



**III Байкальская молодежная научная конференция
по геологии и геофизике
24-29 августа 2015 г.**

ПУТЕВОДИТЕЛЬ ПОЛЕВОЙ ЭКСКУРСИИ

**ЧЕРЕМШАНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ КВАРЦИТОВ,
БЕЗЫМЯНСКИЙ МАССИВ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ**

Рампилов М.О., Аюржанаева Д.Ц.



Улан-Удэ
ГИН СО РАН
2015

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	3
Краткий геологический очерк Западного Забайкалья.....	4
Черемшанское месторождение кварцитов (Аюржанаева Д.Ц.).....	6
Безымянский массив редкометальных гранитов (Рампилов М.О.).....	14
Список литературы.....	23

ВВЕДЕНИЕ

Уважаемые коллеги!

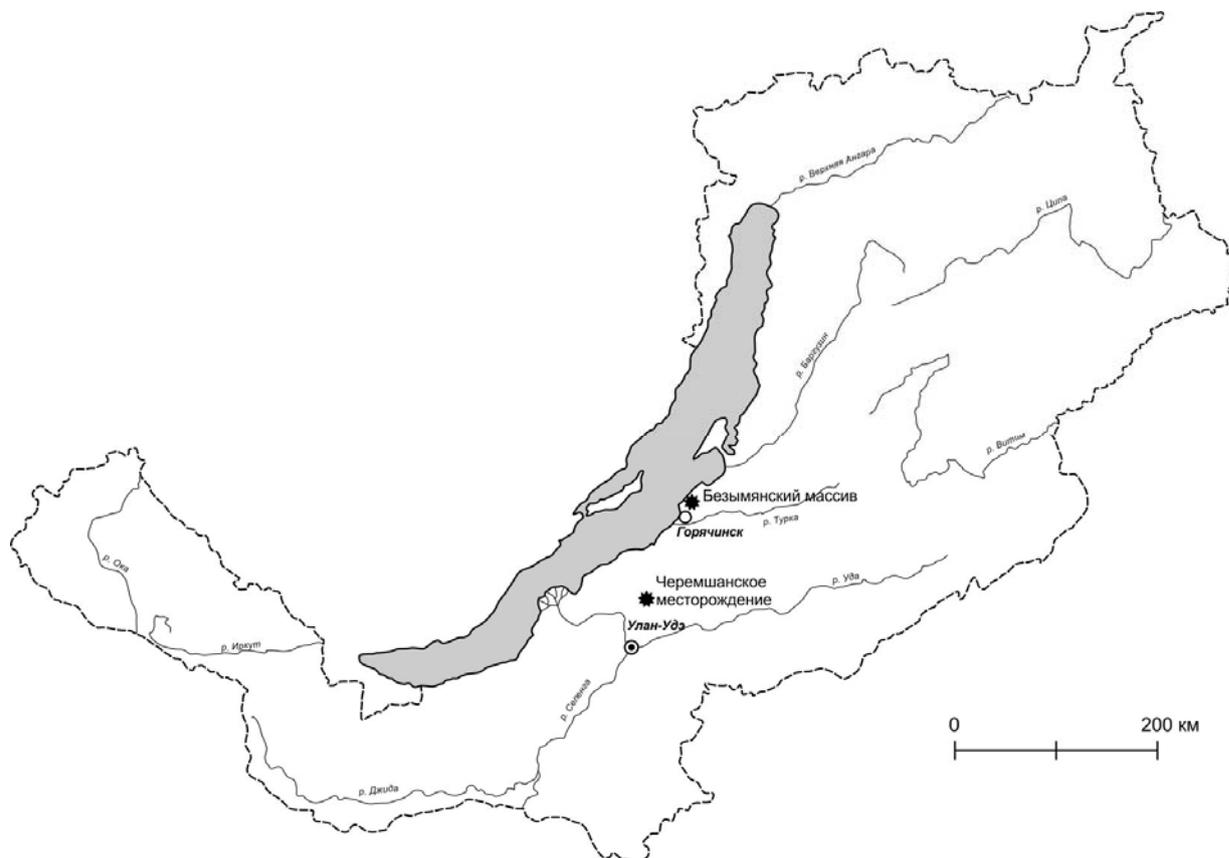
Приглашаем Вас принять участие в полевых экскурсиях, которые будут проходить во время проведения Байкальской молодежной научной конференции по геологии и геофизике.

Предлагается посетить два объекта – Черемшанское месторождение кварцитов и Безымянский массив редкометальных гранитов.

Основное полезное ископаемое Черемшанского месторождения – высококремнеземные породы, пригодные в качестве сырья для цветной и черной металлургии, стекольной, формовочной, керамической и других отраслей промышленности, использующих в своем производстве кварциты и продукты их переработки.

Безымянский массив представляет собой типичный пример редкометальных гранитов. Редкометальная минерализация массива представлена в основном ниобием, а наиболее распространенным минералом является колумбит.

Помимо геологических объектов, предполагается экскурсия по берегу Байкала – самого чистого и глубокого озера планеты.



КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Территория Западного Забайкалья входит в состав северо-восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса и представляет собой коллаж террейнов различной геодинамической природы. Северную часть Байкальской складчатой области составляют террейны Патомского складчатого пояса. С юга к ним примыкают офиолитовые и островодужные террейны позднерифейской Байкало-Муйской островной дуги, аккретированной к пассивной окраине Сибирского континента в предвендское время. Далее к югу располагается Баргузино-Витимский блок, представляющий собой, по одним данным – раннедокембрийский микроконтинент (Зоненшайн и др., 1990), по другим – рифейский турбидитовый бассейн, к которому с юга-юго-запада причленена Еравнинская (Удино-Витимская) раннекембрийская островная дуга (островодужный террейн) (Гордиенко, 2006).

Наиболее древние породы, с возрастом более 1,5 млрд. лет, слагающие блоки фундамента, выходят на поверхность в юго-восточной части Восточного Саяна (Гарганская глыба) и в средневитимской горной области (Муйская глыба, Бассейн р. Большой Амалат). Гарганская глыба представляет собой фрагмент Тувино-Монгольского микроконтинента и сложена разнообразными гнейсами и кристаллическими сланцами, многократно испытывавшими воздействие высоких давлений и температур. Возраст этих пород варьирует в интервале 1,90-3,24 млрд. лет (Актанов и др., 1991). Они перекрыты чехлом известняков и песчаников, на которые, в свою очередь, тектонически надвинуты породы древней океанической коры (Кузьмичев, 2004).

В северной части Байкальской горной области (среднее течение р. Витим) докембрийские образования объединяются в Байкало-Муйский магматический пояс, протягивающийся от западного побережья озера Байкал до западной границы Алданского щита и сложенный интрузивными и эффузивными породами разного состава и происхождения. С севера Байкало-Муйский пояс ограничен Мамско-Бодайбинской зоной, представляющей собой древнюю шельфовую окраину Сибирского континента. Южным ограничением Байкало-Муйского пояса является Баргузино-Витимский микроконтинент. Здесь известны раннедокембрийские блоки, сложенные древними континентальными породами – гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами; фрагменты осадочных толщ, накопление которых происходило в обстановке глубоководного морского бассейна; породы океанической коры; вулканогенно-осадочные толщи, представляющие остатки раннепалеозойской островной дуги (Цыганков, 2005). Большая часть микроконтинента занята гранитами одного из крупнейших на Земле Ангаро-Витимского батолита (более

150000 км²). Этап интенсивного магматизма начался 330 млн. лет назад и продолжался около 60 млн. лет (Цыганков, 2007).

Вторая половина пермского периода и ранний-средний триас характеризуются резким затуханием магматической активности, которая возобновилась лишь в конце триаса и продолжалась с перерывами до конца кайнозоя. Эта активизация проявилась в заложении многочисленных впадин – рифтов, заполнявшихся лавами трахибазальтов и трахириолитов. По мере затухания вулканической деятельности эффузивы постепенно сменились терригенными осадками, представляющими собой продукты разрушения окружающих гор. В некоторых впадинах накапливались угленосные толщи.

В позднем мезозое и кайнозое в условиях жаркого влажного или умеренно теплого климата происходило общее выравнивание территории, а в озерных и озерно-речных котловинах накапливались глинистые осадки и формировались коры выветривания. Также в этот период образовывались щелочные породы и связанные с ними карбонатиты. Около 25 млн. лет назад произошло заложение Байкальской рифтовой системы, протяженностью 1500 км, развитие которой продолжается по настоящее время.

Кайнозойский рифтогенез сопровождался вулканической деятельностью, рассредоточенной по периферии рифтовой системы. Этап вулканической активности завершился в голоцене.

ЧЕРЕМШАНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ КВАРЦИТОВ

Кварциты в настоящее время привлекают внимание как потенциальные поставщики монокварцевого материала для получения технического кремния высших марок, а затем и поликристаллического кремния – на нужды радиоэлектронной и оптической отраслей – стёкол взамен типичного кварцевого сырья. В связи с этим актуальность приобретает проблема выявления разновидностей пород повышенной чистоты или способных к обогащению до уровня продукции, пригодной на высокотехнологические изделия. Существенно кварцевые породы с содержаниями $\text{SiO}_2 > 80-90\%$ - согласно существующей рубрикации видов полезных ископаемых в Балансе Запасов РФ (БЗ) подразделяются на группы кремнезёмного и кварцевого сырья. В первую входят кварциты, кварцевые песчаники и пески, во вторую – разнообразные кварцево-жильные образования, силекситы, породообразующий кварц из некоторых типов пегматитов, а также монокристаллы кварца, включая горный хрусталь пьезооптических сортов. Сферы использования кварцитов – это производство огнеупоров или динаса, получение карбида кремния, различных силикосплавов, поликристаллического кремния, кристобалита, пропантов, термоаккумуляторных и термоиндикаторных изделий (Крылова, 2010).

Черемшанское месторождение кремнезёмного сырья находится в 60 км от г. Улан-Удэ. Открыто оно при геологосъёмочных работах в 1965-1966-х годах коллективом Бурятского геологического управления. В настоящее время месторождение отрабатывается открытым способом.

Геологическое строение

По литолого-фациальному составу в разрезе метаморфизованных терригенно-карбонатных образований верхнего протерозоя (средне-верхний рифей) выделены две свиты селенгинской серии: нижняя итанцинская – карбонатно-песчаниковая и верхняя бурлинская – преимущественно карбонатная (Соколов О.В. и др., 1972).

а) Итанцинская свита (PR_{2it}) развита в бассейнах речек Черемшанки, Мал. и Бол. Билюты; в структурном плане породы свиты слагают ядро антиклинальной складки. Образования свиты представлены чередующимися горизонтами слюдястых сланцев (кварц-серицитовых, филлитов, углисто-кварц-серицитовых, хлоритоид-андалузит-кварц-серицитовых и др.) В средней части разреза отмечаются подчиненные горизонты и прослои (мощн. до 30 м) тонкослоистых известняков и доломитов. В нижних и верхних структурных этажах свиты преобладают углеродсодержащие (углисто-кварц-серициковые) черные сланцы. К верхней части разреза, близ контакта с перекрывающей карбонатной (бурлинской) свитой, приурочен выдержанный горизонт (мощн. 30-50м)

высококремнеземных кварцитовидных песчаников и кварцитов, представляющих собственно Черемшанское месторождение.

б) Бурлинская свита (PR₂bl) представлена преимущественно карбонатными породами, слагающими крылья и замковую (переклиналную) часть антиклинальной складки в междуречье Черемшанки – Бол. и Мал. Билюты. В составе свиты преобладают доломиты, известковистые доломиты и доломитизированные известняки, в подчиненном количестве отмечается линзы и горизонты фосфатосодержащих карбонатных пород и фосфоритов, серицито-кварцевых песчаников, кварц-серицитовых и углисто-серицитовых сланцев.

Интрузивные образования на месторождении представлены позднепалеозойскими гнейсовидными биотитовыми гранитами и гнейсо-гранитами баргузинского комплекса, лейкогранитами, граносиенитами, гранодиоритами витимканского комплекса. Жильные породы витимканского комплекса представлены дайками аплитов, мелкозернистых гранитов, гранит-порфиров и диоритовых порфиритов. К мезозойским интрузиям отнесены дайковые образования, представленные кварцевыми порфирами, плагиогранит-порфирами, монцонитами, дацитовыми порфиритами поздепалеозойского и мезозойского возрастов (рис. 1).

Структурный каркас площади Черемшанской площади образует крупная линейная антиклиналь северо-восточного (аз. 30-35°) простирания, сложенная метаморфизованными терригенно-карбонатными породами верхнего протерозоя. Длина складки составляет 8-10 км, ширина – размах крыльев около 7-8 км. Юго-восточное крыло складки крутопадающее (углы падения – 65-75°); переклиналная часть более пологая с углами падения слоистости пород от 15-30°. Северо-западное крыло и частично ядро складки ассимилированы гранитоидами баргузинского интрузивного комплекса.

Разрывные нарушения различного направления и масштаба усложняют общую структуру площади, обуславливая её блоковое строение. Наиболее четко выраженной и протяженной является система продольных разломов северо-восточного простирания (аз. 30-35° и 55-60°). По морфологии они относятся к типу прямолинейных крутопадающих сбросов и сбросо-сдвигов, нередко со значительными амплитудами перемещения прилегающих блоков вмещающих пород, которые представляют собой мощные ослабленные зоны, внутренняя структура которых состоит из целой серии сопряженных разрывов, сопровождающихся повышенной трещиноватостью, катаклизом и брекчированием пород (рис. 2).

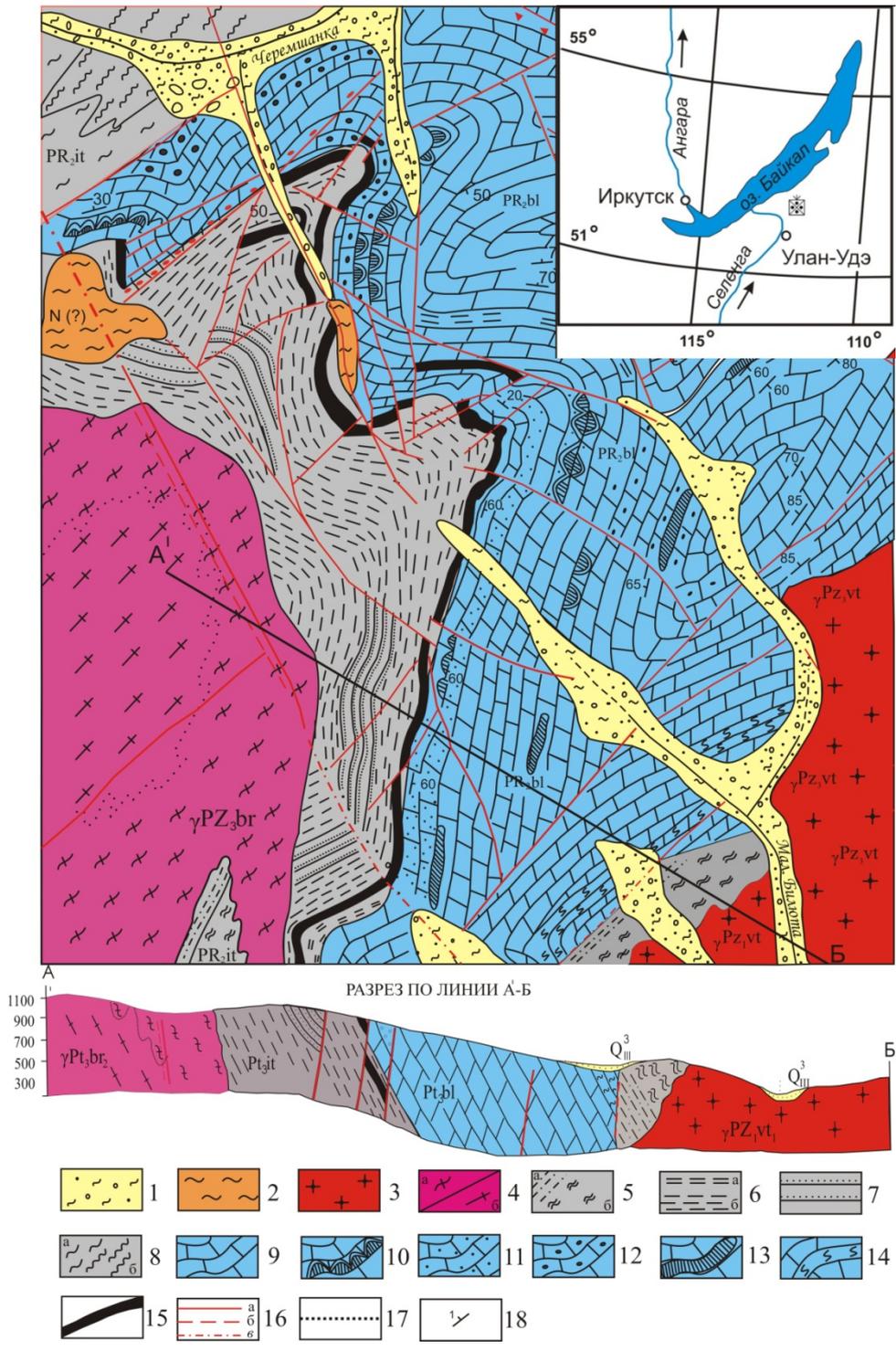


Рис. 1. Геологическая карта Черемшанского месторождения кремнеземного сырья. М. 1:50000. Составили О.В. Соколов, В.В. Новиков, 1971 г.

1—четвертичные отложения, 2—неогеновые коры выветривания, 3—гранитоиды витимканского комплекса, 4—гранитоиды баргузинского комплекса, 5–8 – сланцы итанцинской свиты: 9–14—преимущественно карбонатные породы бурлинской свиты: 15—рудное тело, кварцитовидные песчаники, кварциты 16—разрывные нарушения, 16—граница фациальных разновидностей, 17—элементы залегания слоев.

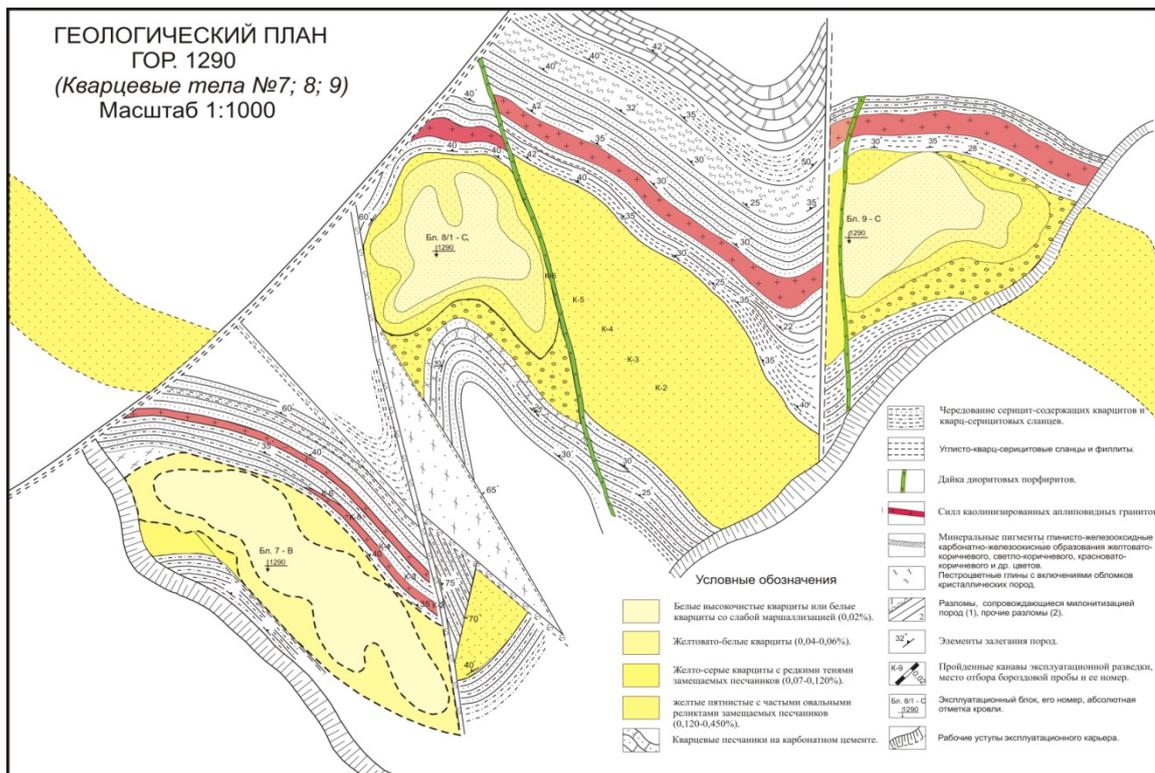


Рис. 2. Геологический план участка №2 Черемшанского месторождения кремнеземного сырья. Составил В.И. Гальченко с дополнениями Д.Ц. Аюржанаевой.

Петрография и генезис кварцитов

Кварциты. Белые высокочистые кварциты – белые, голубовато-белые тонко-мелкозернистые с массивной текстурой породы (рис. 3 д). Они слагают верхние внутренние участки субпластовых кремнеземных тел, ограниченных по простиранию поперечными зонами разломов, нередко вмещающих дайковые тела интрузивных пород. Микроскопические особенности этой разновидности пород заключаются в повсеместном развитии четких гранобластовых структур с прямым и облачным угасанием большинства кварцевых зерен, размером до 0,9 мм (рис. 3 д). Второстепенные минералы в породе представлены тонкими пленками лимонита, лишь изредка встречаются зерна циркона.

Белые кварциты с редкими тенями песчаников – белые кварциты с мелкими (0,3-0,5 до 1,5 см) рассеянными реликтами – «оспинами» песчаников (рис. 3 г). Характерны метагенетические структуры рекристаллизационно-грануляционного бластеза, зубчатая с микростилолитовыми швами (рис. 3 г), гранобластовая структура, в оспинах отмечается бластопсаммитовая структура пород. Текстура – массивная, местами оспенная. В породе редко отмечаются чешуйки серицита, пленки гидроксидов железа, акцессорные зерна циркона, рутила, монацита. Содержание SiO_2 варьирует в пределах 99,5-99,9%, содержание элементов-примесей от тысячных до первых сотых долей процента (Fe_2O_3 – 0,003-0,06; Al_2O_3 – 0,02-0,15%; TiO_2 – 0,003-0,010).

Кварцитовидные песчаники. К данным разновидностям пород на месторождении отнесены желто-серые кварцитовидные песчаники. Макроскопически эта разновидность пород представляет собой мелко-, среднезернистые желтые плотные породы с серыми включениями реликтов пористых песчаников (рис. 3 б). В породе часто отмечается кварц первично-обломочный и новообразованный, выполняющий роль цемента. Структура пород остается псаммитовой, преимущественно коррозионного, конформно-регенерационного типа, с участками начально-бластической. Кварц метапесчаников сохраняет свои первичные особенности. В этих породах трудно различить первичный цемент от скоплений в межзерновых пространствах вторичных кварцевых зерен, образованных путем грануляции части обломков. «Цементом» метапесчаников служат кварц, серицит, окислы железа, пирит (рис. 3 б). Текстура – массивная, местами оспенная. Второстепенные минералы представлены серицитом, изредка биотитом, а также рутилом, цирконом, сфеном, лимонитизированным пиритом, монацитом.

Желто-белые пятнистые кварцитовидные песчаники. Макроскопически эта разновидность пород представляет собой мелко-, среднезернистые, желто-белые, крепкие породы с частыми включениями замещенных первичных пород (рис. 3 в). Структура пород – бластопсаммитовая, конформно-регенерационная, начально-бластическая, гетерогранобластовая, (рис. 3 в). Текстура – массивная, местами оспенная. Главным породообразующим минералом является кварц, первично-обломочный и новообразованный, выполняющий роль цемента. Первичный обломочный кварц характеризуется изометричными зернами размером от 0,4 до 1 мм с неровными корродированными краями. Кварц, слагающий цементирующую массу, представлен зернами размером до 0,10-0,05 мм с зубчатыми или полигональными очертаниями. Второстепенные минералы представлены серицитом; акцессорные минералы представлены рутилом, цирконом, сфеном, лимонитизированным пиритом, монацитом, ксенотимом, которые приурочены к сочленению кварцевых зерен. Химический состав кварцитовидных песчаников характеризуется следующими пределами содержаний основных элементов (%): SiO_2 - 98,8-99,7%; Fe_2O_3 – 0,04-0,10; Al_2O_3 – 0,10-0,20%; TiO_2 – 0,008-0,010; CaO – 0,002-0,07; MgO – 0,01-0,08; $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ – 0,01-0,60%.

Песчаники представлены кварцевыми песчаниками на карбонатном цементе (рис. 3 а). Эти породы слагают локальные линзовидные или вытянутые полосовидные участки шириной от 3–5 до 10–15 м со стороны лежащих боков кремнеземных тел, вдоль контактов с вмещающими породами, а также наблюдаются в виде реликтовых включений в кварцитах. Размеры включений песчаников, в различной степени окварцованных, варьируют в самих широких пределах от 3–5 до 10–15 см и более. Кварцевые песчаники

характеризуются серой, бурой или ржаво-бурой пятнистой окраской и пятнистой, иногда брекчиевидной, текстурой. Структура пород псаммитовая, среднезернистая ($d=0,5-0,25$ мм), цемент выполнения, поровый, пойкилитовый (рис. 3 а). Крупные останцы первичных пород сложены пористыми высокожелезистыми (Fe_2O_3 до 3-5 %) кварцевыми песчаниками на карбонатном цементе ($CaO+MgO$ до 20-25 %) (табл.1). Обломочная часть песчаников представлена кварцем. Кварцевые зерна характеризуются изометричными, неровными волнистоокруглыми краями, обладают волнистым и облачным погасанием, они бесцветные и бледно-желтые за счет содержания в них гидроксидов железа. Цемент песчаников представлен кальцитом, доломитом, анкеритом, окислами железа, глинистыми минералами. Значение $\delta^{18}O$ в карбонатном веществе цемента песчаников составило 14,5‰, $\delta^{13}C$ -4,0‰, что указывает на метаморфогенное происхождение карбонатного вещества. Химический состав к песчаников характеризуется следующими пределами содержаний основных элементов (%): SiO_2 - 70,04-75,7%; Fe_2O_3 - 0,10-0,40; Al_2O_3 - 0,16-0,58%; TiO_2 - 0,01-0,34; CaO - 0,02-0,11; MgO - 0,01-0,04; (K_2O+Na_2O) - 0,03-0,10%.

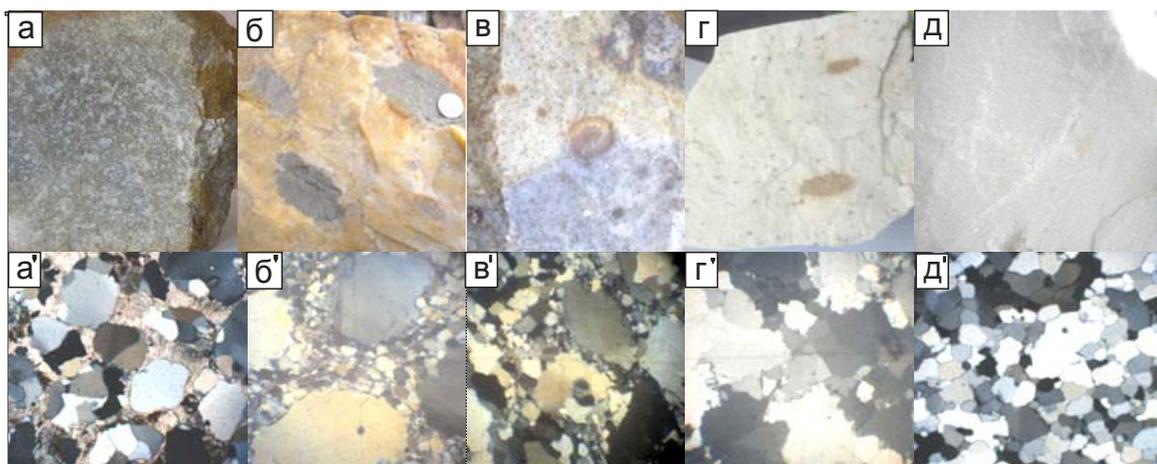


Рис. 3. Разновидности высококремнеземных пород. Нижняя часть – фото шлифов, николи +.

а – кварцевый песчаник с карбонатным цементом. Псаммитовая структура, поровый цемент доломитового состава. Видны округлые кварцевые песчинки; б – желто-серые кварцитовидные песчаники. Структура бластопсаммитовая, заметны кристаллобластез и грануляция части обломков; в – желто-белый пятнистый кварцитовидный песчаник, видны коричневые пятна реликтов песчаников в общей массе белого кварцита; г – белый кварцит с редкими тенями недозамещенных песчаников, видны коричневые пятна реликтов песчаников в общей массе белого кварцита; д – белый кварцит, структура гранобластовая.

Описанные выше разновидности высококремнеземных пород, слагающих «продуктивный горизонт» месторождения, фактически представляют совокупность в разной степени гидротермально измененных пород, образовавшихся в течение единого (существенно кислотного) метасоматического процесса по сравнительно однородному субстрату – слабо метаморфизованным карбонатным песчаникам. Эти породы нельзя идентифицировать с подлинными «вторичными кварцитами» вулканических областей, но

некоторая аналогия с ними, по-видимому, вполне уместна. Развитию процессов окварцевания способствовали повышенная пористость и проницаемость карбонатных песчаников, а также экранирование горизонта (пласта) песчаников вышелегающей слабопроницаемой толщей сланцево-карбонатных пород. Поступление растворов в пласт песчаников, вероятно, осуществлялось как из магматического очага, так из тонкопористых алевритовых пород в связи с отжимом их при тектоническом сжатии или при пленочном переносе, однако, значения $\delta^{18}\text{O}$ (12,1–14,94‰) в кварцитах и песчаниках указывают на участие в их формировании вод метаморфогенного происхождения (Аюржанаева, 2013). Насыщение щелочных растворов кремнеземом, вызывало их раскисление. Кислые растворы, попадая из тонкопористых пород в широкопористые песчаники, становились пересыщенными из-за падения давления и осаждали кремнезем. Происходило кислотное выщелачивание, песчаник превращался в кварцит. В кварцитах местами превращены доломиты и гранитоиды, ранее претерпевшие катаклаз, брекчирование и рассланцевание. Прослойки песчаников в сланцах итанцинской свиты также окварцованы. Привнос кремнезема осуществлялся в результате инфильтрации его в поровых и трещинных растворах. Инфильтрационные окварцевание песчаников и других пород сопровождалось диффузионным перераспределением кремнезема, их «очищением» с выносом элементов-примесей. Этот вынос происходил инфильтрационно-диффузионным путем на фоне тектонических деформаций при перемещении трещинно-поровых растворов, вызывавших перекристаллизацию кварцитов, освобождение и вынос примесей. Более интенсивное «очищение» происходило при диффузионной перекристаллизации. На фронте фильтрующегося раствора скапливались выносимые компоненты-примеси. Вынесенные при рассмотренных процессах основания и другие компоненты осаждались в подстилающих перекрывающих песчаники силикатных и карбонатных породах. Наиболее интенсивно процессы окварцевания с образованием высокочистых кварцитов протекали в узких локальных блоках песчаников, ограниченных разломами и дайками.

В кварце метасоматических кварцитов и окварцованных песчаников Черемшанского месторождения изучены флюидные включения. В кварцитах встречены первичные и вторичные газово-жидкие и кристаллофлюидные включения. Для первичных газово-жидких включений определены $T_{\text{гом}}=268^{\circ}\text{C}$, вторичных – $T_{\text{гом}}=170^{\circ}\text{C}$. В песчаниках для первичных включений $T_{\text{гом}}=345^{\circ}\text{C}$. Следовательно, температура формирования кварцитов определяется значениями в $268^{\circ}\text{C} - 170^{\circ}\text{C}$. (Царев и др., 2007)

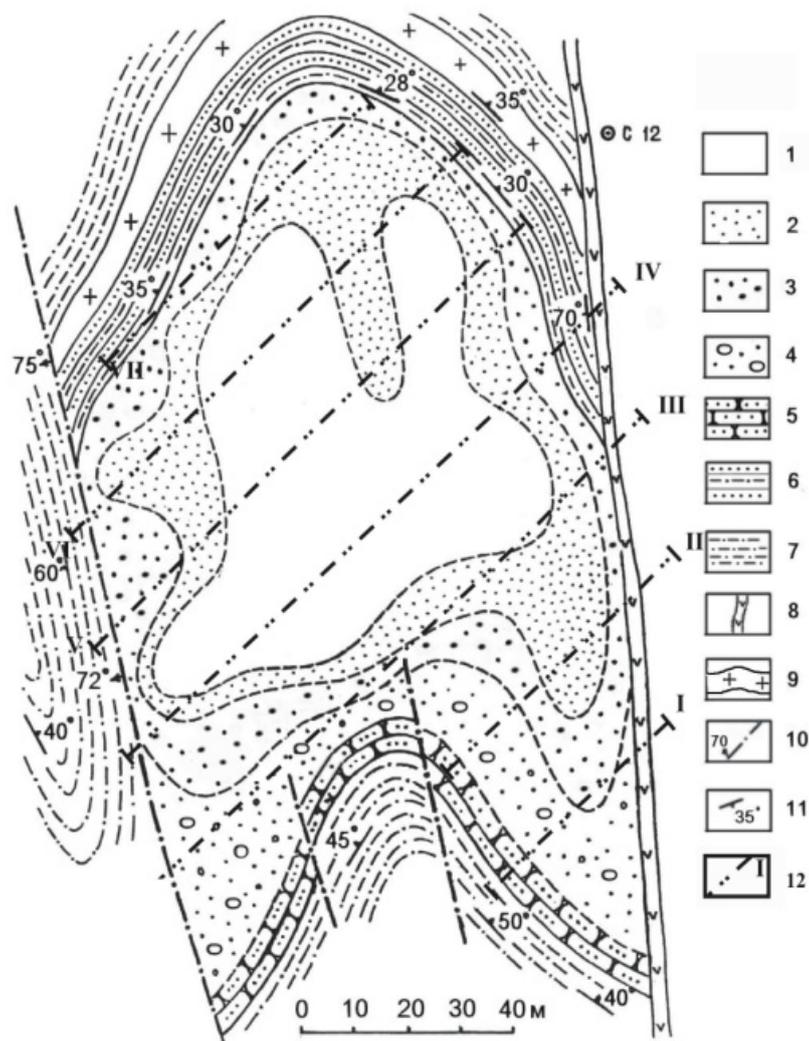


Рис. 4. Зональное строение блока высококремнеземных пород и распределение оксидов железа (Карьер №2, гор. 1300, бл. 8 по материалам В.И. Гальченко, 2005)

1–4 – кварциты с различными концентрациями оксидов железа: 1 – белые высокочистые кварциты; 2 – белые кварциты с реликтами песчаников; 3 – желто-белые пятнистые кварцитовидные песчаники; 4 – желто-серые пятнистые кварцитовидные песчаники; 5–9 – вмещающие породы: 5 – кварцевые песчаники на карбонатном цементе; 6 – чередование серицитсодержащих кварцитов и кварц-серицитовых сланцев; 7 – серицит-кварцевые сланцы; 8 – дайка монцитонитов; 9 – аплитовидные граниты; 10 – разрывные нарушения с элементами падения; 11 – элементы залегания плоскостей расщепления.

Таблица 1. Содержание оксидов кремния и вредных примесей в зональных межтрещинных блоках высококремнеземных пород

Типы высококремнеземных пород	Содержание оксидов (мас %)						
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	CaO	MgO
1. белые высокочистые кварциты	99,90	<0,100	0,028	0,002	–	0,005	–
2. белые кварциты с реликтами песчаников	99,40	0,110	0,058	0,004	–	0,002	–
3. желто-белые пятнистые кварцитовидные песчаники	98,50	0,200	0,070	0,005	–	0,010	–
4. желто-серые кварцитовидные песчаники	98,40	0,356	0,463	0,013	0,057	0,15	0,07
5. песчаники на карбонатном цементе	75,60	0,424	2,930	0,019	0,119	11,90	8,65

Протолитом кварцитов являлись кварцевые пески, которые под действием литогенеза и метаморфизма были преобразованы в песчаники и кварциты. Обломочно-кварцевые породы месторождения образовались за счет разрушения и переотложения продуктов рифейской высокостарой коры химического выветривания пород. Степень выветривания исходных пород определяется конечными продуктами этого процесса: это кварцем, серицитом, хлоритоидом, гетитом и гематитом, что соответствует каолиновой и латеритной стадиям. Исходными породами, сформировавшими продуктивную кору выветривания, скорее всего, являлись гнейсо-граниты муйского комплекса и кварциты котороканской свиты, подстилающие в данном регионе итанцинскую и суванихинскую свиты. Формирование отложений серии происходило в морском бассейне при постоянных вертикальных колебательных движениях земной коры, повлекших многократное трансгрессивно-регрессивное перемещение бассейна седиментации и, как следствие, определило цикличность в накоплении осадков. (Семейкин, и др., 2014). Дополнительным свидетельством формирования отложений в условиях морского бассейна служат положительные значения изотопного состава кислорода и углерода в известняках итанцинской свиты (до 1,59 ‰ $\delta^{13}\text{C}$ и 23,68 ‰ $\delta^{18}\text{O}$).

Заключение

На основе детальных исследований геологического строения месторождения выявлено, Черемшанское месторождение кремнеземного сырья представляет собой пластообразное тело разнотипных кварцевых песчаников и кварцитов, шириной от 35 до 50 м, рассеченное разломами и дайками на зональные блоки. Зональность блоков выражается в изменении текстурно-структурных особенностей высококремнеземных пород от периферии блока к его центру: во внешних зонах преобладают кварцевые песчаники, в промежуточной зоне – кварцитовидные песчаники, центр сложен кварцитами. Вещественная зональность выражается в увеличении содержания оксида кремния от кварцевых песчаников (от 70–75 мас. %) к кварцитам (97–99 мас. %), и снижения примесных компонентов (рис. 4, см. табл.1).

Разработана оригинальная модель формирования высокочистых разностей кварцитов, основанная на термодинамике капиллярно-пористых систем, заключающаяся в том, что кварциты образовались в результате окварцевания кварц-карбонатных песчаников. Процесс окварцевания происходил за счет выноса кремнезема из вмещающих песчаники пород в результате кислотного выщелачивания и обогащения им песчаников. Выщелоченные основания отлагались в экзоконтактах песчаникового слоя. Привнос и отложение кремнезема происходило инфильтрационным путем по хорошо проницаемым

крупнопористым песчаникам. В результате – минералы оснований (кальцит и доломит) переходили во вполне подвижное состояние, т.е. в раствор, и выносились. В дальнейшем, с появлением тектонических трещин, разбивающих рудное тело на блоки, происходила диффузия водного флюида (раствора), из трещин внутрь блоков, производя очищение кварцитов от минералов-примесей путем встречной диффузии. Таким образом, внутри межтрещинных блоков формировались сверхчистые кварциты с содержанием кремнезема 99,6 – 99,92%.

БЕЗЫМЯНСКИЙ МАССИВ

Безымянский массив редкометальных гранитов расположен в 200 км от г. Улан-Удэ на юго-западном окончании Безымянского хребта на водоразделе озера Байкал и реки Безымянки. Он закартирован при геолого-съёмочных работах в 1965 г. (Гусев и др., 1968).

Массив вытянут в северо-западном направлении на 6 км, имеет ширину около 3 км, сужающуюся до 0,5 км на водоразделе хребта, где обнажается его апикальная часть с провесами кровли (рис. 5). Массив прорывает графитсодержащие мраморы с прослоями кварцитов и биотит-амфиболовых гнейсов докембрийского возраста. В контактовой зоне и ксенолитах мраморы перекристаллизованы, содержат плагиоклаз, диопсид, тремолит, титанит, реже отмечается апатит. Плутон рассечён жилами мелкозернистых гранитов, аплитов, пегматитов, участками разбит серией тектонических нарушений северо-западного и северо-восточного направлений.

Большая часть массива сложена среднезернистыми микроклин-альбитовыми гранитами. На контактах с мраморами они мелкозернистые, иногда имеют гнейсовидный облик, выраженный линейной ориентировкой чешуек биотита.

Среди микроклин-альбитовых гранитов главной фазы в северо-западной части массива встречаются роговообманковые разности. Амфибол в них обычно замещён эпидотом и магнетитом. Отличительной особенностью их является наличие гранофировых микроклин-кварцевых агрегатов, окружающих вкрапленники щелочного полевого шпата. В промежутках между этими агрегатами расположены плагиоклаз, кварц и амфибол. Предполагается, что эти породы относятся к одной из разновидностей эндоконтактовой фации (Антипин и др., 1997), хотя взаимоотношения их с гранитами главной фазы неясны.

От апикальной части массива на водоразделе Безымянского хребта на юго-восток протягивается полоса средне- и крупнозернистых амазонит-альбитовых гранитов, которые часто имеют пегматоидное строение и связаны постепенными переходами с гранитами главной фазы. В этих гранитах кварц и калишпат образуют изометричные зерна размером до 2 см, а также несколько меньшие по размерам таблитчатые выделения, образовавшегося позднее альбита.

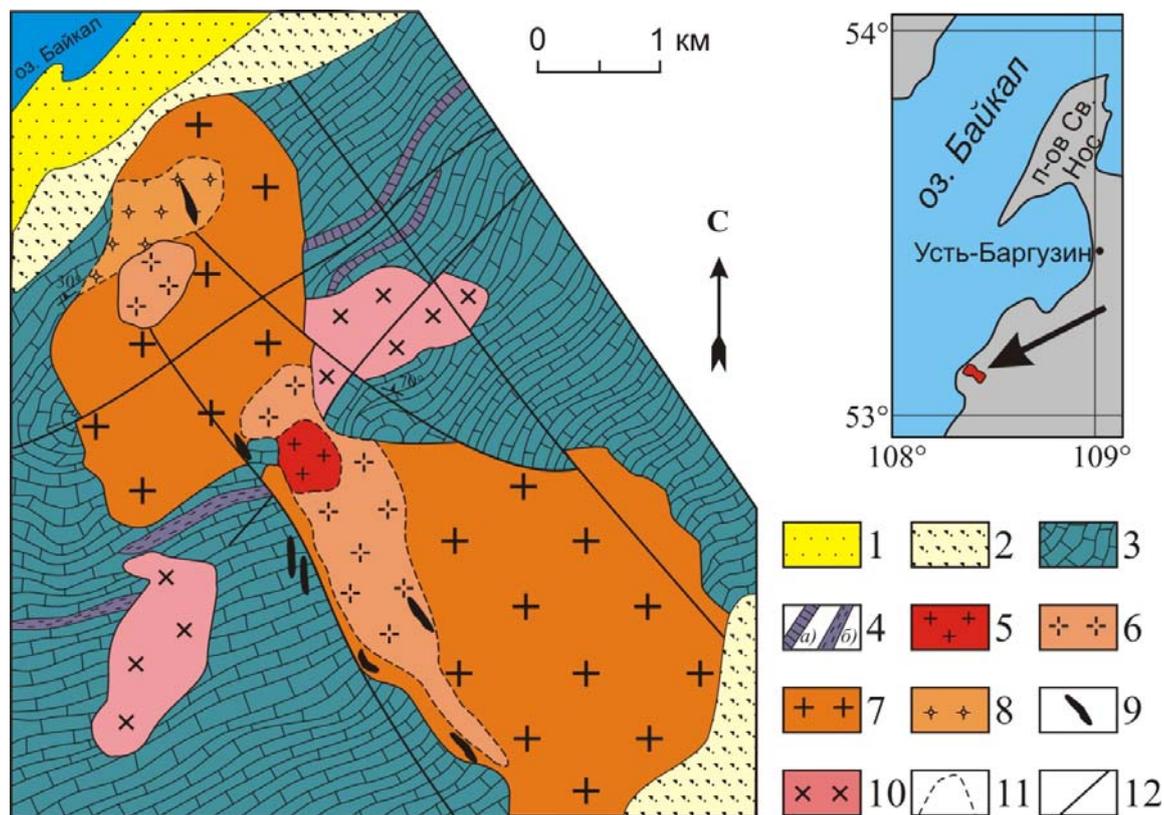


Рис. 5. Схема геологического строения Безымянского массива по (Гусев и др., 1968, с изменениями). 1 – современные озерные отложения; 2 – современные и верхнечетвертичные делювиальные отложения; 3 – мраморы крестовой свиты; 4 – прослои кварцитов (а) и гнейсов (б); 5 – среднезернистые двуслюдяные амазонит-альбитовые, участками альбитизированные граниты; 6 – крупнозернистые амазонит-альбитовые граниты; 7 – среднезернистые микроклин-альбитовые граниты; 8 – мелко-среднезернистые биотит-роговообманковые граниты; 9 – жилы амфибол-полевошпатовых пегматитов; 10 – крупнозернистые биотит-роговообманковые граниты муйского комплекса; 11 – фациальные переходы; 12 – тектонические нарушения.

Граниты в апикальной части массива подверглись интенсивной альбитизации. Здесь распространены существенно альбитовые, часто неоднородные по строению породы (рис. 6 а). Характерной особенностью этих гранитов является присутствие флюорита и редкометалльных минералов (колумбита, циркона торита и др.). Также в пределах массива встречаются пегматоидные амазонит-альбитовые разности (рис. 6 б).

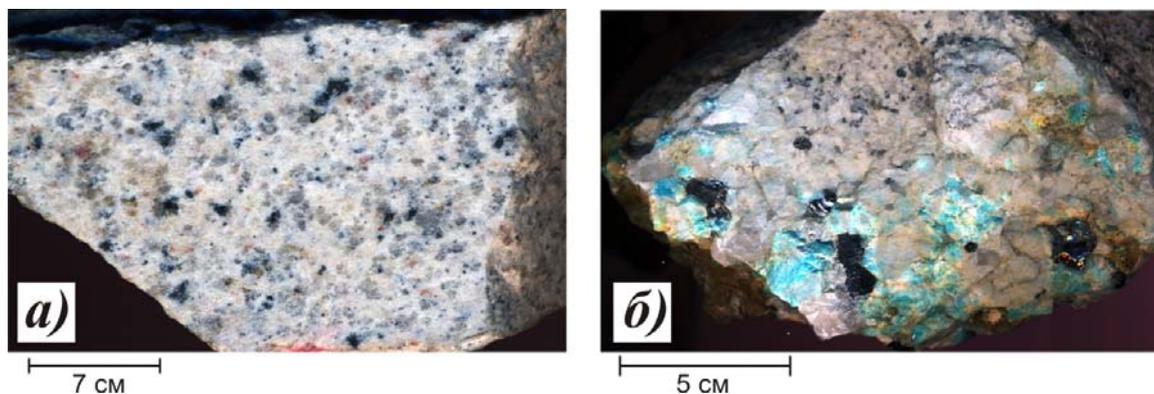


Рис. 6. Внешний вид гранитов Безымянского массива: а) среднезернистые микроклин-альбитовые граниты с биотитом. На фоне альбит-кальциевой массы видны включения биотита (темные) и кварца (серое); б) пегматоидное выделение амазонит-альбитового гранита с переходом в среднезернистый микроклин-альбитовый гранит.

Породы массива прорваны жилами мелкозернистых гранитов, аплитов, пегматитов, прожилками кварца. Жильные образования обычно тяготеют к эндоконтактовым частям массива.

Время образования массива согласно U-Pb датированию (SHRIMP II) цирконов составляет $291,7 \pm 3,7$ млн. лет, идентичное значение возраста ($291,2 \pm 3,6$) получено Ag-Ag методом по биотиту. Значения $\epsilon\text{Nd}(T)$, равные $-5,38 - -4,76$, свидетельствуют о коровом источнике пород.

Минералого-геохимические особенности

Микроклин-альбитовые граниты главной фазы Безымянского массива представляют собой биотитовые среднезернистые слабоальбитизированные породы. Текстура пород массивная, участками пегматоидная, такситовая, гнейсовидная, полосчатая, пятнистая. Пятнистость и полосчатость гранитов обусловлены их постмагматическими изменениями. Характерной особенностью среднезернистых микроклин-альбитовых гранитов является присутствие участков с порфиоровыми выделениями кварца и калишпата.

Мелкозернистые разности картируются в виде узкой полосы вдоль эндоконтакта массива. Они характеризуются равномернозернистым сложением и отсутствием порфиоровых выделений кварца и калишпата. Иногда в них наблюдается гнейсовидность, выраженная ориентированным расположением зерен кварца и полевых шпатов.

Минеральный состав среднезернистых гранитов следующий: кварц (20-45 %), калиевый полевой шпат (25-35 %), альбит (25-60 %), биотит (2-3 %). В качестве аксессуарных присутствуют мусковит, флюорит, магнетит, циркон, рутил, колумбит и др.

Средне- и крупнозернистые амазонит-альбитовые граниты, имеющие нередко пегматоидное строение, связаны постепенными переходами с гранитами главной фазы. В этих гранитах кварц и калишпат образуют относительно крупные (до 2-3 см.) изометричные зерна. В интерстициях основная масса представлена лейстами альбита. Скопления зерен биотита и магнетита (нередко с флюоритом), как и мелкозернистый базис породы, подчиняют форму своих выделений ранним изометричным зернам, располагаясь в основном в их промежутках.

Граниты в апикальной части массива имеют как мелкозернистое, так средне- и крупнозернистое строение. Здесь распространены существенно альбитовые разности пород (рис. 7), встречаются также пегматоидные амазонит-альбитовые граниты. В них отмечалось наличие Li-фенгит-мусковита (Антипин и др., 1997, 1999). Граниты апикальной фации характеризуются весьма неоднородным строением. В них наряду с

неравномерно-зернистой структурой встречаются пегматоидные шпирьы овальной или вытянутой формы с содержанием до 25-30 % биотита. Главными породообразующими минералами шпиров являются амазонит и слюды, в меньшем количестве встречаются альбит, флюорит и магнетит.

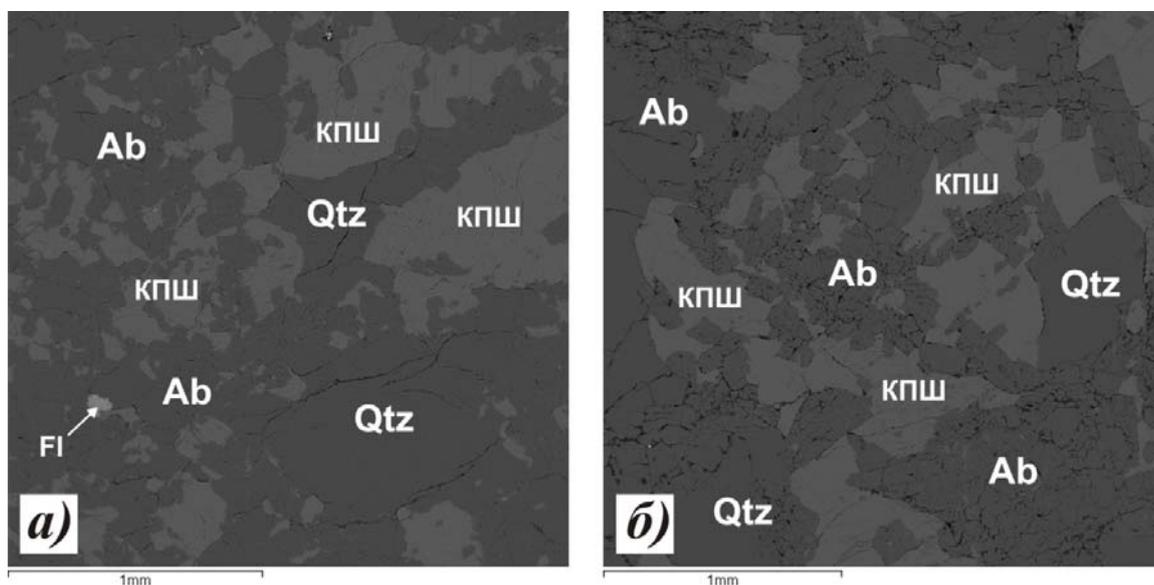


Рис. 7. Характер распределения породообразующих минералов в среднезернистом граните. Ab – альбит, Fl – флюорит.

Таблица 2. Общий минеральный состав гранитов Безымянского массива

Главные	Второстепенные и акцессорные	
	Нерудные	Рудные
Кварц	Биотит	Магнетит Монацит
Альбит	Мусковит	Ильменит Ксенотим
Калиевый полевой шпат	Флюорит	Циркон Торит
	Хлорит	Колумбит Бастнезит
		Фергусонит Рутил
		Самарскит Касситерит

По соотношению щелочей и кремнезема (TAS диаграмма) породы массива ложатся в поле щелочных лейкогранитов (рис. 8). Сумма щелочей в них в среднем около 9 мас. % при преобладании натрия над калием. Породы относятся к известково-щелочной серии.

По главным компонентам состав пород близок к составам литий-фтористых гранитов других регионов, которым свойственны пересыщенность кремнеземом, обогащенность глиноземом и низкие содержания кальция, магния и титана (Коваленко, 1977). Во всех фациях гранитов натрий преобладает над калием, и только в амазонит-

альбитовых гранитах с пегматоидными шширами, где амазонит является главным породообразующими минералом, отмечается обратное соотношение этих элементов.

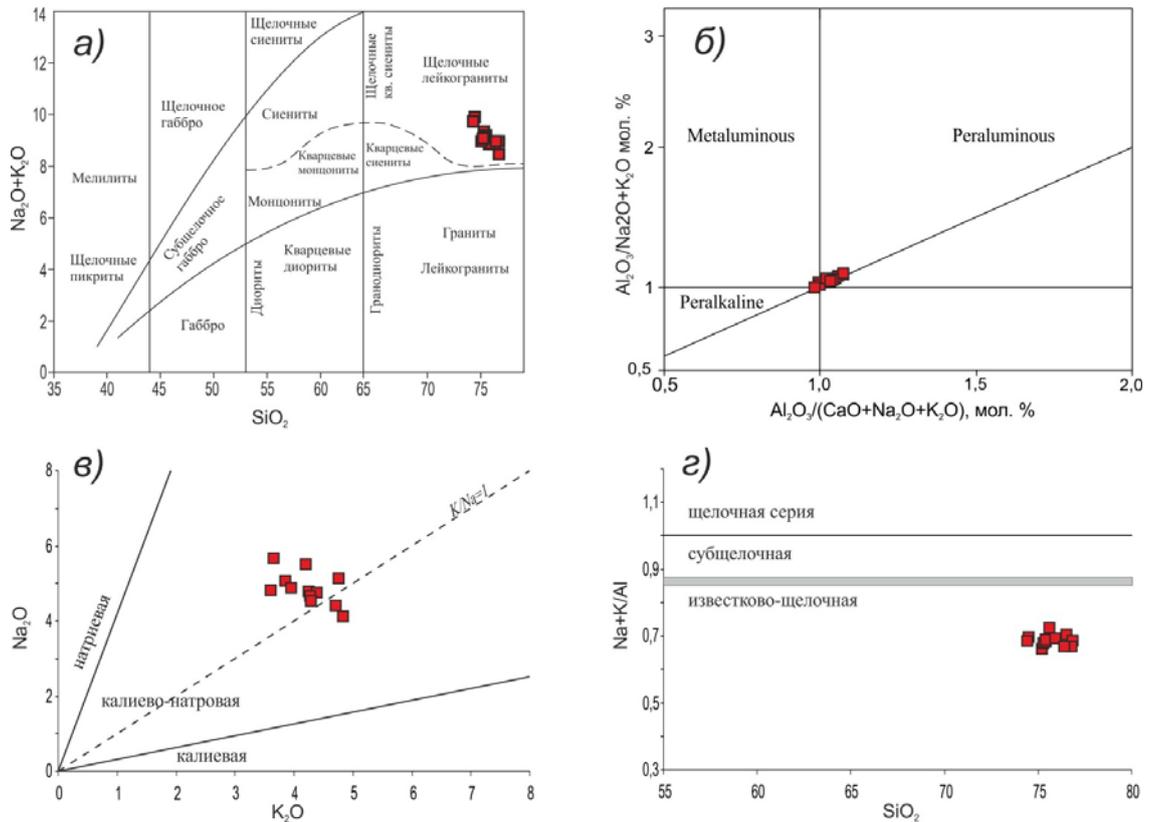


Рис. 8. Положение состава гранитов Безьянского массива на классификационных диаграммах: а) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ TAS; б) ANK—ACNK (Maniar & Piccoli, 1989); в) $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$; г) $\text{Na}+\text{K}/\text{Al}-\text{SiO}_2$ (Liegouis & Black, 1987).

Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные к хондриту, представлены на рисунке 9 а. Конфигурация их кривых практически не имеет наклона в сторону тяжелых лантаноидов, отношение $(\text{La}/\text{Yb})_n$ составляет 0,36-3,32. На диаграмме отчетливо выделяются отрицательные европиевые аномалии, значение Eu/Eu^* варьирует в интервале 0,03-0,18. Мультиэлементные спектры (рис. 9 б) характеризуются положительными Rb, U, Nb, Ta, Pb и отрицательными Ba, Sr, Ti, La и Ce аномалиями.

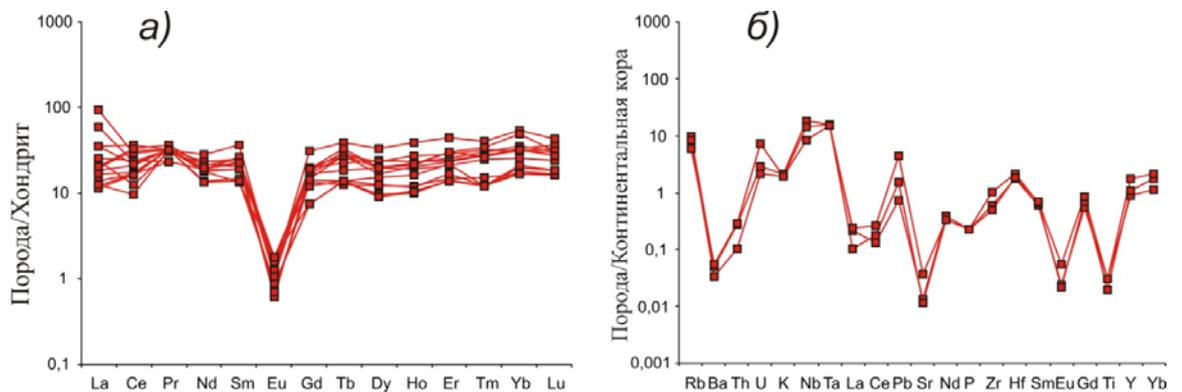


Рис. 9 Спектры распределения: а) редкоземельных элементов нормированных к хондриту (McDonough & Sun, 1995); б) редких элементов нормированные к континентальной коре (Rudnick & Gao 2003).

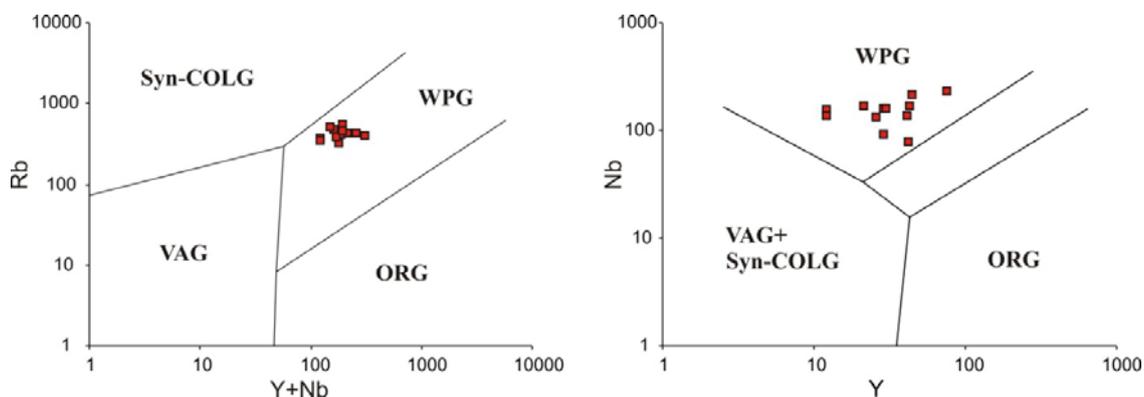


Рис. 10. Положение гранитов Безымянского массива на дискриминационных диаграммах (Pearce et al., 1984). Syn-COLG – коллизионные; WPG – внутриплитные; VAG – вулканических дуг; ORG – гранитоиды океанических хребтов.

Редкометалльные минералы

Характерной особенностью гранитов Безымянского массива является присутствие редкометалльных минералов.

Флюорит является типоморфным минералом Безымянского массива. Участками содержание его в породе достигает 1-2 %. Минерал представлен идиоморфными и неправильной формы зернами размером до 0,1-0,3 мм, расположенными среди кварц-полевошпатового агрегата (рис. 11 а). Часто он находится в ассоциации с биотитом. В виде мелких (около 10 мкм) включений флюорит встречается в колумбите. В краевых частях минерала установлен иттрий (до 2,64 мас. % Y_2O_3), характер распределения которого обуславливает зональность минерала.

Циркон среди редкометалльных минералов является наиболее распространенным. Он слагает призматические зональные кристаллы размером до 0,5 мм. В нем присутствует вкрапленность торита, фергусонита, полевых шпатов. Циркон также ассоциирует с торитом (рис. 11 б, в). Для циркона характерно высокое содержание гафния (до 11 мас. % HfO_2). Обычными примесями его являются иттрий (до 10 мас. % Y_2O_3), торий (до 3 мас. % ThO_2) и уран (до 5 мас. % UO_2).

Колумбит является главным концентратором ниобия. Он в виде одиночных мелких (до 1 мм) зерен (рис. 11 г) ассоциирует с цирконом, пирофанитом, фергусонитом и флюоритом в кварц-полевошпатовой матрице, встречен в виде включений в цирконе. Колумбит характеризуется ритмичной зональностью, обусловленной вариациями содержаний тантала и ниобия. Состав его соответствует манганколумбиту (содержание MnO до 17 мас. %), редко встречается ферриколумбит (до 18 мас. % FeO). Характерной особенностью минерала являются повышенная танталонность (вплоть до танталколумбита) и постоянное присутствие титана (в среднем около 1,25 мас. % TiO_2).

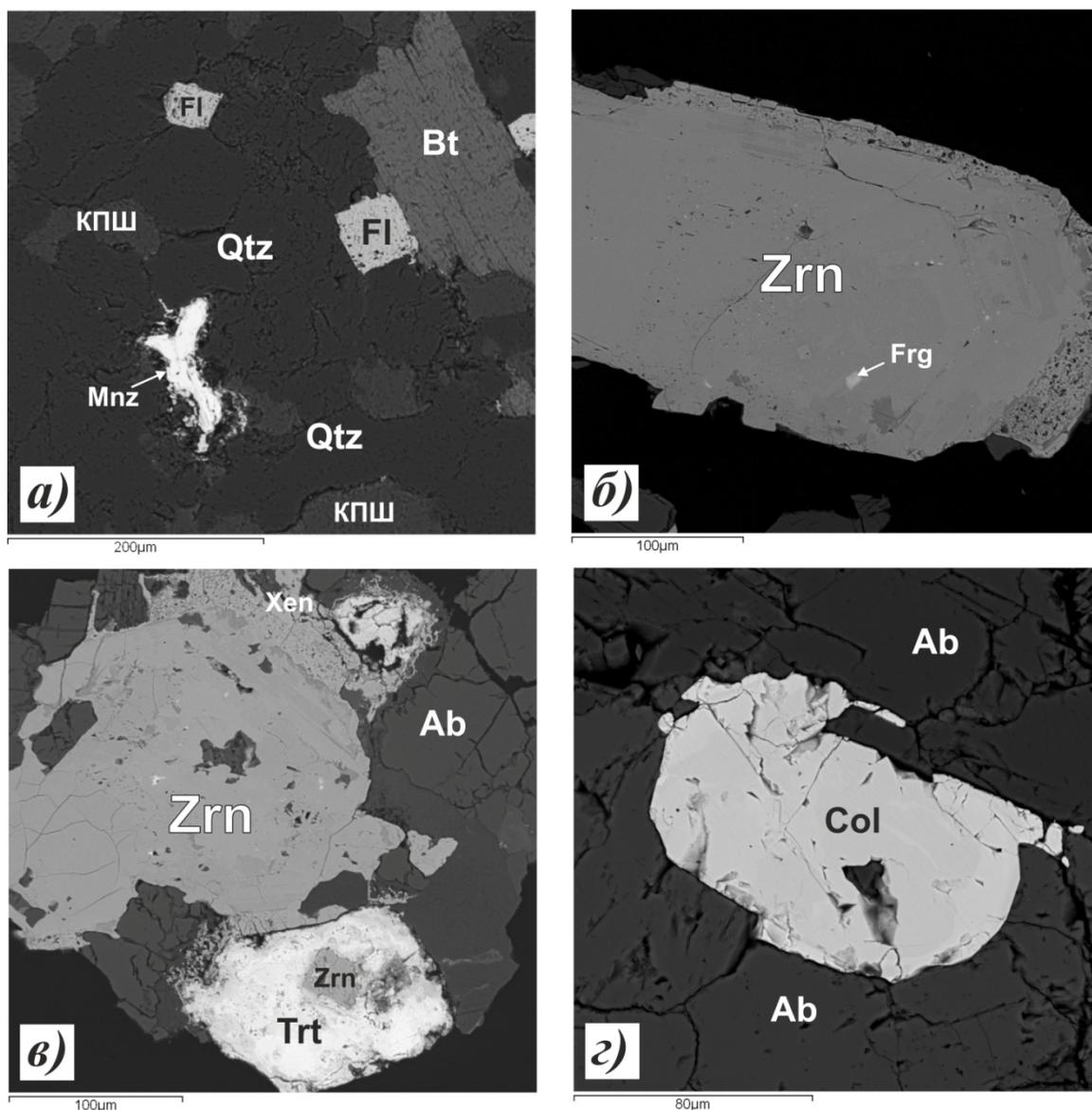


Рис. 11. а) включения идиоморфных зерен флюорита в кварц-полевошпатовой массе. Bt – биотит, Mnz – монацит; б) кристалл циркона (Zrn) с включением фергусонита (Frg); в) включение циркона в торите (Trt), Xen – ксенотим; г) идиоморфное зерно колумбита (Col) в альбите (Ab).

Фергусонит слагает мелкие (до 40 мкм) зерна, ассоциирует с колумбитом, а также в виде включений обнаружен в цирконе (рис.). В нем постоянно устанавливается тантал (до 5 мас. % Ta_2O_5), обнаружен торий и уран.

Самарскит и монацит встречаются редко, образуют мелкую вкрапленность в кварц-полевошпатовой массе. Первый содержит в среднем 44,7 мас. % Nb_2O_5 и 6,5 мас. % Y_2O_3 . В минерале постоянно отмечается торий, а содержание суммы редкоземельных элементов доходит до 6,5 мас. %. Содержание РЗЭ в монаците сильно варьирует, так концентрация Nd_2O_3 изменяется от 8,92 до 20,05 мас. %, а Ce_2O_3 – от 29,36 до 34,52 мас. %. Особенностью монацита является присутствие чералитового компонента.

Торит слагает одиночные гидратированные зерна неправильной формы размером до 0,5 мм (рис. 11 в). Также он образует мелкую (до 5 мкм) рассеянную вкрапленность в

кристаллах циркона. В полевых шпатах по периферии зерен торита нередко отмечается аргиллизация и хлоритизация. Состав минерала неоднороден, в нем постоянно присутствует иттрий (до 6,18 мас. % Y_2O_3), в ряде проб установлен уран.

Заключение

Безымянский массив позднепалеозойского возраста является представителем редкометальных гранитов с повышенным содержанием тантала и ниобия. Рудные минералы более всего распространены в апикальной части массива, которая подверглась интенсивной альбитизации. Помимо альбитизации в гранитах массива участками присутствуют амазонитовые разности. Возраст массива (292 млн. лет) соответствует заключительной стадии образования Ангаро-Витимского батолита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Актанов В.И., Доронина Н.А., Посохов В.Ф., Складчиков Е.В., Скопинцев В.Г. К вопросу о структуре и возрасте Гарганской глыбы (Восточный Саян). В.кн.: Структурный анализ кристаллических комплексов. Иркутск: ИЗК СО АРН, 1991, с. 89–90.

Антипин В.С., Горегляд А.В., Савина Е.А., Митичкин М.А. Эволюция литий-фтористых гранитов с образованием редкометальных слюдяных шпиров // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 7, с. 1216-1227.

Антипин В.С., Савина Е.А., Митичкин М.А., Переляев В.И. Редкометальные литий-фтористые граниты, онгониты и топазиты Южного Прибайкалья // Петрология, 1999, т. 7, № 2, с. 141-155.

Аюржанаева Д.Ц. Вещественный состав и генетические особенности формирования Черемшанского месторождения кремнеземного сырья. Автореф. дис. к.г.-м.н., Улан-Удэ, 2013, 28 с.

Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 1, с. 53–70.

Гусев Ю.П., Давыдов В.И., Дворкин-Самарский В.А., Каперская Ю.Н. Безымянский массив альбитизированных гранитов среди архея Восточного Прибайкалья // Минералого-петрографические очерки Забайкалья, 1968, Улан-Удэ, БКИ, с. 41–47.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.Ш. Тектоника литосферных плит территории СССР, М.: Недра, 1990, Кн. 1, 327 с.

Игнатович В.И. Песчаники Черемшанского месторождения – высококачественное кварцевое сырье // Минерально-сырьевая база строительных материалов Бурятии. Улан-Удэ, 1978, с. 87–91.

Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977, 206 с.

Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолук В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометальных Li-F гранитоидов // Петрология, 1999, т. 7, № 4, с. 401–429.

Крылова Г.И. Оценка минерагенического потенциала кварцитов, пригодных для высокотехнологичных производств // Минеральное сырье Урала, 2010, т. 29, №4, с. 3–31.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004, 190 с.

Осокин П.В., Булгатов А.Н., Квашнин В.Г. Осадочно-вулканогенные образования хр. Морского (Забайкалье) и их минерагения // Геология и геофизика, 1989, № 5, с. 50–59.

Путеводитель полевой экскурсии / Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов, 2008, Улан-Удэ.

Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракшинов А.О. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2000, 224 с.

Семейкин И.Н., Аюржанаева Д.Ц. Кварциты Черемшанского месторождения – продукт переотложенной коры химического выветривания пород. // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений, 2014, №. 6 (49), с. 57–67.

Царев Д.И., Хрусталева В.К., Гальченко В.И., Аюржанаева Д.Ц. Новые генетические данные о генезисе Черемшанского месторождения кремнеземного сырья (Западное Забайкалье) // Геология рудных месторождений, 2007, т. 49, №4, с 334–345.

Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: СО РАН, 2005, 305 с.

Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007, т. 48, № 1, с. 156–180.

Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология, 1997, т. 5, № 5, с. 451-466.