значений и достигают рудных концентраций (Zr до 2.5 мас. %, Nb до 0.2 мас. %, Ta до 250 г/т, Y до 0.2 мас. %). Геологическое положение массива и особенности состава его пород позволили, во-первых, уточнить связь Восточно-Саянской позднепалеозойской редкометальной зоны с системой разломов, определяющей западную границу Тувино-Монгольского микроконтинента, во-вторых, ограничить время проявления щелочного магматизма в ее пределах интервалом 309–285 млн лет и, в-третьих, заключить, что спектр редкометальных магматических пород зоны не ограничивается щелочными гранитоидами, но также включает щелочные нефелиновые сиениты.

Ключевые слова: редкометальный магматизм, щелочные граниты и сиениты, изотопный возраст, дифференциация расплавов

DOI: 10.31857/S2686739721070112

Юго-западный край Сибирской платформы с обрамляющими его складчатыми структурами Алтае-Саянской области представляет одну из крупнейших полихронных редкометальных провинций мира. В ее пределах выявлены крупные, в том числе уникальные месторождения Li, Be, Ta, Nb, REE, Zr, формирование которых происходило в разные геологические эпохи: в конце па-

леопротерозоя (Вишняковское), неопротерозое (Белозиминское, Большетагнинское и др.), раннем палеозое (Арысканское, Радуга и др.), в среднем и позднем палеозое (Улуг-Танзек, Зашихинское и др.) [1]. Несмотря на разный возраст этих месторождений, их общей чертой стала связь со специфическим магматизмом, характеризующимся высокими содержаниями редких элементов. Каждая эпоха характеризовалась своими структурными и вещественными особенностями проявления редкометального магматизма. Так, неопротерозойские месторождения Nb, Ta, Zr, REE сопряжены с карбонатитами ультраосновных щелочных комплексов, контролируемых рифтогенными разломами краевой части платформы [2], раннепалеозойские месторождения редких металлов связаны со щелочными гранита-

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

² Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов Сибирского отделения Российской академии наук, Кызыл, Россия

*e-mail: yarm@igem.ru

ми зоны Кандатского разлома, разделившим структуры Восточного и Западного Саяна [3]. Среднепалеозойские редкометалльные магматические комплексы представлены преимущественно щелочно-сиенитовыми и нефелин-сиенитовыми ассоциациями. Они в основном связаны с обрамлением многочисленных впадин и грабенных, например Минусинских, возникших в результате среднепалеозойского рифтогенеза, который охватил восточную часть Алтае-Саянской области в раннем девоне [4, 5].

Менее точно определены параметры позднепалеозойского редкометалльного магматизма. В юго-восточной части Тувы и северо-западной Монголии раннепермские редкометалльные месторождения связаны со щелочными и литий-фтористыми гранитами с возрастом 301–296 млн лет [6], хотя здесь известны и другие проявления щелочного магматизма [7]. Другой район заведомо позднепалеозойского редкометалльного магматизма установлен в северо-восточной части Тувы в хребтах Восточного Саяна [1], где рудоносность в основном связана со щелочными гранитами [8]. Между этими двумя районами у восточной границы Тувы в междуречье верхнего течения р. Б. Енисей и р. Билин также известны проявления щелочного магматизма [9, 10]. Среди них преобладают нефелиновые и щелочные сиениты, менее характерны щелочные граниты. Возрастная позиция этих массивов определена на основе формационного сходства пород с типичными проявлениями среднепалеозойского магматизма, что нашло отражение на существующих геологических картах [9, 10]. В то же время структурно их выходы сопряжены с разломами С–СВ-простираения, к которым также приурочены упомянутые выше районы позднепалеозойского редкометалльного магматизма. Соответственно возникает вопрос о возможной связи этих проявлений с позднепалеозойским этапом магматизма. Его решение предполагает, прежде всего, выяснение возраста этих пород, а также получение данных, подтверждающих их редкометалльность.

В сообщении приведены результаты геохронологических и геохимических исследований пород Дугдинского массива, наиболее крупного среди щелочных массивов Енисей-Билинского междуречья. На основе полученных данных сделаны выводы о характере позднепалеозойского редкометалльного магматизма и условиях его проявления в пределах Алтае-Саянской редкометалльной металлогенической провинции.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И СОСТАВЕ ПОРОД ДУГДИНСКОГО МАССИВА

Краткие сведения о строении и составе пород Дугдинского массива представлены в [11, 12].

Дугдинский массив расположен на северном окончании узкой цепочки массивов щелочных сиенитов и гранитов, протянувшейся в С–СВ-направлении более чем на 80 км. Размещение этих массивов контролируется системой разломов сбросового типа, разделяющей структуры Тувинско-Монгольского микроконтинента на востоке и Тувинского прогиба на западе (рис. 1). Массив имеет размеры 12×5 км, он расположен на левобережье р. Б. Енисей в зоне пересечения указанной системы разломов с поперечным разломом долины р. Дугда. Вмещающими для него служат неопротерозойские кристаллические сланцы и карбонаты, а также раннепалеозойские габброиды. Массив многофазный, в его строении участвуют разнообразные породы, варьирующие по составу от щелочных базальтоидов до нефелиновых и щелочных сиенитов и щелочных гранитов (рис. 1). Первая фаза массива представлена амфибол-биотитовыми сиенитами, которые, согласно [11], присутствуют только в восточной части массива в виде отдельных захваченных блоков размером до нескольких сотен квадратных метров. Вторая (главная) фаза – это трахитоидные амфиболовые и амфибол-биотитовые нефелиновые сиениты, слагающие западную, большую часть массива в виде лополитообразного тела [12]. Эти породы достаточно однообразные, тем не менее, вблизи контактов массива они меняют свой состав в зависимости от вмещающих пород. В области эндоконтакта со сланцами они представлены амфибол-биотитовыми пуласкитами и сиенитами, у контактов с габброидами нефелиновые сиениты обогащены пироксеном, плагиоклазом и нефелином.

Восточная часть массива характеризуется большим разнообразием пород. Здесь выделяются щелочно-полевошпатовые, в том числе кварцсодержащие, и фельдшпатоидные сиениты с изменчивой структурой и варьирующим количественно-минеральным составом, отличительной особенностью которых является насыщенность многочисленными пегматоидными шширами и участками альбититов. Кроме того, в этой части массива широко распространены кварцсодержащие породы – кварцевые сиениты, диориты, нордмаркиты. В целом отмечаемое здесь разнообразие пород связывается с процессами контактового взаимодействия нефелиновых сиенитов с вмещающими породами [11, 12], чему не противоречат данные о широком развитии здесь крупных ксенолитов сланцев и карбонатных пород, а также выходов собственно нефелиновых сиенитов. Но наряду с этим здесь отмечаются многочисленные дайковые тела нефелиновых сиенитов, сиенитов, щелочных гранитов и щелочных базальтоидов, которые прорывают тело массива, при этом щелочные граниты являются более поздними.

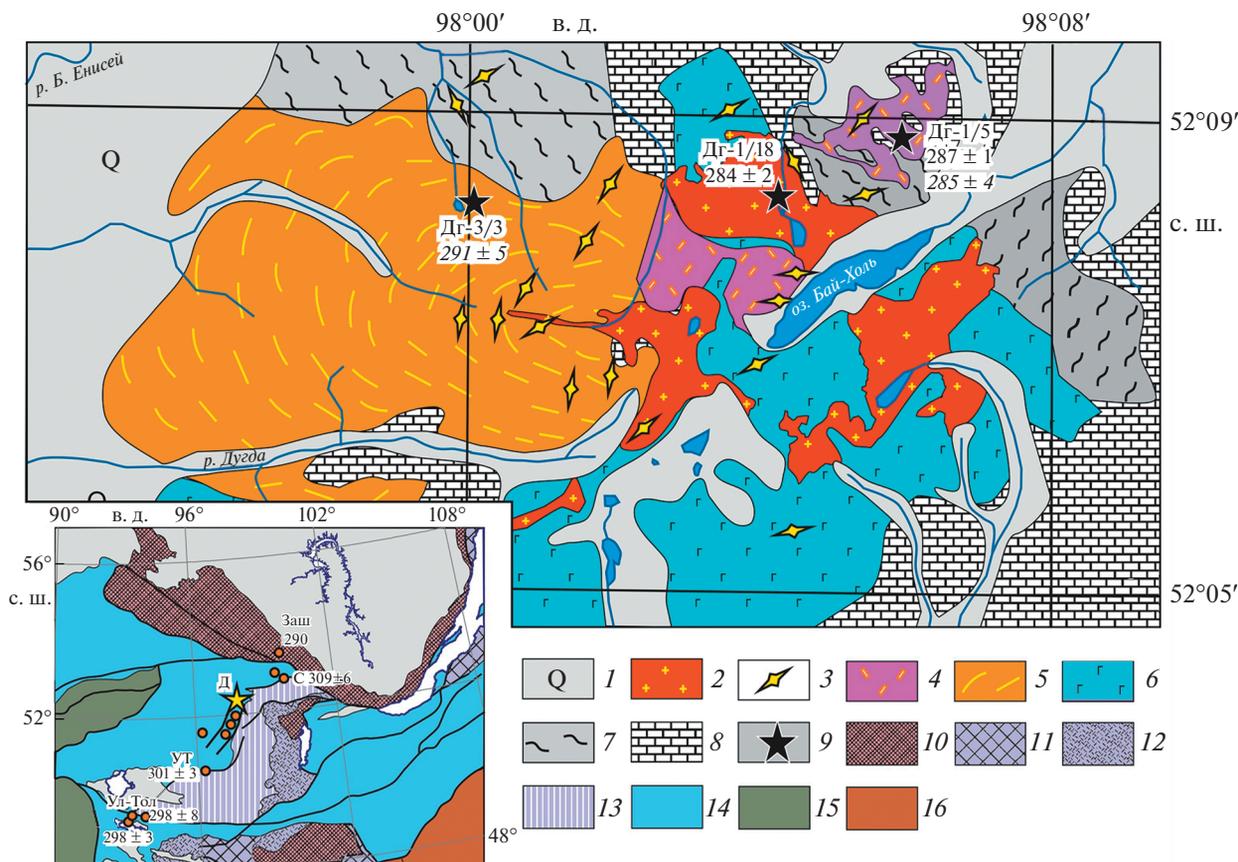


Рис. 1. Схема строения Дугдинского массива, составлена с использованием данных [12]. На врезке показано положение Дугдинского массива (★) в пределах Восточно-Саянской редкометальной магматической зоны. 1 – четвертичные отложения; 2–5 породы Дугдинского массива: 2 – кварцевые сиениты, нордмаркиты, щелочные граниты, 3 – пегматиты и дайки нефелиновых сиенитов, сиенитов и щелочных гранитов, 4 – щелочные, в том числе кварцсодержащие и фельдшпатоидные сиениты, 5 – нефелиновые сиениты, направление трахитоидности отмечено штрихами; 6 – оливинное габбро раннего палеозоя; 7–8 – харальская свита неопротерозоя: 7 – филлитовидные сланцы, 8 – мраморизованные известняки; 9 – точки отбора проб для датирования и их возраст в млн лет (прямой шрифт – U–Pb SIMS по циркону, курсив – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по амфиболу), 10–16 – обозначения на врезке: 10 – выступы архей-раннепалеозойского фундамента, 11 – блоки с довендским основанием нерасчлененные, 12–16 – складчатые области: 12 – неопротерозойские, 13 – позднепротерозойские, 14 – раннепалеозойские, 15 – ранне-среднепалеозойские, 16 – средне-позднепалеозойские. Показаны позднепалеозойские массивы щелочных гранитов и сиенитов и их возраст в млн лет, в том числе с редкометальной минерализацией: Д – Дугдинский, Заш – Зашихинский, УТ – Улуг-Танзек, Ул-Тол – Улан-Тологой, С – Снежное.

С породами массива связана редкометально-редкоземельная минерализация – пироксоло, циркон, ринколит, лопарит, эвдиалит, бритолит и др. Она отмечается, главным образом, в жильных и дайковых телах альбитизированных нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов, а также в зонах альбитизации [12].

ВОЗРАСТ ПОРОД МАССИВА

Породы массива ранее сопоставлялись с породами бреньского комплекса, имеющего девонский возраст, что нашло отражение на существующих геологических картах [9, 10]. Первые геохронологические оценки для пород массива были получены Р.М. Яшиной К–Аг-методом и соста-

вили 278–254 млн лет [11]. Большой разброс значений был связан с омолаживающим эффектом воздействия многочисленных даек на породы массива, возможно, поэтому полученные оценки не были учтены при более поздней геологической съемке.

Для определения возраста пород массива нами были опробованы амфиболовые нефелиновые сиениты главной фазы (ДГ-3/3) в западной части массива, щелочные кварцевые сиениты (ДГ-1/18) из поля развития кварцевых сиенитов и нордмаркитов в восточной части массива, а также щелочные граниты (ДГ-1/5) из поля развития щелочных сиенитов. Из этих пород были выделены для датирования фракции амфибола и зерна цирко-

Таблица 1. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования амфиболов Дугдинского массива

T°C	t (мин)	$^{40}\text{Ar}(\text{STR})$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar} (\%)$	Возраст (млн лет) $\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$
ДГ-1/5, навеска 63.2 мг, $J = 0.005983 \pm 0.000093^*$; интегральный возраст = 283.4 ± 4.5 млн лет; возраст плато (1000–1200°C) = 284.7 ± 4.3 млн лет														
550	10	8.1E-9	486.09	103.18	0.0346	0.1685	6.94	3.01	1.5814	0.3972	25.0	0.2	192.1	609.8
700	10	8.1E-9	113.75	2.83	0.0880	0.0702	1.40	1.02	0.2828	0.0258	5.1	0.9	299.5	67.7
875	10	12.7E-9	54.65	0.38	0.0175	0.0123	0.23	0.16	0.0963	0.0070	0.8	3.4	262.5	19.6
1000	10	51.7E-9	38.18	0.05	0.0216	0.0044	0.55	0.06	0.0300	0.0011	2.0	17.5	291.5	5.1
1050	10	51.1E-9	39.50	0.06	0.0173	0.0042	0.44	0.02	0.0377	0.0015	1.6	31.1	282.8	5.7
1100	10	132.6E-9	34.06	0.02	0.0165	0.0010	0.66	0.06	0.0195	0.0005	2.4	71.8	282.2	4.3
1140	10	13.7E-9	42.44	0.25	0.0394	0.0042	0.67	0.22	0.0458	0.0058	2.4	75.2	287.8	16.4
1200	10	82.5E-9	34.75	0.04	0.0185	0.0011	1.05	0.06	0.0217	0.0012	3.8	100.0	282.6	5.2
ДГ-3/3, навеска 127.85 мг, $J = 0.006121 \pm 0.000098^*$; интегральный возраст = 290.3 ± 4.8 млн лет; возраст плато (1080–1150°C) = 291.2 ± 5.3 млн лет														
550	10	7.5E-9	87.59	1.65	0.0606	0.0511	1.88	0.98	0.1740	0.0191	6.8	0.4	360.9	50.9
700	10	11.6E-9	44.72	0.25	0.0365	0.0145	0.41	0.27	0.0812	0.0055	1.5	1.5	215.6	16.2
800	10	10.4E-9	41.96	0.29	0.0275	0.0104	0.59	0.31	0.0722	0.0069	2.1	2.6	214.4	20.1
925	10	13.2E-9	42.89	0.16	0.0216	0.0090	0.32	0.11	0.0358	0.0035	1.2	3.9	325.5	10.7
1030	10	58.7E-9	36.00	0.05	0.0171	0.0003	0.83	0.07	0.0201	0.0009	3.0	11.1	304.7	5.2
1080	10	189.7E-9	30.07	0.06	0.0124	0.0013	0.91	0.03	0.0027	0.0016	3.3	38.7	297.3	6.3
1120	10	327.8E-9	28.84	0.06	0.0144	0.0004	0.91	0.02	0.0027	0.0012	3.3	88.4	285.8	5.4
1150	10	81.4E-9	30.62	0.06	0.0118	0.0018	0.73	0.04	0.0065	0.0011	2.6	100.0	292.1	5.3

Примечание. * J – параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

на. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -исследования амфибола (табл. 1) выполнены в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) по методике [13], U–Pb-датирование цирконов осуществлялось методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ФГУП ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по методике [14]. Результаты исследований отражены на рис. 2.

Нефелиновые сиениты главной фазы (проба ДГ-3/3) были изучены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом по амфиболу. Возраст плато, установленный по высокотемпературным ступеням (1080–1150°C), составил 291 ± 5 млн лет. Возраст щелочных кварцевых сиенитов (проба ДГ-1/18) был оценен по циркону и составил 284 ± 2 млн лет. Геохронологическое изучение щелочных гранитов (проба ДГ-1/5) было проведено обоими методами, которые дали практически одинаковые результаты. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст по амфиболу составил 285 ± 4 млн лет, а U–Pb-возраст по циркону отвечает 287 ± 1 млн лет. Полученные оценки для разных пород массива близки между собой, они практически пересекаются в интервале ошибок измерений, что

позволяет определить возраст массива средним значением ~ 287 , совпадающим с возрастом циркона щелочных гранитов. В то же время несколько более ранний возраст нефелиновых сиенитов согласуется с их геологическим положением в строении массива.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД МАССИВА

В строении массива участвуют породы, варьирующие по величине SiO_2 от 48 до 76 мас. % при высокой общей щелочности (преимущественно, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > 10$ мас. %). На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$, рис. 3) составы пород массива распределились между полем фойдитовых сиенитов и щелочных лейкогранитов. В соответствии с их распределением на диаграмме щелочно-салические породы массива можно разделить на три группы: фойдитовые сиениты ($\text{SiO}_2 < 56\%$), щелочные сиениты и сиениты ($56\% < \text{SiO}_2 < 65\%$) и щелочные граниты ($\text{SiO}_2 > 65\%$). Несмотря на значительные вариации кремнекислотности и

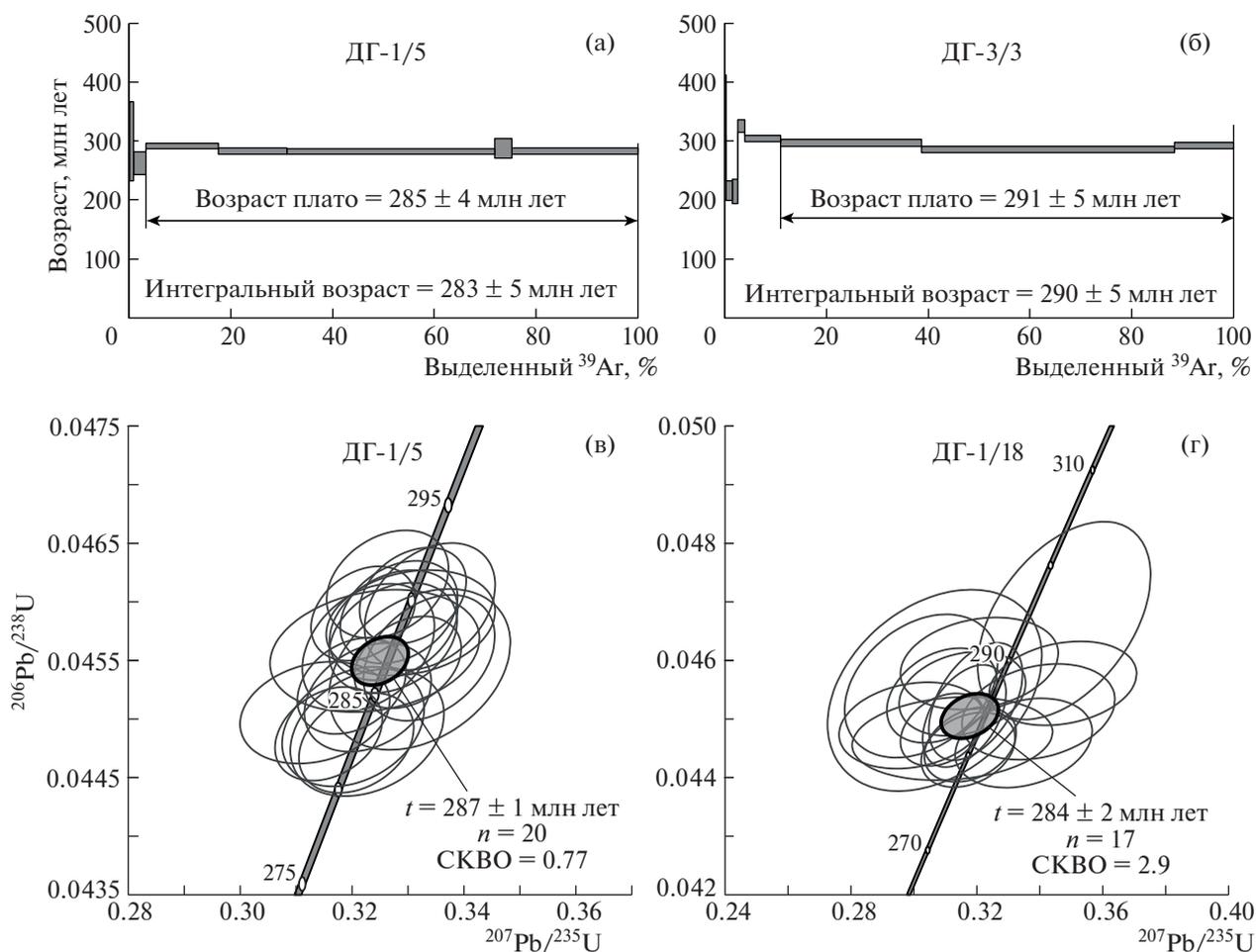


Рис. 2. Результаты геохронологических ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по амфиболу (а, б) и U–Pb SIMS по циркону (в, г)) исследований пород Дугдинского массива: нефелиновых сиенитов главной фазы (проба ДГ-3/3), щелочных кварцевых сиенитов (проба ДГ-1/18), щелочных гранитов (проба ДГ-1/5).

щелочности в геохимическом отношении щелочно-салические породы этих групп в целом близки (рис. 4). Как следует из рисунка, они почти на порядок обогащены большинством несовместимых элементов по сравнению со средним составом земной коры [15]. Пониженные содержания в них Ba, Sr, P, Eu, Ti указывают, что их формирование протекало при фракционировании полевых шпатов, а также апатита и Ti-содержащих фаз. Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в них фракционированное с достаточно резким обогащением легкими РЗЭ (La/Yb) $n = 6\text{--}20$. В то же время средние и тяжелые РЗЭ-элементы слабо фракционированы (Gd/Yb) $n < 1.2$, при этом для ряда составов отмечается преобладание тяжелых РЗЭ над средними (Gd/Yb) $n < 1$. Такие характеристики в целом свойственны гранитоидам А-типа.

На графиках (рис. 5) показаны вариации ряда элементов относительно Nb и La, выбранных в качестве индексов дифференциации. Вариации

их содержаний в каждой группе пород близки по диапазону значений, при этом они достигают рудных концентраций (Zr до 2.5 мас. %, Nb до 0.2 мас. %, Ta до 250 г/т, Y до 0.2 мас. %). Такие высокие содержания редких элементов лежат в общем тренде вариаций составов, что, скорее всего, указывает на их накопление в ходе магматической эволюции расплавов. Отмечается, что по мере усиления степени дифференциации возрастает относительная доля тяжелых РЗЭ (см. рис. 5), что типично для редкометальных магматических пород Восточно-Саянской зоны [1].

Приведенные характеристики указывают на редкометальный характер исходных расплавов, участвовавших в образовании пород разных фаз Дугдинского массива, и соответствующий для таких расплавов стиль их эволюции, приводящий, в частности, к появлению рудных концентраций редких элементов.

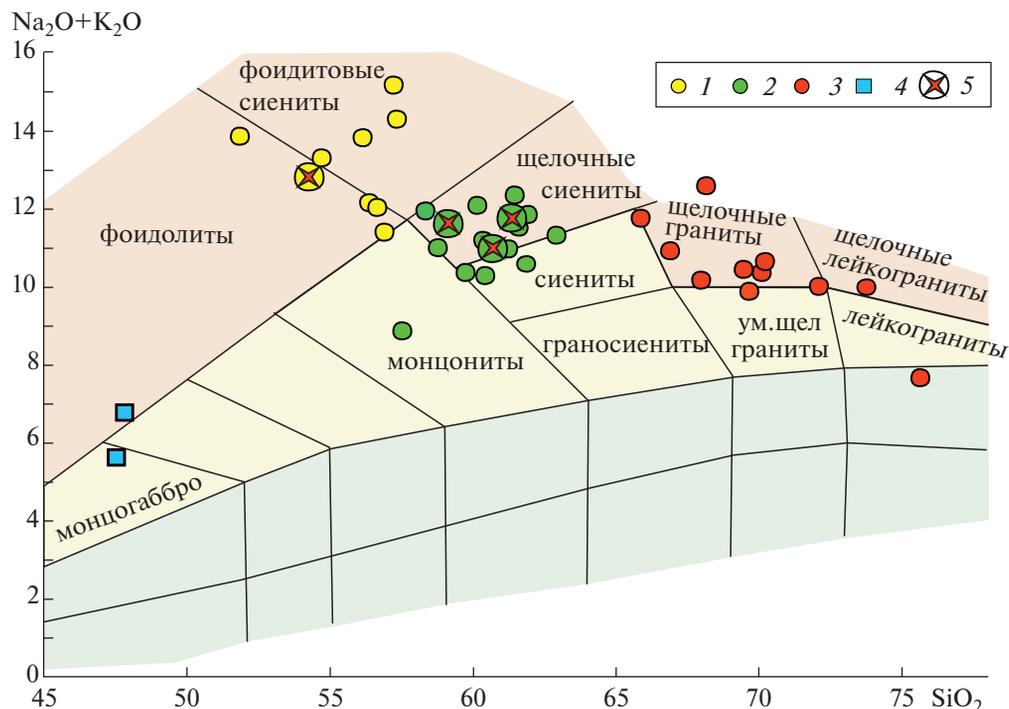


Рис. 3. Составы пород Дугдинского массива на классификационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$, мас. % (по [19]). 1 – фойдитовые сиениты; 2 – щелочные сиениты, сиениты и монцониты; 3 – щелочные граниты и граниты; 4 – базиты даек; 5 – пробы с рудными содержаниями редких элементов.

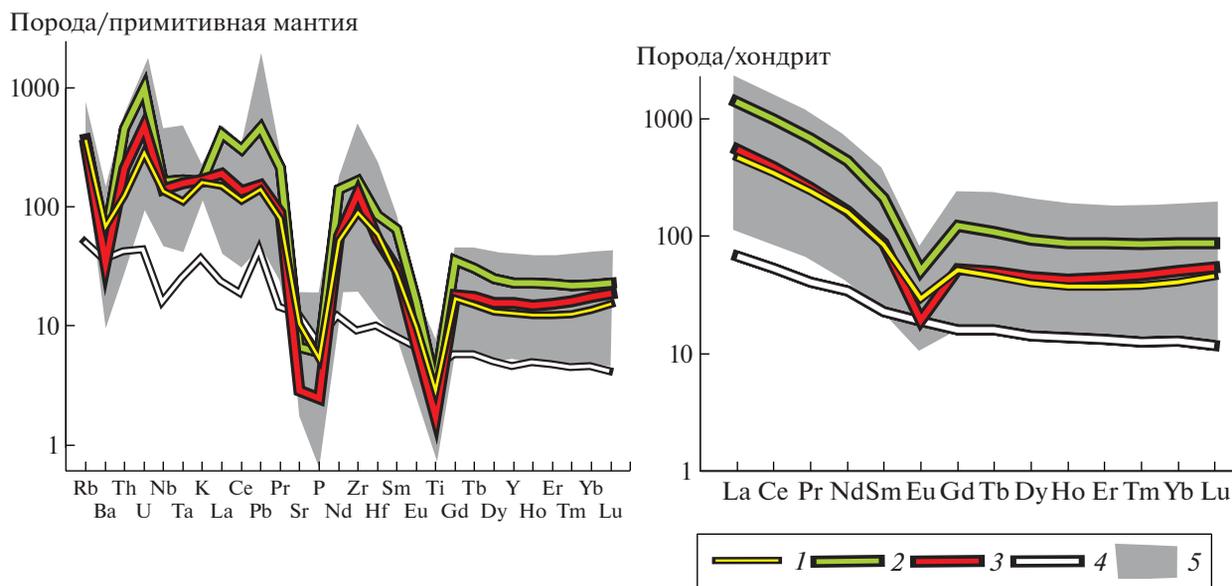


Рис. 4. Распределение нормированных концентраций редких элементов в породах Дугдинского массива. 1–3 – средние составы: 1 – фельдшпатоидных сиенитов, 2 – щелочных сиенитов и сиенитов, 3 – щелочных гранитов и гранитов; 4 – средний состав континентальной коры, по [15], 5 – поле составов пород Дугдинского массива без образцов с рудной минерализацией. Составы примитивной мантии и хондрита по [20].

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные данные, во-первых, определяют раннепермский возраст пород массива Дугда и, во-вторых, свидетельствуют об их несомненной

редкометальной специализации. Магматизм этого возраста не характерен для Алтае-Саянской складчатой области, так как конвергентные процессы вблизи ее границ к началу перми были за-

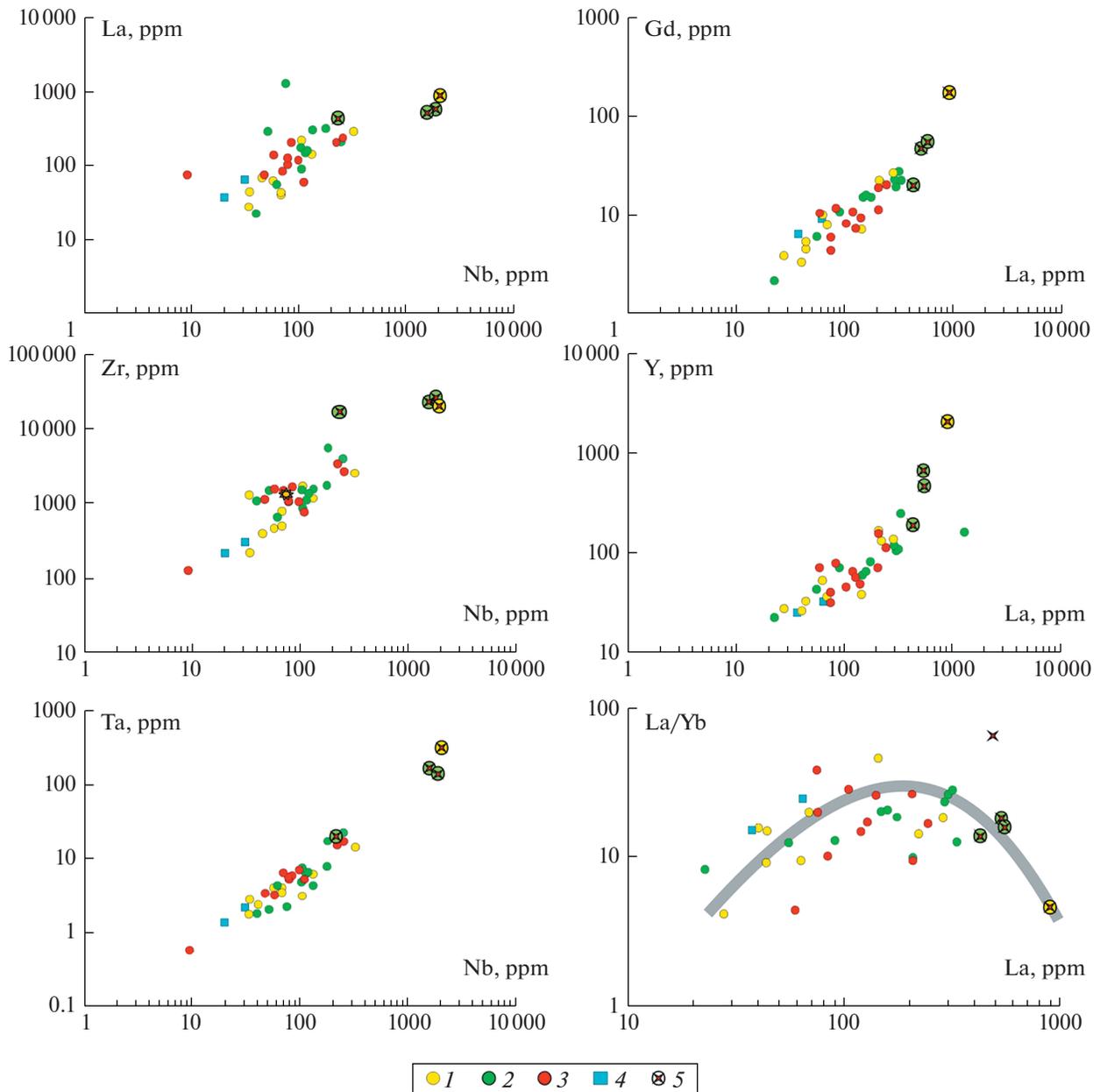


Рис. 5. Распределение редких элементов относительно Nb и La в породах Дугдинского массива. Условные обозначения на рис. 3.

вершены как со стороны Обь-Зайсанского, так и Южно-Монгольского океанических бассейнов [5, 16]. И, тем не менее, в восточной части Тувы в это время возник ряд проявлений щелочных магматических пород. Их геологическое положение и геохимические характеристики свидетельствуют об анорогенном/внутриплитном образовании. Как уже отмечалось, они установлены в юго-восточной Туве и в прилегающих к ней районах северо-западной Монголии, а также в Восточном Саяне. Дугдинский массив и ассоциирующие с ним щелочные граниты соединяют эти районы в

единую цепь. Геологическое положение этой системы массивов определяется западным обрамлением Тувино-Монгольского микроконтинента (рис. 1). В ее пределах сосредоточены выходы щелочных гранитов, нефелиновых сиенитов, щелочных габброидов, сформировавшихся в конце карбона – самом начале ранней перми. Эта вспышка внутриплитного магматизма связывается нами [17] с образованием Баргузинского зонального магматического ареала, в строении которого участвуют центральный Ангаро-Витимский батолит и периферические зоны, трассируемые про-

явлениями щелочного, преимущественно щелочно-гранитоидного, в том числе редкометалльного магматизма. Ранее проявления позднепалеозойского магматизма в юго-западном обрамлении Баргузинского ареала были объединены нами в Восточно-Саянскую щелочно-гранитную магматическую зону [17]. Полученные данные по Дугдинскому массиву стали важным дополнением для обоснования границ зоны и закономерностей проявления щелочного магматизма в ее пределах. Прежде всего, они продемонстрировали связь магматизма этой зоны с системой разломов транслитосферного заложения, каковыми являются границы Тувино-Монгольского микроконтинента, указав тем самым на подлитосферный источник магматизма. Кроме того, геохронологические данные для пород массива наряду с ранее полученными сведениями для других массивов зоны позволяют расширить время проявления щелочного магматизма в ее пределах до интервала 309–285 млн лет. Этот интервал практически полностью совпадает с возрастными оценками, полученными ранее для Ангаро-Витимского батолита, определяющего время магматической активности в пределах Баргузинского зонального ареала [18]. Наконец, результаты изучения Дугдинского массива показали, что спектр редкометалльных магматических пород в пределах редкометалльной зоны не ограничивается щелочными гранитоидами, как это мы полагали ранее [1], но также включает ассоциацию преобладающих нефелиновых сиенитов, щелочных сиенитов и подчиненных им редкометалльных гранитоидов. Массивы нефелиновых сиенитов позднепалеозойского возраста наблюдались нами и ранее на рассматриваемой территории, однако их связь со щелочными редкометалльными гранитами не прослеживалась [7]. Пример Дугдинского массива показывает, что в строении зоны наряду со щелочными гранитами редкометалльным потенциалом обладают также нефелиновые сиениты. При этом редкометалльная минерализация в них также формируется в связи с процессами кристаллизационной дифференциации.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта Российской Федерацией в лице Минобрнауки России № 075-15-2020-802.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ярмолук В.В., Лыхин Д.А., Шурига Т.Н., Воронцов А.А., Сугоракова А.М. Возраст, состав пород, руд и геологическое положение бериллиевого месторождения Снежное: к обоснованию позднепалеозойской Восточно-Саянской редкометалльной зоны (Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 5. С. 438–449.
2. Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // ДАН. 2005. Т. 404. № 3. С. 400–406.
3. Лыхин Д.А., Ярмолук В.В., Воронцов А.А. Возраст, состав и источники пород и руд Окуневского флюорит-лейкофанового месторождения (Западный Саян): К оценке вклада магматизма в формирование рудной минерализации // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61. № 5. С. 37–61.
4. Воронцов А.А., Ярмолук В.В., Федосеев Г.С., Перфилова О.Ю., Посохов В.Ф., Травин А.В., Газизова Т.Ф. Дифференцированная вулканическая ассоциация Минусинского прогиба: механизмы образования и источники расплавов (на примере Батеневского поднятия) // Петрология. 2015. Т. 23. № 4. С. 386–409.
5. Vorontsov A., Yarmolyuk V., Dril S., Ernst R., Perfilova O., Grinev O., Komaritsyna T. Magmatism of the Devonian Altai-Sayan Rift System: Geological and Geochemical Evidence for Diverse Plume-lithosphere Interactions // Gondwana Research. V. 89. 2021. P. 193–219.
6. Ярмолук В.В., Никифоров А.В., Сальникова Е.Б., Травин В.А., Козловский А.М., Котов А.Б., Шурига Т.Н., Лыхин Д.А., Лебедев В.И., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Яковлева С.З. Редкометалльные гранитоиды месторождения Улуг-Танзек (Восточная Тыва): возраст и тектоническое положение // ДАН. 2010. Т. 430. № 2. С. 248–253.
7. Ярмолук В.В., Лыхин Д.А., Козловский А.М., Никифоров А.В., Травин А.В. Состав, источники и механизмы формирования редкометалльных гранитоидов позднепалеозойской Восточно-Саянской зоны щелочного магматизма (на примере массива Улан-Тологой) // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 515–536.
8. Владыкин Н.В., Алымова Н.В., Перфильев В.В. Геохимические особенности редкометалльных гранитов Зашихинского массива, Восточный Саян // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 554–568.
9. Государственная геологическая карта СССР, Лист N-47-XXXIII. Мингео, ВСЕГЕИ, 1961.
10. Геологическая карта Тувинской АССР. Масштаб 1:500000. Мингео СССР. 1983.
11. Яшина Р.М. Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей (на примере южного складчатого обрамления Сибирской платформы). М.: Наука. 1982. 276 с.
12. Капустин Ю.Л. Дугдинский щелочной массив – корневая часть многофазного палеозойского вулкана // Геология и геофизика. 1976. № 6. С. 35–45.
13. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. и др. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.
14. Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian Alkaline Igneous Suite of Northern Timan: Ion Microprobe U–Pb Zircon Ages of Gabbros and Syenite // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Bal-

- tica. Eds. Gee D.G., Pease V.L. Geological Society, London, Memoirs, 2004. V. 30. P. 69–74.
15. Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Evolution and Composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.
16. Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Саватенков В.М., Коваленко В.И. Возраст бимодального и щелочно-гранитного магматизма Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, хребет Тост, Южная Монголия // Петрология. 2005. Т. 13. № 2. С. 218–224.
17. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский—раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 115–142.
18. Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосеев А.М., Плоткина Ю.В. Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты геохронологических U-Pb-исследований // ДАН. 2012. Т. 444. № 2. С. 184–189.
19. Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей — кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Регион. геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.
20. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and Isotopic Systematic of Oceanic Basalts; Implications for Mantle Composition and Processes. Geological Society of London Special Publications. 1989. V. 42. P. 313–345.

AGE AND COMPOSITION OF THE ALKALINE ROCKS OF DUGDA MASSIF (EASTERN SAYAN): PATTERNS OF DISTRIBUTION OF LATE PALEOZOIC RARE-METAL MAGMATISM IN THE SOUTHWESTERN FOLD FRAME OF THE SIBERIAN PLATFORM

Academician of the RAS V. V. Yarmolyuk^{a,#}, A. M. Kozlovsky^a, A. V. Nikiforov^a,
E. A. Kudryashova^a, and A. K. Khertek^b

^a Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^b Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources of Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Kyzyl, Russian Federation

[#]e-mail: yarm@igem.ru

The age and geochemical characteristics of alkaline rocks of the Dugdinsky massif (Eastern Tuva), located in the East Sayan Late Paleozoic rare-metal magmatic zone, have been determined. The massif is composed of nepheline syenites, which are dominated by alkaline quartz syenites and alkaline granites. The age of the rocks of the ⁴⁰Ar/³⁹Ar massif was estimated by the amphibole and U–Pb SIMS method by the zircon method, which was: for nepheline syenites – 291 ± 5 Ma, for alkaline quartz syenites – 284 ± 2 Ma, for alkaline granites – 285 ± 4 Ma and 287 ± 1 Ma. The estimates obtained make it possible to determine the age of the massif with an average value of ~287 Ma. Rocks of different composition have similar geochemical characteristics. Compared with the average composition of the earth's crust, they are enriched in the majority of incompatible elements and are characterized by multi-element spectra, similar to the A-type granitoids. Variations in the contents of incompatible elements in the rocks of the massif exceed two orders of magnitude and reach ore concentrations (Zr up to 2.5 wt %, Nb up to 0.2 wt %, Ta up to 250 ppm, Y up to 0.2 wt %). The geological position of the massif and the peculiarities of the composition of its rocks made it possible, firstly, to clarify the relationship of the East Sayan Late Paleozoic rare-metal zone with the fault system that defines the western boundary of the Tuva-Mongolian microcontinent, and secondly, to limit the time of occurrence of alkaline magmatism within its limits to an interval of 309–285 Ma and, thirdly, to conclude that the spectrum of rare-metal igneous rocks of the zone is not limited to alkaline granitoids, but also includes alkaline nepheline syenites.

Keywords: rare-metal magmatism, alkaline granites and syenites, isotopic age, differentiation of melts