УДК 553.45:553.065

# БАДЖАЛЬСКАЯ ОЛОВОНОСНАЯ МАГМАТОГЕННО-ФЛЮИДНАЯ СИСТЕМА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК, РОССИЯ): ПЕРЕХОД ОТ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАНИТОВ К ГИДРОТЕРМАЛЬНОМУ ОТЛОЖЕНИЮ РУД

 © 2019 г. Н.С. Бортников<sup>1,\*</sup>, Л.Я. Аранович<sup>1</sup>, С.Г. Кряжев<sup>2,\*\*</sup>, С.З. Смирнов<sup>3,4,\*\*\*</sup>, В.Г. Гоневчук<sup>5,\*\*\*\*</sup>, Б.И. Семеняк<sup>5</sup>, Е.О. Дубинина<sup>1</sup>, Н.В. Гореликова<sup>1</sup>, Е.Н. Соколова<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН Россия, 119017, Москва, Старомонетный пер., 35 <sup>2</sup>Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов ЦНИГРИ Россия, 117545, Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1 <sup>3</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН Россия, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3 <sup>4</sup>Томский Государственный Университет, Россия, 634050 Томск, пр. Ленина, 36 <sup>5</sup>Дальневосточный геологический институт ДВО РАН Россия, 690022, Владивосток, пр-т 100-летия Владивостока, д. 159 \*E-mail: bns@igem.ru \*\*E-mail: S34@mail.ru \*\*\*E-mail: S34@mail.ru \*\*\*\*E-mail: Ssmr@igm.nsc.ru

> Поступила в редакцию 14.05.2018 г. После доработки 17.01.2019 г. Принята к публикации 27.02.2019 г.

С целью выяснения особенностей переходной стадии от кристаллизации гранитов к отложению редкометальных руд изучена Баджальская оловоносная магматогенно-флюидная система одноименной вулкано-плутонической зоны среднего Приамурья. Для этого проведено детальное исследование расплавных, флюидно-расплавных и флюидных включений и изотопного состава кислорода минералов гранитоидов Верхнеурмийского массива Баджальской вулкано-плутонической зоны и минералов Sn-W руд месторождений Правоурмийское и Ближнее. Образование грейзенов и гидротермальных жил Правоурмийского и Ближнего месторождений происходило в результате развития единой магматогенно-флюидной системы, связанной со становлением Верхнеурмийского массива гранитов – одного из куполов Баджальского криптобатолита. Впервые для оловорудных месторождений прослежены переход от магматической фазы кристаллизации гранитов к гидротермальной стадии рудообразования и эволюция магматогенного флюида от его отделения от магматического расплава к отложению Sn-W руд. Прямым доказательством отделения оловоносного флюида при кристаллизации магмы служат комбинированные флюидно-расплавные включения. Состав стекол в них указывает на то, что граниты и гранит-порфиры массива кристаллизовались из кислых от умеренно- до высокоглиноземистых расплавов, значения ASI в которых изменяются от 0.95 до 1.33, а содержание щелочей варьирует от 6.02 до 9.02 мас.%. Концентрации Cl и F в стеклах составили соответственно 0.03-0.14 и 0.14-0.44 мас.% и оказались выше таковых в валовом составе пород (0.02 и 0.05-0.13 мас.% соответственно). Эти различия указывают, что хлор и фтор могли быть удалены из гранитного расплава при его кристаллизации и дегазации. Содержание H<sub>2</sub>O, определенное по недостатку суммы микрозондовых анализов, составило 8-11 мас. %. Это определение было сделано с учетом возможного эффекта "потери натрия" (Nielsen, Sigurdson, 1981) при анализе водосодержащих стекол. Учитывая высокую погрешность такого определения (Devine et al., 1995), к полученным величинам следует относиться как к очень приблизительной оценке и считать, что изученные расплавы содержали около 9.5-10.0 мас. % воды.

Результаты исследования расплавных включений показывают, что по крайней мере часть расплава, формировавшего магматические породы Баджальской РМС, кристаллизовалась при температурах около 650 °С. Эти расплавы по составу были кислыми, умеренно фтористыми и мета- и высокоглиноземистыми. Причиной низких температур их кристаллизации, по-видимому, являются высокое давление воды, а также повышенное содержание фтора. Наиболее вероятно, что изученные включения характеризуют заключительную стадию становления массива, на которой в системе сосуществуют

### БОРТНИКОВ и др.

кристаллы, остаточный расплав и магматогенная флюидная фаза. Флюид, из которого образовались грейзены Правоурмийского месторождения, очень близок по своим свойствам к надкритическому флюиду, захваченному магматическими минералами. Его соленость, изменяющаяся от ~9 до 12 мас.% эквивалентных NaCl, а максимальные температуры 550 °C (с учетом коррекции температур их гомогенизации на давление ~1 кбар) близки к таковым магматогенного флюида, что позволяет связать его происхождение с остыванием гранитного плутона. Образование грейзенов и кварц-касситериттопазовых жил Правоурмийского месторождения связано с понижением температуры магматогенного флюида от 550-450 до 480-380 °С. Эволюция флюида, отложившего кварц-касситеритовые жилы Ближнего месторождения, который судя по изотопному составу кислорода ( $\delta^{18}O_{H_2O} \approx 8.5\%$ ) также отделился от магмы. протекала в более приповерхностных условиях при значительно меньших давлениях. Это привело к тому, что флюид с соленостью ~13 мас.% эквивалентных NaCl при температурах 420-340 °С претерпел фазовую сепарацию на малоплотный низкосоленый пар и рассол с концентрацией 33.5-37.4 мас.% эквивалентных NaCl. Изучение изотопной системы кислорода свидетельствует, что изотопный состав кислорода рудообразующего флюида контролировался равновесием с гранитами в широком интервале температуры (от ~700 °C до начала кристаллизации грейзенов). Соответствие измеренных и расчетных данных предложенной модели указывает на то, что в магматогенно-флюидную систему не поступило значительных объемов внешнего флюида с иными изотопными характеристиками, который не достиг изотопного равновесия с Верхнеурмийскими гранитами. Выявленные различия физико-химических условий двух изученных месторождений не являются "критическими" и подтверждают мнение о формировании их в составе единой магматогенно-флюидной системы.

*Ключевые слова*: Баджальский район, Sn-W месторождения, граниты, кислые расплавы, грейзены, магматогенно-гидротермальная система, переходная стадия, расплавные, флюидо-расплавные и флюидные включения, термобарогеохимия, надкритический флюид, газовая сепарация, вода, хлор, фтор, давление рудообразующей системы, изотопия кислорода, условия рудообразования.

DOI: https://doi.org/10.31857/S0016-77706133-30

### **ВВЕДЕНИЕ**

Баджальский оловорудный район, расположенный в западной части Хабаровского края, является частью Хингано-Охотской металлогенической провинции (фиг. 1). Важнейшее в ней Правоурмийское грейзеновое месторождение уникально, т. к. вмещает около 3.8% запасов олова России: Доказанные и вероятные запасы в 2015 году составили соответственно (в тыс. т) 59.1 и 22.4, а добыто за 2016 г. 1146 т (Госдоклад..., 2018). Первоначально утвержденные ГКЗ в 1990 г. (цитируется по "Аудит запасов оловорудного месторождения Правоурмийское (Хабаровский край, Россия)", Micon International Co Limited, 2012) запасы олова (106.4 тыс. т по категории В+С1 и 41 тыс. т по категории  $C_2$ ), Cu (92.4 тыс.т по категории  $B+C_1$ и 69 тыс. т по категории C<sub>2</sub>), WO<sub>3</sub> (8.4 тыс. т по категории  $B+C_1$  и 4.1 тыс. т по категории  $C_2$ ), индия (392.5 т по категории B+C<sub>1</sub>+C<sub>2</sub>), серебра (140.3 по категории  $B+C_1$  и 184.1 по категории  $C_2$ ), висмута (577 т по категории В+С1 и 872 т по категории  $C_2$ ), скандия (5 т по категории  $B+C_1+C_2$ ) и Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (39.3 т по категории  $B+C_1+C_2$ ).

В Баджальском оловорудном районе известны мелкие и средние месторождения Ближнее, Болторо, Двойное, Лошадиная Грива, Рудное, Омот-Макит и др. Среднее по запасам Ближнее месторождение частично отработано старателями.

Большинство исследователей связывают оловянную минерализацию Баджальской рудно-магматической системы с гранитами баджальского вулкано-плутонического комплекса (Болотников и др., 1975; Максимов, 1982; Огнянов, 1986; Семеняк и др., 1988; Гоневчук, 2002; и др.).

Грейзеновые штокверковые и жильные Sn-W месторождения пространственно и, как полагают многие исследователи, генетически связаны с гранитами (Щерба, 1968; Рундквист и др., 1971; Taylor, 1979; Štemprok, 1987; Lehman, 1990; Cherny et al., 2005), как правило, располагаясь в апикальных частях массивов или в осадочных породах на контакте с ними (Lehman, 1990). Оловянные и, в меньшей мере, оловянно-вольфрамовые месторождения связывали с восстановленными (содержание акцессорного ильменита менее 0.1 об.%, а отношение  $Fe_2O_3/FeO \le 0.5$ ; Ishihara, 1981) умеренно глиноземистыми лейкократовыми гранитами S-типа – дериватами кислых расплавов (Blevin, Chappel, 1992, 1995), источником которых были метаосадочные породы (Chappel, White, 2001). Ряд крупных месторождений олова: грейзеновые месторождения олова Амазонии (Бразилия), юго-восточного Миссури (США), юга Финляндии, ассоциирующие с гранитами-рапакиви (Haapala, 1995), провинции Хунань в Китае (Li et al., 2007) генетически связаны с гранитами А-типа, источник магмы которых – переработанная дегидратированная континентальная кора (Collins et al., 1982). Реже оловорудные месторождения ассоциируются с гранитами І-типа, источником магм которых служили изверженные породы (Chappel, White, 2001). Среди последних месторождения Тайланда (Lehman, Mahawat, 1989),

(a)



Фиг. 1. Оловоносные магматические пояса Востока России по (Родионов, 2002) с изменениями авторов. а) 1 – вулканические образования: *а* – Хингано-Охотского пояса, *б* – Сихотэ-Алинского пояса. 2 – плутонические образования: а – Хингано-Охотского пояса, *б* – Сихотэ-Алинского пояса. 3 – зоны разломов и пояса даек. 4 – оловоносные территории и исследуемый район.

б) Геолого-металлогеническая схема Баджальской вулканической зоны.

(б)

1 – мезозойские терригенные отложения; 2 – палеозойские терригенно-кремнистые отложения; 3 – метаморфизованные породы Буреинского массива; 4, 5 – Баджальский магматический комплекс (105–90 млн лет): 4 – биотитовые граниты, 5 – риолиты и риодациты (А – покровные, Б – экструзивные); 6, 7 – Силинский комплекс (92–89 млн лет): 6 – трахиандезиты, 7 – монцониты (А – покровные, Б – экструзивные); 8, 9 – Лакский комплекс (~115 млн лет): 8 – андезиты, 9 – преимущественно гранодиориты; 10 – рудные районы: 1 – Урмийский, 2 – Верхне-Баджальский; 11 – разломы; 12 – месторождения и рудопроявления.

Австралии (Blevin, Chappel, 1992), Сихотэ-Алиня в России (Gonevchuk *et al.*, 2010), W-Sn провинция Наньлин в южном Китае (Cheng, Mao, 2010). В некоторых крупных провинциях Sn и Sn-W руды ассоциируются с гранитами, проявляющими признаки гранитов I- и S-типа. Это месторождения, приуроченные к гранитам Главного хребта на полуострове Малазия (Ghani *et al.*, 2013), района Корнуолл, где ранние роговообманковые граниты I-типа заключены в поздних оловоносных гранитах S-типа (Pownall *et al.*, 2012).

Генетическая связь Sn и Sn-W руд с гранитами обосновывается не только их пространственной ассоциацией с интрузивами, но и геохронологическими данными. Последние свидетельствуют о близком времени кристаллизации магматических пород и отложения руд (Darbyshire, Shepherd, 1985; Zhang *et al.*, 2014), а именно: промежуток между кристаллизацией гранитов и образованием месторождений не превышает несколько миллионов лет (Lehman, 1990).

Общепризнанная связь Sn и Sn-W месторождений с гранитоидным магматизмом не снизила остроту дискуссии о составе и происхождении флюидов, образовавших их руды. Исследование флюидных включений и стабильных изотопов показало отличие флюидов в классических оло-

воносных системах Корнуолл (Великобритания) и Панашкейра (Португалия) от магматических вод (Kelly, Rye, 1979; Marignac, Cathelineau, 2009). Были высказаны гипотезы о метеорном или метаморфическом происхождении флюидов (Kelly, Rye, 1979; Wilkinson, 1990). Предполагалось смешение магматических и метеорных флюидов (Бортников и др., 2005), магматического и метаморфогенного флюидов (Linnen, 1998; Van Daele et al., 2018), взаимодействие нагретых метеорных вод с вмещающими породами (Polya et al., 2000) и вовлечение мантийного флюида (Burnard, Polya, 2004). Приводились новые свидетельства образования Sn-W руд из магматогенного флюида, отделившегося при кристаллизации кислых магм (Смирнов и др., 2014; Heinrich, 1990). Для вольфрамового месторождения Акчатау (Ц. Казахстан) была предложена модель эволюции рудообразующего флюида, равновесного с гранитами, и рассмотрена роль смены режима изотопного обмена при переходе к грейзеновым и жильным минеральным ассоциациям (Жариков и др., 1992). Эта модель смогла объяснить появление низких величин δ<sup>18</sup>О флюидной фазы на стадиях формирования рудных жил без участия внешнего флюида. С большой долей уверенности магматогенное происхождение флюида можно считать обоснованным в Sn-W магматогенно-гидротермальных системах, связанных с гранитами Моле в Австралии (Audetat *et al.*, 1998, 2000) и редкометальными гранитами Рудных гор в Германии (Webster, 2004; Rickers *et al.* 2006). Приведено свидетельство участия магматогенного флюида в образовании Sn-W месторождения Панашкейра (Launay *et al.*, 2018). Обобщение имеющихся данных позволило выдвинуть идею о том, что в природе существуют три типа крайних Sn-W-образующих гидротермальных систем: 1) магматогенно-гидротермальные, 2) высокотемпературные флюидные системы, равновесные с гранитами и 3) высокотемпературные флюидные системы, равновесные с метаморфическими породами (Marignac, Cathelineau, 2009).

Таким образом, наши представления о происхождении и составе поздних дифференциатов оловоносных магм и флюидов, о составе отделившегося магматогенного флюида и кристаллизующейся магмы, времени его отделения, эволюции флюида при переходе от позднемагматической стадии к гидротермальному процессу все еще остаются недостаточными для понимания условий развития магматогенно-флюидных систем. Особенно это касается тех из них, которые ассоциируются с гранитоидами I-типа, поскольку число Sn-W месторождений, приуроченных к ним, значительно меньше, чем связанных с S- и A-гранитами (Xu *et al.*, 2017), а изученность их значительно хуже.

Чтобы объяснить эти спорные вопросы, нами были исследованы два месторождения Баджальской оловоносной грейзеновой магматогенно-флюидной системы: Правоурмийское (грейзеновое), приуроченное к экзоконтакту Верхнеурмийского массива, гранитам которого присущи характеристики I- и S-типов гранитов (Гоневчук, 2002; Gonevchuk et al., 2010), и Ближнее (кварц-полевошпатовое), расположенное на удалении около 50 км к северо-востоку от Правоурмийского и приуроченное к штоку гранитов, аналогичных по составу гранитам массива. С этой целью изучены расплавные и флюидные включения в кварце, соотношения изотопов кислорода в кварце вкрапленников гранитов и гранит-порфиров, флюидные включения и соотношения изотопов кислорода в минералах: кварце, топазе и касситерите из рудных тел.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для исследования индивидуальных включений минералообразующих сред использовались двусторонне-полированные пластинки, изготовленные из гранитов, кварц-касситерит-топазовых и касситерит-кварцевых жил. Из тех же образцов были отобраны фракции +0.25...–0.5 мм для массовых прогревов и исследования составов расплавных включений, а также определения валового химического состава флюидных включений. Микротермометрические исследования проводились при атмосферном давлении в термокамере конструкции Н.Ю. Осоргина и А.А. Томиленко методом закалки. Для этого использовались фрагменты двусторонне-полированных пластинок. Прогрев зерен кварца в автоклаве осуществлялся при 680 и 650 °С под давлением тяжелой воды 1–2 кбар в соответствии с методикой (Смирнов и др., 2011). После опыта зерна монтировались в шашки из эпоксидной смолы и полировались для визуального контроля фазового состава включений.

Состав закаленных стекол расплавных включений изучался методом рентгеноспектрального анализа. Размер анализируемых включений редко превышал 15 мкм, что препятствовало использованию метода ВДС в полной мере, поэтому исследование проводилось в два этапа. Сначала выполнялся анализ с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN Mira 3LMU Inca Energy 450 XMax 80 (Oxford Instruments) при ускоряющем напряжении 20 кэВ и токе зонда 1 нА методом энергодисперсионной спектроскопии (Лаврентьев и др., 2015). Этим методом определялись концентрации главных породообразующих окислов. Для предотвращения потери Na, которая обычно происходит при анализе водосодержащих силикатных стекол (Lineweaver, 1963; Morgan, London, 1996, 2005), анализ выполнялся в режиме сканирования по площади 5 × 5 мкм. После этого определение концентраций второстепенных компонентов, концентрации которых меньше или равны 0.1 мас.%, проводилось методом волно-дисперсионной спектроскопии на электронном микроанализаторе JEOL JXA-8100 с расфокусированным до 5 мкм пучком электронов при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 10 нА. Для калибровки обоих приборов использованы внутрилабораторные стандарты из природных минералов и искусственных веществ, с хорошо охарактеризованными составами. Совместное применение ЭДС- и ВДС-методов рентгеноспектрального микроанализа рассмотрено Лавреньевым и др. (2015).

Микротермометрическое изучение флюидных включений провели с помощью термокамеры конструкции ЦНИГРИ, позволяющей выполнять охлаждение и нагревание препаратов от –180 до +650 °C с измерением температуры посредством хромель-алюмелевой термопары. Камеру периодически калибровали при температурах кипения азота (–196 °C) и тройной точки чистой CO<sub>2</sub> (–56.6 °C), температурах плавления льда в стандартных растворах NaCl (от –18 до –1 °C), температурах плавления AgNO<sub>3</sub> (210 °C), K<sub>2</sub>CrO<sub>7</sub> (398 °C) и NaI (651 °C). Точность измерения температуры плавления льда составляла  $\pm 0.2$  °C, температур плавления галита и гомогенизации включений ±5 °С. При интерпретации результатов использованы экспериментальные и расчетные данные по свойствам системы H<sub>2</sub>O–NaCl (Реддер, 1987; Sourirajan, Kennedy, 1962; Bodnar, Vityk, 1994; Atkinson 2002; Becker *et al.* 2008).

Анализ валового состава флюидных включений выполнен Ю.В. Васюта по методике (Кряжев и др., 2006). Монофракцию +0.25...-0.5 мм минерала массой 1 г очищали от посторонних примесей азотной кислотой и затем электролитически в потоке воды. Затем ее нагревали в атмосфере гелия до 500 °C. Газы, выделившиеся из вскрытых флюидных включений, при помощи крана-дозатора вводили в хроматограф Agilent 6890, снабженный делителем потока для одновременного определения воды, углекислоты и углеводородов. После этого монофракцию заливали деионизированной водой и помещали в ультразвуковую ванну. Раствор вытяжки отделяли путем центрифугирования. Анионы (Cl, F, SO<sub>4</sub>) анализировали на жидкостном хроматографе ЦВЕТ 3006 (Савельева и др., 1988), катионы – методом массспектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на приборе Elan 6100. Из полученных значений вычитали результаты анализа повторных (холостых) вытяжек. Одновременное извлечение солей и растворителя (воды) из одной навески позволило рассчитать концентрацию всех компонентов в растворах включений.

Изотопный состав кислорода минералов определен в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН методом фторирования с применением лазерного нагрева (Sharp, 1990). Измерения проведены в режиме двойного напуска на масс-спектрометре DeltaPlus (Thermo, Германия). Точность определения величин  $\delta^{18}$ О составила  $\pm 0.1$  ‰, калибровка измеренных величин в международной шкале VSMOW проведена по результатам измерений стандартов NBS 28 и UWG-2 (Valley *et al.*, 1995).

# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

### Региональное положение

Баджальский оловорудный район расположен в Баджальской магматической зоне Хингано-Охотского ранне-позднемелового вулкано-плутонического пояса (фиг. 1а). Этот район, так же как и другие оловорудные районы с крупными месторождениями в этом поясе, располагается над зонами максимального градиента мощности земной коры и литосферы, но и над крупным региональным поднятием астеносферы (Родионов, 2005).

# Хингано-Охотский вулкано-плутонический пояс (apean)

Пояс состоит из обособленных вулкано-плутонических ареалов: Малохинганского, Баджальско-

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 61 № 3 2019

го. Эзоп-Ям-Алинского. Мяо-Чанского и других. вытянутых в виде цепи в северо-восточном направлении примерно на 400 км (Гоневчук и др., 2000; Ханчук и др., 1997, 2006; Sato et al., 2002; Nocklenberg et al., 2005). В Хингано-Охотском поясе существует монотонная геомагнитная аномалия - признак восстановленного магматизма внутри него. Магматические породы ареалов близки по возрасту и образовались в результате эпизодической активности в короткий промежуток времени —  $95 \pm 10$  млн лет одновременно с аккрешией Киселевско-Маноминского комплекса (Sato et al., 2002). Известные модели геодинамической природы пояса (Ханчук, 2000; Sato et al., 2002; Nocklenberg et al., 2005) основываются на том, что он возник в результате взаимодействия Восточно-Азиатской континентальной окраины и океанической плиты Изанаги, которая в этот период перемещалась под острым углом на северо-запад к краю континента, погружаясь под него (oblique subduction). Сначала предполагалось, что магматическая дуга образовалась при субдукции под активную континентальную окраину андийского типа (Родионов, Натальин, 1988). Возникновение Хингано-Охотского пояса связывается с субдукцией под острым углом в раннем мелу палео-Тихоокеанской плиты под континентальную окраину Евразии (Nocklenberg *et al.*, 1998; 2005). Это позволило объяснить одновременное проявление на разных участках палеоокраины трансформного и субдукционного режимов, что объясняло присутствие субдукционных и внутриплитных признаков в магматических породах. Предложена гипотеза образования магматического ареала в обстановке континентальной трансформной окраины (Ханчук и др., 1997). Считается, что турбидиты, залегающие на позднеюрских спрединговых базальтах, свидетельствуют о переходе от субдукции к латеральному скольжению океанической плиты в северном (в современных координатах) направлении вдоль палеоконтинентальной окраины. В результате этого в ранее субдуцированной части литосферной плиты возникали разрывы ("slab-window"), по которым проникало вещество астеносферной мантии, инициировавшее образование гранитоидных плутонов и вулкано-плутонических комплексов бимодального (с преобладанием риолитов) типа (Ханчук, 2000). Подтверждением этой гипотезы считается петрохимическое сходство магматического комплекса Баджальской зоны с риолитами континентальной трансформной окраины запада США (Ханчук, 2000; Гоневчук, 2002). Была высказана гипотеза, что вместе с океанической плитой погружался задуговый бассейн – спрединг, что привело к разрыву плиты ("slab-window") и сдвиговой тектонике из-за не фронтальной конвергенции плит (Sato et al., 2002).

### Баджальская вулкано-плутоническая зона

Баджальская вулкано-плутоническая зона (фиг. 1б) локализована в западной части аккреционной призмы Баджальского террейна в зоне субширотных глубинных разломов, оперяющих северо-северо-восточные слвиги системы Тан Лу. и пересекающих меридиональные сдвиги Сихотэ-Алинской системы (Nokleberg et al., 2005; Grebennikov et al., 2016). В этой зоне на поверхности выявлен ряд гранитоидных массивов, которые рассматриваются как купола Баджальского криптобатолита (см. фиг. 1б). Площадь криптобатолита более 10 тыс. км<sup>2</sup>, и он прослеживается под всей территорией Баджальского оловорудного района (Бакулин, 1991; Лишневский, Гершаник, 1992). Район представляет собой сооружение сводового типа над батолитом, осложненное вулканокупольными структурами и кальдерными депрессиями (Копылов, 2008).

### Верхнеурмийский массив гранитов

Верхнеурмийский гранитоидный массив (фиг. 2), является самым крупным (350 км<sup>2</sup>) выходом Баджальского батолита на поверхность. В нем выделяются три (Гоневчук, 2002) или четыре (Брусницын и др., 1993) фазы. Первая фаза – это среднекрупнозернистые биотитовые граниты с редкими кристаллами роговой обманки и пироксена, гранит-порфиры и порфировидные граниты. Мелкие линзы и дайки порфировидных гранитов приурочены к апикальным частям биотитовых гранитов. Гранит-порфиры постепенно переходят в субвулканические риолиты. Рвущие контакты гранит-порфиров с экструзивными кристаллоигнимбритами риолитов не обнаружены. Это может служить свидетельством комагматичности гранитоидов первой фазы с вмещающими их экструзивными породами (Гоневчук, 2002). Вторая фаза – это мелко-среднезернистые со слабовыраженной порфировидной структурой биотитовые (лейкократовые), полнокристаллические среднезернистые биотитовые граниты, с акцессорными кристаллами циркона, монацита, которые преобладают в массиве. Третья *фаза* – дайки и мелкие штоки мелкозернистых или аплитовидных лейкократовых с биотитом гранитов. Контакты этих гранитов с гранитами второй фазы обычно рвущие. Реже отмечаются взаимные переходы. Рвущие контакты с гранитами главной фазы указывают на более позднее их внедрение, а постепенные переходы – на их комагматичность. В качестве акцессорных минералов в породах массива установлены ильменит, магнетит (ильменит преобладает над магнетитом), циркон, ортит, апатит, гранат, топаз, флюорит, турмалин, касситерит и арсенопирит (Гоневчук, 2002).

Химический состав магматических пород следующий: содержание SiO<sub>2</sub> изменяется от 72.05

до 76.85 мас.%, сумма К<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O от 7.35 до 8.53 мас.%, CaO – от 0.51 до 2.19 мас.%, K<sub>2</sub>O в них преобладает над Na<sub>2</sub>O и FeO – над Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Брусницын и др., 1993: Гоневчук, 2002). Содержание SiO<sub>2</sub> в гранитах первой фазы (~73.5 мас.%) ниже, чем в породах второй и третьей фаз (~76.5 мас.%). По соотношению окисного и закисного железа, граниты 1-3 фаз массива являются восстановленными: коэффициент окисленности от 0.35 до 0.45. Это согласуется с наблюдением, что среди акцессорных минералов ильменит преобладает над магнетитом. Исключением стал только покровный риодацит, в котором концентрация SiO<sub>2</sub> оказалась ниже – 65.86 мас.% (Брусницын и др., 1993). Таким образом, по химическому составу граниты массива соответствуют аляскитовым гранитам известково-щелочной серии (Гоневчук, 2002). Постепенные переходы между гранитами разного состава позволили рассматривать их комагматичными, последовательными производными единого магматического очага, а некоторые особенности химического (A/CNK от 0.95 до 1.10, преобладание закисного над окисным железом) и минерального составов (присутствие роговой обманки, иногда пироксена в порфировидных биотитовых гранитах и акцессорного граната в биотитовых гранитах главной фазы, преобладание ильменита над магнетитом) указывают на то, что гранитоидам присущи как признаки гранитов типа I, так и гранитов типа S по классификации (Chappel, White, 2001). Это позволило предположить (Гоневчук, 2002), что массив образовался в результате эволюции от гранитов типа I к гранитам типа S и далее к биотитовым лейкократовым гранитам типа А по классификации (Loiselle, Wones, 1979).

Вблизи северо-восточного контакта Верхнеурмийского массива обнаружены мелкие интрузивные тела, высокие концентрации Li, Rb, Cs, F, Nb, Y, Yb, Sn и низкие – Ba и Sr в которых позволили отнести их к редкометальным литий-фтористым субщелочным лейкогранитам по В.И. Коваленко (1977). Дайка в северной части рудного поля Правоурмийского месторождения имеет сходный состав. Эти лейкограниты считаются четвертой интрузивной фазой в массиве (Брусницын и др., 1993).

Изотопно-геохронологические данные (Максимов, 1982; Лебедев, 2000; Гавриленко, Панова, 2001; Гоневчук, 2002; Алексеев, 2013, 2014; и др.) свидетельствуют о внедрении гранитов Верхнеурмийского массива в узкий промежуток времени: от 97.3 до 94.5 млн лет.

## Правоурмийское месторождение

Правоурмийское вольфрам-оловянное грейзеновое месторождение располагается в 4 км к востоку от восточного экзоконтакта Верхнеурмийского гранитного массива в зоне пологого



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта Верхнеурмийского рудного поля.

Составлена В.А. Лебедевым (1999) на основе крупномасштабных геологических карт региона и по материалам Комсомольской ГРЭ с авторскими изменениями и добавлениями.

1 – порфировидные граниты Верхнеурмийского массива (эндоконтактовая фация); 2 – биотитовые граниты Верхнеурмийского массива (главная фаза); 3 – дайки лейкократовых с биотитом и мусковитом гранитов (поздняя фаза); 4 – риолиты и риолитовые игнимбриты Урмийского лакколита; 5 – субвулканические риодациты; 6 – субвулканические гранит-порфиры; 7 – Правоурмийская дайка гранит-порфиров и рудная зона; 8 – покровные толщи баджальского комплекса (риолиты, дациты, их туфы); 9 – диоритовые порфириты; 10 – андезиты: межпластовые тела (а) и дайки (б); 11 – аллювиальные и ледниковые четвертичные отложения; 12 – места отбора и номера проб. Номера проб на карте соответствуют их номерам в табл. 1.

погружения его кровли (см. фиг. 2). Оно локализовано в центральной части Урмийской кальдеры, выполненной крупной экструзией (лакколитом) кристаллоигнимбритов риолитов, и приурочено к субширотной зоне смятия — малоамплитудному надвигу в висячем боку дайки гранит-порфиров, в участке ее пересечения с серией крутопадающих разломов северо-западного простирания, сконцентрированных в полосе шириной 4–5 км (Семеняк и др., 2006).

Месторождение сложено экструзивными кристаллоигнимбритами риолитов и вулканическими

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 61 № 3 2019

| Номер образца                      | БГ-23 | БГ-25 | БГ-82    | БГ-104   | БГ-105   | БГ- 48 | БГ-21    |
|------------------------------------|-------|-------|----------|----------|----------|--------|----------|
| Фаза                               | I     | I     | I        | 11       | 11       | 111    | 111      |
| SiO <sub>2</sub>                   | 73.69 | 73.47 | 73.44    | 76.30    | 76.35    | 76.56  | 76.78    |
| TiO <sub>2</sub>                   | 0.17  | 0.20  | 0.19     | 0.06     | 0.10     | 0.14   | 0.05     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 13.60 | 13.78 | 13.85    | 13.92    | 13.09    | 12.14  | 12.06    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 0.69  | 0.54  | 0.28     | 0.33     | 0.26     | 0.32   | 0.75     |
| FeO                                | 1.20  | 0.89  | 1.66     | 0.36     | 1.03     | 0.77   | 0.42     |
| MnO                                | 0.03  | 0.04  | 0.01     | 0.01     | 0.01     | 0.03   | 0.03     |
| MgO                                | 0.35  | 0.24  | 0.90     | 0.06     | 0.20     | 0.17   | 0.30     |
| CaO                                | 1.81  | 1.67  | 1.42     | 0.50     | 0.50     | 1.72   | 1.02     |
| Na <sub>2</sub> O                  | 3.83  | 2.96  | 3.45     | 3.36     | 3.38     | 3.03   | 3.20     |
| K <sub>2</sub> O                   | 4.28  | 5.23  | 4.01     | 4.78     | 4.58     | 4.31   | 4.62     |
| П.п.п.                             | 0.11  | 0.69  | 0.21     | 0.15     | 0.37     | 0.63   | 0.47     |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>      | 0.02  | 0.15  | 0.04     | 0.13     | 0.00     | 0.00   | 0.05     |
| $P_2O_5$                           | H.o.  | 0.16  | H.o.     | 0.03     | H.o.     | 0.09   | 0.14     |
| F                                  | 0.20  | 0.10  | 0.17     | 0.13     | 0.05     | 0.07   | 0.12     |
| Сумма                              | 99.96 | 99.97 | 99.59    | 99.99    | 99.92    | 99.98  | 99.96    |
| Rb                                 | 199   | 210   | 180      | 200      | 245      | H.o.   | 580      |
| Sr                                 | 62    | 84    | 100      | 45       | 40       | H.o.   | 16       |
| Ba                                 | H.o.  | 450   | 478      | 345      | 308      | H.o.   | 33       |
| Zr                                 | 93    | 95    | 111      | 621      | 90       | H.o.   | H.o.     |
| Nb                                 | 17    | 32    | 13       | 17       | 18       | H.o.   | 48       |
| Y                                  | 29    | 63    | 29       | 73       | 47       | H.o.   | 110      |
| Ni                                 | 9     | 5     | 8        | Н.м.п.о. | Н.м.п.о. | H.o.   | Н.м.п.о. |
| Co                                 | 5     | 3     | Н.м.п.о. | Н.м.п.о. | Н.м.п.о. | H.o.   | Н.м.п.о. |
| Cr                                 | 19    | 16    | 19       | Н.м.п.о. | Н.м.п.о. | H.o.   | Н.м.п.о. |
| V                                  | 52    | 28    | 48       | 5        | 17       | H.o.   | 3        |
| Cu                                 | 37    | 18    | 46       | 6        | 13       | H.o.   | 15       |
| Sn                                 | 4     | 3     | 5        | 4        | 7        | H.o.   | 5        |
| Pb                                 | 45    | 35    | 23       | 34       | 24       | H.o.   | 33       |
| Zn                                 | 65    | 76    | 58       | 44       | 62       | H.o.   | Н.м.п.о. |
| $Na_2O + K_2O$                     | 8.11  | 8.19  | 7.46     | 8.14     | 7.96     | 7.34   | 7.82     |
| K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O | 1.12  | 1.77  | 1.16     | 1.42     | 1.36     | 1.42   | 1.44     |
| A/CNK                              | 1.05  | 0.98  | 1.10     | 1.10     | 1.10     | 0.95   | 1.05     |
| $Na_2O + K_2O - CaO$               | 6.30  | 6.52  | 6.04     | 7.64     | 7.46     | 5.62   | 6.82     |
| $Fe^{2+3}/(Fe^{2+3} + Mg)$         | 0.94  | 0.95  | 0.70     | 0.70     | 0.93     | 0.98   | 0.87     |
| $Fe^{3}/Fe^{2+3}$                  | 0.35  | 0.35  | 0.13     | 0.21     | 0.18     | 0.34   | 0.61     |
| Ab                                 | 32.44 | 25.10 | 29.43    | 28.50    | 28.73    | 25.75  | 27.34    |
| Q                                  | 29.75 | 31.25 | 32.44    | 36.89    | 37.02    | 38.60  | 38.12    |
| Or                                 | 25.32 | 30.98 | 23.90    | 28.32    | 27.20    | 25.58  | 27.58    |

**Таблица 1.** Характеристика, результаты анализов и нормативные содержания компонентов в гранитах и гранит-порфирах Верхнеурмийского массива и Правоурмийской дайки

Примечание. Анализы выполнены в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. Окислы определены химическим анализом мокрым путем, F – методом атомно-абсорбционной спектрометрии (аналитики: Л.А. Авдевнина, С.П. Баталова, Г.И. Макарова), микроэлементы – методом масс-спектроскопии с индуктивно связанной плазмой (аналитики М.Г. Блохин, Д.С. Остапенко). Дано содержание нормативных компонентов, приведенных к 100%. Сокращения: П.п.п. – потери при прокаливании, Н.о. – элемент не определялся, Н.м.п.о. – ниже минимального предела обнаружения, Аb – альбит, Q – кварц, Or – ортоклаз.

БГ-23 – порфировидные биотитовые содержащие апатит граниты из эндоконтакта массива.

БГ-25 – порфировидные биотитовые содержащие апатит граниты из зоны контакта гранитов и риолитов.

БГ-82 — порфировидные слабо хлоритизированные биотитовые граниты с акцессорными ортитом, ксенотимом и монацитом.

БГ-104, БГ-105 — полнокристаллический среднезернистый биотитовый гранит с акцессорными цирконом и монацитом.

БГ-48 – хлоритизированные гранит-порфиры (порфировые риолиты).

БГ-21 — мелкозернистые биотитовые (с мусковитом, флюоритом) граниты из штока (?) в порфировидных биотитовых гранитах из эндоконтакта массива.

породами: покровными игнимбритами, туфами риолитов, реже туфами риодацитов и дацитов. Интрузивные породы — дайка гранит-порфиров протяженностью более 9 км и мощностью от 40 до 300 м.

Рудное тело локализовано в зоне смятия, простирающейся с северо-восток-востока на юго-запад-запад и падающей на северо-северо-запад (340°-350°) под углами 25°-45°, приуроченной к висячему контакту дайки гранит-порфиров (см. фиг. 2). В ней выявлены пологие трещины отдельности и мелкие зоны деформации, оси которых ориентированы почти горизонтально. Их сочетание с крутопадающими трещинами оказалось благоприятным фактором для образования лентообразных рудных тел.

Рудное тело является линейным штокверком мощностью 4.4—17.2 м, протяженностью 2400 м по простиранию и до 900 м по падению. Оно сложено сидерофиллит-кварц-топазовыми жилами и прожилками с гнездами касситерита и арсенопирита и крупными линзами кварц-топазовых грейзенов. В штокверке обнаружены кварц-турмалиновые с касситеритом прожилки и жилы мощностью 0.20—0.30 м и реже до 1 м, секущие грейзены.

Месторождение образовалось в три этапа: молибденит-полевошпатовый, оловорудный грейзеновый и антимонитовый. Оловорудные тела сформировались в четыре стадии минерализации (Семеняк и др., 2006). В раннюю касситериткварц-топазовую стадию отложились касситерит, вольфрамит, топаз, сидерофиллит, флюорит и арсенопирит. В следующую кварц-турмалинсульфидную стадию кристаллизовались турмалин, халькопирит, борнит, станин, станноидит, моусонит, рокезит и неназванный Zn-In-минерал группы сакураита, минералы висмута и серебра. Процесс завершило отложение минералов эпидотхлоритовой и карбонатной стадий.

### Месторождение Ближнее

Месторождение Ближнее расположено в северной части Баджальского рудного района (см. фиг. 1б). Рудное поле месторождения сложено субвулканическими и покровными телами андезидацитов, дацитов и риолитов. В 1.5 км к юговостоку от месторождения располагается шток субинтрузивных гранит-порфиров, по-видимому, обнажение Баджальского батолита (Беспалов, 1981). Пологие сколовые трещины и межпластовые срывы вмещают рудоносные зоны протяженностью до 300 м и мощностью до 4.5 м. Они сложены пологими сближенными жилами и прожилками. Жилы псевдополосчатые: в их зальбандах обнаружены брекчии, в которых обломки окварцованных, серицитизированных и калишпатизированных риодацитов сцементированы кварцем, а в центральных зонах – друзовидный кварц.

Они состоят из касситерита, альбита, адуляра, флюорита, карбоната, серицита, турмалина, галенита и пирита (Беспалов и др., 1980).

### РЕЗУЛЬТАТЫ

### Характеристика изученных образцов

Расплавные включения изучены в кварце из 6 образцов гранитов и гранит-порфиров Верхнеурмийского массива. Породы высокоглиноземистые (табл. 1): (A/CNK = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) = =  $0.98-1.1 \ge 1.0$ , хотя их составы близки к границе между высоко- и умеренно глиноземистыми гранитами A/CNK = 1 (Maniar, Piccoli, 1989). По значению коэффициента (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O - CaO = = 5.62-7.64) они относятся к известково-щелочной серии (Frost *et al.*, 2001). В них выявлены Rb, Y, Pb, Zn, Sr, Nb, Ba, Zr, Sn, Cr, V, Ni, Co (см. табл. 1). Породы обогащены некоторыми литофильными элементами с крупными ионами Rb, Pb, K (LILE) и обеднены высоко зарядными элементами (HFSE): Nb и Zr.

### Расплавные включения

Всего исследовано 13 расплавных включений. Размеры включений составляют 10–20 мкм (фиг. 3). При комнатной температуре они полностью заполнены агрегатом дочерних кристаллических фаз (фиг. 3а). Небольшие размеры большинства включений (до 10 мкм) не позволили надежно диагностировать дочерние фазы. Редко в них наблюдалось флюидное обособление, которое выглядит как сильно деформированный газовый пузырек. Прогревы образцов показали, что кварц содержит *нормальные* и *комбинированные* расплавные включения (фиг. 3в). К последним относятся те, что захватили одновременно две фазы: силикатный расплав и водный флюид.

Расплавные включения, как правило, встречаются поодиночке, реже образуют группы из нескольких включений, что является очевидным признаком того, что они первичные (Реддер, 1987) и были захвачены в момент кристаллизации минерала-хозяина. В одной и той же группе присутствуют как расплавные, так и флюидные включения. Это указывает на их одновременный захват кварцем.

Поведение нормальных и комбинированных расплавных включений при нагревании отличается. *Нормальные включения* становятся гомогенными при температурах не выше 650–680 °C. После отжига при 650 °C и последующей закалки они содержат только гомогенное силикатное стекло. Эти значения можно считать минимальными температурами захвата включений минералом-хозяином (Реддер, 1987). *Комбинированные включения* после закалки содержат силикатное



Фиг. 3. Включения в кварце гранитов Верхнеурмийского массива.

а – расплавные (РВ) и флюидные (ФВ), б – гомогенные стекла расплавных включений, прогретых в автоклаве при 650 °С, 1 кбар и закаленных, в – комбинированные флюидно-расплавные включения с переменным соотношением силикатного стекла (ст.) и водно-солевого флюида (после прогрева в автоклаве при 650 °С и 1 кбар); г – флюидные двухфазовые 1-го типа; д – флюидные многофазовые 2-го типа с твердыми дочерними фазами (тф); е, ж, з – флюидные многофазовые 3-го типа с кристаллом галита (см. пояснения в тексте).



**Фиг. 4.** Составы гранитов и гранит-порфиров Верхнеурмийского массива и стекол расплавных включений в кварце.

стекло и флюидное обособление (см. фиг. 3в). В наиболее крупных из них видно, что флюидное обособление при комнатной температуре состоит из двух фаз: жидкой и газообразной. Газообразная фаза и пар, как правило, преобладают (фиг. 3в, г). Составы жидкой и газообразной фаз не были изучены с помощью локальных методов анализа. По оптическим свойствам и отсутствию реакции на слабый нагрев мы предположили, что жидкая фаза – это водный раствор, а в газообразной фазе присутствовали или водяной пар, или малоплотная углекислота, так как она гомогенизировалась в газ при комнатной температуре. Возможно, флюид содержал примесь метана (Смирнов и др., 2014). Объемные соотношения стекла и флюидного обособления в комбинированных расплавных включениях изменяются значительно (см. фиг. 3в), что также подтверждает захват неоднородной среды этими включениями.

### Состав стекол расплавных включений

Петрогенные элементы. Состав стекол во включениях заметно изменяется (табл. 2): все они кислые (69.1-73.2 мас.% SiO<sub>2</sub>) и соответствуют фельзитовому расплаву (Igneous ... 2002). Сумма щелочей в них варьирует от 6 до 9 мас. %. Глиноземистость стекол изменяется от 0.95 до 1.33 (фиг. 4). Низкая глиноземистость стекол выявлена во включениях в кварце из образцов БГ-25, 82 и 104. Значения этого индекса изменяются не только от образца к образцу, но и в одном образце. Значения A/CNK (0.98-1.15) в стеклах из включений в обр. БГ-21 располагаются вблизи границы между высоко- и умеренно глиноземистыми гранитами (см. фиг. 4), тогда как стекла в обр. БГ-23 и 105 – высокоглиноземистые (A/CNK 1.1-1.33). В стеклах обнаружены редкие щелочи: Rb<sub>2</sub>O и Cs<sub>2</sub>O (табл. 2).

| № обр.                    |          | БГ    | -21      | -     | БГ-23    |          | БГ-25    |          | БГ-82    | БГ-104   |          | БГ-105   |          |
|---------------------------|----------|-------|----------|-------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Вклю-<br>чение            | 1        | 4     | 6        | 7     | 1        | 3        | 2        | 4        | 1        | 5        | 6        | 5        | 2        |
| SiO <sub>2</sub>          | 69.14    | 70.31 | 69.99    | 70.68 | 71.6     | 72.75    | 72.74    | 69.23    | 73.18    | 70.34    | 71.12    | 70.4     | 71.36    |
| TiO <sub>2</sub>          | Н.м.п.о. | 0.09  | 0.04     | 0.01  | 0.1      | 0.01     | 0.01     | 0.02     | Н.м.п.о. | Н.м.п.о. | 0.07     | Н.м.п.о. | 0.03     |
| $Al_2O_3$                 | 12.87    | 11.75 | 12.18    | 10.73 | 12.12    | 10.71    | 11.94    | 13.7     | 12.75    | 10.16    | 11.2     | 11.41    | 11.47    |
| FeO                       | 0.48     | 1.02  | 0.54     | 0.59  | 0.72     | 0.46     | 0.18     | 0.23     | 0.28     | 0.21     | 0.31     | 0.29     | 0.11     |
| CaO                       | 0.13     | 0.12  | 0.15     | 0.13  | 0.03     | 0.2      | 0.24     | 0.59     | 0.21     | 0.24     | 0.27     | 0.3      | 0.26     |
| Na <sub>2</sub> O         | 5.26     | 3.58  | 4.66     | 3.46  | 3        | 3.23     | 4.66     | 5        | 5.34     | 2.98     | 2.77     | 3.69     | 2.89     |
| K <sub>2</sub> O          | 3.92     | 3.77  | 3.68     | 3.36  | 3.78     | 3.65     | 3.22     | 3.99     | 3.86     | 4.26     | 3.25     | 3.44     | 3.45     |
| $Rb_2O$                   | 0.12     | 0.12  | 0.2      | 0.02  | Н.м.п.о. | 0.08     | 0.1      | 0.01     | Н.м.п.о. | 0.07     | 0.1      | 0.1      | 0.07     |
| Cs <sub>2</sub> O         | 0.14     | 0.1   | 0.09     | 0.17  | 0.1      | 0.08     | Н.м.п.о. | 0.1      | 0.05     | 0.03     | Н.м.п.о. | 0.04     | Н.м.п.о. |
| $P_2O_5$                  | Н.м.п.о. | 0.05  | Н.м.п.о. | 0.02  | 0.05     | Н.м.п.о. | 0.02     | Н.м.п.о. | 0.02     | Н.м.п.о. | 0.05     | Н.м.п.о. | Н.м.п.о. |
| Cl                        | 0.11     | 0.16  | 0.09     | 0.07  | Н.м.п.о. | 0.06     | 0.11     | 0.14     | 0.14     | 0.09     | 0.09     | 0.2      | 0.09     |
| F                         | 0.4      | 0.43  | 0.37     | 0.42  | 0.15     | 0.44     | 0.47     | 0.28     | 0.33     | 0.14     | 0.25     | 0.28     | 0.31     |
| Сумма                     | 92.57    | 91.50 | 91.99    | 89.66 | 91.65    | 91.67    | 93.69    | 93.29    | 96.16    | 88.52    | 89.48    | 90.15    | 90.04    |
| Н <sub>2</sub> О<br>расч. | 7.43     | 8.50  | 8.01     | 10.34 | 8.35     | 8.33     | 6.31     | 6.71     | 3.84     | 11.48    | 10.52    | 9.85     | 9.96     |

Таблица 2. Результаты рентгеноспектрального микроанализа стекол из расплавных включений в кварце гранитов и рассчитанные содержания воды

Примечание. Содержание  $H_2O$  расч. оценено по недостатку суммы компонентов в результатах анализа к 100 мас.%.

Летучие: хлор и фтор. Концентрации летучих Cl и F в стеклах существенно выше, чем в породах (см. табл. 1 и 2), что, очевидно, связано с отделением хлора и (в меньшей степени) фтора от гранитного расплава при его кристаллизации и сопряженной дегазации. Содержания F в стеклах значительно ниже, чем в расплавах из включений в Li-F гранитах (Коваленко, 1977), гранитных пегматитах, обогащенных бором, фтором и редкими металлами (Смирнов, 2015; Thomas, Klemm, 1997) и оловоносных микрогранитах Циннвальда  $-4.9 \pm 0.3$  мас.% (Thomas, Klemm, 1997). Содержания Cl в них оказались сопоставимыми с данными, полученными для расплавных включений в кварце из пород боливийских олово-порфировых систем (~0.13-0.22 мас.%), тогда как концентрации F (≤0.15 мас.%) – выше (Dietriech et al., 2000). Валовые содержания F в породах из этих же систем также оказались низкими (0.07-0.27 мас.%).

Вода. Содержание  $H_2O$  в расплаве оценено, используя недостаток суммы в результатах ЭДС-микроанализа стекол из включений. При этом был учтен возможный эффект "потери натрия" (Nielsen, Sigurdson, 1981). Такие оценки зависят от точности определения главных компонентов стекол, но они позволяют получить содержания летучих, сопоставимые с данными независимых определений (Thomas, Klemm, 1997; Acosta-Vigil *et al.*, 2016), и поэтому широко используются на практике (например, Aranovich *et al.*, 2013; Acosta-Vigil *et al.*, 2016). Рассчитанные значения концентрации H<sub>2</sub>O в стеклах изменяются от 3.8 до 11.5 мас.% (см. табл. 2). Они оказались выше в наиболее глиноземистых стеклах.

### ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

### Флюидные включения в магматическом кварце.

### Характеристика флюидных включений

Флюидные включения по фазовому составу при комнатной температуре разделены на три типа (см. фиг. 3).

Флюидные включения 1-го типа двухфазовые: они содержат жидкость (водно-солевой раствор) и пузырек пара, занимающий 50–60% объема (см. фиг. 3г). Такие включения распределены в объеме кварца хаотично, встречаются поодиночке или небольшими группами (как и расплавные включения). Это позволило отнести их к первичным флюидным включениям и счи-

14

тать их захваченными при кристаллизации кварца (Реддер, 1987).

Флюидные включения 2-го типа — многофазовые: содержат пузырек газа ( $H_2O + CO_2 + CH_4$ ), занимающий 75—80% объема, жидкость — водносолевой раствор и две твердые дочерние фазы (см. фиг. 3д) — небольшой изометричный анизотропный кристалл и непрозрачную частицу рудного минерала. Твердые фазы присутствуют практически во всех флюидных включениях, что позволило считать их дочерними, а не "ксеногенными" фазами, размеры которых и количество во включениях незакономерно изменяются (Реддер, 1987). Включения 2-го типа распределены в объеме кварца хаотично, встречаются поодиночке или небольшими группами. Поэтому они также считаются первичными.

Включения 1-го и 2-го типов обнаружены в разных образцах и не наблюдались совместно.

Включения 3-го типа — многофазовые, содержат небольшой пузырек пара, жидкость — водно-солевой раствор, кристалл галита и 2–3 дочерние твердые фазы: не идентифицированные растворимые и нерастворимые минералы (см. фиг. 3е–з). Эти включения обнаружены в кварце вместе с первичными флюидными включениями 1-го или 2-го типов. Флюидные включения *3-го типа* были обнаружены также в кварце гранит-порфиров Правоурмийской дайки.

## Результаты изучения флюидных включений

Флюидные включения 1-го типа захватили хлоридно-щелочной водно-солевой флюид, что следует из результатов валового анализа их содержимого в кварце из обр. БГ-82, в котором преобладают включения 1-го типа, а включения 3-го типа малочисленны. Они показали преобладание в минералообразующем флюиде Cl и Na соответственно (в г/кг Н<sub>2</sub>О) 43.85 и 13.64, и присутствие К. Са. Mg и F соответственно (в  $\Gamma/\kappa\Gamma$  H<sub>2</sub>O) 4.98. 2.92, 0.65 и 1.74. Соотношение основных катионов Na<sup>+</sup> : K<sup>+</sup> : Ca<sup>+2</sup> : Mg<sup>+2</sup> = 0.72 : 0.16 : 0.09 : 0.0 3 и анионов Cl-: F- = 0.93: 0.07 дало основание считать, что состав и свойства флюида во включениях могут быть описаны с использованием экспериментальных данных для системы H<sub>2</sub>O-NaCl (Knight, Bodnar, 1989).

Соленость захваченного флюида (табл. 3), оцененная по температуре плавления последнего кристаллика льда ( $-5.9 \pm 0.1$  °C), составляет 9 мас.% эквивалентных NaCl (Bodnar, Vityk, 1994). Гомогенизация включений происходила в критическую

| Таб  | лина | 3. | Резу | льтаты         | микроте | рмет  | рического  | изучени  | я фі        | пюилных | включений      | в | минер  | алах      |
|------|------|----|------|----------------|---------|-------|------------|----------|-------------|---------|----------------|---|--------|-----------|
| 1.00 |      | •• | 1005 | <i>ibiaibi</i> | mmpore  | phier | ph leekoro | moy romm | <i>π</i> φ, | попдпыл | biolic leilini | D | miniep | -us rus r |

|                 | Тип ФВ  | N        | Te                 | С солей, мас.%    |                |                                |                |  |  |  |
|-----------------|---|----------|--------------------|-------------------|----------------|--------------------------------|----------------|--|--|--|
| <u>n</u> ⁰ oop. | (минерал)   | Ν        | $T_{\mathfrak{s}}$ | $T_{\pi\pi}$ (Hh) | $T_{\Pi}$ NaCl | <i>Т</i> <sub>гом</sub> (фаза) | NaCl-экв.      |  |  |  |
| Первичные       | включения в магма   | тическом | кварце             |                   |                |                                |                |  |  |  |
| БГ-82           | П2ф (Q)   | 15       | н/опр              | $-5.9\pm0.1$      |                | 440-455 (к)                    | 9.0            |  |  |  |
|                 | Пмф (Q)   | 5        | н/опр              | н/опр             | 390-400        | 355-365 (ж)                    | 46.4-47.5      |  |  |  |
| БГ-25           | П2ф (Q)   | 25       | -31.5              | -1115             |                | 450-470 (г)                    | 15.0-18.6      |  |  |  |
|                 | Пмф (Q)   | 3        | н/опр              | н/опр             | 400-405        | 380-400 (ж)                    | 47.5-48.0      |  |  |  |
| БГ-48           | Пмф (Q)   | 10       | н/опр              | н/опр             | 430-480        | 280-290 (ж)                    | 50.8-57.1      |  |  |  |
| Месторожде      | Месторождение Правоурмийское. Кварц-касситерит-топазовые прожилки в грейзенах |          |                    |                   |                |                                |                |  |  |  |
| У143-88         | П2ф (Т)   | 15       | -28                | $-6.0\pm0.2$      |                | 430-450 (ж)                    | 9.3            |  |  |  |
| <b>Y</b> 2-87   | П2ф (Т)   | 25       | -29.5              | $-8.1\pm0.1$      |                | 370-380 (ж)                    | 11.8           |  |  |  |
|                 | П2ф (Q)   | 43       | -27.5              | $-7.8\pm0.1$      |                | 370-380 (ж)                    | 11.5           |  |  |  |
|                 | П2ф (К)   | 7        | -2730              | $-8.5\pm0.1$      |                | 370-380 (ж)                    | 12.1           |  |  |  |
| Месторожде      | Месторождение Ближнее. Кварц-касситеритовая жила                              |          |                    |                   |                |                                |                |  |  |  |
| БШЮ-1-14        | П2ф (Q)   | 5        | н/опр              | $-9.2\pm0.2$      |                | 400-420 (ж)                    | $13.1 \pm 0.2$ |  |  |  |
|                 | Пмф (Q)   | 3        | -45                | -33 (Hh)          | 280-290        | 395-405 (ж)                    | 36.7-37.4      |  |  |  |
|                 | ПВмф (Q)  | 15       | -45                | -30 (Hh)          | 230-255        | 330-350 (ж)                    | 33.5-35.0      |  |  |  |

Примечание. Сокращения: Q – кварц, T – топаз, K – касситерит. Тип ФВ: П – первичные, ПВ – псевдовторичные,  $2\phi$  – двухфазные (жидкость + пар), мф – многофазные (жидкость + пар + твердые дочерние фазы),  $T_3$  – температура первоначального плавления льда,  $T_{пл}$  – температура плавления льда, (Hh) – температура плавления гидрогалита,  $T_{гом}$  – гомогенизации жидкой фазы (ж – в жидкость, к – в критическое состояние, г – в газ, содержат углекислоту и углеводороды),  $T_{п}$  NaCl – температура растворения кристалла галита. N – количество изученных включений.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 61 № 3 2019

фазу с исчезновением мениска между жидкостью и паром при 440–455 °C, что близко к критической температуре (457 °C) водного флюида, в котором растворено 9 мас.% NaCl (Knight, Bodnar, 1989). Плотность флюида составляет 0.55 г/см<sup>3</sup> (Knight, Bodnar, 1989).

Флюидные включения 2-го типа содержат щелочно-хлоридный флюид. Этот вывод основывается на данных о температуре первоначального плавления льда, равной -31.5 °C (см. табл. 3). Этот термин используется вместо выражения "температура эвтектики" т. к. первым во включениях может происходить плавление метастабильных фаз, которое не является эвтектическим (Davis et al., 1990; Cline, Bodnar, 1994). Она значительно ниже температуры эвтектики в системах H<sub>2</sub>O-NaCl (-21.2 °C) и H<sub>2</sub>O-NaCl-KCl (-22.9 °C), но ближе к температурам эвтектики в системах H<sub>2</sub>O-MgCl<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O-NaCl-MgCl<sub>2</sub> соответственно −33.6 °С и −35 °С (Борисенко, 1977; Bakker, Baumgartner, 2012). Следовательно, флюид помимо NaCl и KCl содержит другие соли, возможно, MgCl<sub>2</sub>. Его соленость (см. табл. 3) изменяется от 15.0 до 18.6 мас.% эквивалентных NaCl.

При охлаждении флюидных включений 2-го типа в пузырьке газа вымораживается углекислота (твердая фаза CO<sub>2</sub> занимает менее 5% объема). Температура ее плавления (от -63.5 до -66.3 °C) ниже значений (-56.6 °C), установленных для чистой CO<sub>2</sub> (Варгафтик, 1972), и указывает на присутствие в составе газовой фазы, помимо пара  $H_2O$  и CO<sub>2</sub>, также значительного количества CH<sub>4</sub> (CH<sub>4</sub> > CO<sub>2</sub>, Thiery *et al.*, 1994).

Полная гомогенизация включений 2-го типа не наблюдалась, так как твердые фазы не растворялись в них вплоть до температур 500–550 °С, при которых произошла разгерметизация вакуолей. Возможно, это связано с тем, что дочерние фазы растворяются при более высоких температурах или продолжительность опыта оказалась недостаточной для их растворения. Гомогенизация жидкости и пузырька газа происходила в газовую фазу при температурах 450–470 °С.

Флюидные включения 3-го типа гомогенизировались в жидкость после исчезновения пузырька пара при 355–400 °С и растворения галита при 390–405 °С. Соленость флюида равна 46.4– 48.0 мас.% эквивалентных NaCl (см. табл. 3).

В первичных включениях в кварце гранит-порфиров Правоурмийской дайки растворение галита происходило при температурах от 430 до 480 °C. Эти значения выше тех, что измерены для аналогичных включений в кварце из гранитов Верхнеурмийского массива. Допустив, что состав флюида во включениях соответствовал системе  $H_2O$ –NaCl (Bodnar, Vityk, 1994), концентрацию NaCl в нем оценили от 51 до 57 мас.%.

# ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ Sn-W РУД

### Правоурмийское месторождение

Флюидные включения обнаружены в топазе из грейзенов и топазе, кварце и касситерите из жил (фиг. 5). Форма включений в кварце неправильная или изометричная, в касситерите – веретенообразная, в топазе – преимущественно уплощенная. Размеры вакуолей изменяются от 3 до 20 мкм. Все включения являются первичными: они образуют изолированные кластеры, не связанные с трещинами, встречаются также единичные отдельные вакуоли. В минералах обнаружены только двухфазовые (1-й тип) при комнатной температуре флюидные включения, которые содержат жидкость - водно-солевой раствор, как установлено на основании температур первоначального плавления льда (Борисенко, 1977), и пузырек пара.

Температуры первоначального плавления льда во включениях изменялись от -27 до -30 °C (см. табл. 3). Эти величины располагаются между температурами эвтектик в системах H<sub>2</sub>O-NaCl (-21.2 °С) и H<sub>2</sub>O-NaCl-KCl (-22.9 °С) и в системах H<sub>2</sub>O-MgCl<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O-NaCl-MgCl<sub>2</sub>, соответственно -33.6 °С и -35 °С (Bakker, Baumgartner, 2012). Следовательно, включения захватили щелочно-хлоридный флюид, в составе которого преобладали NaCl и KCl, но он содержал растворенные FeCl<sub>2</sub> и MgCl<sub>2</sub> (Борисенко, 1977). Соленость флюида, захваченного топазом из грейзенов, оценивается в ~9 мас.% эквивалентых NaCl, а минералами кварц-касситеритовых жил - 11.8 ± 0.3 мас.% эквивалентных NaCl (см. табл. 3). Все включения гомогенизировались в жидкую фазу: в топазе из грейзенов – при 430–450 °C, а в минералах из жил - при 370-380 °С.

Щелочно-хлоридный состав минералообразующего флюида подтверждается валовым анализом содержимого флюидных включений в топазе из образца У143-88. В растворах включений преобладают Cl и Na, соответственно (в г/кг H<sub>2</sub>O) 7.79 и 8.38, присутствуют также K, Ca, Mg, F и HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, соответственно (в г/кг H<sub>2</sub>O) 1.56, 0.47, 0.13, 1.68 и 7.79. Соотношение основных катионов следующее Na<sup>+</sup>: K<sup>+</sup>: Ca<sup>+2</sup>: Mg<sup>+2</sup> = 0.86 : 0.1 : 0.03 : 0.01 и анионов Cl<sup>-</sup>: F<sup>-</sup>: HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> = 0.5 : 0.2 : 0.3. Флюидные включения содержат также в газовой фазе CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub>. Соотношение CO<sub>2</sub>/CH<sub>4</sub>\*, где CH<sub>4</sub>\* – сумма углеводородов, оценивается в 0.7.

## Месторождение Ближнее. Характеристика включений

Флюидные включения изометричной, трубчатой и уплощенной формы размерами от 10 до 30 мкм по особенностям расположения в ми-



Фиг. 5. Первичные флюидные включения в минералах Правоурмийского месторождения. а-б – в кварце с выделениями арсенопирита (Р – точечная дочерняя фаза рудного минерала); в-д – в касситерите и топазе из прожилка; е – в топазе из грейзена.

нерале-хозяине (фиг. 6а) подразделены на две группы согласно известным критериям (Реддер, 1987). Часть из них идентифицированы как первичные, т.к. они располагаются вдоль зон роста кристаллов кварца (фиг. 6б-д). Часть из них считаются псевдовторичными, поскольку залечивают короткие трещинки, не выходящие за границы кристалла (фиг. 6е-ж).

По фазовому составу при комнатной температуре выделено три типа флюидных включений: 1) двухфазовые включения, содержащие жидкость — водно-солевой раствор и пузырек пара (фиг. 6б-в); 2) включения, в которых присутствует пузырек пара и небольшое количество жидкости (фиг. 6г-ж); 3) включения многофазные: в них обнаружены пузырек пара, жидкость – водносолевой раствор, кристалл галита и 1–2 твердые дочерние фазы: не идентифицированные нерастворимые минералы (см. фиг. 6г-ж). Включения 1-го типа выявлены исключительно во внутренних зонах кристаллов кварца. Первичные и псевдовторичные флюидные включения 2-го и 3-го типов обнаружены во внешних зонах кристаллов. Поскольку эти включения приурочены к одним и тем же зонам роста кристаллов кварца, то они считаются сингенетичными.



Фиг. 6. Включения рудообразующих флюидов в кварце месторождения Ближнее. а – хрусталевидный кварц (Q) с выделениями касситерита (Cs) и флюидными включениями, распределенными по зонам роста кристаллов; б–в – первичные включения в центральной зоне кристаллов (тип 1); г–д – первичные включения во внешних зонах кристаллов: газовые (тип 2) и многофазные (тип 3) с кристаллом галита и неидентифицированными твердыми дочерними фазами; е–ж – псевдовторичные существенно газовые (тип 2) и многофазные (тип 3) с кристаллом галита и неидентифицированными твердыми дочерними фазами.

#### Микротермометрическое изучение

Флюидные включения *1-го типа* гомогенизировались в жидкую фазу при температуре 400– 420 °С (см. табл. 3). Катионы и анионы в захваченном ими флюиде оценили по данным валового анализа. В нем преобладали хлор и натрий, содержание (в г/кг H<sub>2</sub>O) которых соответственно 39.38 и 45.31, в меньших количествах (в г/кг H<sub>2</sub>O) присутствуют калий, кальций и гидрокарбонат соответственно 3.55, 3.16 и 67.00. Их соотношение оценивается как Na<sup>+</sup> : K<sup>+</sup> : Ca<sup>+2</sup> = 0.92 : 0.04 : 0.04 и Cl<sup>-</sup> : HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> = 0.5 : 0.5. Хлоридно-натриевый состав флюида позволил оценить его соленость по температуре плавления последнего кристаллика льда (Bodnar, Vityk, 1994): она оказалась равной 13.1 ± 0.2 мас.% эквивалентных NaCl (см. табл. 3).

Флюидные включения 2-го типа преимущественно содержат водяной пар, признаки присутствия других газов при их охлаждении не установлены.

Флюидные включения *3-го типа* захватили щелочно-хлоридный флюид. На это указывает температура начала плавления льда –45 °С. Это значение располагается между величинами температуры эвтектики -37.8 °С и -49.8 °С в системах H<sub>2</sub>O-KCl-MgCl<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O-CaCl<sub>2</sub> (Борисенко, 1977). Обычно такие данные интерпретируются как свидетельства того, что включениями был захвачен щелочно-хлоридный флюид, содержащий дополнительно к NaCl и KCl еще и MgCl<sub>2</sub> и CaCl<sub>2</sub> (Bodnar, 2003). К оценкам состава законсервированного флюида по "температурам эвтектики" следует относиться с большой осторожностью из-за возможных явлений метастабильного плавления (Davis et al., 1990; Samson, Walker, 2000). Однако сделанный вывод согласуется с данными валового анализа солевого состава содержимого включений. Как первичные, так и псевдовторичные включения гомогенизировались после растворения галита в жидкую фазу в результате исчезновения пузырька пара соответственно при температурах 395-405 °С и 330-350 °С (см. табл. 3). Соленость флюида в первичных включениях (см. табл. 3) 36.7-37.4 мас.% эквивалентных NaCl, в псевдовторичных - 33.5-35.0 мас.% эквивалентных NaCl.

# ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА

Изотопный состав кислорода сосуществующих кварца и ортоклаза определен из гранитов Верхнеурмийского массива, топаза из касситерит-топазовых прожилков в грейзенах Правоурмийского месторождения и пары сосуществующих касситерита и кварца из Ближнего месторождения (табл. 4). Величины  $\delta^{18}$ О кварца и ортоклаза оказались близкими: разница между ними составила 1.2 и 1.3‰. Значения  $\delta^{18}$ О топаза из грейзенов и касситерит-топазовой жилы различаются на 0.9‰.

# ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Составы стекол из расплавных включений, в отличие от валовых анализов образцов пород, дают возможность оценить содержания воды и других летучих в магме, из которой кристаллизовались граниты Верхнеурмийского массива. Следует отметить некоторые различия в составе стекол из расплавных включений в кварце и гранитов, вмещающих этот кварц. Выявлено небольшое смещение валовых составов пород относительно составов стекол из расплавных включений (фиг. 7). Точки фигуративных составов последних группируются вблизи положений минимума кварц-полевошпатовой котектики в координатах Qu-Ab-Or (см. фиг. 7). Аналогичное расположение на диаграмме фигуративных точек гранитов и стекол из включений в породообразующем кварце при незначительном (около 10%) смещении тренда гранитов к вершине ортоклаза подчеркивает их генетическое родство. Часть анализов образуют тренд, направленный в сторону альбитовой вершины (БГ-25 и 82, часть включений в БГ-21), а другая группируется выше котектики при 1 кбар (БГ-21, 23, 104, 105). Это может служить признаком флюидно-магматического взаимодействия между расплавом и магматогенным флюидом (Соколова, Смирнов, 2014).

Состав стекол указывает на то, что граниты и гранит-порфиры Верхнеурмийского массива кристаллизовались из обогащенных калием кислых умеренно- до высокоглиноземистых расплавов, соответствующих высококалиевой известково-щелочной серии (см. фиг. 4). Содержание шелочей в стеклах также изменяется (см. фиг. 4): сумма щелочей лежит между 6 и 9 мас.%. Граниты характеризуются пониженными значениями Na<sub>2</sub>O и стабильными значениями K<sub>2</sub>O, в то время как в стеклах содержание Na<sub>2</sub>O выше, а K<sub>2</sub>O – незначительно ниже, чем в гранитах (см. фиг. 4).

Следовательно, состав расплава при кристаллизации кварца значительно изменялся. Разница в содержаниях главных компонентов в стеклах из разных образцов указывает на то, что они за-



хватывались на разных стадиях магматической кристаллизации и отражают эволюцию расплава. Такие же различия в составе пород и стекол были выявлены при изучении умеренно дифференцированных дацитов и риодацитов, с которыми связаны олово-порфировые месторождения Боливии, включая уникальные месторождения Льялягуа и Серо Рико де Потоси (Dietrich et al., 2000). Это явление было объяснено селективной кристаллизацией кварца в зональной магматической камере, в которой состав расплавов изменялся от среднего до крайне фракционированного. Была высказана гипотеза, что магма и металлы поступали из разных частей зональной магматической камеры, часто встречающихся в вулкано-плутонических системах.

### Вода

На диаграмме зависимости содержания  $H_2O$  от содержания  $SiO_2$  в расплавных включениях (фиг. 8a) отчетливо проявлены два разнонаправленных тренда: с положительной (A) и отрицательной (Б) корреляцией. Тренд (A) соответствует кристаллизационной дифференциации первично недосыщенного водой расплава (~6 мас.%  $H_2O$ ) в глубинном магматическом очаге. При достижении состояния, близкого к насыщению в отношении  $H_2O$  (~10–11 мас.%) происходил подъем гранитного расплава, сопровождавшийся потерей им флюида ("декомпрессионное кипение", тренд Б на фиг. 8a).

### Хлор и фтор

Различия концентраций летучих Cl и F в стеклах и породах (см. табл. 1, 2) указывают на то, что эти галогены удалялись из гранитного расплава по мере его кристаллизации и дегазации.



**Фиг. 8.** Корреляция содержаний  $H_2O$  (а) и Cl (б) в расплавных включениях с содержанием кремнезема. Ромбы — составы включений, захваченных в глубинном очаге, квадраты — составы, захваченные при декомпрессии и в ходе малоглубинной кристаллизации (см. обсуждение в тексте).

На диаграмме SiO<sub>2</sub>-Cl выделяются две группы включений (см. фиг. 8б). Одни из них демонстрируют повышение содержания Cl по мере увеличения кремнекислотности (ромбы на фиг. 8б). Эта тенденция соответствует тренду А на фиг. 8а. Другие группируются вблизи постоянного среднего значения 0.08 мас. %. Эта группа с более низкими концентрациями хлора в стеклах соответствует тренду Б. Обнаруженные различия, повидимому, обусловлены двумя факторами: предпочтительной, по сравнению с H<sub>2</sub>O, экстракцией хлора флюидом, отделяющимся на ранних стадиях эволюции магматогенно-флюидной системы (1), и гетерогенизацией первично гомогенного флюида при низком давлении (2), что обуславливает буферирование содержания хлора в расплаве (т. е. делает систему расплав — водно-солевой флюид — пар инвариантной при фиксированном давлении (Shinohara, 1994).

## Р-Т и флюидная эволюция

Изменение SiO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O и Cl в стеклах позволило реконструировать Р-Т и флюидную эволюцию в гранитном расплаве/магме. С этой целью мы провели расчеты кристаллизационной дифференциации модельного расплава гранита, упрощенный состав которого соответствует составу образца БГ-105 (см. табл. 1), нормированному на тройную систему Ab-Kfs-Otz + 3.5 мас.%  $H_2O$ . Расчеты выполняли с помощью программного пакета DOMINO (de Capitani, Petrakakis, 2010) и термодинамической базы данных для минералов и гранитного расплава по (Holland, Powell, 2011). Максимальное содержание воды, оцененное в стеклах (10-11 мас.%), отвечает давлению около 5 кбар (Holtz et al., 2001; Holland et al., 2018). Подтверждением заложения области генерации расплавов Верхнеурмийского гранитоидного массива на больших глубинах могут служить находки граната (Гоневчук, 2002), образование которого в качестве перитектической фазы гранитных расплавов начинается при давлении не менее 5 кбар (Ellis, 1986). Эта величина давления принята для расчета дифференциации в глубинном очаге, соответствующей тренду А (см. фиг. 8а). Результаты расчетов (см. фиг. 9) показывают, что при выбранном валовом составе первым на ликвидусе появляется кварц, он начинает кристаллизоваться чуть выше 800 °С. Эта температура – максимальная, при которой могли быть захвачены расплавные включения. Рассчитанное при 800 °С содержание Н<sub>2</sub>О в расплаве (~4 мас.%, см. фиг. 9) значительно отличается от этой величины в стекле в этом образце (табл. 2). Содержания 8.2 мас.% Н<sub>2</sub>О в стеклах лучше совпадают с расчетными данными при T = 760 °C, когда доля расплава составляет около 0.3 (см. фиг. 9). Близкое к насыщению в отношении H<sub>2</sub>O состояние расплава (10 мас.%) при его доле в 0.1 достигалось при 740 °С. Наиболее вероятно, что при этой температуре были захвачены включения с максимальным содержанием воды в расплавах (см. фиг. 4а), после чего начался "декомпрессионный" этап эволюции магматогенно-флюидной системы. Адиабатический (т. е. близкий к изотермическому) подъем магмы привел к резкому уменьшению содержания H<sub>2</sub>O в расплаве. Минимальные оценки содержания H<sub>2</sub>O в стекле (3.84 мас.%, см. табл. 2) соответствуют давлению ~1 кбар (Holtz et al., 2001; Holland et al., 2018), т. е. при подъеме магма потеряла более 60% растворенного в ней флюида. Температура 740 °С лишь на 20° выше солидуса гранита при 1 кбар (Holtz et al., 2001). Именно



**Фиг. 9.** Изменение с температурой мольных количеств (левая шкала) расплава (ромбы), кварца (квадраты) и содержания воды в расплаве (мас.%, треугольники, правая шкала).

в этом небольшом интервале температур происходила окончательная кристаллизация гранита и отделение последних порций флюида.

Расчеты и оценки не учитывают влияния растворимости галогенов в расплаве. Сделать это количественно, к сожалению, невозможно, т. к. пока отсутствуют данные по термодинамическим свойствам галоген-содержащих частиц в силикатных расплавах. Можно предположить, что растворение хлора – элемента, практически несовместимого в гранитных расплавах – не должно заметно сказываться на оценках температур кристаллизации. Растворение фтора, наоборот, может заметно понижать эти оценки. Поэтому минимальная температура захвата кварцем расплавных включений могла быть ниже 680 °C, а не 720 °C, как предсказывают расчеты и эксперименты в равновесии гранитного расплава с чистой H<sub>2</sub>O. Полученные оценки температуры окончательной кристаллизации гранитов Верхнеурмийского массива вполне сопоставимы с параметрами образования для оловоносных гранитов Рудных гор (~700 °С на глубинах 3-6.5 км; Thomas, Klemm, 1997). Они также сходны с условиями затвердевания интрузий в олово-порфировых магматогенно-флюидных системах Боливии при температурах между 620 и 740 °C (Dietrich et al., 2000).

Давление, при котором завершалась кристаллизация расплава и происходило отделение флюида от магмы, приближенно оценили по данным о температурах гомогенизации флюидных включений 1-го типа в магматическом кварце и плотности захваченного им флюида. Если предположить, что эти флюидные включения были захвачены одновременно с расплавными включениями при температуре, близкой к полной кристаллизации гранита (680—720 °C), то экстраполяция изохоры, соответствующей этим включениям, в область высокой температуры (4.55 бар/ °C; Knight, Bodnar, 1989) дает давление в  $1.5 \pm 0.1$  кбар (см. фиг. 10). Это значение хорошо согласуется с полученной выше оценкой этого параметра, основанной на данных о минимальном содержании воды в стекле.

Соленость флюида, отделившегося от гранита в глубинном очаге, получили по экспериментальным данным (Aranovich et al., 2013). Накоплению хлора в расплаве способствовала кристаллизационная дифференциация, о чем свидетельствует тренд А (фиг. 8б), показывающий повышение содержания этого галогена в стеклах по мере увеличения в них кремнезема. Максимальная концентрация хлора в насыщенном флюидом расплаве составляла 0.2 мас.%, а отношение масс Cl/H<sub>2</sub>O - около 0.02 (см. табл. 2). Принимая температуру насыщения расплава флюидом в ~740 °С и экстраполируя экспериментальные данные (Aranovich et al., 2013) до давления 5 кбар (оценено по максимальному содержанию Н<sub>2</sub>О в гранитном расплаве), получим, что соленость флюида, первоначально отделившегося от расплава, была близка к ~50 мас.% эквивалентных NaCl при мольной доле  $X_{H_{2O}} = 0.76$  (фиг. 11). Близкую оценку (40-45 мас.<sup>%2</sup>NaCl экв.) дает и экстраполяция в область высоких давлений результатов расчетов (Dolejs, Zajacz, 2018, fig. 7.28b). Это значение солености близко к оцененной величине во флюиде из включений 3-го типа в кварце из образца БГ-105 (см. табл. 3).

Рассолы могли отделяться также при более низком давлении на заключительном этапе кристаллизации. При температурах 680-720 °C (680 °C учитывает понижения температуры плавления из-за растворения фтора в расплаве) и давлении 1-1.2 кбар из гранитного расплава с содержанием Cl = 0.14 мас.% и H<sub>2</sub>O около 4 мас.% (Cl/H<sub>2</sub>O = 0.036; включение БГ-82(1) в табл. 3) должна отделиться двухфазовая смесь: жидкий рассол и пар с соленостью соответственно 40–45 мас.% и 4–7 мас.% эквивалентных NaCl (Shinohara, 1994; Луканин, 2015). Эти оценки близки к солености флюида из включений в кварце из образца БГ-82 (см. табл. 3).

Отделившийся от магмы флюид содержал углекислоту и метан. Вполне возможно, что захват этих, относительно обогащенных неполярными газами, включений был связан с расслоением в системе  $H_2O$  – неполярный газ – сильный электролит (Аранович и др., 2010; Аранович, 2013).

# Поведение изотопной системы кислорода

Оценки температуры (580 и 610 °С, см. табл. 4), полученные для двух образцов баджальских гранитов по минеральной паре "кварц – полевой



**Фиг. 10.** Диаграмма, иллюстрирующая условия захвата флюидных включений в кварце баджальских гранитов. Кривые равновесия жидкость + пар + галит, жидкость – пар и изохоры для растворов NaCl, имеющих концентрацию 9 и 47% по массе, построены по данным работ (Knight, Bodnar, 1987; Bodnar, 2003).



Фиг. 11. Зависимость содержания Cl в модельном гранитном расплаве от состава водно-солевого флюида (K, Na) Cl- $H_2O$  с отношением K/(K+Na) = 0.2–0.25. Значками показаны экспериментальные данные (Aranovich, 2013) при разных давлениях. Сплошные кривые – интерполяция экспериментальных данных. Пунктир – экстраполяция до 5 кбар. Звездочка – оценка состава флюида для расплавного включения БГ-105(5) в табл.2.

| <b>Габлица 4.</b> Изотопный состав кислорода минералов |
|--|
| гемпературы изотопного равновесия кислорода и со       |
| став водного флюида, равновесного с минералами         |

| № обр.   | Минерал                                      | δ <sup>18</sup> О ‰<br>(мине-<br>рал) | <i>T</i> , °C | δ <sup>18</sup> O ‰<br>(fl) |  |  |  |  |  |  |
|--|--|---------------------------------------|---------------|-----------------------------|--|--|--|--|--|--|
| Граниты Верхнеурмийского массива                 |  |                                       |               |                             |  |  |  |  |  |  |
| БГ-82  | Кварц  | 11.2                                  | 580**         | 9.2 (q)                     |  |  |  |  |  |  |
|  | Ортоклаз                                     | 9.9                                   |               |                             |  |  |  |  |  |  |
| БГ-25  | Кварц  | 11.0                                  | 610**         | 9.2 (q)                     |  |  |  |  |  |  |
|  | Ортоклаз                                     | 9.8                                   |               |                             |  |  |  |  |  |  |
| Месторох   | кдение Правоу                                | рмийское                              |               |                             |  |  |  |  |  |  |
| У143-88  | Топаз из<br>грейзенов                        | 8.2                                   | 450-550*      | 8.0-8.6<br>(t)              |  |  |  |  |  |  |
| Y2-87  | Топаз из<br>касситерит-<br>топазовой<br>жилы | 9.1                                   | 380-480*      | 8.1–9.1<br>(t)              |  |  |  |  |  |  |
| Месторождение Ближнее. Кварц-касситеритовая жила |  |                                       |               |                             |  |  |  |  |  |  |
| БШЮ-   | Кварц  | 13.0                                  | 380***        | 8 (q)                       |  |  |  |  |  |  |
| 1-14   | Касситерит                                   | 3.0                                   |               |                             |  |  |  |  |  |  |
|  |  |                                       |               |                             |  |  |  |  |  |  |

### Примечание.

\* оценка по методу гомогенизации флюидных включений с учетом вероятного влияния давления, приведен верхний предел кристаллизации минералов;

\*\* расчет по уравнениям (Chacko et al., 2001);

\*\*\* расчет по уравнению (Polyakov et al., 2005);

(q) расчет по уравнениям (Clayton et al., 1972);

(t) расчет по уравнению (Zheng, 1993).

шпат", отражают температуру закрытия изотопной системы кислорода кварца, имеющего более низкие скорости диффузии кислорода, чем в полевых шпатах при одних и тех же *PT*-параметрах (Giletti, 1985). Эти значения на ~100 °С ниже, температуры кристаллизации гранитов чем (680-720 °C), установленные другими методами. Это вполне естественно, поскольку для кислых, насыщенных в отношении флюида магматических расплавов характерно ретроградное достижение нового изотопного равновесия (re-equilibration) между сосуществующими минералами и флюидом после кристаллизации. Величина  $\delta^{18}O(fl)$  флюида, равновесного с гранитами, для узкого интервала температуры закрытия изотопной системы кварца верхнеурмийских гранитов составляет 9.2‰. Расчет с использованием температурной зависимости "риолит-вода" (Zhao, Zheng, 2003) показывает, что флюид с этим значением  $\delta^{18}O(fl)$  при температуре 580-610 °C должен был формироваться в равновесии с гранитами, которые имеют усредненную величину  $\delta^{18}O(\gamma) = 10.2 \pm 0.1\%$ . Как следует из табл. 4, это значение  $\delta^{18}O(\gamma)$  находится между

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 61 № 3 2019

T, °C



Фиг. 12. Эволюция изотопного состава кислорода флюида при остывании гранитов и формировании жил и грейзенов (Жариков и др., 1992), рассчитанная для Баджальской магматогенно-флюидной системы ( $\delta^{18}O(\gamma) = 10.2\%$ ). Прямоугольные поля построены по интервалам оценок *T* и  $\delta^{18}O(Fl)$ , приведенным в таблице 3 и 4. 1 – флюид, равновесный с топазом, 2, 3 – флюид, равновесный с минералами жил.

величинами  $\delta^{18}$ О кварца и ортоклаза, главных минералов гранитов, и соответствует 20–30-процентному содержанию кварца в породе.

На фиг. 12 представлен расчет эволюции изотопного состава кислорода водного флюида, равновесного с остывающими верхнеурмийскими гранитами и минералами из грейзенов и жил. Предлагаемая модель магматогенно-флюидной системы подразумевает, что значительные объемы внешнего флюида с иным изотопным составом не вовлекались в нее на всех стадиях ее развития - от момента его отделения при кристаллизации гранитов до окончания образования кварцевых жил (Жариков и др., 1992). На диаграмму нанесена величина  $\delta^{18}O(fl)$  флюида, равновесного с топазом из грейзенов Правоурмийского месторождения. С учетом погрешности оценок температуры методом гомогенизации флюидных включений она попадает на линию состава флюида, равновесного с верхнеурмийскими гранитами. Это аналогично модели W-Мо месторождения Акчатау: изотопный состав кислорода флюида, равновесного с минералами грейзенов, соответствовал значениям флюида в равновесии с гранитами. В этой модели (Жариков и др., 1992) образование грейзенов считалось ключевой стадией развития флюидной системы, до которой изотопный состав флюида контролировался обменными реакциями с остывающими гранитами (режим доминирования породы). После кристаллизации грейзенов, эволюция изотопного состава флюида определялась его изотопным обменом с минералами жил в условиях доминирования флюида. На диаграмме фиг. 12 изменение режима изотопного обмена флюида показано стрелками и нанесены оценки величин  $\delta^{18}O(fl)$ , полученные для минералов жил (топаза, кварца) Правоурмийского и Ближнего месторождений, которые попадают в поле составов флюида, равновесного с жильными минералами, предсказываемого моделью.

Изложенные результаты показывают, что образование грейзенов и жил Правоурмийского и Ближнего месторождений есть результат развития единой магматогенно-флюидной системы, происхожление которой было связано со становлением Верхнеурмийского массива гранитов – купола Баджальского батолита. На основе изучения только одной изотопной системы кислорода невозможно доказать магматогенное происхождение флюида. Однако можно утверждать, что изотопный состав кислорода рудообразующего флюида контролировался равновесием с гранитами в широком интервале температуры (от ~700 °C до начала кристаллизации грейзенов). Соответствие измеренных и расчетных данных предложенной модели указывает на то, что в магматогеннофлюидную систему не поступило значительных объемов внешнего флюида с иными изотопными характеристиками, который не достиг изотопного равновесия с Верхнеурмийскими гранитами. При этом соленость флюида могла изменяться от 9 до 57 мас.% экв. NaCl, флюид содержал метан и углекислоту, а изотопный состав кислорода водного компонента флюидной фазы соответствовал высокотемпературному равновесию с гранитами  $(\delta^{18}O(fl) = 9.2\%)$ . Изменения солености флюида, возможно, указывают на длительную эволюцию магматогенно-флюидной системы, в течение которой флюидная фаза находилась в изотопно-кислородном равновесии с остывающими гранитами. Это согласуется с моделью, предполагающей активное взаимодействие флюида с гранитами в условиях доминирования пород от начала кристаллизации расплава до образования грейзенов (Жариков и др., 1992).

### Характеристики рудообразующего флюида

Свойства флюида, образовавшего грейзены Правоурмийского месторождения, близки к таковым надкритической фазы, захваченной магматическим кварцем. Его соленость изменялась от ~9 до 12 мас.% экв. NaCl, а температура от 550 °C (с учетом поправки на давление ~1 кбар) до 380 °C. Эти данные и величины  $\delta^{18}$ O(fl), соответствующие изотопному равновесию кислорода с верхнеурмийскими гранитами, свидетельствует об эволюции одного и того же флюида в магматогенно-флюидной системе, в которой грейзенизация произошла на *P*, бар



Фиг. 13. *РХ*-проекция изотерм в системе  $H_2O$ –NaCl (Sourirajan, Kennedy, 1962), иллюстрирующая образование ассоциации включений хлоридных рассолов (тип 3) и включений водяного пара (тип 2) в результате гетерогенизации водно-солевого флюида с концентрацией 13% NaCl (включения 1-го типа) при снижении температуры и давления.

ранней постмагматической стадии. Температуры гомогенизации флюидных включений (см. табл. 3) позволяют предположить близость *PT*-условий захвата первичных включений кварцем гранитов и топазом из грейзенов.

Отложение минералов в жилах Ближнего месторождения произошло в иных условиях, а именно: в результате фазовой сепарации флюида с образованием рассола, содержащего 33.5-37.0 мас.% эквивалентных NaCl, и флюида малой плотности с низкой концентрацией солей. Этот процесс мог произойти при падении температуры или давления (фиг. 13). Если давление флюида превышает литостатическую нагрузку вышележащих пород, происходит их разрушение и образование трещин (Burnham, 1985), которое вызовет падение флюидного давления и отделение малоплотного флюида и летучих. Возникновение флюидов, контрастных по солености и плотности, может быть связано и с тем, что жилы Ближнего месторождения образовались на меньших глубинах, на большем удалении от рудоносного гранитного массива (фиг. 14).

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены свидетельства, подтверждающие генетическую связь месторождений Правоурмийское и Ближнее с внедрением и кристаллизацией гранитоидов Верхнеурмийского массива, представляющих собой выход на поверхность Баджальского батолита.



Фиг. 14. Схема эволюции Баджальской рудно-магматической системы в *PT*-координатах. Выделена двухфазовая область сосуществования жидкости и пара (L+V) с изоплетами концентраций NaCl от 10 до 70 мас.%, ограниченная линией критических точек (CP) и линией насыщения (L+V+H) растворов NaCl (Bodnar, 2003). Пунктир – солидус гранита, содержащего 2 мас.% фтора (Selby *et al.* 2000). Указаны глубины, соответствующие литостатическому (по левой оси) и гидростатическому градиенту.

Магматизм Хингано-Охотской вулкано-плутонической зоны был вызван процессами разрыва океанической плиты – "slab-window" (Ханчук, 2006, Sato et al., 2002), которые обусловили поступление горячей астеносферы в аккреционную призму. Мощный тепловой поток вызвал плавление краев погруженной (субдуцированной) гидратированной и метасоматизированной океанической плиты, лежащего над ней метасоматизированного мантийного клина. В результате образовались огромные объемы водосодержащих мантийных магм. Их подъем от погруженной плиты и последующий "андерплейтинг" большого объема мафических магм вызвал интенсивное плавление пород континентальной коры. Разрыв плиты стал причиной более активного фельзитового магматизма (Thorkelson, 1996). Плавление различных по составу протолитов и фракционная кристаллизация могли стать причиной образования магм родоначальниц верхнеурмийских гранитов, сочетающих в себе признаки гранитов I- и S-типов, которые были обогащены вольфрамом и оловом. Олово-вольфрамоносные граниты и гранит-порфиры кристаллизовались из кислых известковощелочных, от умеренно- до высоко глиноземистых расплавов, изначально не насыщенных водой и содержащих значительные концентрации летучих Cl и F. Эволюция состава расплавов произошла в результате кристаллизационной дифференциацации на двух структурных уровнях: в глубинном

(около 15 км) магматическом очаге и в сравнительно малоглубинных условиях (около 4 км). Повышенная глиноземистость некоторых расплавов могла быть связана как с их кристаллизационной дифференциацией, так и с ассимиляцией терригенных алюмосиликатных пород. Изменение состава расплавов обусловило эволюцию отделившегося и удаляющегося от них флюида от высококонцентрированного рассола до позднего надкритического, захваченного магматическим кварцем, к близкому к надкритическому в грейзенах, а затем и несмешивающихся жидкой фазы и малоплотного пара с умеренной соленостью, законсервированных в кварцевых жилах.

Таким образом, установлен прямой переход от магматической к гидротермальной стадии при кристаллизации из гранитоидного расплава пород Баджальского оловоносного батолита и связанных с ним месторождений. Получены свидетельства отделения от него надкритического водно-солевого флюида и образования грейзенов, касситерит-топазовых и касситерит-кварцевых жил в результате эволюции единого магматогенного флюида на разных глубинах.

# БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность аналитикам ЦКП "ИГЕМ АНАЛИТИКА" и ЦКП МИИ ИГМ СО РАН, выполнившим анализы пород и руд, а также стекол расплавных включений.

### ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН (НИОКРТ: АААА-А18-118022090074-4; Госзадание 0136-2018-0037 "Месторождения стратегических и высокотехнологичных металлов Российской Федерации: закономерности размещения, условия образования, как фундаментальные основы для разработки технологии прогноза и поисков"), а также программы ДВО РАН (проект № 15-I-2-003), Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-05-00053).

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев В.И. Литий-фтористые граниты Дальнего Востока. Санкт-Петербург: Национальный минерально-сырьевой университет "Горный", 2014. 244 с.

Алексеев В.И, Марин Ю.Б., Капитонов И.Н., Сергеев С.А. Возраст и источники вещества литий-фтористых гранитов Дальнего Востока (изотопные U-PB и Lu-HF данные) // ДАН. 2013. Т. 449. № 6. С. 684–687.

Аранович Л.Я. Флюидно-минеральные равновесия и термодинамические свойства смешения флюидных систем // Петрология. 2013. Т. 21. № 6. С. 588–599.

Аранович Л.Я., Закиров И.В., Сретенская Н.Г., Геря Т.В. Тройная система H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl при высоких Т-Р параметрах: эмпирическая модель смешения // Геохимия. 2010. № 5. С. 475-484.

Бакулин Ю.И. Систематизация оловоносных и золотоносных рудных систем для целей прогнозирования. М.: Наука, 1991. 192 с.

Беспалов В.Я. Геологические особенности и условия формирования оловянного оруденения Верхне-Баджальского рудного узла (Восточное Приамурье). Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1981. 22 с.

Беспалов В.Я., Кокорин А.М., Коростелев П.Г. и др. Геолого-структурные условия локализации оловянного оруденения, вещественный состав и генезис месторождения Ближнего (Приамурье) // Строение, состав и генезис оловорудных месторождений Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1980. С. 17–34.

Болотников А.Ф., Кравченко Н.С., Крутов Н.К. Магматизм и рудоносность Баджальского района. Хабаровск: ДВИМС МинГео СССР, 1975. 320 с.

Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С.16–27.

Бортников Н.С., Ханчук А.И., Крылова Т.Л., Аникина Е.Ю., Гореликова Н.В., Гоневчук В.Г., Игнатьев А.В., Кокорин А.М., Коростелев П.Г., Ломм Т. Геохимия минералообразующих флюидов некоторых оловорудных гидротермальных систем Сихотэ-Алиня (Дальний Восток, Россия) // Геология руд. месторождений. 2005. Т. 47. № 6. С. 537–570.

Брусницын А.И., Панова Е.Г., Смоленский В.В. Находка гранитов литий-фтористого типа в пределах Верхнеурмийского рудного узла // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1993. № 6. С. 150–151. Варгафтик Н.Б. Справочник по теплофизическим свойствам газов и жидкостей. М.: Наука, 1972. 720 с.

Гавриленко В.В., Панова Е.Г. Геохимия, генезис и типоморфизм минералов месторождений олова и вольфрама. С.-Петербург: Невский курьер, 2001. 260 с.

*Гоневчук В.Г.* Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 297 с.

Гоневчук и др. Хингано-Охотский металлогенический пояс в концепции террейнов // Рудные месторождения континентальных окраин. Вып. 1. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 35–54.

Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2016 и 2017 годах. М.: ВИМС, 2018. 372 с.

Жариков В.А., Дубинина Е.О., Шаповалов Ю.Б., Суворова В.А. Происхождение рудоносного флюида редкометального месторождения Акчатау // Геохимия. 1992. № 2. С. 163–170.

*Коваленко В.И.* Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 204 с.

Копылов М.И. Особенности глубинного строения Комсомольского района и оловорудная минерализация // Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 121–130.

Кряжее С.Г., Прокофьев В.Ю., Васюта Ю.В. Использование метода ICP MS при анализе состава рудообразующих флюидов гидротермальных рудных месторождений // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2006. № 4. С. 30–36.

Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В. Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий электронный микроскоп? // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 8. С. 1473–1482.

Лебедев В.А. Изотопная систематика и геохронология процессов формирования оловоносной рудно-магматической системы (на примере Верхнеурмийского рудного узла). Автореф. дисс. ... канд. геол.- минер. наук. Москва, 2000. 26 с.

Лишневский Э.Н., Гершаник С.Ю. Объемное строение Баджальского оловорудного района в Приамурье // Геология руд. месторождений. 1992. Т. 34. № 1. С. 80–94.

Луканин О.А. Распределение хлора между расплавом и водно-хлоридной флюидной фазой в процессе дегазации гранитных магм. Сообщение 1. Дегазация при снижении давления. Геохимия. 2015. № 9. С. 801–827.

*Максимов С.О.* Петрология магматических комплексов Баджальской вулканической зоны // Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1982. 24 с.

*Оенянов Н.В.* Геология оловорудных районов и месторождений Хингано-Охотской оловоносной области / Геология оловорудных месторождений СССР. М.: Недра, 1986. Т. 2. Кн. 1. С. 340–399.

*Реддер Э.* Флюидные включения в минералах. Пер. с англ. М: Мир, 1987. 560 с.

*Родионов С.М.* Металлогения олова Востока России. М.: Наука, 2005. 294 с.

Родионов С.М., Натальин Б.А. Геодинамические обстановки нахождения месторождений порфирового типа //

Оруденение порфирового типа на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 46–64.

Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г. Грейзеновые месторождения. М.: Недра, 1971. 328 с.

Савельева Н.И., Прокофьев В.Ю., Долгоносов А.М. и др. Использование метода ионной хроматографии при изучении анионного состава растворов флюидных включений // Геохимия. 1988. № 3. С. 401–408.

Семеняк Б.И., Ефименко С.А., Коростелев П.Г., Ткаченко Г.А. Металлогения Баджальского рудного района // Металлогения главных оловорудных районов юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 57–84.

Семеняк Б.И., Родионов С.М., Гоневчук В.Г. и др. Месторождение Правоурмийское // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. М.: ИГЕМ РАН, 2006. Т. 2. Кн. 3. С. 599–611.

Смирнов С.З. Флюидный режим кристаллизации водонасыщенных гранитных и пегматитовых магм: физикохимический анализ // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 9. С. 1643–1663.

Смирнов С.З., Томас В.Г., Соколова Е.Н., Куприянов И.Н. Экспериментальное исследование герметичности включений водосодержащих силикатных расплавов при внешнем давлении  $D_2O$  при 650 °C и 3 кбар // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 5. С. 690–703.

Смирнов С.З., Бортников Н.С., Гоневчук В.Г., Гореликова Н.В. Составы расплавов и флюидный режим кристаллизации редкометальных гранитов и пегматитов Тигриного Sn-W месторождения (Приморье) // ДАН. 2014. Т. 456. № 1. С. 95–100.

Соколова Е.Н., Смирнов С.З. Роль флюидно-магматического взаимодействия в формировании гетерогенного онгонит-эльванового Восточно-Калгутинского дайкового пояса: Матер. XVI Всеросс. конф. по термобарогеохимии. Иркутск, 10–14 сентября 2014 г. Изд-во Ин-та географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2014. С. 104–105.

Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Выпуск 1. Владивосток, 2000. С. 5–34.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А. и др. Раннемеловая и палеогеновая трансформные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии: Тезисы XXX тектонического совещания. Москва, 1997. С. 240–243.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Родионов С.М. и др. Теоретические основы тектонического, геодинамического и металлогенического анализа // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 20–32.

*Щерба Г.Н.* Грейзеновые месторождения // Генезис эндогенных месторождений. М.: Недра, 1968. 719 с.

Acosta-Vigi A., Barich A., Bartoli O., Garrido C.J., Cesare B., Remusat L., Raepsaet C. The composition of nanogranitoids in migmatites overlaying the Ronda peridotites (Betic Cordillera, S Spain): The anatectic history of a polymetamorphic basement // Contrib. Mineral. Petrol. 2016. Vol. 171. P. 24. DOI: 10.1007/s00410-016-1230-3

Aranovich L.Y., Newton R.C., Manning C.E. Brine-assisted anatexis: Experimental melting in the system haplograniteH<sub>2</sub>O–NaCl–KCl at deep-crustal conditions // Earth Planet. Sci. Lett. 2013. Vol. 374. P. 111–120.

Atkinson A.B. A model for the PTX properties of  $H_2O$ -NaCl. M.Sc.Thesis, Virginia Tech Institute and State Univ. 2002. 126 p.

*Audetat A., Gunter D., Heinrich C.* Formation of a magmatic-hydrothermal ore deposits: Insiights with LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions. Science. 1998. Vol. 279. P. 2091– 2094.

*Audetat A., Gunter. D, Heinrich C.* Magmatic-hydrothermal evolution in a fractionating granite: A microchemical study of the Sn-W-F-mineralized Mole Granite (Australia). Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. Vol. 64. № 19. P. 3373–3393.

*Bakker R.J., Baumgartner M.* Unexpected phase assemblages in inclusions with ternary H2O–salt fluids at low temperatures // Central European Journal of Geosciences. 2012. Vol. 4.  $\mathbb{N}$  2. P. 225–237.

*Becker S.P, Fall A., Bodnar R.J.* Synthetic fluid inclusions. XVII. PVTX properties of high-salinity  $H_2O-NaCl$  solutions (>30 wt.% NaCl): applications to fluid inclusions that homogenize by halite disappearance from porphyry copper and other hydrothermal ore deposits // Econ Geol 2008. Vol. 103. P. 539–544.

*Blevin P.L., Chappel B.W.* The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 1992. Vol. 83. P. 305–316.

Blevin P.L., Chappell B.W. Chemistry, origin, and evolution of mineralized granites in the Lachlan fold belt, Australia; the metallogeny of I-and S-type granites // Econ. Geol. 1995. Vol. 90.  $\mathbb{N}$  6. P. 1604–1619.

*Bodnar R.J.* Introduction to aqueous fluid systems // Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. I. Samson, A. Anderson, D. Marshall. Mineral (eds.). Assoc. Canada, Short Course. Vol. 32. 2003. P. 81–99.

*Bodnar R.J., Vityk M.O.* Interpretation of microthermometric data for H<sub>2</sub>O–NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals, methods and applications. De Vivo B, Frezzotti ML (eds). Blacksburg, Virginia Tech. 1994. P. 117–130.

Burnard P.G., Polya D.A. Importance of mantle derived fluids during granite associated hydrothermal circulation: He and Ar isotopes of ore minerals from Panasqueira. Geochim. Cosmochim. Acta, 2004. Vol. 68.  $\mathbb{N}$  7. P. 1607–1615.

*Burnham C.W.* Energy release in subvolcanic environments' implications for breccia formation // Econ. Geol. 1985. Vol. 80. 1985. P. 1515–1522.

Chacko, Thomas, David R. Cole, and Juske Horita. Equilibrium oxygen, hydrogen and carbon isotope fractionation factors applicable to geologic systems // Rev. Mineral. Geochem. 2001. Vol. 43.  $\mathbb{N}$  1. P. 1–81.

*Cerny P, Blevin P.L, Cuney M, London D.* Granite-related ore deposits // Economic Geology. One Hundredth Anniversary volume. Hedenquist J.W. et al. (eds). Economic Geology Publishing Company, 2005. P. 337–370.

*Chappell B.W., White A.J.R.* Two contrasting granite types: 25 years later // Australian J. Earth Sciences. 2001. Vol. 48. № 4. P. 489–499.

*Cheng Y.B, Mao J.W.* Age and geochemistry of granites in Gejiu area, Yunnan province, SW China: constraints on their

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 61 № 3 2019

petrogenesis and tectonic setting // Lithos. 2010. Vol. 120. P. 258–276.

*Clayton R.N., O'Neil J.R., Mayeda T.K.* Oxygen isotope exchange between quartz and water. J. Geophys. Res. 1972. Vol. 77. P. 3057–3067.

*Cline J.S & Bodnar R.J.* Direct evolution of a brine from a crystallizing silicic melt at the Questa, New Mexico, molyb-denum deposit // Econ. Geol. 2004. Vol. 89. P. 1780–1802.

*Collins W.J, Beams S.D, White A.J.R, Chappell B.W.* Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia // Contrib Mineral Petrol. 1982. Vol. 80. P. 189–200.

*Darbyshire D.P.F., Shepherd T.J.* Chronology of granite magmatism and associated mineralization, SW England. J. Geol. Soc. Lond. 1985. Vol. 142. P. 1159–1177.

Davis D.W., Lowenstein T.K., Spencer R.J. Meltingbehavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, and NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. Vol. 54.  $\mathbb{N}$  3. P. 591–601.

*Dietrich A., Lehmann B., Wallianos A.* Bulk rock and melt inclusion geochemistry of Bolivian tin porphyry systems // Econ. Geol. 2000. Vol. 95. № 2. P. 313–326.

*De Capitani C., Petrakakis K.* The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak / Domino software // Am. Miner. 2010. Vol. 95. P. 1006–1016.

*Devine J.D., Gardner J.E, Brack H.P. et. al.* Comparison of microanalytical methods for estimating H<sub>2</sub>O contents of silicic volcanic glasses // Am. Mineral. 1995. Vol. 80. P. 319–328.

*Dolejs D., Zajacz Z.* Halogens in silicic magmas and their hydrothermal systems // The role of halogens in terrestrial and extraterrestrial geochemical processes. D. Harlov, L.Y. Aranovich (eds) Springer Geochemistry, 2018. P. 431-544. https://doi.org/10.1007/978-3-319-61667-4\_7

*Ellis D.J.* Garnet-liquid  $Fe^{2+}$ -Mg equilibria and implications for the beginning of melting in the crust and subduction zones // Am. J. Sci. 1986. Vol. 286. No 10. P. 765–791.

Frost B., C.D. Frost. A geochemical classification for field-spathic igneous rocks // Jour. of Petrology. 2001. Vol. 49.  $\mathbb{N}^{\circ}$  11. P. 1955–1969.

*Giletti B.J.* The nature of oxygen transport within minerals in the presence of hydrothermal water and the role of diffusion // Chemical Geol. 1985. Vol. 53. P. 197–206.

Gonevchuk V.G, Gonevchuk G.A, Korostelev P.G, Semenyak B.I, Seltmann R. Tin deposits of the Sikhote-Alin and adjacent areas (Russian Far East) and their magmatic association. Aust J. Earth Sci // 2010. Vol. 57. P. 777–802.

*Heinrich C.A.* The chemistry of hydrothermal tin(-tungsten) ore deposition // Econ. Geol. 1990. Vol. 85. № 3. P. 457–481.

*Haapala I.* Metallogeny of the rapakivi granites // Mine Petrol. 1995. Vol. 54. Is. 3-4. P. 149–160.

*Holtz F., Johannes W., Tamic N. et al.* Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: a evaluation and implications // Lithos. 2001. Vol. 56. P. 1–14.

*Holland T.J.B., Powell R.* An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // J. Metamorph. Geol. 2011. Vol. 29. P. 333–383.

Holland T.J.B., Green TCR, Powell R. Melting of peridotites through to granites: a simple thermodynamic model in the system KNCFMASHTOCr // J. Petrol. 2018. Vol. 59.  $\mathbb{N}$  5. P. 881–900.

*Holtz F., Beker A., Freise M., Johanness W.* The waterundersaturated and dry Qz-Ab-Ort system revisited. Experimental results at very low water activity and geological implication // Contrib. Mineral. Petrol. 2001. Vol. 141. P. 347–357.

Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Le Maitre R.W. *et al.* (ed.). Cambridge University Press, 2005.

*Ishihara S.* The granitoid series and mineralization // Econ. Geol. 75th Anniversary Volume. Society of Economic Geologists, Inc. 1981. P. 458–484.

*Ghani A.A., Searle M., Robb L., Chung S.L.* Transitional IS type characteristic in the Main Range Granite, Peninsular Malaysia // J. of Asian Earth Sciences. 2013. Vol. 76. P. 225–240.

*Giletti B.J.* The nature of oxygen transport within minerals in the presence of hydrothermal water and the role of diffusion // Chemical Geol. Vol. 53. 1985. P. 197–206.

Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., Gonevchuk V.G. et al. Cretaceous and Paleogene granitoid suites of the Sikhote-Alin area (Far East Russia): Geochemistry and tectonic implications // Lithos. 2016. № 26. P. 250–261.

*Kelly W.C., Rye R.O.* Geologic, fluid inclusions and stable isotope studies of the tintungsten deposits of Panasqueira, Portugal. Econ. Geol. 1979. Vol. 74. P. 1721–1822.

*Knight C.L., Bodnar R.J.* Synthetic fluid inclusions: IX. Critical PVTX properties of NaCl $-H_2O$  solutions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. Vol. 53. P. 3–8.

Launay G., Sizareta S., Guillou-Frottiera L., Gloaguena E., Pintoc F. Deciphering fluid flow at the magmatic-hydrothermal transition: A case study from the world-class Panasqueira W–Sn–(Cu) ore deposit (Portugal) // Earth Planet. Sci. Lett. 2018. Vol. 499. P. 1–12.

*Lehmann B.* Metallogeny of tin // Lecture notes in Earth Sciences 32. Springer-Verlag. 1990. 211 p.

Lehmann B., Mahawat C. Metallogeny of tin in central Thailand: a genetic concept // Geology. 1989. Vol. 17.  $N_{0}$  5. P. 426–429.

*Li Z., Hu R., Yang J., Peng J., Li X., Bi X.* He, Pb and S isotopic constraints on the relationship between the A-type Qitianling granite and the Furong tin deposit, Hunan Province, China // Lithos. 2007. Vol. 97. P. 161–173.

*Lineweaver J.L.* Oxygen outgassing caused by the electron bombardment of glass // J. Appl. Phys. 1963. Vol. 34. P. 1786–1791.

*Linnen R.L.* Depth of emplacement, fluid provenance and metallogeny in granitic terranes: a comparison of western Thailand with other tin belts // Miner. Deposita. 1998. Vol. 33.  $\mathbb{N}$  5. P. 461–476.

Loiselle M.C., Wones D.R. Characteristics and origin of anorogenic granites// Geological Society of America Abstracts with Programs 11. 1979. № 7. P. 468.

*Maniar P.D., Piccoli P.M.* Tectonic Discrimination of Granitoids // Geological Society of America Bulletin. 1989. Vol. 101. P. 635–643.

*Marignac C., Cathelineau M.* The Nature of Ore-forming Fluids in Peri-Batholitic Sn-W Deposits and a Classification //

Proceedings of the Tenth Biennial SGA Meeting. Townsville. 2009. P. 245–247.

*Morgan G.B., London D.* Optimizing of electron microprobe analysis of hydrous alkali glasses // Am. Mineral. 1996. Vol. 81. P. 1176–1185.

*Morgan G.B., London D.* Effect of current density on the electron microprobe analysis of alkali aluminosilicate glasses // Am. Mineral. 2005. Vol. 90. P. 1131–1138.

*Nielsen C.H., Sigurdsson H.* Quantitative methods for electron micro-probe analysis of sodium in natural and synthetic glasses // Am. Mineral. 1981. Vol. 66. P. 547–552.

Nokleberg W.J., Bundsten T.K., Eremin R.A. et al. Metallogenesis and tectonics of the Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera // US Dept. of the Interior, US Geological Survey. 2005. № 1697. 397 p.

*Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et. al.* Phanerozoic tectonic evolution of the Cirkum-North Pasific // Wash (D.C.). 1998. 125 p. (US Open-File Rep: 98-754).

Polya D.A., Foxford K.A., Stuart F., Boyce A., Fallick A.E. Evolution and paragenetic context of low  $\delta D$  hydrothermal fluids from the Panasqueira W-Sn deposit, Portugal: New evidence from microthermometric, stable isotope, noble gas and halogen analyses of primary fluid inclusions. Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. Vol. 64. No 19. P. 3357–3371.

Polyakov V.B, Mineev S.D, Clayton R.N, Hu G, Gurevich V.M, Khramov D.A, Gavrichev K.S, Gorbunov V.E, Golushina L.N. Oxygen isotope fractionation factors involving cassiterite (SnO<sub>2</sub>): I. Calculation of reduced partition function ratios from heat capacity and X-ray resonant studies // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. Vol. 69. P. 1287–1300.

*Pownall J., Waters D.J., Searle M.P., Shail R.K., Robb L.J.* Shallow laccolithic emplacement of the Land's End and Tregonning granites, Cornwall, UK: Evidence from aureole field relations and P-T modeling of cordierite–anthophyllite hornfels. Geosphere. 2012. Vol. 8. N6 P. 1467–1504.

*Rickers K., Thomas R., Heinrich W.* The behavior of trace elements during the chemical evolution of the  $H_2O$ -, B-, and F-rich granite-pegmatite-hydrothermal system at Ehrenfriedersdorf, Germany: An SXRF study of melt and fluid inclusions // Miner. Deposita. 2006. Vol. 41. P 229–245.

*Samson I.M., Walker R.T.* Cryogenic raman spectroscopic studies in the system NaCl–CaCl<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O and implications for low temperature phase behavior in aqueous fluid inclusions // Can. Mineral. 2000. Vol. 38. Pt. 1. P. 35–43.

Sato K., Vrublevsky A.A., Rodionov S.M. et al. Mid-Cretaceous episodic magmatism and mineralization in Khingan-Okhotsk volcano-plutonic belt. Far East Russia // Resource Geol. 2002. Vol. 52.  $\mathbb{N}$  1. P. 1–14.

*Selby D., Nesbitt B.E., Muehlenbachs K.* Hydrothermal alteration and fluid chemistry of the Endako porphyry molybdenum deposit, British Columbia // Econ Geol. 2000. Vol. 95. P. 183–202.

Sharp Z.D. A laser-based microanalytical method for the

in-situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. Vol. 54. P. 1353–1357.

*Shinohara H.* Exsolution of immiscible vapor and liquid phases from a crystallizing silicate melt: Implications for chlorine and metal transport // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. Vol. 58. № 23. P. 5215–5221.

Sourirajan S, Kennedy G.C. The system  $H_2O-NaCl$  at elevated temperatures and pressures // Am. J. Sci. 1962. Vol. 260. P. 115–141.

*Štemprok M.* Greisenization (a review) // Geologische Rundschau. 1987. Vol. 76. № 1. P. 169–175.

*Taylor R.G.* Geology of tin deposits. Elsevier Scientific Pub. Co. Oxford. 1979. 543 p.

*Thiery R., Kerkhof A.M., & Dubessy J.* vX properties of  $CH_4$ – $CO_2$  and  $CO_2$ – $N_2$  fluid inclusions: modeling for T < 31 °C and P < 400 bars // Europ. J. Mineral. 1994. No 6. P. 753–771.

*Thomas R., Klemm W.* Microthermometric study of silicate melt inclusions in Variscan granites from SE Germany: volatile contents and entrapment conditions // Journal of Petrology. 1997. Vol. 38. № 12. P. 1753–1765.

*Thorkelson D.J.* Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation // Tectonophysics. 1996. Vol. 255. No 1–2. P. 47–63.

*Van Daele J., Hulsbosch N., Dewaele S. et al.* Mixing of magmatic-hydrothermal and metamorphic fluids and the origin of peribatholitic Sn vein-type deposits in Rwanda // Ore. Geol. Rev. 2018. Vol. 101. October. P. 481–501.

Webster J.D, Thomas R., Förster H.J, Seltmann R., Tappen C. Geochemical evolution of halogen-enriched, granite magmas and mineralizing fluids of the Zinnwald tin-tungsten mining district, Erzgebirge, Germany // Miner. Deposita. 2004. Vol. 39. P. 452–472.

Wilkinson J.J., Stoffell B., Wilkinson C.C. et al. Anomalously metal-rich fluids form hydrothermal ore deposits // Science. 2009. Vol. 323 (5915). P. 764–767.

Xu B., Jiang S.Y., Luo L., Zhao K.D., Ma L. Origin of the granites and related Sn and Pb-Zn polymetallic ore deposits in the Pengshan district. Jiangxi Province, South China: constraints from geochronology, geochemistry, mineral chemistry, and Sr-Nd-Hf-Pb-S isotopes // Miner. Deposita. 2017. Vol. 52. N 3. P. 337–360.

*Zhang D., Peng J., Coulson I.M., Hou L., Li S.* Cassiterite U–Pb and muscovite <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar age constraints on the timing of mineralization in the Xuebaoding Sn–W–Be deposit, western China // Ore Geol. Rev. 2014. Vol. 62. 315–322.

*Zhao Zi-Fu, Zheng Yong-Fei*. Calculation of oxygen isotope fractionation in magmatic rocks // Chem. Geol. 2003. Vol. 193. P. 59–80.

*Zheng Y.F.* Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates // Earth. Plan. Sci. Lett. 1993. Vol. 120. P. 247–263.

# Badzhal Tin Magmatic-Fluid System (Far East, Russia): the Transition from the Granite Crystallization to the Hydrothermal Ore Deposition

N. S. Bortnikov<sup>1,\*</sup>, L. Ya. Aranovich<sup>1</sup>, S. G. Kryazhev<sup>2,\*\*</sup>, S. Z. Smirnov<sup>3,4\*\*\*</sup>, V. G. Gonevchuk<sup>5,\*\*\*\*</sup>, B. I. Semanyak<sup>5</sup>, E. O. Dubinina<sup>1</sup>, N. V. Gorelikova<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of ore deposits, petrorgraphy, mineralogy and geochemistry RAS, Moscow <sup>2</sup>Geological Research Institute for Nonferrous and Precious Metals, Moscow <sup>3</sup>Institute of geology and mineralogy after V.S. Sobolev of Siberian Division RAS, Novosibirsk <sup>4</sup>Tomsk State University, Tomsk, 634050, Russia <sup>5</sup>Far East Geological Institute of Far East Division RAS, Vladivostok

> \*E-mail: bns@igem.ru \*\*E-mail: S34@mail.ru \*\*\*E-mail: ssmr@igm.nsc.ru \*\*\*\*E-mail: Gonevchuk@fegi.ru

With a view to reveal special characteristics of the transition stage from granite crystallization to rare-metal ore deposition it is studied Badzhal tin-bearing magmatic-fluid system of eponymously-named volcano-plutonic zone of the Middle Priamyrie. For that end the detail research of melt, fluid-melt and fluid inclusions and oxygen isotopes from minerals of granitoids from Verkne-Urmi massif from Badzhal volcano-plutonic zone and also minerals of Sn-W deposits Pravo-Urmi and Blizhnee have been carried out. The formation of greisens and hydrothermal veins were caused by the development of the integrated system associating with establishing of Verkne-Urmi granite massif which is one of a dome fold of Badzhal cryptobatholith. For the first time for tin deposits it has been followed up the transition from the magmatic phase of granite crystallization to the hydrothermal ore formation stage and the evolution of magmatic fluid from its separation from magmatic melt to Sn-W ore deposition. The direct evidence of tin-bearing fluid separation under melt crystallization is combined fluid-melt inclusions. Glass composition in inclusions shows that granites and granite-porphyry were crystallizing from acid and from limited to high-aluminous melts, that is value ASI changes from 0.95 to 1.33 and a content of alkalies varies from 6.02 up to 9.02 mass.%. Cl and F concentrations in glasses are according 0.03–0.14 and 0.14–0.44 mass.% and turned out to be higher of same in the total composition of rocks (0.02 and 0.05–0.13 mass.% in accordance). These differences indicate that Cl and F could be separated from granite melt under its crystallization and degasation. H<sub>2</sub>O content made from total deficiency electron microprobe analysis is 8–11 mass.%. This evaluation was made inclusive of a probable effect of "Na loss" (Nielsen, Sigurdson, 1981) under aqueous glass crystallization. Considering a high error of a such estimation (Devine et al., 1995), it should take to obtained values as a very approximate evaluation and consider that examined melts contained about 9,5-10,0 mass.% of H<sub>2</sub>O.

The results of melt inclusion examination show that at any rate a part of melt forming magmatic rocks of Badzhal Ore Magmatic System are crystallizing at about T = 650 °C. These melts were acid, limited fluoride and meta- and high aluminous. The reason of low temperatures of its crystallization are likely a high pressure of aqua and also a increased content of F. Most likely that examined inclusions characterize the final stage of establishing of the massif, herewith at the system crystals, residual liquor and magmatic fluid phase coexist. The fluid from which greisens of Pravo-Urmi deposit formed is similar in properties to the supercritical fluid absorbing by magmatic minerals. The salinity of this fluid varying from  $\sim 9$  to 12 mass.% equiv. NaCl, maximal T = 550 °C (with consideration for the temperature correction of T gom on a pressure ~1 kbar) are similar to such of magmatic fluid, which permit to connect its origin with pluton cooling. The formation of greisens and quartz-topaz veins of Pravo-Urmi deposit is related to fall of temperature of magmatic fluid from 550-450 up to 480-380 °C. The evolution of fluid deposited quartz-cassiterite veins of Blizhnee deposit, which based upon oxygen isotope composition ( $\delta^{18}O_{H_2O} \approx 8.5\%$ ) also separated from magma, was going at more subsurface conditions under much lesser pressure. That led to the gas separation of a fluid with salinity ~13 mass.% equa. NaCl under T = 420 - 340 °C on thin low salinity vapour and brine with concentration 33.5–37.4 mass.% equiv. NaCl. The research of oxygen isotope system testifies that oxygen isotope composition of ore-forming fluid controlled by equilibrium with granites at wide interval temperatures (from ~700 °C up to the beginning of greisen crystallization). Correspondence of measured and calculation data of the offered model indicates that the considerable volume of external fluid with other isotope characteristics which did not reach the isotope equilibrium with Verkhne-Urmi massif did not come into the magmatic isotope system. The discovered differences of physico-chemical conditions for two studied deposits are not "critical" and support an idea about their formation as the single magmatic-fluid system.

*Keywords:* Badzhal region, tin-tungsten deposits, granites, acid melts, greizens, magmatic-fluid system, transition stage, melt, fluid, fluid-melt inclusions, thermobaric geochemistry, supercritical fluid, gas separation, aqua, chlorine, fluorine, oxygen isotopes, ore formation conditions.

DOI: https://doi.org/10.31857/S0016-77706133-30