

УДК 552.2:551.72(571.5)

ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ БАМБУКОЙСКОЙ ОЛОВОНОСНОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ (БАРГУЗИНО-ВИТИМСКИЙ СУПЕРТЕРРЕЙН ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА)

© 2024 г. А. М. Ларин^{1,*}, Е. Ю. Рыцк¹, член-корреспондент РАН А. Б. Котов¹,
Е. Б. Сальникова¹, В. П. Ковач¹, Т. М. Сквитина², С. Д. Великославинский¹,
Ю. В. Плоткина¹, Н. Ю. Загорная¹

Поступило 08.09.23023 г.

После доработки 21.08.2023 г.

Принято к публикации 25.09.2023 г.

Выполнены геохимические, геохронологические (U–Pb по цирконам, ID-TIMS) и изотопно-геохимические Sm–Nd-исследования пород бамбукойской вулканоплутонической ассоциации, образующих Жанок-Бамбукойскую вулканотектоническую структуру в пределах Анамакит-Муйского террейна на северном фланге Баргузино-Витимского супертеррейна Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского орогенного пояса. В составе ассоциации присутствуют вулканиды жанокской свиты, среди которых преобладают риолиты и дациты, а также прорывающие их лейкократовые и биотитовые граниты бамбукойского комплекса. Граниты этого комплекса вмещают оловянное месторождение Моховое, относимое к олово-порфировой формации. В качестве рудоносных рассматриваются субвулканические образования жанокского комплекса. Геохимические особенности вулканидов жанокской свиты и гранитов бамбукойского комплекса сближают их с дифференцированными гранитами S-типа, свидетельствуют об их комагматичности и принадлежности к единой оловоносной бамбукойской вулканоплутонической ассоциации. Формирование этой ассоциации определяется возрастным интервалом 834 ± 23 – 818 ± 7 млн лет. Изотопные данные указывают на источник родоначальных магм пород бамбукойской вулканоплутонической ассоциации, образованный в результате смешения вещества двух коровых источников – зрелого раннедокембрийского и ювенильного раннебайкальского. На исключительно коровый источник пород этой ассоциации указывают и геохимические данные. Таким образом, бамбукойская оловоносная вулканоплутоническая ассоциация была образована в неопротерозойское время (тоний), скорее всего, в условиях литосферного растяжения за счет источника со сложной и длительной коровой предысторией.

Ключевые слова: гранитоиды, источники, континентальная кора, геодинамическая обстановка, геохронология, изотопная геохимия, петрогенезис, Центрально-Азиатский орогенный пояс, месторождения олова

DOI: 10.31857/S2686739724010036

Бамбукойская вулканоплутоническая ассоциация образует серию вулканотектонических структур в пределах Анамакит-Муйского террейна на северном фланге Баргузино-Витимского супертеррейна Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского орогенного пояса (рис. 1 а). Нами была исследована одна из

них – Жанок-Бамбукойская, вмещающая месторождение олова Моховое. Эта вулканотектоническая структура центрального типа (20х30 км) сложена вулканидами жанокской свиты и гранитоидами бамбукойского комплекса [1] (рис. 1 б). Вулканиды жанокской свиты представлены главным образом риолитами и дацитами, которым резко подчинены базальты и андезито-базальты [1] (рис. 1 б). С вулканидами связаны экструзивные и субвулканические тела кварц-полевошпатовых порфиров и гранит-порфиров, которые прорывают гранитоиды бамбукойского комплекса. Последние образуют довольно крупные интрузивные

¹Институт геологии и геохронологии докембрия Российской Академии наук, Санкт-Петербург, Россия

²Институт Земной Коры, Сибирское отделение Российской Академии наук, Иркутск, Россия

*E-mail: larin7250@mail.ru

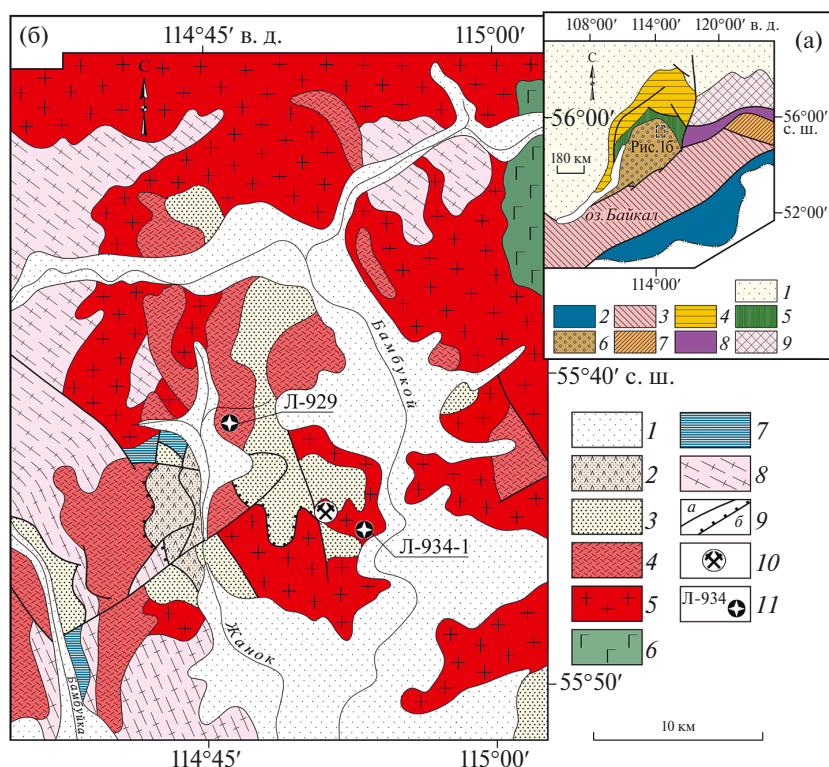


Рис. 1. а. Положение Бамбукойской вулканотектонической структуры в северной краевой части Центрально-Азиатского складчатого пояса. 1 – раннепалеозойский платформенный чехол Сибирской платформы; 2 – Монголо-Охотский складчатый пояс мезозоид и Аргунский супертеррейн; 3–6 – Центрально-Азиатский складчатый пояс: 3 – террейны, аккрецированные к кратону в позднем рифее и палеозое (Селенгино-Яблоновый и Западно-Становой супертеррейны), 4 – Байкало-Патомский складчато-надвиговый пояс, 5 – Байкало-Витимский складчатый пояс, 6 – Баргузино-Витимский супертеррейн; 7 – Джунджуро-Становой раннедокембрийский супертеррейн, активизированный в мезозое; 8 – Становой сутурный шов (палеопротерозойская зона тектонического меланжа); 9 – Алданский щит. б. Схема размещения пород Жанок-Бамбукойской вулканоплутонической ассоциации и Sn-месторождения Моховое в пределах неопротерозойского Анамакит-Муйского террейна на северном фланге Баргузино-Витимского супертеррейна Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. По материалам Ю.А. Клейменова и др. [2]. 1 – четвертичные отложения; 2 – палеозойские вулканогенно-терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатно-терригенные комплексы; 3 – вендские доломиты и грубообломочные породы зотовской, аматканской и ггарской свит; 4–7 – позднелопротерозойские геологические образования: 4–5 – Жанок-Бамбукойская вулканоплутоническая ассоциация (4 – вулканические и субвулканические породы кислого состава жанокской свиты, 5 – граниты бамбукойского комплекса), 6 – габброиды иракиндинского комплекса, 7 – черные сланцы шуридинской толщи; 8 – раннелопротерозойские кристаллические сланцы и гнейсы-граниты восточно-горбылского метаморфического комплекса; 9 – разрывные нарушения: (а) разломы, (б) надвиги; 10 – Sn-месторождение Моховое; 11 – места отбора геохронологических проб.

тела, площадью до 900 км² [1]. Породы первой фазы составляют основной объем и представлены средне-крупнозернистыми лейкогранитами и биотитовыми гранитами. Для краевых фаций характерны мелкозернистые, иногда порфировидные биотитовые и амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты. Породы второй фазы – лейкократовые и биотитовые мелко-среднезернистые граниты. Породы ассоциации подверглись низкотемпературному метаморфизму, проявленному крайне неравномерно. Оловянное месторождение Моховое, относимое к олово-порфировой формации [1],

локализовано среди гранитов бамбукойского комплекса (рис. 1). В качестве рудоносных рассматриваются субвулканические образования жанокского комплекса [3].

Верхняя возрастная граница гранитоидов и вулканитов Жанок-Бамбукойской структуры, а также руд месторождения Моховое определяется трансгрессивным налеганием на них терригенных отложений аматканской свиты эдиакария, содержащих гальку рудовмещающих гранитов и гальку магнетит-гематитовых руд с касситеритом [1]. Для кислых вулканитов жанокской

свиты U–Pb-методом по циркону была получена оценка возраста около 723 млн лет [4]. Близкое значение возраста 733 ± 40 млн лет было получено для гранитов бамбукойского комплекса Rb–Sr-методом [1]. Нижняя возрастная граница для гранитов бамбукойского комплекса определяется по прорыванию ими терригенно-вулканогенных пород усть-келянской толщи (824 ± 2 млн лет [5]) [6]. Однако полученные в последние годы новые геохронологические и геохимические данные для магматических пород Анамакит-Муйского террейна [7, 5] требуют проведения специальных исследований для уточнения, а возможно, и пересмотра возрастного положения вулканитов жанокской свиты. Это обусловлено тем, что для вулканических пород кислого состава буромской свиты и усть-келянского вулканоплутонического комплекса, ассоциирующих с породами жанокской свиты и имеющих близкие с ними геохимические характеристики, установлены значимо более древние значения возрастов от 825 ± 3 млн лет и до 815 ± 5 млн лет [7, 8]. Учитывая это, а также важную металлогеническую роль Бамбукойской вулканоплутонической ассоциации представляется целесообразным проведение геохронологических исследований как вулканических пород, так и гранитоидов этой ассоциации на методически новом уровне с использованием U–Pb-метода датирования по единичным зернам циркона (ID-TIMS).

В этой связи для решения вопроса о возрасте, источниках и тектоническом положении пород Бамбукойской вулканоплутонической ассоциации были проведены комплексные геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические (Sm–Nd) исследования, результаты которых представлены в настоящей статье. Главными объектами исследований послужил массив биотитовых гранитов бамбукойского комплекса, вмещающий оловорудное месторождение Моховое, и ассоциирующие с ним трахириолиты жанокской свиты (рис. 1 б).

Граниты и кислые вулканиты Жанок-Бамбукойской структуры весьма близки по химическому составу. Они относятся к высококремнеземистым ($\text{SiO}_2 = 73\text{--}77\%$) породам известково-щелочной и щелочно-известковой серий умереннощелочного типа с варьирующими соотношениями щелочей при явном преобладании калия, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ изменяется от 0.97–1.83 в гранитах и до 0.82–2.21 в трахириолитах. Породы отличаются высокой глиноземистостью ($\text{A}/\text{CNK} = 1.0\text{--}1.5$) и повышенной и высокой железистостью ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) =$

$= 0.77\text{--}0.98$), а также низкими содержаниями CaO и MgO (0.09–1.24% и 0.11–0.76% соответственно). Граниты и трахириолиты несколько обогащены Rb и Ba (75–158 и 680–1870 мкг/г соответственно) и обеднены Sr (17–79 мкг/г) и большинством HFS элементов (за исключением Y (27.4–66.7 мкг/г) и HREE (Yb = 2.7–7.8 мкг/г)). Распределение REE умеренно или слабо фракционированное ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 2.91\text{--}9.18$), при этом, почти “горизонтальное” распределении элементов в области HREE ($[\text{Gd}/\text{Yb}]_n = 0.77\text{--}1.18$), и сильно варьирующей отрицательной Eu-аномалией ($[\text{Eu}/\text{Eu}^*]_n = 0.092\text{--}0.95$). Повышенные значения Rb/Sr-отношений (1.3–9.3) указывают на дифференцированный характер этих пород. По мере увеличения этого параметра в породах наблюдается возрастание содержаний Rb, U, Th, Y, HREE, снижение Sr, Ba, Zr, Hf и углубление Eu-аномалии. На дискриминационных тектономагматических диаграммах (Y–Nb и Rb–(Y+Nb)) [9] составы изученных пород находятся в поле постколлизии гранитов, а на диаграммах [10] $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO} - (\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$ и др. занимают граничное положение между полями гранитов А-типа и дифференцированными орогеническими гранитами. Содержания олова в этих породах повышенные (2.7–7.2 мкг/г), но не достигающие концентраций, характерных для оловоносных гранитов (> 15 мкг/г, [11]). Содержания фтора в гранитах и вулканитах также невысокие (0.016–0.085%), не характерные для типичных оловоносных гранитов. Геохимические особенности гранитов и кислых вулканитов Бамбукойской ассоциации сближают их с гранитами S-типа, указывая на коровый источник этих пород. На диаграммах $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/(\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ и $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ [12] составы этих пород лежат исключительно в поле источников метаграуваккового состава.

U–Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования выполнены для кислых вулканитов жанокской свиты и для гранитов бамбукойского комплекса. Места отбора проб показаны на рис. 1 а. Выделение циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для U–Pb-геохронологических исследований кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO_3 . При этом после каждой ступени зерна циркона (или их фрагменты) промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялись по модифицированной

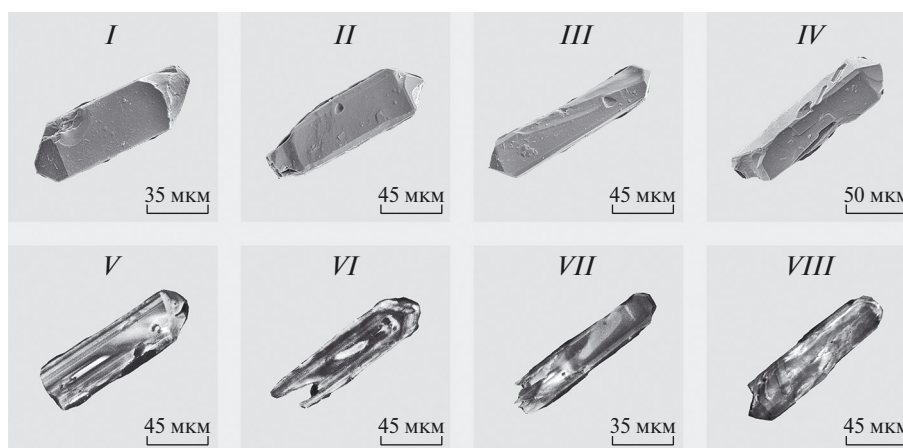


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов циркона из трахириолита жанокской свиты (проба № Л-929), выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ-55. I–IV – в режиме вторичных электронов, V–VIII – в режиме катодоллюминесценции.

методике Т.Е. Кроу [13]. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом и динамическом (с помощью электронного умножителя) режимах. Для изотопных исследований использован изотопный индикатор ^{202}Pb - ^{235}U . Точность определения U/Pb-отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ “PbDAT” [14] и “ISOPLOT” [15]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [16]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии

с модельными величинами [17]. Все ошибки приведены на уровне 2σ .

В пробе Л-929 трахириолита жанокской свиты преобладает субидiomорфный, реже идиоморфный циркон призматического облика. Как правило, циркон прозрачный, реже полупрозрачный, имеет желтоватую окраску. Размер кристаллов циркона изменяется от 30 до 200 мкм, $K_{\text{удл.}} = 2.0\text{--}3.0$. Кристаллы огранены призмами $\{100\}$, $\{110\}$ и дипирамидами $\{101\}$, $\{111\}$ (рис. 2 I–IV). В цирконе наблюдается зональность (рис. 2 I–IV), в некоторых кристаллах выявлены унаследованные ядра.

U–Pb-геохронологические исследования проведены для пяти микронавесок циркона. При

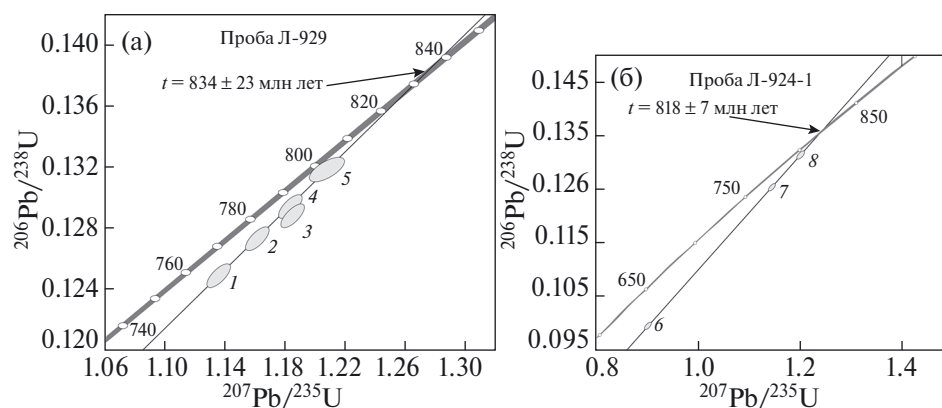


Рис. 3. Диаграммы с конкордией для цирконов из (а) трахириолита жанокской свиты (проба № Л-929) и (б) биотитового лейкогранита бамбукойского комплекса (проба № Л-934–1). Номера точек на диаграммах соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

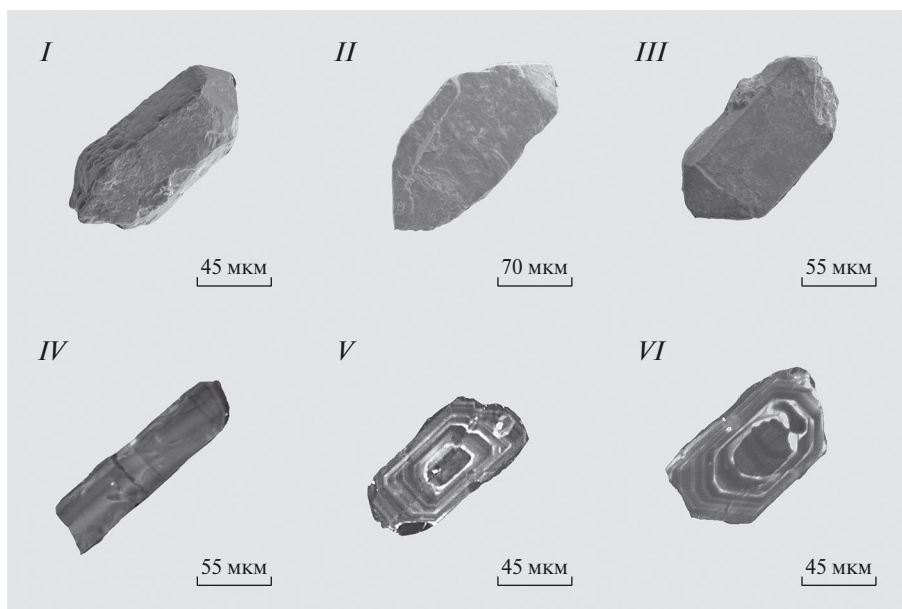


Рис. 4. Микрофотографии кристаллов циркона из биотитового лейкогранита бамбукойского комплекса (проба № Л-934–1), выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ-55. I–III – в режиме вторичных электронов, IV–VI – в режиме катодоллюминесценции.

этом были использованы как необработанные, наиболее прозрачные и идиоморфные кристаллы циркона (№ 1–3; табл. 1), так и зерна, подвергнутые различной степени (15–50%) аэроабразивной обработки (№ 4, 5; табл. 1). Как видно на рис. 3, точки изотопного состава изученного циркона № 1, 2, 4, 5 располагаются на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 834 ± 23 млн лет (нижнее пересечение равно 328 ± 200 млн лет, СКВО=0.17). Принимая во внимание морфологические особенности изученного циркона, указывающие на его магматическое происхождение, есть все основания полагать, что значение возраста 834 ± 23 млн лет соответствует возрасту кристаллизации трахириолитов.

Из биотитовых лейкогранитов бамбукойского комплекса (проба Л-934–1) выделен циркон, который представлен идиоморфными и субидиоморфными полупрозрачными, реже прозрачными короткопризматическими и призматическими кристаллами желтовато-розовой окраски. Огранка этих кристаллов определяется сочетанием призмы {100} и дипирамид {101}, {201} (рис. 4 I–III). Поверхности граней кристаллов корродированы. Размер зерен изменяется от 40 до 300 мкм, коэффициент удлинения составляет 1.0–2.0. Внутреннее строение характеризуется наличием осциляторной зональности (рис. 4 IV–VI) и реликтов унаследованных ядер, обнаруженных в некоторых кристаллах (рис. 4 VI).

Для U–Pb-изотопных исследований были выбраны наиболее прозрачные и идиоморфные кристаллы из размерных фракций <50 мкм и 100–150 мкм (табл. 1), при этом кристаллы из более крупной фракции были подвергнуты аэроабразивной и кислотной обработкам. Точки изотопного состава циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 818 ± 7 млн лет (нижнее пересечение равно 76 ± 43 млн лет, СКВО=1.9) (рис. 3). Морфологические особенности изученного циркона указывают на его кристаллизацию из магматического расплава, следовательно, полученную оценку возраста 818 ± 7 млн лет можно принимать в качестве оценки возраста его кристаллизации.

Таким образом, в результате геохронологических исследований получены оценки возраста кристаллизации гранитов бамбукойского комплекса – 818 ± 7 млн лет и кислых вулканитов жанокского комплекса – 834 ± 23 млн лет, которые в рамках погрешностей хорошо согласуются друг с другом. Близость возраста и химического состава этих пород, вероятнее всего, свидетельствует о комагматичности этих образований и подтверждают принадлежность к единой оловянной Бамбукойской вулканоплутонической ассоциации. Значительно более низкое значение возраста трахириолита жанокской свиты 723 ± 4 млн лет, определенное четверть века

назад [4], скорее всего, обусловлено методическими причинами, связанными с использованием больших навесок циркона.

Изотопные составы Sm и Nd гранитов бамбукойского комплекса и вулканитов жанокской свиты были измерены на многоколлекторном

масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51115$ в Nd-стандарте JNdi-1. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd-стандарте JNdi-1 в период

Таблица 1. Результаты U–Pb-изотопных исследований циркона.

Номер п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
проба Л-929													
1	<50, 30 крист.	0.11	10.10	70	601	0.0660±2	0.2199±1	1.1360±46	0.1249±2	0.80	771±3	759±2	805±5
2	<50, 50 крист.	0.19	14.70	83	1234	0.0662±1	0.1924±1	1.1619±31	0.1273±1	0.79	783±2	773±1	813±4
3	50–85, 30 крист.	0.15	15.00	104	1547	0.0667±1	0.2223±1	1.1848±31	0.1289±1	0.72	794±2	781±1	828±4
4	50–85, 20 крист., A = 50%	0.04	23.14	159	782	0.0663±2	0.2148±1	1.1838±47	0.1294±2	0.81	793±3	785±2	817±5
5	85–100, 25 крист., A = 15%	—*	U/Pb = 6.00		372	0.0664±3	0.2195±1	1.2075±95	0.1318±4	0.81	804±6	798±4	820±10
проба Л-934–1													
6	100–150, кисл. обр.=1.5	—*	7.83		344	0.0657±2	0.2124±1	0.8992±37	0.0993±1	0.61	651±3	610±1	796±2
7	<50, 20 крист.	—*	6.69		777	0.0664±1	0.2427±1	1.1449±31	0.1251±1	0.65	775±2	760±1	818±1
8	100–150, 13 крист. A = 20%	—*	6.83		918	0.0662±1	0.2444±1	1.1996±39	0.1314±2	0.79	800±3	796±2	814±1

^a — изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; A = 15% — количество вещества, удаленное в процессе аэробразивной обработки циркона; * — навеска циркона не определялась; кисл. обр. = 1.5 — кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы). Rho — коэффициент корреляции ошибок изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

Таблица 2. Sm–Nd-изотопные данные для пород Жанок-Бамбукойского вулканоплутонической ассоциации.

№ обр.	Возраст, млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}, \pm 2\sigma$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{Nd}}(\text{DM}), \text{млн лет}$	$t_{\text{Nd}}(\text{C}), \text{млн лет}$
Трахиролит жанокской свиты								
Л-929	820	7.58	37.9	0.1211	0.51198±3	–5.0	1920	1907
Граниты бамбукойского комплекса								
Л-934-1	820	8.03	40.0	0.1215	0.512081±2	–3.0	1757	1742
Л-941	820	6.65	29.7	0.1354	0.512120±3	–3.7	1991	1800

измерений составило 0.512108 ± 7 ($n = 10$). Точность определения концентраций Sm и Nd составляет $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.005\%$ (2σ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm и 0.5 нг Nd. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и модельных возрастов $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ для однородного хондритового резервуара (CHUR) по [18] и деплетированной мантии (DM) по [19] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$).

Результаты Sm–Nd-изотопных исследований (табл. 2) демонстрируют, что граниты бамбукойского комплекса и трахириолиты жанокской свиты имеют близкий и сравнительно малорадиогенный изотопный состав Nd ($\epsilon_{\text{Nd}}\text{DM} = -3 \dots -5$, $t_{\text{Nd}}(\text{C}) = 1.7\text{--}1.9$ млрд лет). В координатах “ ϵ_{Nd} – возраст” точки изотопных составов рудоносных гранитов и трахириолитов располагаются в поле эволюции изотопного состава Nd мезопротерозойской континентальной коры, представляющей собой, по-видимому, результат смешения вещества двух коровых источников – зрелого раннедокембрийского (палеопротерозойского) и ювенильного раннебайкальского. На исключительно коровый источник пород этой ассоциации указывают и геохимические данные.

В заключение следует отметить, что, согласно полученным новым геохронологическим, геохимическим и изотопным данным, Бамбукойская оловоносная вулканоплутоническая ассоциация была образована в период 835–810 млн лет (тоний), скорее всего, в условиях литосферного растяжения за счет источника со сложной и длительной коровой предысторией.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00191, <https://rscf.ru/project/22-27-00191/>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта РФ. 1:1 000 000. Третье поколение. Сер. Алдано-Забайкальская. Лист N-50 – Сретенск. Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 377 с.
2. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Серия Муйская. Лист N-50-II. Объяснительная записка. – М. (СПб.), 2000. – 127 с.
3. Государственная геологическая карта СССР (новая серия). N-49, (50) (Чита). Масштаб 1: 1 000 000. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1993. 98 с.
4. *Larin A.M., Neymark L.A., Nemchin A.A., Rytik E. Yu.* Two different types of Neoproterozoic tin-bearing granites in the Baikal Mountain region. 1998. 1998 Intern. Field Confer.: Proterozoic Granite Systems of the Pennokean terrane in Wisconsin. Field Guide and Proceeding Volume. Abstr. Madison, Wisconsin. P. 155–156.
5. *Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-50 – Бодайбо. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 612 с.
7. *Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н., Переляев В.И., Шалаев В.С.* Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.
8. *Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Богомолов Е.С., Котов А.Б.* Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.
9. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace Element Distribution Diagramms for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. Part 4. P. 956–983.
10. *Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.
11. *Барсуков В.Л.* Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974. 150 с.
12. *Patino Douce A.E.* What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro A., Fernandez C., Vigneresse J.L. (Eds), Understanding granites: integrating new and classical techniques // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1999. V. 168, P. 55–75.
13. *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.
14. *Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p.
15. *Ludwig K.R.* Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2003. V. 4.

16. *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.
17. *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.
18. *Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm–Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137–150.
19. *Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. P. 249–265.

AGE AND TECTONIC SETTING OF THE BAMBUKOY TIN-BEARING VOLCANO-PLUTONIC ASSEMBLAGE (BARGUZIN–VITIM SUPERTERRANE OF THE CENTRAL ASIAN OROGENIC BELT)

A. M. Larin^{a, #}, E. Yu. Rytsk^a, Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov^a, E. B. Salnikova^a, V. P. Kovach^a, T. M. Skovitina^b, S. D. Velikoslavinskii^a, Yu. V. Plotkina^a, and N. Yu. Zagornaya^a

^a*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation*

^b*Institute of Earth Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

[#]*E-mail: larin7250@mail.ru*

Geochemical, geochronological (U–Pb zircons, ID-TIMS) and isotope-geochemical (Sm–Nd) studies of the rocks of the Bambukoy volcano-plutonic association, which form the Zhanok-Bambukoy volcano-tectonic structure within the Anamakit–Muya terrane on the northern flank of the Barguzin–Vitim superterrane of the East Transbaikalian segment of the Central Asian orogenic belt. The association includes volcanic rocks of the Zhanok Suite (dacites and rhyolites mainly), as well as leucocratic and biotite granites of the Bambukoy Complex that cut through them. The granites of this complex host the Mokhovoe tin deposit, which is attributed to the tin-porphyry formation. Subvolcanic rocks of the Zhanok Suite are considered as ore-bearing. The geochemical features of the volcanic rocks of the Zhanok Suite and the granites of the Bambukoy complex bring them closer to S-type granites, and belonging to a single tin-bearing Bambukoy volcanic-plutonic association. The formation of this association is determined by the age interval 834 ± 23 – 818 ± 7 Ma. The isotopic data point to a source of parental magmas from the rocks of the Bambukoy volcano-plutonic association, formed as a result of mixing of the material of two crustal sources, the mature Early Precambrian and the juvenile Early Baikal. The geochemical data also point to an exclusively crustal source of the rocks of this association. Thus, the Bambukoy tin-bearing volcano-plutonic association was formed in the Neoproterozoic time (Tonian), most likely under lithospheric extension conditions due to a source with a complex and long crustal prehistory.

Keywords: granitoids, source, continental crust, geodynamic environment, geochronology, isotopic geochemistry, petrogenesis, Central Asian orogenic belt, tin deposits