

УДК 550.42

ВОЗРАСТНЫЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ Ta-Nb-W-Sn МИНЕРАЛИЗАЦИИ, СВЯЗАННОЙ С РЕДКОМЕТАЛЬНЫМИ ГРАНИТАМИ (ХАНГИЛАЙСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

© 2023 г. Е. В. Баданина^{а, *}, Л. Ф. Сырицо^а, А. А. Иванова^{б, **}, Н. Г. Ризванова^{б, ***}

^а Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

^б Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: e.badanina@spbu.ru

**e-mail: anna_al_ivanova@mail.ru

***e-mail: rizng@mail.ru

Поступила в редакцию 24.06.2022 г.

После доработки 04.10.2022 г.

Принята к публикации 18.11.2022 г.

На основе изотопно-геохронологического исследования массивов-месторождений Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье с различной металлогенической специализацией установлены возрастные соотношения между формированием материнского массива и кристаллизацией связанной с ним рудной минерализации. В Орловском массиве Li-F гранитов время кристаллизации колумбита-танталита (145 ± 1 млн лет) и касситерита (144.2 ± 0.3 млн лет) (U-Pb метод, ID-TIMS) сопоставимо со временем кристаллизации циркона (145 ± 1 млн лет, U-Pb метод, CA-ID-TIMS) – возрастного маркера формирования массивов, что подтверждает магматогенную природу редкометальной минерализации. В Спокойнинском массиве – “стандартный тип” редкометальных плюмазитовых гранитов – между временем формирования массива (146.9 ± 0.7 млн лет, Rb-Sr изотопная система) и кристаллизацией вольфрамита (141.8 ± 0.6 млн лет, Rb-Sr изотопная система) выявлен временной интервал в 3.8 млн лет. Возможно, этот интервал соответствует времени формирования гидротермальной системы, с которой генетически связано вольфрамовое оруденение.

Ключевые слова: редкометальные граниты, рудная минерализация, колумбит-танталит, касситерит, вольфрамит, Восточное Забайкалье, изотопно-геохронологические исследования

DOI: 10.31857/S0869590323040039, EDN: RBUESV

ВВЕДЕНИЕ

Расшифровка длительности формирования рудных месторождений является одной из ключевых задач при решении современных проблем рудообразования. Особый интерес представляют изотопно-геохронологические и изотопно-геохимические исследования сложных рудоносных магматогенно-гидротермальных систем (РМС), связанных с дифференцированными массивами редкометальных плюмазитовых гранитов (РПГ). Такие системы характеризуются многообразием металлогенической специализации (Li, Ta, Nb, W, Sn, Be) и генетических типов. В наиболее полном модельном варианте такой тип рудообразования соответствует РМС с закономерной пространственной локализацией оруденения относительно материнского массива: Ta, Nb, Li (\pm Sn) концентрируются в пределах материнского массива \rightarrow Li, W, Sn, (\pm Mo, Be) в эндо-экзоконтакте (грейзены, метасоматиты) \rightarrow Sn и

W (\pm Mo) в кварцево-жильной формации ареала массива РПГ \rightarrow Pb и Zn (сульфидное оруденение). Танталовое оруденение формируется в пределах массива в виде мелкозернистой Ta-Nb минерализации (колумбит-танталит, микролит). Как известно, уровни концентраций Ta и Nb в расплаве не достигают пределов насыщения, необходимых для кристаллизации колумбита-танталита на магматическом этапе (Чевычелов, 2013), что позволяет предполагать их кристаллизацию на позднемагматическом этапе из Al-Na-F расплава (Баданина и др., 2010) или в процессе метасоматического перераспределения (Зарайский, 2004). В пределах массивов РПГ происходит также некоторое накопление олова и вольфрама, при этом необходимого насыщения в расплаве для кристаллизации вольфрамита и касситерита на магматическом этапе здесь также не достигается (Баданина, 2008; Сырицо и др., 2018). Однако, в отличие от тантала и ниобия, для этих элементов характерны высо-

кие значения коэффициентов распределения в системе флюид–расплав (Чевычелов, 2013), что способствует их переходу во флюид и выносу во вмещающие породы, где образуется два типа концентраций: в эндо-экзоконтактных грейзенах и метасоматитах и кварцево-жильном оруденении во вмещающих породах ареала массивов РПГ. Причины проявления пространственной зональности оруденения с различной металлогенической специализацией в ареалах массивов РПГ могут найти объяснение в закономерностях эволюции физико-химического состояния флюидонасыщенного расплава в связи с изменением *P-T* условий, режима кислотности–щелочности и, как следствие, последовательности отделения различных летучих – комплексобразователей для переноса редких элементов. Формирование различных генетических типов оруденения при пространственной разобщенности в пределах ареалов массивов, отражающее различие в условиях кристаллизации рудной минерализации, создает предпосылки для постановки задачи выявления возрастных различий отдельных этапов формирования таких РМС. Исходя из известных генетических представлений, основанных на изучении непосредственно минералообразующих сред, образование указанных минералов отражает большой температурный интервал эволюции силикатного расплава, включая магматогенно-гидротермальный переход: от позднематматического этапа – кристаллизация колумбита–танталита из алюмосиликатного расплава или солевой субстанции – до грейзенового процесса – кристаллизация из флюида касситерита – и собственно гидротермального процесса – кристаллизация из гидротермального раствора вольфрамита. Особый интерес представляла оценка времени кристаллизации непосредственно рудных минералов: колумбита–танталита, касситерита, вольфрамита и их соотношения со временем формирования вмещающего гранита.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МОДЕЛЬНОГО ОБЪЕКТА

Попытка оценить возрастные соотношения формирования материнской породы и рудной минерализации предпринята нами на примере месторождений Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье (рис. 1), представленных сателлитами Хангилайского интрузива с различной геохимической и металлогенической специализацией: Орловский массив Li-F амазонитовых гранитов с танталовым оруденением и Спокойнинский массив альбитизированных и грейзенизированных гранитов с вольфрамовым оруденением.

Согласно U-Pb геохронологическим исследованиям циркона (SHRIMP, ВСЕГЕИ), все три массива сформировались практически одновременно:

возраст биотитовых гранитов Хангилайского массива – 140.3 ± 2.6 млн лет; протолитионитовых гранитов Орловского массива – 140.6 ± 2.9 млн лет; мусковитовых гранитов Спокойнинского массива – 141.3 ± 1.8 млн лет (Абушкевич, Сырицо, 2007). Полученные возрастные данные находятся в хорошем согласии с результатами Rb-Sr датирования пород Хангилайского интрузива, выполненных ранее Ю.А. Костицыным (Костицын и др., 2004). Согласно этим исследованиям, впервые была выявлена возрастная синхронность образования трех массивов Хангилайского рудного узла, и на этой основе высказано представление об их генетическом единстве.

Из-за приуроченности Хангилайского интрузива к зоне резкого структурного несогласия указанные сателлиты пространственно располагаются в разновозрастных толщах вмещающих пород: Спокойнинский массив – в песчано-сланцевой толще рифея, Орловский – в слабометаморфизованных алевро-песчаных отложениях девон-каменноугольного возраста, что позволяло предполагать различие в субстрате плавления и источнике вещества.

В соответствии с изотопно-геохимическими исследованиями (Dolgoplova, Seltmann, 2005; Абушкевич, Сырицо, 2007), применительно к Хангилайскому рудному узлу в качестве такого субстрата можно рассматривать вмещающие осадочно-метаморфические толщи зун-шивиинской свиты, изотопные метки которых свидетельствуют о коровой природе вещества ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.06\text{--}19.07$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.51\text{--}15.60$), $\epsilon_{\text{Nd}}(140) = -8.7, -6.9$). Несоответствие значений $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ предполагаемого субстрата и трех массивов Хангилайского интрузива (табл. 1) может быть обусловлено различной степенью воздействия на расплав флюида, имеющего мантийные характеристики и являющегося производной мантийного диапира (Абушкевич, Сырицо, 2007). Важное значение для суждения об особенностях формирования Орловского сателлита имеет его пространственная приуроченность к покровам палеозойских трахириодацитов $\epsilon_{\text{Nd}}(235) = -6.7$, представляющих собой специфические “тела проплавления” вмещающих песчано-сланцевых пород (Сырицо и др., 2001; Баданина и др., 2008), а также обилие в ареале именно этого массива даек субщелочных базальтоидных пород (лампрофиры, диабазы, долериты) и штоков субщелочных габброидов возрастного интервала 320–149 млн лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(320) = 2.9$, $\epsilon_{\text{Nd}}(149) = -0.1$. Специализация трахириодацитов по литофильным редким элементам, типичным для Li-F гранитов, – Li до 950 г/т, Rb до 2400 г/т, F до 0.18 мас. % и их обогащенность высокозарядными элементами – Zr до 90 г/т, сумма P3Э до 227 г/т, Th до 43 г/т, характерными для базальтоидных пород дайкового комплекса, позволяет предполагать вероятность

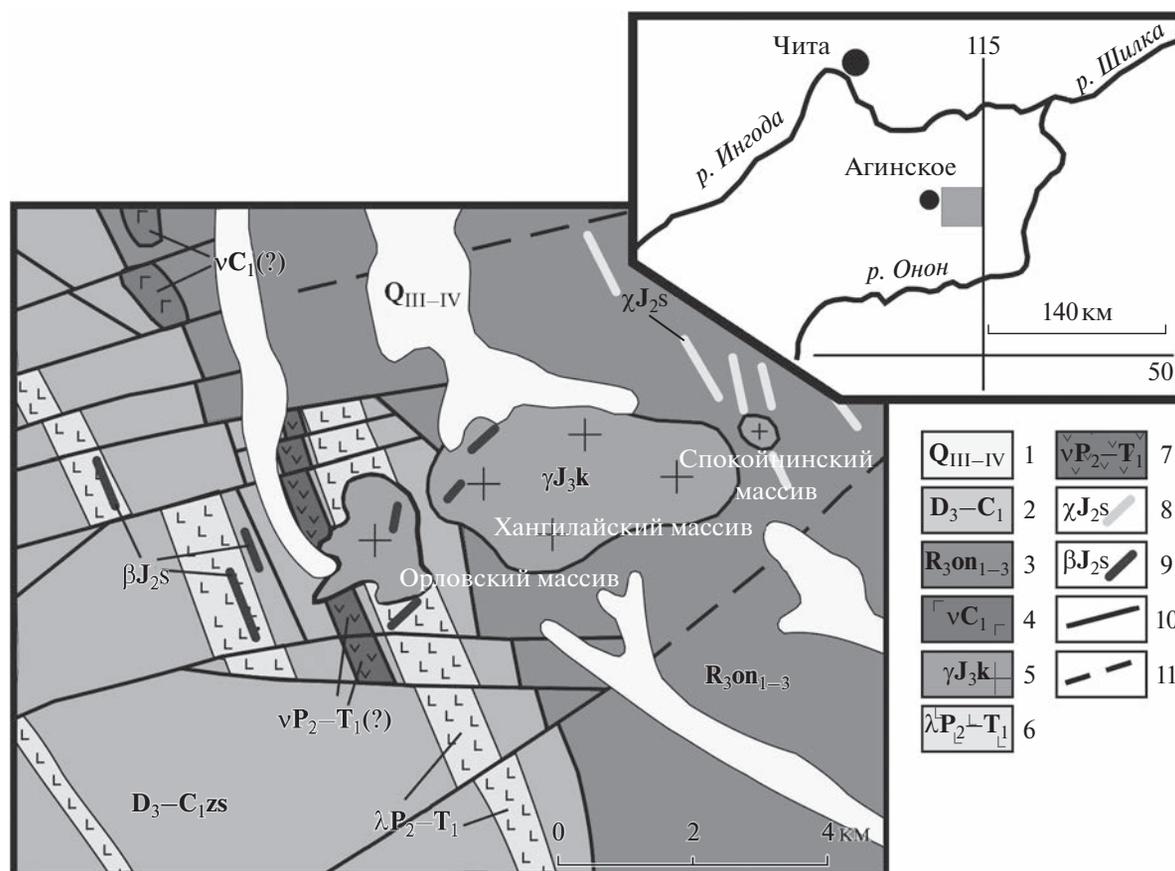


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Хангилайского рудного узла по (Абушкевич, Сырицо, 2007).

1 – четвертичные отложения; 2 – верхнедевонские–нижнекаменноугольные гравелиты, песчаники, алевролиты; 3 – верхнерифейские песчаники и алевропелиты; 4 – раннекаменноугольные (?) субщелочные габбро (штоки Инкижин); 5 – позднеюрские граниты кукульбейского комплекса (Хангилайский интрузив); 6–9 – породы дайкового комплекса: 6 – позднепермские–раннетриасовые трахидациты и трахириолиты, 7 – позднепермские–раннетриасовые (?) диабазы, 8 – среднеюрские лампрофиры (керсантиты, спессартиты), 9 – среднеюрские долериты. 10, 11 – разрывные нарушения. Дайковые тела лампрофиров и долеритов показаны вне масштаба.

смещения корового и более глубинного мантийного вещества. Близость геохимического состава (суммарное содержание РЗЭ и характер их распределения) унаследованных ядер цирконов Орловского массива и циркона трахириодацитов, сопоставимость возрастов их кристаллизации (254 ± 5 и 235 ± 2 млн лет, соответственно) допускают общность в источнике магмогенерации Li-F расплавов и риолитовых очагов.

Со времени открытия месторождений редких металлов, связанных с РПГ (60-е годы прошлого века), и по настоящее время в отечественной и зарубежной литературе этому интрузиву уделяется исключительно большое внимание, что определяется, прежде всего, приуроченностью к одному материнскому массиву биотитовых гранитов двух массивов-сателлитов, представляющих собой различные геохимические типы РПГ. Пути решения этой проблемы определялись изменением методов и подходов в изучении рудоносных гранитоидных систем: минерально-породный уровень

(Залашкова, 1969; Сырицо, 2002), экспериментальное (Чевычелов, 2013) и расчетное (Сырицо и др., 2001) моделирование, изотопно-геохимические исследования (Костицын, 2004; Dolgoplova et al., 2005; Абушкевич, Сырицо, 2007) и изучение минералообразующих сред (Баданина и др., 2010). В последние годы активно отрабатываются изотопные методики датирования непосредственно рудных минералов. Учитывая многообразие процессов рудообразования на рассматриваемых объектах, представляло интерес выявить их возрастные различия.

Внутреннее строение рудоносных массивов интрузива неоднократно рассматривалось в литературе, в том числе в указанных выше работах. Исходя из результатов этих работ, строение Орловского массива представляется следующим образом. Наиболее глубокие горизонты массива сложены двуслюдяными порфиroidными гранитами с Li-сидерофиллитом и мусковитом. Выше по разрезу залегают порфиробластовые микро-

Таблица 1. Возрастные и изотопно-геохимические характеристики рудных минералов и вмещающих их пород в месторождениях Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье

Массив, месторождение	Порода, гранит	Объект исследования	Возраст, млн лет/метод	Изотопно-геохимические параметры		Литературный источник	
				$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	ϵ_{Nd}		
Хангилайский	Вмещающие толщи зун-шивиинской свиты D-C ₁ (zs)	Порода		0.709485	-8.7; -6.9	Абушкевич, Сырицо, 2007	
		Циркон	235 ± 2.4 (U-Pb, SHRIMP)				
	Трахиродациты	Порода		0.70465	-6.1	Костицын и др., 2004	
	Биотитовые	Порода	145 ± 3 (Rb-Sr)				
		Циркон	140.3 ± 2.6 (U-Pb, SHRIMP)				
	Орловский	Протогитонитовые	Циркон	140.6 ± 2.9 (U-Pb, SHRIMP)			
Циркон			145 ± 1 (U-Pb, ID-TIMS)				
Порфиробластовые микроклин-альбитовые		Порода	145.2 ± 1.8 (Rb-Sr)	0.706 ± 5		Костицын и др., 2004	
		Колумбит-танталит	145 ± 1 (U-Pb, ID-TIMS)		-1.7		Абушкевич, Сырицо, 2007
Спокойнинский		Циннвальдит-топазовые грейзены	Касситерит	144.2 ± 0.3 (U-Pb, ID-TIMS)			Оригинальные данные авторов
			Порода	146.9 ± 0.7 (Rb-Sr, породно-минеральная изохрона)	0.70658 ± 28	-3.4	
	Мусковитовые	Циркон	141.3 ± 1.8 (U-Pb, SHRIMP)			Оригинальные данные авторов	
		Мусковит	144.6 ± 1.6 (Ar-Ar)				
Увальное	Кварц-вольфрамитовые жилы, пегматоиды, грейзены	Вольфрамит	141.8 ± 0.6 (Rb-Sr)	0.710832 ± 42	-2.2 -2.3	Сырицо и др., 2018	
		Минеральная изохрона (КПШ, мусковит, флюорит)	140.1 ± 1.4 (Sm-Nd)	0.711048	-2.5		
	Кварц-вольфрамитовая жила в сланцах		146.4 ± 1.47 (Rb-Sr)	0.708598 ± 35			

клин-альбитовые граниты с “snow-ball” кварцем и Li-фенгит-мусковитом. Резкий контакт этих пород с нижележащими двуслюдяными гранитами, контрастное их обогащение литофильными редкими элементами, в том числе фтором и литием (Баданина и др., 2010), дают основание рассматривать эти породы в качестве самостоятельной фазы, являющейся результатом отщепления остаточного флюидонасыщенного расплава Хангилайской магматической камеры. Вышезалегающие разновидности пород, в том числе микроклин-альбитовые граниты с зеленым мусковитом и рудоносные литионит-амазонит-альбитовые граниты, представляют собой результат поздне-постмагматических преобразований расплава порфиробластовых гранитов: проявление жидкостных силикатных несмесимостей и/или послемагматического метасоматоза.

Рудная минерализация Орловского массива представлена колумбитом-танталитом, в меньшей мере микролитом, образующими тонкозернистую вкрапленность в амазонитовых гранитах апикальной части массива. Соразмерность и парагенетическая ассоциация колумбита-танталита с аксессуарными минералами (циркон, монацит) послужила в свое время предпосылкой для представления о магматогенном генезисе колумбита-танталита. Для касситерита помимо вкрапленности характерны сегрегированные крупные выделения в кварцевых прожилках и в циннвальдит-топазовом грейзене. Наиболее крупные агрегаты касситерита (до 7 кг) были обнаружены в циннвальдит-топаз-амазонитовых дайках экзоконтакта массива. Вольфрамит более редок в граните, образует жильно-грейзеновое штокверковое рудопроявление в северо-восточном экзоконтакте массива – Ферберитовое.

В Спокойнинском массиве основной объем рудного вещества связан с мелкозернистым вольфрамитом интенсивно альбитизированных и грейзенизированных гранитов и грейзенов, и лишь небольшая часть (4%) – с кварцевыми жилами эндоэкзоконтакта.

Представлялось интересным определить время кристаллизации главных рудных минералов обоих массивов, их соотношение с возрастом формирования вмещающей породы и в целом оценить длительность формирования рудообразующей системы. Для корректного сопоставления возрастных данных планировалось провести аналитические исследования пород и минералов на основе U-Pb изотопной системы. В отличие от Rb-Sr датирования выбор этой методики вносил ограничения на возможные погрешности, связанные с проявлением наложенных метасоматических процессов.

МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Выделение циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. К сожалению, в рудовмещающих амазонитовых гранитах циркон, необходимый для геохронологических исследований, отсутствует. В нижележащих порфиробластовых гранитах, по которым развивается лепидолит-амазонитовый парагенезис, циркон оказался высокоурановым (до 10 мас. % UO_2) и неподходящим для датирования локальным U-Th-Pb методом (SHRIMP). В связи с этим были проведены U-Pb геохронологические исследования циркона, включающие предварительный высокотемпературный отжиг и кислотную обработку (CA-ID-TIMS).

Выбранные для U-Pb геохронологических исследований кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO_3 , после каждой ступени зерна циркона (или их фрагменты) промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу (Krogh, 1973). Для уменьшения степени дискордантности использовалась методика химической абразии (кислотная обработка смесью 35% HF + 15% HNO_3 в пропорции 5:1 при 220°C) с предшествующим высокотемпературным отжигом в течение 48 ч при 850°C (Mattinson, 2005). Для изотопных исследований использовался трассер ^{235}U – ^{202}Pb . Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Изотопные исследования были выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) на многоканальном масс-спектрометре TRITON T1 в статическом и динамическом (с помощью электронного множителя) режимах. Точность определения значений U/Pb и содержаний U и Pb составила 0.5%. Обработка экспериментальных данных проводилась с использованием программ “PbDAT” и “ISOPLOT” (Ludwig, 1991, 2003). При расчете возрастов были использованы значения констант распада урана по (Steiger, Jager, 1976). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с эволюционной моделью Стейси–Крамперса (Stacey, Kramers, 1975).

Отобранные наиболее чистые зерна касситерита после многократной обработки в ультразвуковой ванне в H_2O тщательно растирались в ступке. Затем взятая на анализ навеска обрабатывалась смесью 6N HCl + 6N HNO_3 в течение двух часов на плитке при температуре 100°C, после трижды тщательно промывалась особо чистой водой при нагревании 100°C по 15 минут. Разложение образцов проводилось в 10N HCl в температурном интервале 230–235°C в термостате 2 суток в металлических бомбах с тефлоновыми вкладышами. Для определения содержаний свинца и урана методом изо-

Таблица 2. Места отбора проб для аналитических исследований, приведенных в настоящей статье

Массив	Порода, гранит	Объект исследования (номер пробы)	Описание	Место отбора
Орловский	Порфиробластовый микроклин-альбитовый	Циркон (О-2299)	Акцессорный циркон	Скв. 628, глубина 170–176 м
	Циннвальдит-топазовый грейзен	Касситерит (О-306)	Монофракция касситерита	Карьер, 1000 горизонт
Спокойнинский	Мусковитовый	Мусковит (С-190)	Монофракция серого мусковита	Скв. 176, глубина 348 м

топного разбавления использовался смешанный трассер $^{235}\text{U}/^{208}\text{Pb}$. Хроматографическое выделение Pb и U проводилось по методике (Manhes et al., 1978) в Вг-форме и последующим выделением U на ионообменной смоле UTEVA в нитратной форме. Лабораторное загрязнение составляло 25 пг Pb и 5 пг U. Изотопные исследования были выполнены в ИГГД РАН на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON T1 в статическом режиме.

Изотопное $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование мусковита проводилось в ИГМ СО РАН (Новосибирск, аналитик Д.С. Юдин) по методике, опубликованной в работе (Травин и др., 2009). Материалом для датирования послужила монофракция серого мусковита из наименее измененных мусковитовых гранитов глубоких горизонтов Спокойнинского массива, которая выделялась по стандартной методике с использованием электромагнитной сепарации.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для решения поставленной задачи, помимо ранее выполненных U-Pb геохронологических исследований циркона из пород трех массивов Хангилайского интрузива (Абушкевич, Сырицо, 2007) и танталита из гранитов Орловского массива (Анисимова и др., 2013), в рамках настоящего исследования было выполнено U-Pb геохронологическое исследование циркона из рудоносных порфиробластовых гранитов и определен возраст касситерита из рудной зоны Орловского массива. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом был оценен возраст мусковита из гранитов Спокойнинского массива. Места отбора проб для аналитических исследований представлены в табл. 2.

U-Pb геохронологические исследования циркона из порфиробластовых гранитов были выполнены по усовершенствованной методике с предварительным высокотемпературным отжигом и кислотной обработкой (CA-ID-TIMS) (Mattinson, 2005), которая, как показано в работе (Иванова и др., 2021), может успешно применяться даже

в случае с высокоурановым метамиктизированным цирконом. Конкордантная оценка возраста циркона из порфиробластовых гранитов соответствует 145 ± 1 млн лет (СКВО = 0.76) (табл. 3, рис. 2а) и совпадает с оценкой возраста, определяемой нижним пересечением с конкордией дискордии, образуемой всеми аналитическими точками изотопного состава циркона (145 ± 1 млн лет, СКВО = 0.19).

U-Pb возраст касситерита из кварц-топазового грейзена эндоконтакта Орловского массива был определен методом изотопного разбавления (ID-TIMS) по новой методике (Ризванова, Кузнецов, 2020) и соответствует 144.2 ± 0.3 млн лет (табл. 4, рис. 2б).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом ступенчатого прогрева серого мусковита из мусковитовых гранитов глубоких горизонтов Спокойнинского массива получены данные о его возрасте. Как видно из табл. 5 и рис. 3, и здесь выделяется кондиционное плато со значениями возраста 144.6 ± 2.2 млн лет при относительно ровном ступенчатом спектре. На основании этого анализа можно говорить о закрытии изотопной системы мусковита 144.6 ± 2.2 млн лет назад.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изотопно-геохронологические исследования редкометалльных гранитов и рудных минералов Хангилайского рудного узла приводят к выводу о необходимости отдельного обсуждения аналитических данных, полученных разными изотопными методами. Как видно из табл. 1, устанавливается четкое разграничение возрастов изучаемых пород, полученных локальным методом U-Pb датирования (SHRIMP, ВСЕГЕИ) и U-Pb (ID-TIMS), Rb-Sr и Ar-Ar методами геохронологических исследований. Между этими данными прослеживается устойчивое различие, фиксирующее стабильное омоложение (порядка 5 млн лет, по средним значениям) возрастов пород, полученных локальным U-Pb методом по циркону, в отличие от аналитических исследований, выполненных другими указанными методами. В то же время заслуживает внима-

Таблица 3. Результаты U-Pb геохронологических исследований циркона из порфиробластовых микроклин-альбитовых гранитов Орловского массива (проба О-2299)

Номер п/п	Количество зерен, характеристика, размерная фракция, условия предварительной обработки	U/Pb	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	35 з., прозр., коричн., 50–150 мкм, призм. и дл.-призм., ВО, кисл.обр.=2.0	41.9	1271	0.0498 ± 1	0.1056 ± 1	0.1576 ± 2	0.0230 ± 1	0.88	149 ± 1	146 ± 1	186 ± 2
2	65 з., прозр., коричн., 50–150 мкм, призм. и дл.-призм., ВО, кисл.обр.=4.0	43.3	1858	0.0490 ± 1	0.1071 ± 1	0.1539 ± 3	0.0228 ± 1	0.73	145 ± 1	145 ± 1	149 ± 3
3	15–20 з., прозр., коричн., 50–150 мкм, дл.-призм., ВО, кисл.обр.=4.0	34.0	206	0.0490 ± 1	0.1425 ± 1	0.1541 ± 5	0.0228 ± 1	0.52	146 ± 1	145 ± 1	148 ± 6

Примечание. ^a Изотопные отношения, скорректированные на бланк, фракционирование и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; ВО – высокотемпературный отжиг циркона; кисл.обр. = 3.0 – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы). Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

ния то обстоятельство, что аналитические исследования, выполненные методами U-Pb (ID-TIMS), Rb-Sr и Ar-Ar, дают хорошо сопоставимые результаты. Таким образом, как видно из табл. 1, выделяются два варианта возрастных интервалов формирования массивов Хангилайского интрузива. Согласно локальному методу датирования, возраст формирования соответствует для Хангилайского массива – 140.3 ± 2.6 млн лет, Орлов-

ского – 140.6 ± 2.9 млн лет, Спокойнинского – 141.3 ± 1.8 млн лет. По данным Rb-Sr датирования возраст Хангилайского массива – 145 ± 3 млн лет, Орловского – 145.2 ± 1.8 млн лет (Костицын, 2004), Спокойнинского – 146.9 ± 0.7 млн лет (Абушкевич, Сырица, 2007). Учитывая интенсивность развития наложенных метасоматических процессов в породах рудоносных сателлитов, для контроля оценок возраста по породам были выполнены

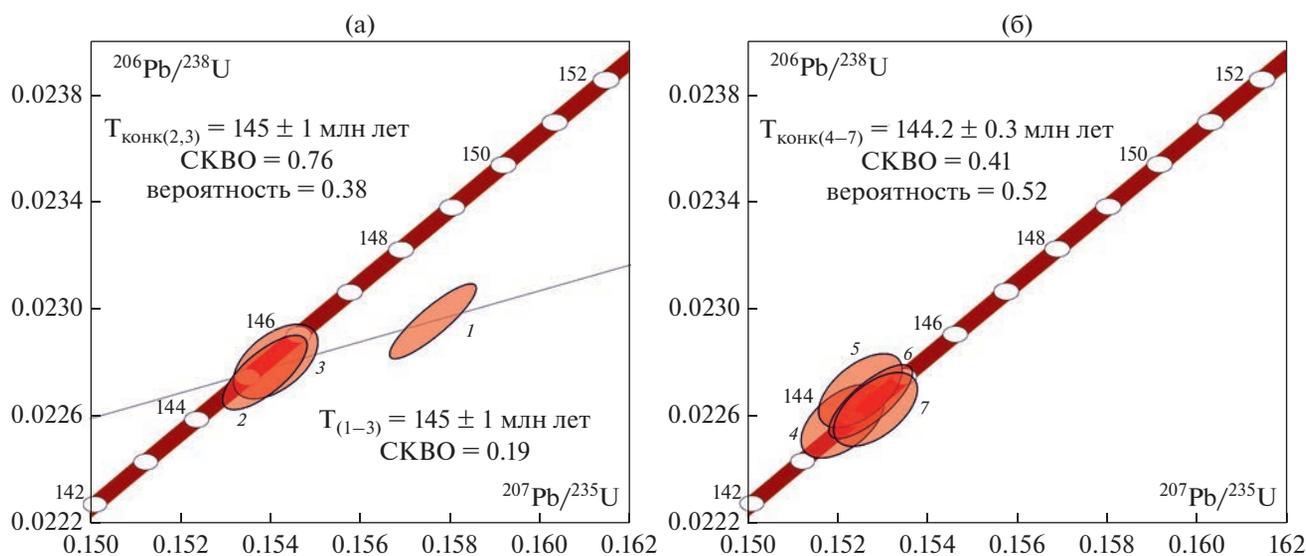


Рис. 2. Диаграммы с конкордией для циркона из порфиробластовых микроклин-альбитовых гранитов (а) и касситерита из циннвальдит-топазового грейзена (б) Орловского массива. Номера точек на диаграммах соответствуют порядковым номерам в табл. 3 и 4.

Таблица 4. Результаты U-Pb изотопных исследований касситерита из циннвальдит-топазового грейзена эндо-контакта Орловского массива (проба О-306)

Номер п/п	Характеристика минерала, условия предварительной обработки	Навеска, мг	U, ppm	Pb, ppm	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
					²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
					4	Темно-коричн. крист. 1–3 мм, на плитке в 6N HCl ± 6N HNO ₃	24.08	8.8	0.23		257	0.0489 ± 1	0.0002 ± 1
5	Темно-коричн. крист. 1–3 мм, на плитке в 6N HCl ± 6N HNO ₃	19.24	7.8	0.18	617	0.0487 ± 1	0.0006 ± 1	0.1525 ± 4	0.0227 ± 1	0.56	144.1 ± 0.3	144.7 ± 0.2	135.4 ± 4.4
6	Темно-коричн. крист. 1–3 мм, на плитке в 6N HCl ± 6N HNO ₃ дважды	25.95	8.4	0.20	376	0.0489 ± 1	0.0002 ± 1	0.1528 ± 4	0.0227 ± 1	0.77	144.3 ± 0.4	144.4 ± 0.3	143.2 ± 4.4
7	Темно-коричн. крист. 1–3 мм, на плитке в 6N HCl ± 6N HNO ₃ дважды	20.59	8.7	0.19	1075	0.0490 ± 1	0.0005 ± 1	0.1529 ± 4	0.0226 ± 1	0.55	144.4 ± 0.4	144.2 ± 0.2	147.9 ± 5.0

Примечание. ^aИзотопные отношения, скорректированные на бланк, фракционирование и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U–²⁰⁶Pb/²³⁸U. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

Таблица 5. Результаты ³⁹Ar/⁴⁰Ar датирования мусковита из мусковитового гранита Спокойнинского массива (проба С-190)

T, °C	t, мин	⁴⁰ Ar, 10 ⁻⁹ см ³	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	±1σ	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	±1σ	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	±1σ	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	±1σ	Ca/K	Σ ³⁹ Ar, %	Возраст, млн лет	±1σ
Мусковит, J = 0.003955 ± 0.000041, навеска 26.66 мг														
600	10	19.6	88.1	3.858	0.306	0.01440	14.0	1.0538	0.2196	0.04471	50.5	1.0	158.7	84.6
700	10	22.6	29.5	0.148	0.067	0.00306	3.2	0.2020	0.0211	0.00501	11.5	4.3	158.7	9.8
800	10	53.2	23.1	0.072	0.043	0.00114	1.7	0.1296	0.0072	0.00311	6.3	14.5	143.6	6.2
900	10	190.5	21.6	0.025	0.018	0.00011	0.2	0.0202	0.0007	0.00092	0.6	53.3	146.3	2.3
975	10	67.7	21.6	0.017	0.023	0.00045	0.5	0.0400	0.0019	0.00037	2.0	67.0	144.5	1.6
1050	10	123.5	21.7	0.050	0.018	0.00028	0.3	0.0275	0.0014	0.00207	1.1	92.0	145.9	4.3
1130	10	40.0	21.9	0.029	0.034	0.00096	1.0	0.1775	0.0035	0.00091	3.7	100.0	142.9	2.3

Примечание. 1σ – стандартное отклонение.

изотопно-геохронологические исследования минералов. Так, возраст циркона из порфиробластовых гранитов Орловского массива, оценен-

ный U-Pb (CA-ID-TIMS) методом, соответствует 145 ± 1 млн лет. Возраст серого мусковита Спокойнинского массива, согласно Ar-Ar методу, определен как 144.6 ± 1.6 млн лет. Таким образом, в обоих случаях полученные данные хорошо подтверждают возрасты Rb-Sr датирования.

Оба варианта определения возраста позволяют говорить о практической синхронности образования материнского Хангилайского массива и его сателлитов. Таким образом, выполненные исследования подтверждают полученные ранее результаты Rb-Sr изотопных исследований Ю.А. Костицына (Костицын и др., 2004), впервые выявившего синхронность их образования и на этой основе высказавшего представление об их генетическом единстве.

Сопоставление полученных оценок возраста и начальных изотопных отношений Sr по Хангилайскому рудному узлу с аналогичными объектами Этыкинского рудного узла и онгонитами Ары-Бу-



Рис. 3. Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования серого мусковита из мусковитового гранита Спокойнинского массива (проба С-190).

лака Аргунского террейна в свое время послужило основанием для разработки представления об их образовании в ходе единого этапа магматического процесса корового гранитообразования под воздействием мощного мантийного энергетического источника (Костицын и др., 2004). В то же время хорошо известно, что в составе кукульбейского комплекса, относимого к единому геохимическому типу РПГ (Таусон, 1977), выделяются два подтипа гранитоидов, которые при близком петрогеохимическом составе “материнских” биотитовых гранитов контрастно различаются направленностью кристаллизационной дифференциации и металлогенической специализацией оруденения. Эти типы известны для подавляющего большинства редкометальных провинций фанерозоя и выделяются в виде самостоятельных лейкогранит-аляскитовых формаций (Марин, Бескин, 1983), геохимических типов – Li-F и стандартный (Коваленко, 1977) или дифференциатов, различающихся по щелочности интрузивных серий (Сырицо, 2002). В зарубежной литературе для выделения этих подтипов РПГ используются термины *peraluminous high fluxing* и *peraluminous low fluxing*, что удачно отражает суть различия хангилайских сателлитов по содержаниям в их расплавах флюсовых компонентов – F и Li. В изучаемом регионе породы этих подтипов РПГ, известные как танталоносный и вольфрамоносный типы, характеризуются пространственной разобщенностью. Вольфрамоносные массивы типичны для Агинского террейна (Саханайский, Дурулгуевский, Хангилайский интрузивы) с многочисленными сателлитами и грейзеново-жильным вольфрамовым оруденением. Танталоносные массивы амазонитовых гранитов Li-F типа располагаются в Аргунском террейне (Этыкинский и Ачиканский массивы, Тургинский интрузив). Такая закономерность позволяла предполагать различия этих типов РПГ в условиях магнообразования, прежде всего в субстрате, и степени плавления. Имеющиеся к настоящему времени материалы, в том числе геохимические, позволяют допускать задействованность указанных возможных причин пространственной разобщенности перечисленных типов РПГ. Определенная верификация такого представления связана с Хангилайским интрузивом, продуцирующим оба типа РПГ в рамках единого интрузива, в том числе появление здесь Li-F типа, не характерного для Агинской зоны. Однако решение указанных вопросов выходит за рамки настоящей работы. Более локальный план наших исследований приводит к необходимости рассматривать генетическое единство сателлитов в рамках представления о едином исходном материнском расплаве, соответствующем расплаву Хангилайского массива, и на этой основе выяснять условия и механизмы возникновения двух различных геохимических типов рудоносных гранитов с редкометальным и

вольфрамовым оруденением. Эти исследования привели нас к необходимости изучения минералообразующих сред в дифференциатах пород массивов-сателлитов (Баданина и др., 2010; Сырицо и др., 2021).

На основании этих исследований формируется представление о вероятности проявления различных путей эволюции расплава Хангилайского интрузива в зависимости от различия в локальном геологическом положении малых массивов. Как видно из рис. 1, особенностью геологического положения Орловского массива является его непосредственная приуроченность к зоне глубинного разлома, фиксирующего резкое структурное несогласие между девон-каменноугольными и рифейскими отложениями. Этот разлом трассируется мощной дайкой-покровом трахириодацитов, дайкой диабазов и малыми штоками субщелочных габброидов Инкижина. Такая обстановка, судя по $\epsilon_{Nd}(144) = -1.7$ в породах Орловского массива, предполагает большее участие мантийной компоненты при формировании его расплава, по сравнению со Спокойнинским массивом $\epsilon_{Nd}(144) = -3.5$.

Указанные различия в геологическом положении сателлитов могли внести коррективы в направленность эволюции флюидонасыщенного расплава, для которого помимо механизма кристаллизационного фракционирования характерны проявления жидкостных несмесимостей и послемагматического метасоматоза (Баданина и др., 2010). Вероятность единого исходного расплава для обоих типов рудоносных РПГ проявляется в примесном составе главных рудных минералов Хангилайского рудного узла: вольфрамиты Спокойнинского месторождения характеризуются высокими концентрациями Nb (1.5 мас. % Nb₂O₅) и Ta (0.8 мас. % Ta₂O₅), в то время как колумбиты-танталиты Орловского месторождения с 2.2 мас. % WO₃ фиксируют наличие изоморфного ряда вольфрамит–колумбит, с образованием промежуточного ряда минералов типа квитианлингита.

Как следует из вышеизложенного, возраст кристаллизации циркона из порфиробластовых гранитов – главной разновидности пород Орловского массива, оцененный U-Pb (CA-ID-TIMS) методом, соответствует 145 ± 1 млн лет (СКВО = 0.76), и он сопоставим со временем формирования непосредственно рудовмещающих лепидолит-амазонитовых гранитов – 145.2 ± 1.8 млн лет, оцененным Rb-Sr методом (Костицын и др., 2004). Из приведенных данных следует, что сколь-либо заметного различия в оценках возраста полного ряда дифференциатов Орловского массива – от протолитонитовых гранитов глубоких горизонтов до порфиробластовых гранитов основного объема массива и далее до рудоносных лепидолит-амазонитовых гранитов апикальной части

массива – не прослеживается. Таким образом, процесс дифференциации расплава от безрудного состояния (5.55 г/т Та) до рудоносного (162 г/т Та) быстротечен, его длительность не устанавливается изотопно-геохронологическими методами.

Результаты геохронологических исследований колумбита-танталита – 145 ± 1 млн лет (Анисимова, Абушкевич и др., 2013) оказались практически идентичными времени кристаллизации циркона из порфиробластовых гранитов. Выявленная временная идентичность кристаллизации колумбита-танталита и циркона находится в согласии с магматогенной концепцией генезиса Та-Nb минерализации.

Возраст кристаллизации касситерита из циннвальдит-топазового грейзена эндоконтактной зоны Орловского массива, определенный методом U-Pb (ID-TIMS) по новой методике (Ризванова, Кузнецов, 2020), соответствует 144.2 ± 0.3 млн лет. Учитывая парагенезис этого касситерита, можно предположить, что минерал возникает на постмагматическом этапе. К сожалению, приходится признавать, что прецизионность существующих методов оценки возраста не позволяет выявить временной интервал между магматическим и постмагматическим этапами формирования Орловского массива, связанный с эволюцией рудно-магматической системы в процессе концентрации рудного вещества. Различие изотопных систем и методов, используемых в качестве возрастных маркеров рудных минералов: U-Pb определения возраста колумбита-танталита и касситерита на Орловском массиве и Rb-Sr определения возраста вольфрамитов на Спокойнинском массиве, затрудняет корректное сопоставление времени формирования редкометальной и оловянно-вольфрамовой минерализации. Тем не менее полученные данные свидетельствуют о быстротечности процессов формирования гранитов обоих типов РПГ и концентрировании в них редких элементов. Не случайно в последние годы в публикациях по Китаю в качестве геохронометров для оценки возраста редкометальных гранитов, пегматитов и грейзенов активно используются рудные минералы – касситерит и колумбит-танталит (Che et al., 2019).

Принципиально иная картина возрастного взаимоотношения рудовмещающей породы и вольфрамитовой минерализации складывается в РПГ “стандартного” типа с низким содержанием лития и фтора. На основе изучения двух изотопных систем (Rb-Sr и Sm-Nd) вольфрамитов Спокойнинского массива из разных парагенезисов (рассеянная вкрапленность в гранитах, в грейзенах, кварцевых жилах и пегматоидах) был выявлен разрыв между временем кристаллизации вольфрамитов и формированием вмещающего гранита. Этот возрастной разрыв по данным Rb-Sr изотоп-

ной системы соответствует 3.8 млн лет. Близкий возрастной интервал прослежен между формированием Первомайского массива и вольфрамово-рудным процессом грейзенизации (≈ 1.3 млн лет) в пределах Джидинского W-Мо месторождения в Западном Забайкалье (Чернышев и др., 1998), что, по мнению авторов статьи, позволяет говорить о “тесной временной сближенности инициальных и завершающих процессов рудообразования”. Возможно, выявленный нами возрастной разрыв между кристаллизацией рудных минералов и вмещающей породой может соответствовать времени формирования гидротермальной системы, с которой генетически связано Sn-W оруденение в РПГ “стандартного” типа. Такое представление подтверждается индифферентностью расплава Спокойнинского массива к концентрированию вольфрама на магматическом этапе, установленной на основе изучения состава расплавных включений в кварце в ряду дифференциатов пород вольфрамоносного Спокойнинского массива (Сырицо и др., 2018). Заслуживают внимания результаты Rb-Sr датирования вольфрамоносного парагенезиса – КПШ, мусковит, флюорит из кварц-вольфрамитовой жилы месторождения Увальное в ареале вмещающих пород Спокойнинского массива. Месторождение Увальное находится в 1.5 км к северу от Спокойнинского месторождения и представляет собой штокверк с кварцево-жильным оловянно-вольфрамовым оруденением, залегающий во вмещающих сланцах. Его положение представлено на схематической геологической карте Хангилайского рудного узла в работе (Сырицо и др., 2018, рис. 4). Установленный возраст формирования этих вольфрамоносных жил – 146.4 ± 1.5 млн лет (Rb-Sr изотопная система) показывает, что, в отличие от спокойнинского вольфрамитов (141.8 ± 0.6 млн лет), их образование идентично времени формирования непосредственно гранитного массива – 146.9 ± 0.7 млн лет (Rb-Sr изотопная система). Таким образом, кварцево-жильное вольфрамовое оруденение в ареале массивов редкометальных гранитов может являться результатом гидротермального пропаривания вмещающих пород в период внедрения рудоносного расплава, сопровождающегося выносом вольфрама из магматического очага или его мобилизацией из вмещающих пород.

О специфической природе Sn-W рудного вещества свидетельствует выявленная изотопная гетерогенность между составом вольфрамитов и вмещающими его гранитами. Как видно из табл. 1, эта гетерогенность проявляется в деплетированности ϵ_{Nd} в составе вольфрамитов, и, напротив, большем содержании в них радиогенного стронция (Abushkevich et al., 2010; Сырицо и др., 2018). Изотопная гетерогенность радиогенных Nd и Sr может служить признаком воздействия глубинного источника ювенильного вещества. Источ-

ники вольфрамита и касситерита по изотопным параметрам Sr и Nd попадают в поле состава обогащенного мантийного источника ЕМII-типа. Эти данные хорошо согласуются с представлением о смешанной мантийно-коровой природе расплавов редкометалльных гранитов под воздействием мантийных магм, связанных с плюмами (Ярмлюк, Коваленко, 2003).

ВЫВОДЫ

Выполненные изотопно-геохронологические исследования (U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar изотопные системы) возрастных соотношений формирования массивов Хангилайского интрузива в Восточном Забайкалье подтвердили полученные ранее результаты Rb-Sr датирования (Костицын и др., 2004), впервые выявившего синхронность образования трех массивов интрузива.

Установлено, что возрасты формирования изучаемых гранитов (средние значения без учета погрешностей), оцененные локальным U-Pb методом по циркону (SHRIMP), являются более молодыми по сравнению с оценками возраста, полученными другими изотопными методами, в том числе Rb-Sr по породам и минералам, U-Pb с химическим разложением по циркону и Ar-Ar по мусковиту. Между этими значениями наблюдается устойчивое различие порядка 5 млн лет.

Процесс формирования полного ряда дифференциатов Li-F гранитов Орловского массива от безрудных протолитионитовых гранитов глубоких горизонтов, порфиروبластовых гранитов основного объема до рудоносных лепидолит-амазонитовых гранитов апикали быстротечен, его длительность не устанавливается результатами геохронологических исследований.

Возрасты кристаллизации рудной минерализации Li-F гранитов Орловского массива, определенные U-Pb (ID-TIMS) методом (колумбит-танталит – 145 ± 1 млн лет, касситерит – 144.2 ± 0.3 млн лет), сопоставимы со временем кристаллизации циркона рудоносного гранита – 145 ± 1 млн лет (U-Pb метод, CA-ID-TIMS), что подтверждает магматогенную природу редкометалльной минерализации. В стандартном типе РПГ Спокойнинского массива между временем формирования массива (Rb-Sr система) и кристаллизацией вольфрамита (Rb-Sr система) выявлен временной интервал в 3.8 млн лет, что может соответствовать времени формирования гидротермальной системы, с которой генетически связано вольфрамовое оруденение.

Синхронность формирования массивов РПГ Хангилайского интрузива, в том числе массивов-сателлитов с редкометалльным и вольфрамовым оруденением, является следствием общей краткосрочности проявления магматизма, согласованной “возрастная длительность существования редкометалльного расплава не превышала 10^4 – 10^5 лет” (Костицын, 2004).

Благодарности. Статья претерпела значительные изменения и заметно улучшилась благодаря замечаниям В.В. Ярмлюка, Ю.А. Костицына, А.В. Самсонова и анонимного рецензента.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект № 22-27-00427).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абушкевич В.С., Сырицо Л.Ф. Изотопно-геохимическая модель формирования Li-F гранитов Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье. Санкт-Петербург: Наука, 2007. 147 с.
- Анисимова И.В., Абушкевич В.С., Сырицо Л.Ф. и др. U-Pb и Rb-Pb исследование танталита – нетрадиционного минерала-геохронометра редкометалльных гранитов (Орловское месторождение, Восточное Забайкалье) // Тр. XX симпозиума по геохимии изотопов. М.: ИГЕМ РАН, 2013. С. 30–32.
- Баданина Е.В. Первые данные о содержании вольфрама в высокоспециализированных гранитоидных гранитах – по данным изучения расплавных включений в кварце // Вопросы геохимии и типоморфизм минералов. Изд-во СПбГУ, 2008. Вып. 6. С. 42–49.
- Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Абушкевич В.С. и др. Геохимия ультракалийевых риодацитовых магм из ареала Орловского массива Li-F гранитов в Восточном Забайкалье на основе изучения расплавных включений в кварце // Петрология. 2008. Т. 16. № 3. С. 317–330.
- Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Волкова Е.В. и др. Состав расплава Li-F гранитов и его эволюция в процессе формирования рудоносного Орловского массива в Восточном Забайкалье // Петрология. 2010. Т. 18. № 2. С. 139–167.
- Залайшкова Н.Е. Зональность метасоматически измененных танталоносных гранитов // Минералого-геохимические и генетические особенности редкометалльных апогранитов. / Под. ред. К.Д. Субботина. М.: Наука, 1969. С. 5–29.
- Зарайский Г.П. Условия образования редкометалльных месторождений, связанных с гранитоидным магматизмом // Смирновский сборник-2004. М.: Фонд им. Ак. В.И. Смирнова, 2004. С. 105–192.
- Иванова А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. U-Pb (ID-TIMS) датирование высокоурановых метамиктизированных цирконов: новые возможности известных подходов // Петрология. 2021. Т. 29. № 6. С. 656–667.
- Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 206 с.
- Костицын Ю.А., Зарайский Г.П., Аксюк А.М. и др. Rb-Sr изотопные свидетельства генетической общности биотитовых и Li-F гранитов на примере месторождений Спокойнинское, Орловское и Этыкинское (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 2004. № 9. С. 940–948.
- Марин Ю.Б., Бескин С.М. Принципы выделения и систематики фанерозойских гранитоидных формаций и ассоциирующих с ними месторождений полезных ископаемых // Зап. Ленингр. Горн. ин-та. 1983. Т. 95. С. 32–40.
- Ризванова Н.Г., Кузнецов А.Б. Новый подход для определения U-Pb-возраста касситерита методом ID-TIMS на примере Питкярантского месторождения олова // Геохимия. 2020. Т. 491. № 1. С. 47–51.

- Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометального рудообразования. СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 2002. 360 с.
- Сырицо Л.Ф., Баданина Е.В., Абушкевич В.С. и др. Продуктивность редкометальных плюмазитовых гранитов и условия образования месторождений вольфрама // Геология рудн. месторождений. 2018. Т. 60. С. 38–56.
- Сырицо Л.Ф., Табунс Э.В., Волкова Е.В. и др. Геохимическая модель формирования Li-F гранитов Орловского массива, Восточное Забайкалье // Петрология. 2001. № 13. Т. 9. С. 313–336.
- Сырицо Л.Ф., Иванова А.А., Баданина Е.В. и др. Амазонитовые Li-F граниты REE-Zr-Nb-Th-U специализации: геохимия, минералогия, изотопная геохронология Тургинского массива в Восточном Забайкалье // Петрология. 2021. Т. 29. № 1. С. 64–89.
- Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 278 с.
- Травин А. В., Юдин Д. С., Владимиров А. Г. и др. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. № 11. С. 1181–1199.
- Чевычелов В.Ю. Распределение летучих, породообразующих и рудных компонентов в магматических системах: экспериментальные исследования. Автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. Черногловка: ИЭМ РАН, 2013. 62 с.
- Чернышев И. В., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д. и др. Rb-Sr-геохронометрия процессов последовательного формирования гранитов, грейзенизации и гидротермальной минерализации: Джидинское W-Mo-месторождение, Западное Забайкалье // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 4. С. 537–540.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.В. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.
- Abushkevich V.S., Badanina E.V., Syritso L.F. Wolframite and cassiterite: age of forming and isotope characteristics Sr and Nd // The 20-th General Meeting of the International Mineralogical Association (Budapest, Hungary, 2010). Budapest, Hungary, 2010. P. 419.
- Che X.-D., Wang R.-C., Wu F.-Y. et al. Episodic Nb-Ta mineralization in South China: constraints from in situ LA-ICP-MS columbite-tantalite U-Pb dating // Ore Geol. Rev. 2019. V. 105. P. 71–85.
- Dolgoplova A., Seltmann R., Stanley C. Isotope systematics of ore-bearing and host rocks of the Orlovka-Spokojnoe mining district, eastern Transbaikalia, Russia // Mineral. Deposit Res. Eds. Jingwen Mao, Frank P. Bierlein V.I. Springer, 2005. P. 747–751.
- Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
- Ludwig K.R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2003. V. 4.
- Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p.
- Manhes G., Minster J.E., Allegre C.J. Comparative uranium-lead and rubidium-strontium study of the Severin amphibolite: consequences for early solar system chronology // EPSL. 1978. V. 39. № 1. P. 14–24.
- Mattinson J.M. Zircon U-Pb chemical abrasion “CA-TIMS” method: combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved and accuracy of zircon ages // Chem. Geology. 2005. V. 220. P. 47–66.
- Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jager E. Subcommission of geochronology: Convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.

Age and Isotope-Geochemical Characteristics of Ta, Nb, W, Sn Mineralization Associated with Rare-Metal Granites (Khangilay Ore District, Eastern Transbaikalia)

E. V. Badanina¹, L. F. Syritso¹, A. A. Ivanova², and N. G. Rizvanova²

¹ Saint-Petersburg State University, St.-Petersburg, Russia

² Institute of Precambrian Geology and Geochronology Russian Academy of Sciences, Saint Petersburg, Russia

The age relations between the formation of the parent massif and the time of crystallization of the associated ore mineralization were established on the basis of isotope-geochronological study of the massifs-deposits of the Khangilay ore district with various metallogenic specialization in Eastern Transbaikalia. In the Orlovka massif of Li-F granites, the crystallization time of columbite-tantalite (145 ± 1 Ma) and cassiterite (144.2 ± 0.3 Ma) (U-Pb, ID-TIMS) is almost identical to the crystallization time of zircon (140.6 ± 2.9 Ma (U-Pb, SHRIMP) and 145 ± 1 Ma (U-Pb, CA-ID-TIMS)) – an age marker of the formation of massifs. This fact testifies to the magmatogenic nature of rare-metal mineralization. In the Spokojnoye massif – the “standard type” of rare-metal peraluminous granites – a time gap with an interval of 0.6–3.8 Ma was revealed between the time of formation of the massif (141.3 ± 1.8 Ma, U-Pb, SHRIMP, 146.9 ± 0.7 Ma, Rb-Sr isotopic system) and crystallization of wolframite (141.8 ± 0.6 , Rb-Sr isotopic system and 140.1 ± 1.4 Ma, Sm-Nd isotopic system). Perhaps this interval corresponds to the time of formation of the hydrothermal system, with which tungsten mineralization is genetically related.

Keywords: rare-metal granites, ore-mineralization, columbite-tantalite, cassiterite, wolframite, Eastern Transbaikalia, isotopic-geochronological investigations