

На правах рукописи



Кушч Лариса Владимировна

**ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ
В ЗОНАХ БИРЮСИНСКОГО И ДАВАНСКОГО РАЗЛОМОВ
(ЮГ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)**

Специальность 25.00.09 – геохимия, геохимические
методы поисков полезных ископаемых

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Иркутск - 2010

Работа выполнена в Учреждении РАН Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

Научный руководитель: доктор геолого-минералогических наук
старший научный сотрудник
Макрыгина Валентина Алексеевна

Официальные оппоненты: доктор геолого-минералогических наук
старший научный сотрудник
Загорский Виктор Егорович

кандидат геолого-минералогических наук
старший научный сотрудник
Хрусталева Валерий Константинович

Ведущая организация: Иркутский Государственный Университет,
г. Иркутск

Защита состоится 20 октября 2010 г. в 14⁰⁰ на заседании диссертационного совета Д 003.059.01 при Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН по адресу: 664033, Иркутск, ул. Фаворского 1а, Факс (3952) 427050.
E-mail: korol@igc.irk.ru

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН по адресу: 664033, Иркутск, ул. Фаворского 1а.

Автореферат разослан 15 сентября 2010г.

Ученый секретарь совета,
к.г.-м.н.



Г.П. Королева

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы. Важным этапом становления древних платформ является формирование в их краевых структурах в палеопротерозое вулканоплутонических поясов, которые включают комплексы калиевых рапакивиподобных гранитоидов и кислых вулканитов. В то же время вдоль зон региональных разломов краевых частей древних платформ развиты также крупные линейные поля кварцполевошпатовых гранитовидных метасоматитов повышенной щелочности. Геохимические особенности этих образований имеют много общего с гранитами рапакиви, а с полями приразломных метасоматитов, контролируемых бластотектонитовыми швами, связаны крупные месторождения редких металлов.

Точная диагностика метасоматитов, основанная на особенностях их вещественного состава, а также анализ соотношений метасоматоза с другими эндогенными процессами - тектоникой, метаморфизмом, магматизмом - принадлежит к актуальным проблемам петрологии, имеющим как общетеоретическое, так и прикладное значение. Объектами, которые подходят для решения этих вопросов являются зоны Даванского и Бирюсинского разломов в краевой части Сибирской платформы.

Особый интерес вызывают геохимические аспекты проблемы приразломного метасоматоза в связи с тем, что эти природные образования сформировались в земной коре при большем или меньшем участии глубинных флюидов. Недостаточная изученность вследствие сложности и многообразия условий проявления магматизма и метасоматоза в протерозойских структурах глубинных разломов вызывает необходимость углубленного геологического, петролого-геохимического и минералогического изучения данных образований.

Целью исследований является реконструкция условий формирования редкометальных приразломных метасоматитов, выявление причин локализации их в краевых частях платформ и отличительных признаков от сходных образований на основе сравнительного петролого-геохимического анализа метаморфических, магматических и редкометальных метасоматических пород в зонах Бирюсинского и Даванского разломов. Для метасоматитов зоны Бирюсинского разлома, необходимо обоснование их принадлежности к типу приразломных метасоматитов.

В задачи исследований входило:

1. Охарактеризовать геологические условия проявления полей приразломных метасоматитов и пространственно ассоциирующих с ними кислых магматитов протерозоя и выявить их минералого-петрографические особенности.
2. Выявить особенности строения метасоматических образований и стадий метасоматоза в зоне Бирюсинского разлома и Даванской зоны смятия, а также изучить поведение петрогенных и редких элементов в процессах мигматизации и приразломного метасоматоза
3. Дать сравнительную геохимическую характеристику бериллийсодержащих метасоматитов, развитых в зонах Бирюсинского и Даванского региональных разломов.

Защищаемые положения.

Результаты геолого-геохимического изучения приразломных метасоматитов зон региональных разломов отражены в следующих защищаемых положениях:

1. Главной геологической особенностью приразломных метасоматитов является приуроченность к бластотектонитовым швам, зонам смятия, *оперяющим*

краевой шов Сибирской платформы. Протолитом как в Бирюсинской, так и в Даванской зоне послужили ортопороды активной континентальной окраины, бедные редкими элементами.

2. На ранней щелочной стадии метасоматоза, более интенсивно проявленной в Даванской зоне, образуются линейные кварц-полевошпатовые тела, близкие по составу к субщелочным граносиенитам с повышенными концентрациями Nb, Ta, Zr, Hf, PЗЭ, Th, U.

3. Переход к кислотной и поздней щелочной стадиям приразломного метасоматоза приводит к формированию редкометальных метасоматитов, которые в Даванской зоне на порядок богаче Be и F по сравнению с метасоматитами зоны Бирюсинского разлома при близких уровнях содержаний Nb, Ta, Zr, Hf, PЗЭ, Th, U.

4. Интенсивность метасоматоза и степень редкометальной рудоносности приразломных кварц-полевошпатовых метасоматитов сравниваемых зон увеличивается вдоль шва платформы с юго-запада на северо-восток (Бирюса – Даван - Катугин). Это определяется большей глубиной проникновения разломов, поставляющих растворы, богатые мантийными (Nb, Ta, Zr, Hf, PЗЭ, U) компонентами. Растворы провоцируют метасоматоз и анатексис протолита с обогащением продуктов коровыми (Th, Be, Sn) элементами.

Практическая значимость. На основании выявленных закономерностей, разработаны критерии поиска зон с повышенными концентрациями бериллия. Учитывая высокую перспективность многих полей приразломных метасоматитов на обнаружение рудопроявлений редких и радиоактивных металлов, а также на некоторые виды нерудного сырья (криолит и др.), установление закономерностей проявления приразломных метасоматитов важно для выявления новых месторождений редких металлов.

Фактический материал. В основу работы положен фактический материал, собранный автором при проведении полевых сезонов – 1994-1997, 2000-2004 в Присяянье и Северном Прибайкалье под руководством к.г.-м.н. В.Н.Собаченко. В результате было отобрано 370 штучных проб. Изучено 255 прозрачных шлифов. Проведен химический анализ более 300 образцов пород. Кроме того, использованы коллекции образцов В.Н. Собаченко.

Полевые исследования и обработка. При изучении пород зон разломов выбиралось несколько опорных разрезов, в которых были представлены все различия пород. По каждому типу пород отбирались геохимические пробы, контролируемые прозрачными шлифами, с детальным опробованием контактовых зон с вмещающими породами.

Аналитические методы исследований. Анализы пород и минералов большей частью выполнялись в лабораториях Института геохимии СО РАН. Химический состав пород определялся силикатным анализом Бехтерева Н.М., Былковой В.Ф., методом фотометрии пламени K, Na, Li, Rb, Cs Матвеевой Л.Н., Стрежневой Г.Я., Тен Т.В. и Ложкиной З.М. - методом РФА. Эмиссионным спектральным методом анализировались: Be, В - Чернышовой О.М.; элементы группы железа – Одареевой Л.Н. и Воробьевой С.С.; Ва, Sr – Ярошенко С.К.; PЗЭ – химико-спектральным методом Смирновой Е.В., Чувашевой Л.А.; Nb, Ta, Zr, Hf – химико-спектральным методом Коваль Л.П. Арбатской С.К. U, Th определялись рентгенофлюоресцентным методом Ложкиной З.М., Финкельштейном А.Л. Правильность и точность анализов контролировались с помощью стандартных образцов (Geostandards, 1994). Всем аналитикам автор выражает глубокую благодарность.

Публикации и апробация работы. По теме диссертации опубликовано 30 работ, в том числе две в рецензируемых журналах. Результаты исследований представлялись в форме докладов и тезисов на научных чтениях (июнь 2003), Иркутск; на XX Всероссийской молодежной конференции СО РАН, ИЗК СО РАН, (апрель 2003 г.), Иркутск; на конференции молодых ученых Института геохимии СО РАН; региональной научной конференции «Петрология магматических и метаморфических комплексов» в Томском госуниверситете (Томск, ноябрь 2001 г); III Международной Сибирской конференции молодых ученых по наукам о земле, Новосибирск, 2006; Всероссийской научной конференции: «Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды», Иркутск, 2007; на научно-технической конференции ФГГГ ИрГТУ (2002, 2003, 2004, 2010гг.), Иркутск.

Структура и объем работы

Работа общим объемом 191 страница состоит из введения, пяти глав, заключения и списка литературы. Содержит 52 рисунка и 35 таблиц. Список литературы включает 142 библиографических наименования.

Благодарности.

Автор выражает глубокую благодарность научному руководителю д.г.-м.н. **В.А. Макрыгиной** за постоянное внимание, ценные замечания, поддержку. Особую благодарность выражаю безвременно ушедшему первому научному руководителю к.г.-м.н. **В.Н. Собаченко** за помощь в выборе объектов исследования, предоставленные геологические материалы и возможность участвовать в полевых работах. За обсуждение фактического материала, консультации и ценные советы благодарна д.г.-м.н. Козлову В.Д., к.г.-м.н. Мехоношину А.С., к.г.-м.н. Колотилиной Т.Б., Антипину В.С., Перепелову А.Б.. Автор искренне признательна всем коллегам, способствовавшим выполнению этой работы.

Работа выполнена в Лаборатории гранитоидного магматизма и метаморфизма ИГХ СО РАН при поддержке грантов РФФИ 00-05-64676, 08-05-05403.

Глава 1. ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ПРИРАЗЛОМНОГО МЕТАСОМАТОЗА

В главе рассмотрены современные представления о метасоматозе и генезисе приразломных метасоматитов. Приразломные метасоматиты как самостоятельная формация метасоматических пород, характерная для протоплатформенных областей докембрия, выделена в семидесятых годах прошлого столетия. К ней относятся существенно полевошпатовые щелочные метасоматиты гранитовидного облика, с которыми связано Be, Sn, Ta, Nb, Zr, PЗЭ-оруденение. От похожих на них по составу и специализации редкоземельных пегматитов они отличаются структурами, приуроченностью к крупным глубинным разломам и отсутствием прямой связи с интрузивными образованиями. В главе освещены вопросы терминологии и классификации продуктов динамометаморфизма, используемые в работе. Приведены основные понятия теории метасоматоза, которые фигурируют в работе.

Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КРАЕВОЙ ЧАСТИ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ОБРАМЛЯЮЩИХ ЕЕ РАЗЛОМОВ

2.1 Система краевых швов юга Сибирской платформы

Редкометальные приразломные метасоматиты, изучению которых посвящена данная работа, приурочены к отдельным участкам глубинных разломов, обрамляющих платформу с юга (рис.1, 2). Выступы фундамента платформы отделены от каледонид складчатого обрамления системой глубинных разломов краевого шва, строение которого рассмотрено в работах Е.В. Павловского, Л.И.

Салоп, С.М. Замараева, В.Д. Маца, П.М. Хренова, А.И. Сизых, А.М. Мазукабзова, Д.П. Гладкочуба и других исследователей.

Рис. 1 Расположение районов исследований:

1 – зона Бирюсинского разлома; 2- зона Даванского разлома; 3-зона Каларского разлома

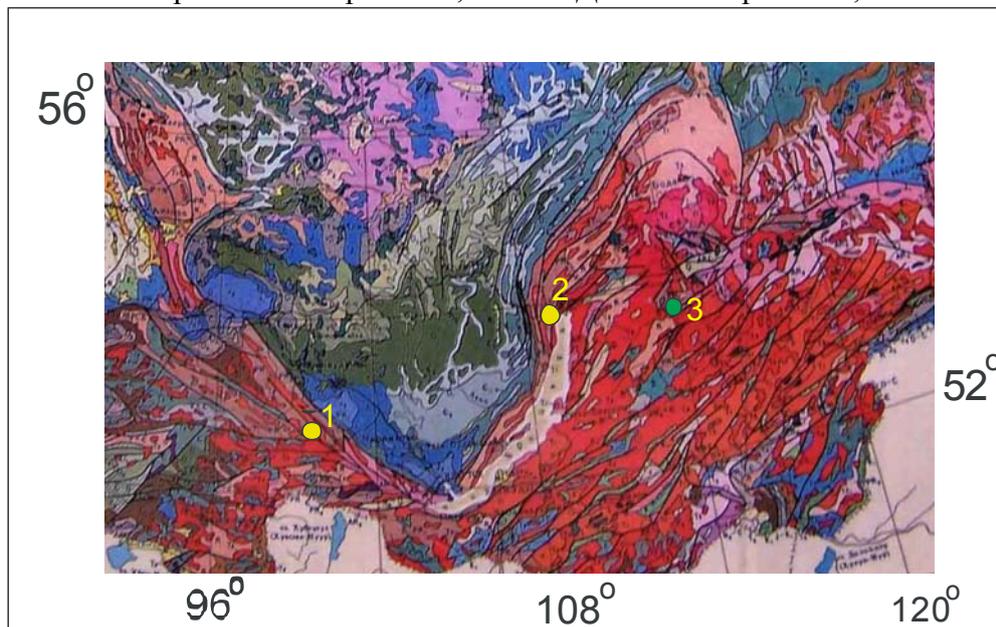
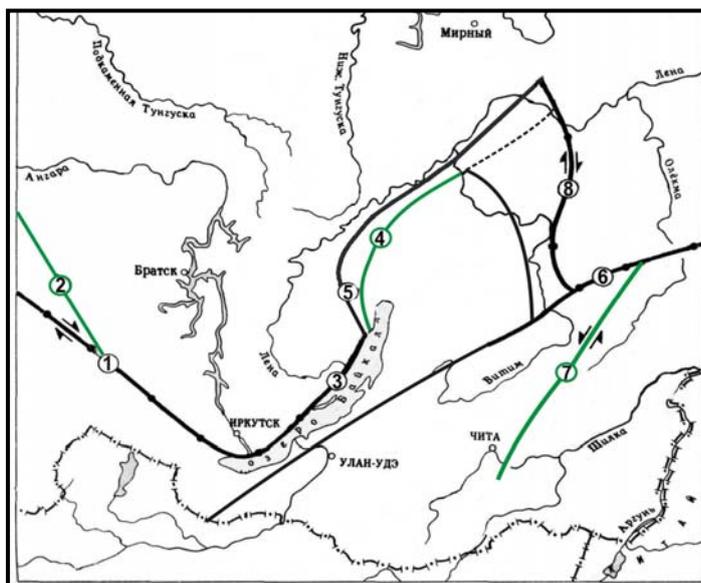


Рис. 2 Схема разломов краевого шва юга Сибирской платформы. Названия разломов и их номера: 1 – Главный Саянский; 2 – Бирюсинский; 3 –Приморский; 4 – Даванский

(Абчадский); 5 – Малоакитканский (Левоминьский); 6 – Каларский; 7 – Каларско-Каренгский; 8 – Жуинский.



Геологические материалы свидетельствуют о том, что в протерозойское и фанерозойское время развитие в этой области магматизма, метаморфизма и рудообразования контролировалось глубинными разломами краевого шва (Лобанов, 1966, Бухаров, 1971, Скляр, Гладкочуб и др., 2000, Булдыгер, Собаченко, 2005). В Восточных Саянах крайним швом является зона Главного Саянского

разлома. Она имеет мощность от нескольких сотен метров до 7-8 км и сложена неоднократно переработанными породами, что свидетельствует о длительном ее развитии. С юго-запада к зоне Главного Саянского разлома примыкают структуры Присянья, сложенные раннепалеозойскими образованиями (Молчанов, 1934; Парфенов, 1967; и др.). Собственно объектом исследования послужила зона Бирюсинского разлома, ответвляющаяся на северо-запад от краевого шва.

В Западном Прибайкалье зону краевого шва продолжает Приморский разлом, отделяющий каледониды Ольхонского региона от Прибайкальского выступа платформы. В Северном Прибайкалье Чуйское поднятие обрамляется Малоакитканским и Абчадским разломами. Первый является границей между вулканитами Северо-Байкальского вулcano-плутонического пояса (СБВП) и

Чуйским поднятием, а второй отделяет Чуйское поднятие от Олоkitского синклинория. Южнее устья р. Абчада эти разломы под названием Даванского и Левоминьского сближаются, но не сливаются, а обрамляют зону сильно тектонизированных пород шириной до 8-20 км, известную как Даванская зона смятия. По данным аэрогеофизических работ (Егоров, 1971) Левоминьский и Приморский разломы образуют единый Главный Прибайкальский разлом, который является продолжением Приморского и Главного Саянского разломов (Берзин, 1967), то есть входят в систему краевого шва Сибирской платформы.

2.2. Геологическое строение Бирюсинского выступа и зоны Бирюсинского разлома

Бирюсинский выступ фундамента Сибирской платформы находится в северо-западной части Восточного Саяна, в бассейнах рек Туманшета, Тагула, Бирюсы, Уды и Ии. Выступ в плане ориентирован в северо-западном направлении, имеет вытянутую форму и ограничен глубинными разломами. Длина его превышает 300 км при средней ширине в 70-80 км. Несмотря на длительную историю изучения геологии Восточного Саяна, тектоническая позиция, внутренняя структура и история формирования Бирюсинского блока дискуссионны (Рассказчиков, 1971; Сизых, Шафеев, 1976; Галимова, Бормоткина, 1983; Алтухов, 1986; и др.). Бирюсинский выступ, называвшийся ранее Бирюсинской глыбой, представляет гетерогенную структуру, состоящую из нижнеархейских глыб (хайламинская серия), верхнеархейских трогов (монкресская серия) и наложенных нижнепротерозойских протоплатформенных прогибов, выполненных отложениями неройской серии (Галимова, Бормоткина, 1983; Эволюция ..., 1988). По новой тектонической терминологии это сооружение называют Бирюсинским супертеррейном (Мазукабзов и др., 2006). В его составе выделяется три террейна или тектоно-стратиграфических комплекса: хайламинский, монкресский и неройский. Хайламинский тектоно-стратиграфический комплекс (ТСК) включает полиметаморфическую хайламинскую толщу, сложенную биотит-амфиболовыми гнейсами и двупироксеновыми сланцами. Монкресский ТСК сложен амфиболитами, микрогнейсами, кварцито-гнейсами и слюдястыми сланцами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой и частично эпидот-амфиболитовой фаций. Они реставрируются как метатолиты, метадациты, метариолиты зеленокаменного пояса (Сезько, 1988). Неройский ТСК в объеме алхадырской и туманшетской свит отражает формирование палеопротерозойского подвижного пояса (Эволюция..., 1988). В алхадырской свите мощностью 3000 м преобладают слюдястые сланцы с гранатом, ставролитом, дистеном; менее распространены пласты мраморов, кварцитов. Основные метавулканиды нижней части алхадырской свиты близки по геохимическим особенностям к вулканитам континентальных рифтовых зон.

Бирюсинский разлом разделяет Бирюсинскую и Присаянскую структурно-фациальные зоны (Берзин Н.А., 1967). Разлом ориентирован по азимуту 300-320° с крутым (60-80°) падением на юго-запад, прослеживается на расстояние более 250 километров и на юго-востоке под острым углом причленяется к Главному Саянскому разлому. Бирюсинский разлом хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках разных масштабов и на фотоснимках из космоса. Он отчетливо проявлен в виде линейных аномалий тория и калия по результатам аэрогаммаспектрометрической съемки, однако не находит четкого отражения в характере физических полей по результатам магнитной и гравиметрической съемок. Все это позволяет по кинематике движений охарактеризовать Бирюсинский разлом как взброс со сдвиговой компонентой (Берзин, 1967).

2.3. Геологическое строение Даванской зоны смятия. Даванская зона смятия, в которой изучались приразломные щелочные метасоматиты Северного Прибайкалья, протягивается от мыса Мужинай на озере Байкал в северо-восточном направлении через Даванский перевал до устья р. Абчада более чем на 200 км при ширине зоны от 8-10 км до 20 км. Она была выделена в 1960-1961г.г. М.П. Лобановым с соавторами. Позднее Бухаров (1973) называл этот глубинный разлом зоной Главного структурного шва, который в южной части разделяет Чуйский выступ фундамента от Олоkitского прогиба, а северо-западное ответвление его (Даванский-Малоакитканский разломы) является границей СБВП и Чуйского поднятия. Неоднократные движения по этим сближенным разломам привели к формированию собственно зоны смятия - мощной и протяженной толщи гранитогнейсов, гнейсогранитов и бластокатаклазитов.

В пределах Даванской зоны гнейсы и мигматиты укучиктинской серии и породы гранитоидного состава интенсивно катаклазированы, милонитизированы, местами преобразованы последующим субщелочным метасоматозом мезопротерозойского возраста. Степень мигматизации пород возрастает по мере сближения разломов.

Глава 3. ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ЗОНЫ БИРЮСИНСКОГО РАЗЛОМА (Ия – Барбитайское междуречье)

3.1. Метаморфические породы в зоне Бирюсинского разлома.

Хайламинская серия (AR₂hl), слагающая основную часть Бирюсинской глыбы, представляет переслаивание биотитовых, гранат-биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов, амфиболитов и мигматитов, среди которых отмечаются реликты кислых гранатовых гранулитов, двупироксеновых сланцев, гиперстен-биотитовых гнейсов. Мощность ее более 6000 м. Выделяется два этапа метаморфизма: более древний гранулитовый метаморфизм повышенных давлений и наложенный в протерозое метаморфизм амфиболитовой фации, также повышенных давлений. В результате образуется Бирюсинско-Туманшетский метаморфический пояс кианит-силлиманитового типа. В сопряженных структурах грабенов, в частности, в Урикско-Туманшетском, развит зональный пояс андалузит-силлиманитового типа, метаморфизм пород которого не поднимается выше зеленосланцевой - начала амфиболитовой фации (Сизых, 1987). Вблизи зоны разлома в гнейсах и амфиболитах верхнего архея и нижнего протерозоя широко развиты процессы катаклаза и милонитизации, а также поздней калиевой мигматизации.

3.2. Гранитоиды зоны Бирюсинского разлома. В зоне разлома выделяется два комплекса гранитоидов – бирюсинский и саянский. Первый локализуется в основном в гнейсах хайламинской толщи, гранитоиды саянского комплекса прорывают как хайламинскую, так и сланцево-карбонатную толщу нижнего протерозоя (алхадырская свита), развитую в прогибах архейского фундамента. Гранитоиды бирюсинского комплекса образуют непрерывный ряд от мигматитов до гнейсовидных микроклиновых гранитов которые в породах архея образуют гранито-гнейсовые купола, пространственно приуроченные к северо-восточному краю Бирюсинской глыбы (Брынцев, 1994).

Гранитоиды саянского комплекса соответствуют гранодиоритовой – гранит - лейкогранитной формации (Таскин, 1962; Руднев, 1962). Их возраст 1858±20 млн. лет (Левицкий и др., 2002). Они находятся в возрастном интервале гранитоидов, широко развитых в выступах фундамента древних платформ (1,8-1,9 млрд. лет), и могут рассматриваться как интрузивные образования, внедрение которых

происходило вслед за коллизионными процессами, обусловившими становление раннепротерозойского суперконтинента в интервале 1,9-2,0 млрд. лет. На Ия-Барбитайском междуречье из пород саянского комплекса широко развиты малые тела лейкократовых гранитов с биотитом и мусковитом, массивной или слабо гнейсовидной текстуры. Микроструктуры пород гипидиоморфнозернистые, реже неотчетливо порфириовидные. Микроклин-пертиты, иногда решетчатые микроклины преобладают над альбит-олигоклазами и альбитами. Среди темноцветных минералов кроме биотита часто присутствует турмалин (шерл). Акцессорные минералы представлены сфеном и цирконом.

3.3 Бластотектониты характерны для всех зон дислокационного метаморфизма, приуроченного к региональным разломам. Они сопровождаются, как правило, ретроградным метаморфизмом эпидот-амфиболитовой фации, в условиях которого пластичные деформации сменяются хрупкими. В зоне Бирюсинского разлома бластотектониты фиксируются в виде мощных (от 100м до 8 км) протяженных на десятки км (до 60км) пластин в гнейсо-сланцевой толще хайламинской серии. В породах видны следы катаклаза и бокового давления. Структуры гранобластовые, нематогранобластовые, порфиробластовые, текстуры линейно-полосчатые, бластомилонитовые. В гнейсах, амфиболитах, гранито-гнейсах и гранитах бирюсинского комплекса вначале формируются очково-полосчатые и грубоочковые бластокатаклазиты, затем бластомилониты с биотитом и амфиболом.

В осевой зоне разлома в грубоочковых бластотектонитах развивается низкотемпературный диафторез - хлорит, серицит, эпидот, гематит, иногда карбонаты, с реликтами крупных очковых зерен микроклина или плагиоклазов.

3.4. Геохимические особенности гнейсов, гранитоидов и бластотектонитов зоны Бирюсинского разлома

Состав гнейсов хайламинской свиты варьируют в широких пределах, особенно по содержаниям Fe_2O_3 , CaO, Na_2O , K_2O . Для гнейсов характерны невысокие концентрации литофильных элементов (Be, Sn, Li, Rb), а также Nb, Ta, Zr, Hf, при повышенных концентрациях элементов группы железа, Sr, Ba. Содержания $\Sigma TR+Y$ варьируют от 172 до 265, редко до 400 г/т при значениях σEu 0,70-1.

Грубоочковые бластотектониты развиты по разному субстрату, что отражается в разнообразии химического состава и его сходстве с гнейсами, однако при проявлении метасоматических преобразований они близки по составу к граносиенитам (рис. 3). Вариации коэффициентов агаптности $K_{агп} = 0.46-0.63$, общей железистости $f'' = 0.54-0.66$ для этих пород невелики. Уровни концентраций Rb, Ce, Sm, Yb, Y, Nb, Ta, Th в бластотектонитах близки к таковым в сланцах и гнейсах. Следовательно, дислокационный метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой фации значительными изменениями валового химического и редкоэлементного составов пород не сопровождался. Вблизи тел высокотемпературных гранитовидных метасоматитов в грубоочковых бластотектонитах установлены повышенные содержания бериллия (до 30-33 г/т).

Гранитоиды. В изученных нами разрезах через зону влияния Бирюсинского разлома гранитоиды бирюсинского комплекса не встречены, поэтому детальная характеристика дана только для гранитоидов саянского комплекса. Лейкократовые граниты пересыщены алюминием, характеризуются умеренными кремнекислотностью ($SiO_2 = 69.4-72.8$ мас.%), железистостью ($f = 0.76-0.79$), щелочнометальностью ($K_{агп} = 0.76-0.79$, калий преобладает над натрием (рис.2).

По сравнению с гранитоидами, бедными кальцием, в лейкогранитах содержания элементов превышают кларковые Sr (в 2-3 раза), Ba (1.5-2 раза), Zr (в 2

раза), Sn (в 2.5-4 раза), Ni, V (в 1.5 раза), Pb, Zn, Си (в 2-3 раза). Концентрации Та, В Sr, в них близки к кларкам этих элементов.

3.5 Гранитовидные метасоматические породы в бластотектонических швах

Собственно объектом исследования явились субщелочные гранитовидные (альбит-кварц-микроклиновые с биотитом и мусковитом) породы, развитые в апогнейсовых и апоамфиболитовых бластотектонитах. Они прослеживаются вдоль шва разлома и образуют согласные, слабо зональные линейные тела мощностью сотни метров и протяженностью первые километры. В гранитовидных породах повсеместно встречаются флюорит в виде вкрапленности, линз и прожилков. Слабо проявлены процессы грейзенизации и окварцевания. Ранее при геологическом картировании они рассматривались в составе метасоматической лейкогранитовой ассоциации позднеархейского возраста. Изохронным Rb-Sr методом возраст гранитовидных пород нами определен в 1652 ± 100 млн. лет при высоком первичном отношении $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7175 \pm 0.0340$ (Собаченко и др., 1998). Они значительно моложе гранитоидов саянского комплекса. На выклинивании кварц-микроклиновых метасоматитов между рр. Тамхыл и Ией развиты кварц-альбит-олигоклазовые метасоматиты. Они залегают среди гранитов саянского интрузивного комплекса с нечеткими контактами и постепенными переходами в биотитовые граниты, образуя мелкие, реже крупные (до 1500x300 м) тела.

От гранитоидов бирюсинского и саянского комплексов гранитовидные породы отличаются по структурно-текстурным особенностям. Выделяются: а) порфиробластические микроклиновые метасоматиты по гнейсам, амфиболитам и бластомилонитам; б) массивные крупнозернистые гранитовидные метасоматиты по катаклазированным гранитам; в) наиболее поздние кварц-альбит-олигоклазовые метасоматиты и кварц-слюдистые образования (грейзены).

3.6 Геохимия метасоматических образований зоны Бирюсинского разлома

Процесс формирования гранитовидных метасоматитов в бластотектонитах на ранней щелочной стадии соответствует калий-кремниевому метасоматозу, при котором привносились калий и кремний (рис. 3) и выносились из пород субстрата основания: магний, железо и кальций. Привнос фиксируется для SiO_2 с 60,9 до 73,94 мас.%, K_2O с 3,49 до 5,62, Rb 167→383, Be 4,6→27, Sn с 9,1→14, F 0,11→0,15. Вынос MgO 2,20→0,34, CaO 4,52→0,21, Al_2O_3 15,80→12,83, FeO 4,32→1,79, Ba 1856→439, Sr 360→83, Nb 19,8→9,6, Zr 355→219, PЗЭ 251→374. Ранняя щелочная стадия проявлена довольно слабо.

По сравнению с гранитоидами саянского комплекса, развитыми по ним грубоочковыми бластотектонитами лейкократовые гранитовидные породы (приразломные метасоматиты) отличаются наиболее высокой кремнекислотностью при повышенной щелочности (рис.3)

Уникальной особенностью метасоматических пород в зоне Бирюсинского разлома являются очень высокие концентрации Th (до 102 г/т), что подтверждается методами РФА, ICP-MS и гаммаспектрометрической съемкой. Барбитайской партией на площади развития метасоматитов полуколичественным методом также были выявлены ореолы (г/т): Sn 20-30, Be 20-40, Nb 60, Y 80, La 300, Pb 60-100 (Огороков, Перфильев, 1984). По результатам наземной гаммаспектрометрической съемки установлены ореолы калия (4-5 %), Th 60-90 г/т, U 20-30.

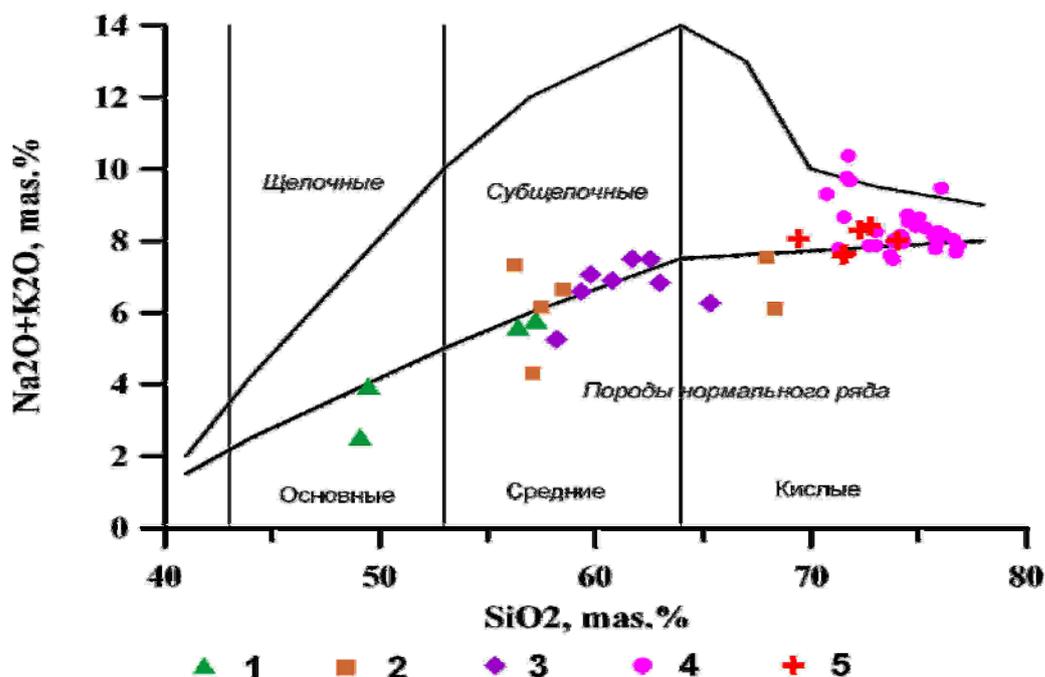


Рис. 3 Классификационная диаграмма для метаморфических ортопород, гранитоидов и приразломных метасоматитов зоны Бирюсинского разлома. 1 - амфиболиты; 2 – ортогнейсы; 3 – бластотектониты; 4 – Ве-метасоматиты; 5 – гранитоиды саянского комплекса.

Гранитовидные метасоматиты отличаются от интрузивных гранитоидов отчетливым накоплением РЗЭ с некоторым увеличением роли тяжелых РЗЭ, что отражается в снижении отношения La/Yb к концу процесса (рис. 4). Это обусловлено снижением температуры и переходом к кислотной стадии метасоматоза. Породы зоны с относительным обогащением легкими РЗЭ соответствуют фациям повышенной щелочности (микроклиновые метасоматиты), а увеличение роли тяжелых РЗЭ – переходу к кислотной стадии (Балашов, 1976). Значительное разделение РЗЭ достигается при щелочно-фторидном метасоматозе.

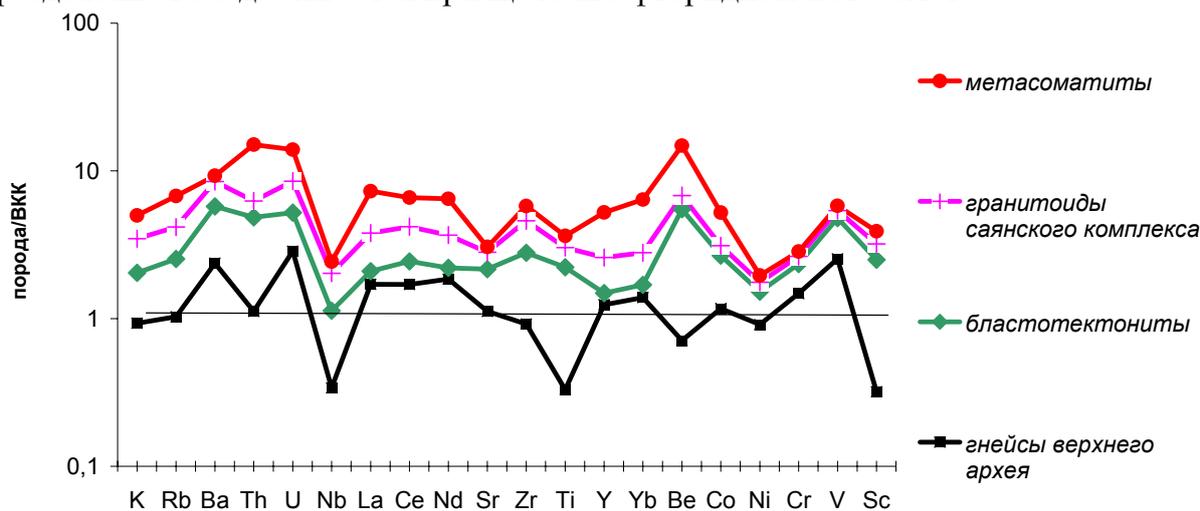


Рис. 4. Спайдерграммы пород в зоне Бирюсинского разлома, нормированные по ВКК- верхней континентальной коре (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

Фтор-бериллатные комплексы распадаются при переходе к кислотной стадии метасоматоза. Ве обогащает грейзены и кварц-альбит-олигоклазовые метасоматиты, а F выпадает в виде CaF_2

Гнейсы, амфиболиты и гранитоиды имеют фоновые содержания Ве и F. В бластотектонитах, к которым приурочены тела метасоматитов, наблюдается широкий разброс концентраций Ве и F, но корреляция между их содержаниями отсутствует. Значения фтора колеблются от фоновых до 3700 г/т, иногда выше, что связано с более поздним осаждением флюорита. И только в гранитовидных метасоматитах впервые установлено высокое содержание Ве до 60 г/т, что в 8-10 раз превышает уровень концентраций этого элемента во всех ранее выделенных геохимических типах магматических гранитоидов по Л.В. Таусону (1977). И именно в метасоматитах рост концентраций Ве коррелируется с F (рис. 5), что свидетельствует об их совместном переносе метасоматизирующими растворами. Наиболее высокие концентрации Ве приурочены к кварц-слюдистым метасоматитам (грейзенам) и альбит-олигоклаз-микроклиновым телам, образующимся в кислотную и позднюю щелочную стадии метасоматоза.

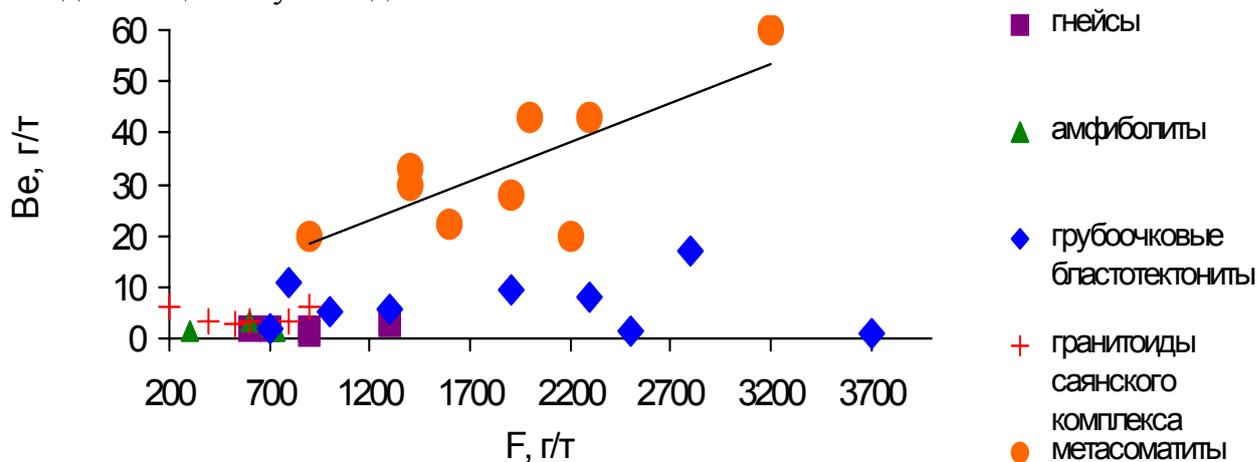


Рис.5. Распределение Ве и F в основных типах пород Бирюсинского разлома

На рис. 6 приведено соотношение K, Na и Ве в метасоматитах по разрезу вкрест простирания зоны Бирюсинского разлома. Пробы 7Б-2Б располагаются в лежачем боку зоны разлома, пробы 114Б-157Б взяты в всياчем боку зоны разлома..

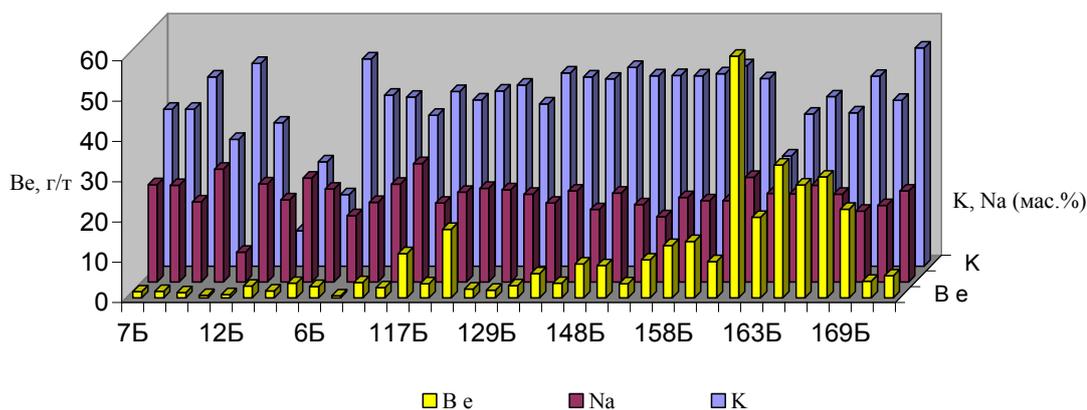


Рис. 6 Содержания Ве, Na, K в гранитовидных метасоматитах: пробы 7Б-6Б – метасоматиты в всиячем боку Бирюсинского разлома; 117Б-157Б – в лежачем крыле

Относительно высокие содержания щелочей относятся к метасоматитам ранней щелочной стадии. Их снижение наблюдается в пробах из осевой части зоны разлома при низких концентрациях Ве (пробы 6Б-117Б), что может быть связано с процессами позднего диафореза. Содержания Ве в метасоматитах нарастают наиболее активно на участках, относящихся к всиячему крылу разлома, как при

высоких, так и при пониженных концентрациях К и Na. В зоне разлома не наблюдается корреляции Be с содержаниями К и Na, что подчеркивает самостоятельность этапа накопления Be при переходе к кислотной и поздней щелочной стадиям метасоматоза.

Таким образом, в зоне Бирюсинского разлома на ранней стадии дислокационного метаморфизма по гнейсам, бластокатаклазитам и гранитам развиваются кремне-щелочные гранитовидные метасоматиты с возрастом 1652 млн. лет, с повышенными содержаниями Zr, Nb, ЛРЗЭ, а при переходе к кислотной и поздней щелочной стадии метасоматоза растут концентрации Be, Sn, F и РЗЭ. При дальнейшем снижении температуры вдоль осевой части развивается диафторез зеленосланцевой фации с возрастом 865 ± 24 млн. лет (Собаченко и др. 1998), который наложен на все типы пород.

Глава 4. ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД В ДАВАНСКОЙ ЗОНЕ СМЯТИЯ

4.1. Геология Кутимской глыбы и Даванской зоны смятия. В Даванской зоне смятия развиты интенсивно тектонизированные гнейсы, мигматиты и породы гранитоидного состава, местами сильно преобразованные последующим метасоматозом мезопротерозойского возраста. В северной и восточной части зоны (р.Неручанда - р.Слюдянка) закартированы породы сланцево-гнейсовой толщи укучиктинской серии (PR₁), выделенной М.М. Мануйловой и др. (1964). Здесь развиты биотитовые, амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы и пластовые тела ортоамфиболитов мощностью 1400-1600м. Особенностью укучиктинской толщи является отсутствие кварцитов, высокоглиноземистых и карбонатных пород. Гнейсы по составу реконструируются как ортопороды островодужного типа, что вместе с отсутствием хемогенных осадочных пород позволяет сопоставлять чуйскую толщу Чуйского поднятия с современными островодужными породами активной континентальной окраины (Макрыгина, 1981). Ранняя гранитизация пород Чуйского поднятия отличается низкими содержаниями в мигматитах большинства редких элементов, за исключением Ва и Rb (Макрыгина, 1981).

Неоднократные движения по разломам привели к формированию собственно зоны смятия - мощной (8-20 км) и протяженной (более 200 км) толщи гранитогнейсов, гнейсогранитов и бластокатаклазитов, имеющей общее северо-восточное простирание 20°-40° и юго-восточное падение под углом 20°-50°. В западной части зоны состав пород близок как к породам прилегающего автохтона Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (СБВП), так и аллохтона - гранитизированным породам укучиктинской толщи. Особенностью Даванской зоны смятия является проявление повторной субщелочной гранитизации с резким возрастанием Si, K, F, Zr, Hf, Nb, REE степень которой возрастает по мере сближения разломов (рис.7). Это позволяет рассматривать данный процесс как проявление щелочного метасоматоза.

Магматические породы Даванской зоны смятия. Ранними магматическими образованиями в Даванской зоне являются малые интрузивные тела пироксен-амфиболовых габбро, амфиболитизированных габбро-диоритов, которые прорывают породы сланцево-гнейсовой толщи в восточной части зоны и испытали воздействие более позднего метаморфизма (Собаченко, 1974).

Основную часть зоны смятия слагают породы гранитоидного состава. Это сиенито-диориты, гранодиориты, но наиболее широко распространены амфибол-биотитовые аляскитовые граниты и биотит-амфиболовые граносиениты, между

которыми существуют постепенные переходы. Все эти породы рассматриваются в составе ирельского комплекса (Лобанов и др., 1964; Донская и др., 2003). По валовым пробам Rb-Sr методом возраст аляскитовых гранитов и граносиенитов определен в 1715 ± 4 млн. лет при первичном изотопном отношении $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7741 \pm 0,0059$.

Значительно оторваны во времени от аляскитовых гранитов лейкократовые граниты (Лобанов и др., 1964; Власов и др., 1971; Можаровский, Собаченко, 1965; Вишняков, 1965) – их Rb-Sr возраст 1560 ± 72 млн. лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7170 \pm 0,0051$. (Собаченко, Плюснин и др., 1988). В Даванской зоне смятия эти породы пространственно разобщены: лейкократовые граниты бирского комплекса приурочены к центральной части зоны (р. Слюдянка, истоки р. Биры), гранодиориты развиты в восточной части зоны. Но есть участки, жильные тела лейкогранитов прорывают ирельские гранитоиды.

Таким образом, приведенная краткая геологическая характеристика Даванской зоны смятия показывает, что эта структура сложного строения, которая контролируется зонами глубинного разлома краевого шва Сибирской платформы и оперяющими разломами. Для нее характерно разнообразие тектонических режимов, метасоматические наложенные процессы повторной гранитизации, многообразие процессов магматизма, динамотермального метаморфизма и постмагматического метасоматоза.

4.3. Краткая петрографическая характеристика главных типов гранитоидов.

Аляскитовые граниты неравномерно зернистые породы, с порфиробластами микроклина и дымчатого кварца. Редкие участки с массивными текстурами характеризуются выдержанным минеральным и химическим составом. Преобладают микроклин и кварц, в меньшей степени распространены кислый плагиоклаз, биотит и гастингсит. Акцессорные минералы: магнетит, флюорит, сфен, ортит, ильменит, иногда присутствуют фергусонит, торит. Микроструктуры пород гранофиновые, пойкилитовые, гранобластовые, порфиробластовые. Наличие гранофиновых структур свидетельствует о малых глубинах кристаллизации гранитов. Аляскитовые граниты постепенно сменяются породами граносиенитового состава.

Граносиениты неравномернозернистые, среднезернистые, порфиroidные биотит-амфиболовые гранитоиды, которые часто содержат мелкие (1-10 см), реже крупные (до 10 м) реликты и скиалиты гнейсов, кристаллосланцев и полосчатых амфиболитов. Для граносиенитов характерно неравномерное распределение темноцветных минералов. Микроструктура гипидиоморфная, неотчетливо порфиroidная. Микроклин присутствует в двух генерациях. Первая генерация представлена овоидными порфиробластами, где калишпат окружен каймой плагиоклаза, вторая – мелкими зернами в основной массе. Микроклин составляет (об.%) 44-46 плагиоклаз 37-28; кварц 2-19; биотит 1-4 амфибол 5-6; акцессорные минералы 1-3.

Лейкократовые мелко-среднезернистые биотитовые граниты развиты в наиболее эродированной глубинной части зоны смятия на участках интенсивного проявления динамотермального метаморфизма. Пластообразные тела и сближенные жилы лейкогранитов часто развиты в грубоочковых и очково-полосчатых бластотектонитах, но всегда имеют массивные текстуры. Микроструктуры лейкогранитов неотчетливо порфиробластовые, иногда с признаками идиоморфизма плагиоклазов по отношению к микроклину и кварцу. Главными

породообразующими минералами гранитов являются микроклин, кварц, альбит-олигоклаз, в малом количестве – биотит, роговая обманка. Наблюдаются как согласные, участвующие в складчатости жилькообразные тела и линзы, так и тела лейкогранитов, секущие директивные текстуры бластотектонитов.

4.4. Бластотектониты Даванской зоны смятия

В Даванской зоне бластотектониты занимают 40-50 % площади. Среди них выделяются тонкополосчатые и грубоочковые разности, образующие пластообразные тела, линзы мощностью до 15-20 и более метров и прослеживающиеся на расстояние от сотен метров до первых километров. Минеральный состав их (микроклин, альбит-олигоклаз, кварц, биотит, реже амфибол) зависит от пород, по которым они развиваются – это мигматиты, аляскитовые граниты, сиениты.

4.5. Метасоматические образования в Даванской зоне смятия

В условиях зоны смятия с многократным развитием катаклаза пород и образованием тонкополосчатых и мелкоочковых гнейсо-гранитов, грубоочковых и очково-полосчатых бластомилонитов последовательность их метасоматических преобразований расшифровывается с большим трудом.

Ранний этап метасоматоза проявляется в субщелочной мигматизации пород и осуществляется под воздействием кремне-калиевых флюидов, обогащенных высокозарядными редкими элементами (Nb, Zr, Hf, др.). Этот этап приразломного метасоматоза отвечает ранней щелочной стадии, метасоматиты развиваются по гнейсам укучиктинской свиты и предваряют появление кислых магматитов (рис.7). Субщелочные мигматиты явились главным субстратом, из которого выплавлялись гранитоиды ирельского комплекса, обогащенные теми же редкими элементами.

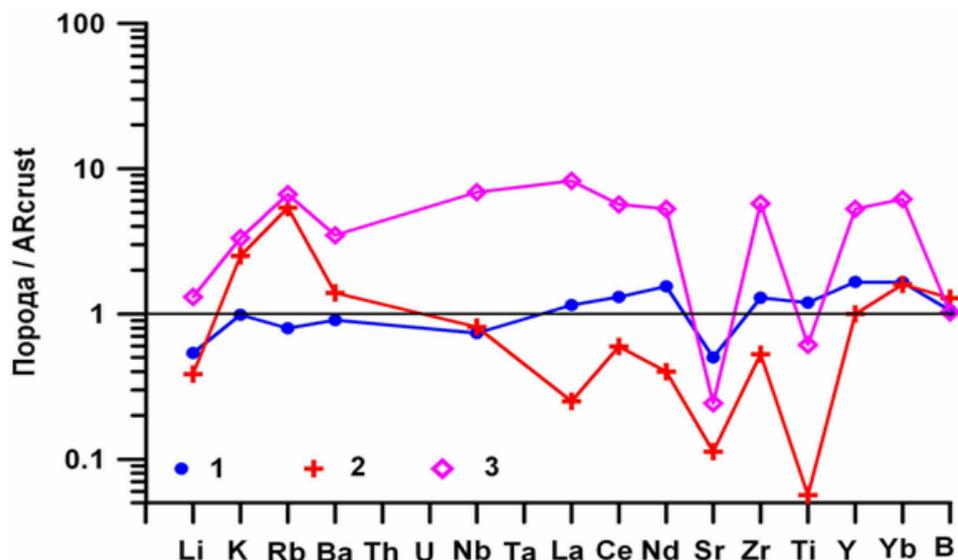


Рис. 7 Спайдерграмма для гнейсов чуйской серии (1); гранитогнейсов ранней гранитизации(2); мигматитов и гранитогнейсов субщелочной гранитизации (3)

В то же время катаклаз широко развит и в аляскитовых гранитах и граносиенитах, где также проявляется калишпатизация, чаще всего в виде пегматоидных жил, часто с амазонитом. Этот уже постмагматический этап метасоматоза, также щелочной стадии. Дальнейшее развитие метасоматических процессов выразилось в грейзенизации и последующем натриево-кремниевом метасоматозе, которые относятся уже к кислотной и поздней щелочной стадиям

метасоматоза. Продукты этих стадий метасоматоза в разной степени несут редкометалльную нагрузку.

В Северном Прибайкалье широко развиты метасоматиты с акцессорной Be, Ta-Nb, Sn, PЗЭ, W минерализацией (рудопроявления Поперечное, Верхняя Бира, Даванское, Грамнинское, Каровое, Рельское, Слюдянское, Западное, Яральское и др.). Наиболее значительные по масштабу среди выявленных редкометалльных рудопоявлений располагаются в Даванской зоне смятия, а также вдоль зоны Абчадского разлома, где акцессорная Be, Sn, Ta-Nb, и W минерализация наблюдаются в пегматитах и пневматолито-гидротермалитах (Мануйлова и др., 1963, 1964; Собаченко, 1976, 2005). Постмагматические гидротермально-метасоматические процессы развивались в условиях понижающейся температуры (от 600 до 300°C). В работе подробно метасоматиты описаны на примере Даванского рудного узла. Как уже указывалось, исходными породами для сильно тектонизированных пород Даванской зоны смятия служили либо гнейсы укучиктинкой серии, бедные редкими элементами (рис.7), либо метавулканы СБВП. Повторная субщелочная гранитизация осуществляется за счет привноса из зон глубинных разломов Si, K, Nb, Zr, U, PЗЭ, источником которых принято считать мантию. В результате все разновидности гранитогнейсов и гранитоидов, широко представленные в Даванской зоне смятия, варьируют по составу от сиенито-диоритов до лейкогранитов с интервалом содержаний SiO₂ от 67 до 76 мас.%, преобладанием калия над натрием при сумме щелочей 8,2-9,8 мас.% и высокой железистостью (0.7-0.9). На классификационной диаграмме они попадают в область субщелочных составов (рис. 8). Для аляскинтов (район перевала Даван) характерны повышенная щелочность (K агп – 0,85 – 0,90), высокое содержание SiO₂ (до 76 мас. %), фтора (до 0,4 – 0,5 мас. %).

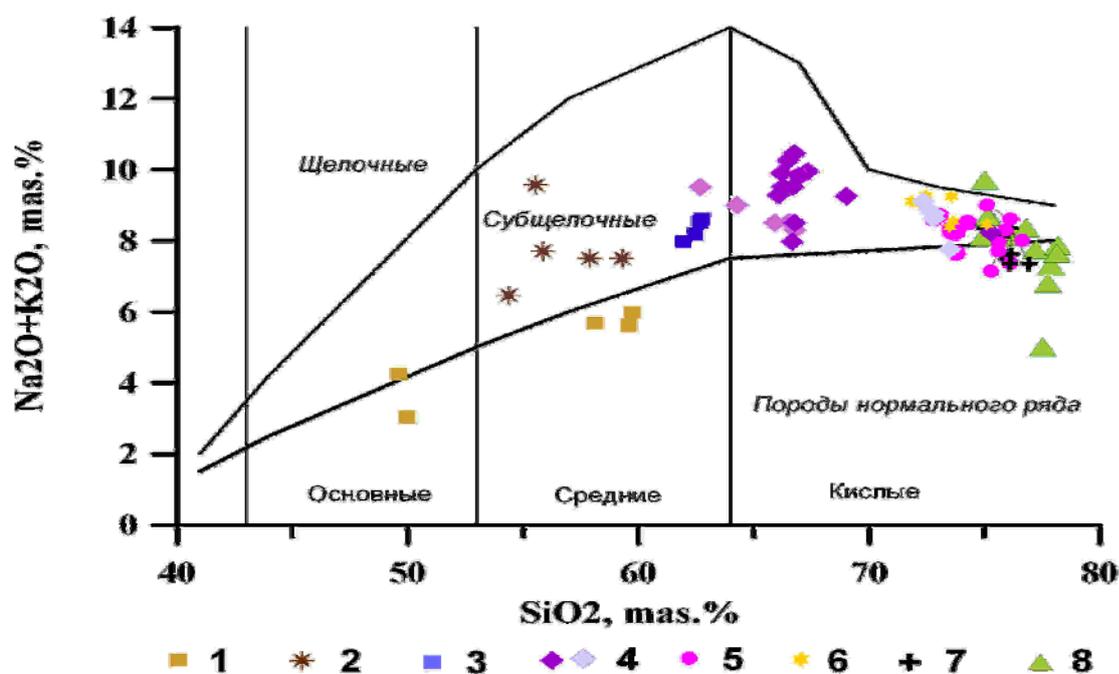


Рис. 8 Классификационная диаграмма ортопород Даванской зоны смятия. 1 – амфиболиты и ортогнейсы укучиктинской свиты; 2 – сиенито-диориты; 3–4 –бластотектониты: 3 - по андезитам , 4 – по гнейсам и гранитам; 5 – щелочные метасоматиты; 6 – лейкограниты, 7 – аляскинтовые граниты, 8 – метасоматиты кислотной стадии.

Бластотектониты и бластомилониты имеют близкий состав как с гранитоидами, так и с гранитогнейсами (рис. 8). Это свидетельствует о развитии их по гранитогнейсам укучиктинской серии и ранним разностям аляскитовых гранитов, с последующим новым плавлением в условиях малых глубин и формированием участков гранитов с гранофировыми структурами. Все эти образования по составу можно отнести к производным ранней щелочной стадии приразломного метасоматоза, как по составу, так и по локализации только в зоне смятия

При снижении температуры, увеличении кислотности, а затем натриевой щелочности растворов формируются кварц-амазонитовые жилы, зоны грейзенизации и альбитизации (собственно редкометальные метасоматиты). В них при сохранении общих геохимических черт пород резко возрастает роль Be, Sn, F (рис. 9) с формированием рудной минерализации берилла, касситерита, фергусонита, даналита, самарскита и других редких минералов.

Несмотря на коренные преобразования пород в зоне смятия, в них наследуются провинциальные геохимические особенности как пород укучиктинской толщи, так и многих вулканитов СБВП – низкие содержания Sr, В и Li. Последний, однако, накапливается в слюдах из метасоматитов кислотной стадии.

Образование лейкогранитов, оторванных во времени от гранитогнейсов, аляскитовых гранитов на 200 млн. лет, происходило в период тектонического перекрытия источника поступления многозарядных редких элементов, поэтому их расплавы обеднены ими и К, но обогащены Ва и Sr.

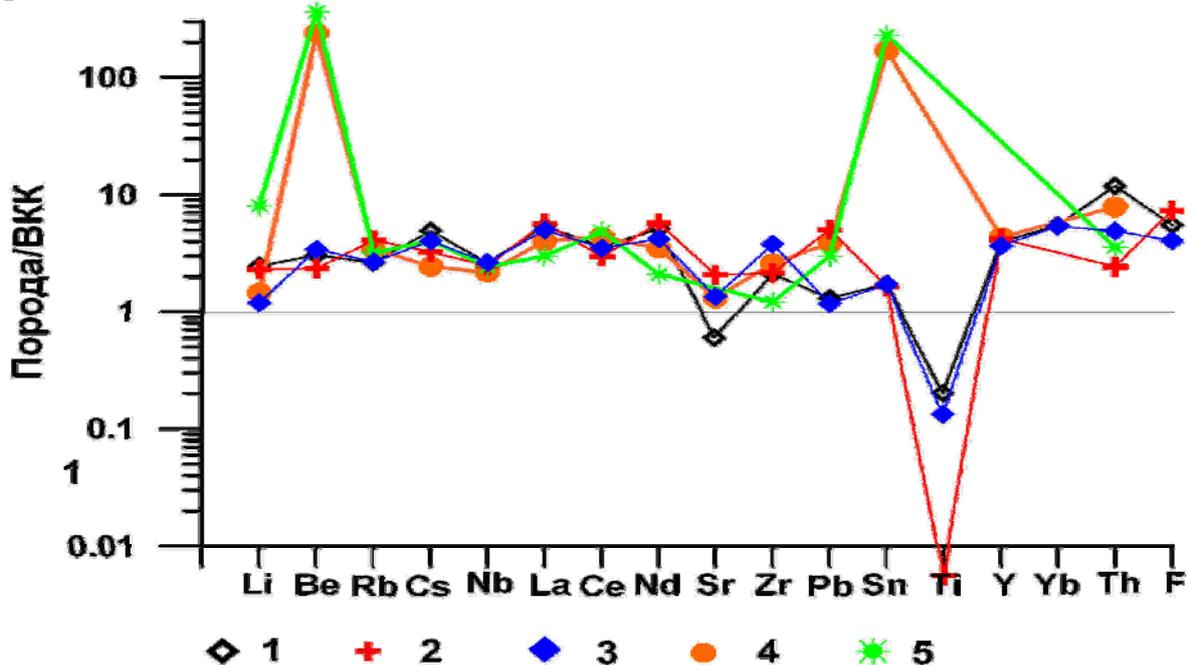


Рис.9 Средний редкоэлементный состав пород Даванской зоны смятия: 1 – мигматиты, 2 - аляскитовые граниты; 3 – бластотектониты по разным типам пород; 4–5 - метасоматиты щелочной (4) и кислотной стадии (5)

Таким образом, по анализу взаимоотношений и геохимических особенностей пород выявляется следующая последовательность развития процессов при образовании Даванской зоны смятия. 1. Тектоническое выведение на один уровень высокометаморфизованных и гранитизированных пород Чуйского выступа фундамента платформы и вулканитов СБВП. 2. Заглубление разломов, обрамляющих зону смятия с поступлением калиевых щелочных растворов, обогащенных многозарядными редкими элементами. 3. Повторная субщелочная

гранитизация гнейсов, бластокатаклизитов и аляскитовых гранитоидов (фаз ирельского комплекса, комплементарных с вулканитами СБВПП), доходящая до анатексиса, – ранняя щелочная стадия приразломного метасоматоза, которая маркируется наиболее высокими содержаниями K, Zr, Nb, U, привнесенными, вероятно из мантии. 4. Переход к кислотной и поздней щелочной стадии метасоматоза с образованием грейзенов, кварц-альбит-амазонитовых жил, зон альбитизации. На этом этапе происходит концентрирование коровых редких металлов – Be, Sn, Li с формированием редкометальных рудопроявлений и осаждением F в виде гнезд и прожилков флюорита. 5. Новый цикл гранитообразования, оторванный во времени и отразившийся в образовании лейкогранитов, бедных редкими элементами.

Глава 5. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГЕНЕЗИС ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ЗОН РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ ДАВАНСКОГО (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ) И БИРЮСИНСКОГО (ВОСТОЧНЫЙ САЯН).

Приразломные метасоматиты известны на многих докембрийских кратонах мира и характеризуются рядом черт, присущих только этим образованиям: приуроченностью к зонам глубинных разломов в краевых частях платформ, протерозойским возрастом проявлений щелочного метасоматоза и сопряженностью с ним крупных месторождений редких металлов. Исследованные в этой работе районы принадлежат к зонам разломов южного краевого шва Сибирской платформы, характеризуются развитием щелочных метасоматитов и наличием рудопроявлений редких металлов. Но степень рудоносности их сильно различается – от слабо бериллиеносных метасоматитов Бирюсинской зоны в юго-западной части шва к промышленно значимым рудопроявлениям редких металлов к северо-востоку в Даванской зоне смятия и до крупнейшего Катугинского редкометального месторождения в краевой части Алданского щита Сибирской платформы, также связанного с развитием щелочных метасоматитов.

Проследим поэтапно развитие эндогенных процессов на изученных участках зон глубинных разломов, чтобы выявить источники редкометальной минерализации и попытаться определить причины разной степени ее проявления. Для полноты сравнения привлечены литературные данные и данные Собаченко В.Н. по щелочным метасоматитам Катугинского месторождения.

Бликие тектонические структуры зон развития метасоматитов. Бирюсинский разлом под острым углом ответвляется от Главного Саянского разлома, но именно вдоль него наиболее сильно проявляется дислокационный метаморфизм протерозойского возраста и сопряженные с ним процессы тектонической и метасоматической переработки прилегающих пород. Этот факт приводит к дискуссиям среди геологов, которую из структур считать краевым швом платформы.

Даванская зона смятия также образовалась на участке сближения двух разломов Даванского-Абчадского, выполняющего роль краевого шва платформы, и Лево-Миньского (Малоакитканского), отходящего от него на северо-восток под острым углом. В зону смятия попадают, в основном, породы Кутимского блока Чуйского поднятия, но возможно, и метавулканы СБВПП (Булдыгеров, Собаченко, 2005). Для Даванской зоны смятия характерна еще более мощная тектоническая и метасоматическая переработка пород, чем для зоны Бирюсинского разлома.

Катугинское рудное поле располагается в пределах Катугино-Аянской зоны, расположенной на периферии Катугинского трога. Троговые структуры в Кодаро-Удоканском районе были заложены на архейском кристаллическом фундаменте в нижнепротерозойское время и ограничивают крупный протоплатформенный прогиб (Архангельская и др., 1993). Геофизические данные подтверждают глубинный тип геологической структуры, в которой располагаются крупные тела щелочных гранитоподобных метасоматитов с редкометальным оруденением.

Состав протолита и метаморфизм пород, примыкающих к зонам разломов

В зону метасоматической переработки вдоль Бирюсинского разлома попадают в основном гнейсы, амфиболиты, и мигматиты хайламинской серии, развитые по метавулканитам, метаграуваккам и метапелитам. Повышенных концентраций редких элементов в продуктах метаморфизма и мигматизации на этом этапе не обнаружено (рис. 3, 5). Протолитом Даванской зоны смятия, главным образом, являются породы укучиктинской свиты Чуйского поднятия. Толща сложена различными гнейсами, которые реставрируются как островодужные вулканиты, и не содержит хемогенных осадочных пород (Макрыгина, 1981). Высокометаморфизованные породы и мигматиты поднятия бедны редкими элементами.

Следовательно, для метасоматитов обеих зон разломов протолитом служили, высоко метаморфизованные метавулканиты, метаграувакки и мигматиты, изначально не отличавшиеся повышенными концентрациями редких элементов. Однако по данным В.В.Булдыгерова Даванская зона смятия захватывает и метавулканиты СБВП, металлогеническая специализация которых сходна с редкометальной специализацией приразломных метасоматитов.

В отличие от двух предыдущих регионов, Катугинский трог выполнен метаосадочными породами удоканской серии нижнего протерозоя. Они метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и не несут повышенных концентраций редких элементов. Здесь же ограниченно развиты субщелочные амфиболиты (метабазальты). На метаморфическом этапе в породах широко проявлена гранитизация нормальной щелочности, не сопровождающаяся ростом концентраций редких элементов.

5.2 Этап бластокатаклаза и метасоматоза. Главным признаком областей развития щелочных приразломных метасоматитов является мощное проявление дислокационных процессов. Вдоль Бирюсинского разлома мощность зон бластомилонитов достигает 15-20 км. На рубеже нижнего и верхнего протерозоя, в условиях неравномерного распределения давления в зоне разлома и увеличения проницаемости пород для растворов произошло формирование основного объема приразломных метасоматитов, проявляющихся в виде калишпатизации с образованием гранитовидных пород с реликтами бластокатаклазитов. В гранитовидных метасоматитах почти не проявляются более низко-температурные преобразования в виде окварцевания, мусковитизации и хлоритизации, то есть кислотной волны приразломного метасоматоза. Но в осевой зоне разлома степень метаморфизма понижается.

Степень динамотермальной переработки в Даванской зоне смятия намного интенсивнее, чем в зоне Бирюсинского разлома. Бластокатаклазиты развиваются по метаморфическим породам, мигматитам, метавулканитам и более древним гранитоидам. Увеличение проницаемости вдоль отдельных зон приводит к поступлению растворов с формированием мощных проявлений калиевого щелочного метасоматоза (ранняя щелочная стадия). Породы граносиенитового состава

(гранитовидные метасоматиты) диагностируются по высоким концентрациям K, Zr, Nb, Th, U и PЗЭ (рис. 10). Но в Даванской зоне более интенсивно проявлена и кислотная волна метасоматических преобразований – образование кварц-сланцевых зон с рудопроявлениями бериллия и олова, то есть коровых элементов. Для них характерна бериллиевая (гельвин, даналит, фенакит, хризоберилл), тантало-ниобиевая (фергусонит, самарскит, пироклор, приорит), редкоземельная (ортит, гадолинит, монацит), оловянная (касситерит) и вольфрамовая (вольфрамит) минерализации

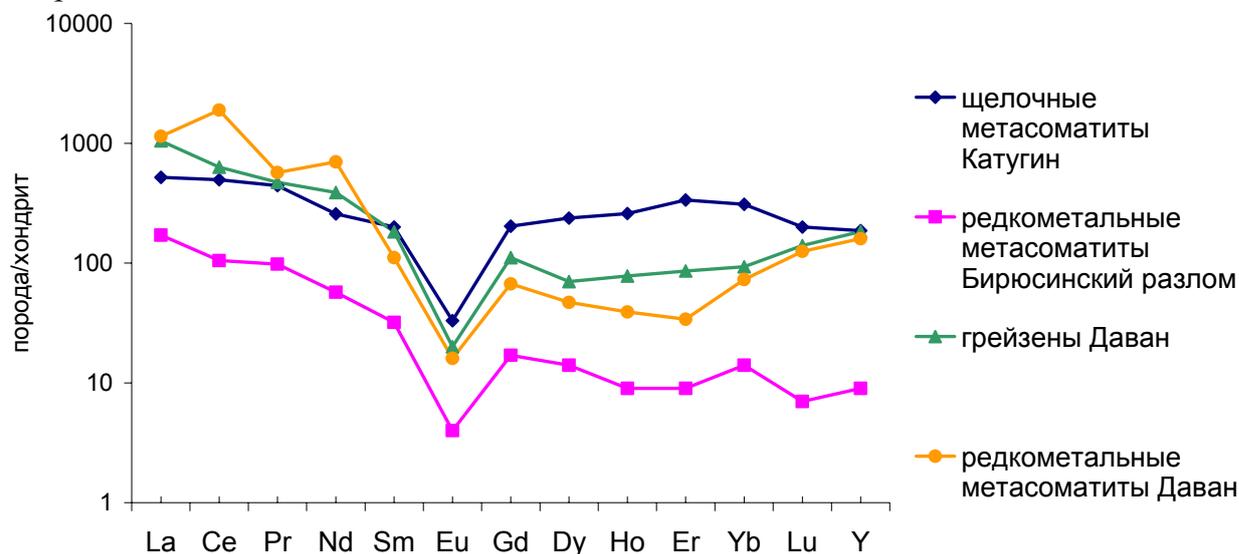


Рис. 10 Распределение PЗЭ в метасоматитах зон глубинных разломов

Бластокатаклазиты в Катугинском трого развиты в основном вдоль его бортов (Катугино-Аянская зона) и с ними пространственно связано развитие гранитизации повышенной щелочности, что и является проявлением ранней щелочной стадии приразломного метасоматоза (Собаченко и др., 1993). Здесь образовалось самое крупное редкометальное месторождение.

5.3 Связь приразломных метасоматитов с магматизмом Непосредственной связи гранитовидных субщелочных метасоматитов с определенными гранитоидными массивами ни в одном районе их развития не наблюдается. Гранитовидные метасоматиты наиболее близки по геохимическим особенностям к рапакивиподобным гранитам. В Бирюсинском террейне им соответствуют гранитоиды саянского комплекса. Они обогащены Nb, Zr, REE, Th, F, как и метасоматиты, но разобщены с ними пространственно и во времени – возраст гранитов саянского комплекса составляет 1858 ± 20 млн. лет, а Rb-Sr возраст метасоматитов равен 1652 ± 100 млн. лет при $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_0 = 0,7175 \pm 0,0341$ (Собаченко и др., 1998).

Даванская зона смятия непосредственно граничит с субщелочными кислыми метавулканитами СБВП с возрастом 1866-1740 млн. лет. С вулканитами этого пояса ассоциируют интрузии приморского комплекса гранитов-рапакиви и субщелочные гранитоиды ирельского комплекса. Все гранитоидные образования обогащены теми же элементами что и гранитовидные метасоматиты - Nb, Zr, REE, Th, а на кислотной и позднещелочной стадии Be и Sn. Обилие акцессорного флюорита и прожилков говорят о высоких исходных содержаниях F. Возраст метасоматитов Даванской зоны составляет 1600 млн. лет (Собаченко, Краснобаев, 1977). Более широкое участие фтора в метасоматических процессах, развитых в метасоматитах Даванской зоны смятия, в сравнении с аналогичными процессами в

зоне Бирюсинского разлома, привело к более интенсивному там проявлению бериллиевой и другой редкометальной минерализации. В зоне Бирюсинского глубинного разлома перспективы обнаружения промышленно интересных объектов малы. В Катугино-Аянской зоне, расположенной на периферии Катугинского прогиба, метаморфиты и мигматиты удоканской серии нижнего протерозоя прорваны рапакивиподобными гранитами кодарского комплекса (возраст 1800 млн. лет). Каларский массив этих гранитов с северо-востока ограничивает Катугинское поле приразломных гранитоподобных метасоматитов (Собаченко и др. 1988). И граниты, и метасоматиты обогащены теми же элементами - Nb, Zr, REE, Th, Be и Sn. Возраст метасоматитов составляет 2100 млн. лет.

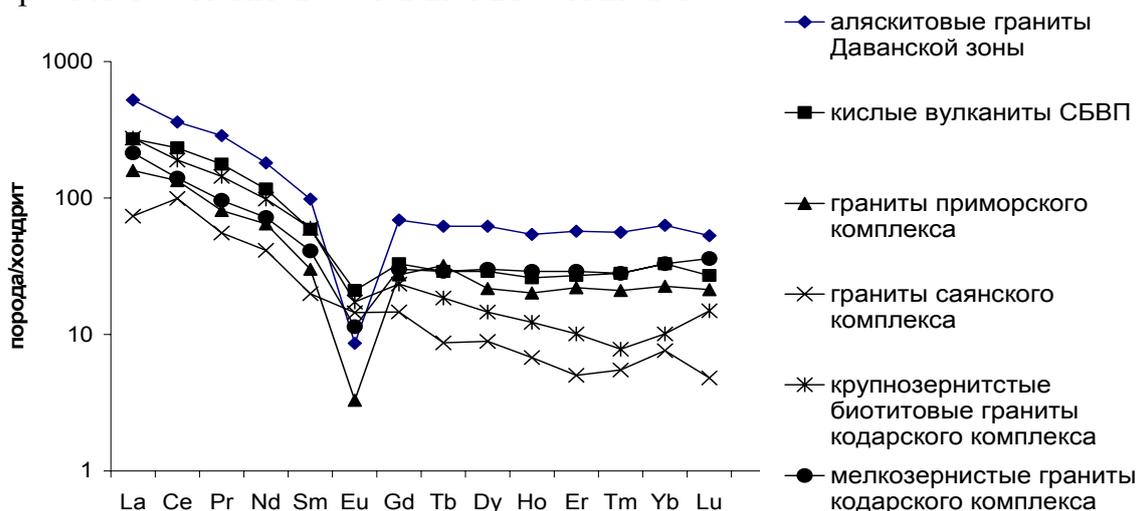


Рис. 11. Распределение РЗЭ в гранитоидах сравнимых районов

Метасоматиты и гранитоиды изученных районов показывают высокий уровень содержаний РЗЭ и близкий вид спектров, кроме гранитов саянского и кодарского комплексов (рис. 10, 11). Такое сходство геохимических особенностей при ощутимом разрыве во времени (около 200-150 млн. лет) формирования гранитоидов, вулканитов и метасоматитов свидетельствует о парагенетической связи магматического и метасоматического процессов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в конце палеопротерозоя вдоль краевого шва Сибирской платформы наблюдается нарастание магматической активности с юго-запада на северо-восток от интрузивных рапакивиподобных гранитоидов субщелочного ряда саянского и приморского комплексов до настоящих гранитов рапакиви, ассоциирующих с анортозитами на Алданском щите. С юго-запада на северо-восток нарастает щелочность и редкометальность расплавов, связанная, возможно, с глубиной проникновения разломов в литосферу. С глубинными разломами связаны огромные по масштабу вулканические излияния (СБВП), но с той же геохимической спецификой.

Поступление растворов, производных этих же глубинных источников, происходит уже только на тех отрезках опережающих краевой шов разломов, где происходили активные движения, скорее всего сбросо-сдвигового характера, что увеличивало проницаемость пород в дислокационных зонах и их метасоматические преобразования. Именно на этих участках развиваются щелочные приразломные метасоматиты, рудный потенциал которых нарастает по мере увеличения глубин, дренируемых растворами.

Список основных публикаций по теме диссертации

1. Собаченко В.Н., Сандиминова Г.П., **Исакова (Куш) Л.В.**, Пахольченко Ю.В. Рубидий-стронциевое датирование метасоматитов зоны Бирюсинского разлома Восточного Саяна // Доклады РАН. 1998. - Т. 362, N 2. - С. 252 - 255.
2. Собаченко В. Н., **Исакова (Куш) Л. В.** Проблемы генезиса ассоциации кислых магматитов и приразломных метасоматитов протерозоя юга Сибирской платформы //Междунар. конф. “Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород”. Тез. докл.. С.-Петербургский госуниверситет, 1998 С.136-140.
3. 4. **Куш Л.В.**, Собаченко В.Н. Гранитоиды протерозоя в зоне Бирюсинского регионального разлома Присяянья // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск: Томск. политехн. ин-т, 2001. -С. 298 - 301 .
5. **Куш Л.В.** Процессы метасоматоза в зоне Бирюсинского разлома (Восточный Саян) // Сборник избранных трудов науч.-техн. конф. Вып. 2. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2002. - С. 130 - 135.
6. **Куш Л.В.**, Собаченко В.Н. Бериллиеносные метасоматиты зон региональных разломов юга Сибирской платформы (на примере Присяянья и Северо-Западного Прибайкалья) // Современные проблемы геохимии: Материалы науч. конф. (Иркутск, 19-20 дек. 2002 г.). – Изд-во Ин-та географии СО РАН., 2003. – С. 24 - 27
7. **Куш Л.В.** Генетические и геохимические аспекты проявления бериллиеносных приразломных метасоматитов протерозоя юга Сибирской платформы // XIX Всероссийская молодежная конференция. Строение литосферы и геодинамика. СО РАН, ИЗК СО РАН. 2003. С. 152-153.
8. **Куш Л.В.**, Собаченко В.Н. Слюды в магматитах и редкометальных метасоматитах Даванской зоны смятия (Северо-Западное Прибайкалье) // Сборник избранных трудов науч.-технич. конф.. Вып. 2. - Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2003. - С. 93 - 98.
9. **Куш Л.В.**, Собаченко В.Н. Черты сходства и различия приразломных бериллийсодержащих метасоматитов Северо-Западного Прибайкалья и Присяянья /// Сборник трудов науч.-технич. конф. Вып. 4. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2004. - С. 204 - 209.
10. Sobachenko, Kushch. Low proterozoic acid magmatites and metasomatites in the marginal structures of South of the Siberian platform // 32nd Internat. Geol. Congr. Florence-Italy, 2004 – Scientific Sessions: abstracts (part 2). - P. 1189 - 1190.
11. Собаченко В.Н., **Куш Л.В.** Гранитоиды и метасоматиты протерозоя в зоне Бирюсинского разлома Восточного Саяна // Вестник Гео ИГУ. Вып. 4. - Иркутск, 2005. - С. 25 – 45.
12. **Куш Л.В.**, Собаченко В.Н. Проблемы генезиса бериллийсодержащих метасоматитов в зонах региональных разломов юга Сибирской платформы Материалы (X всероссийского) петрографического совещания. Т.4. -Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 2005. С. 129-131
13. Собаченко В.Н., Бибикина Е.В., Кирилова Т.И., Булдыгеров В.В., Сандиминова Г.П., **Куш Л.В.**, Макрыгина В.А. “Уран-свинцовое датирование поздних магматитов и редкометальных метасоматитов Северо-Байкальского вулcano-плутонического пояса // Геохимия. – 2005. - № 12. - С. 1240 – 1246.
14. **Куш Л.В.** “Поведение Be и F при развитии процессов динамотермального метаморфизма и метасоматоза в зоне Бирюсинского разлома (Присяянье)”// III Сибирская междунар. конф. молодых ученых по наукам о Земле. – Новосибирск: ИГ ОИГГМ, 2006. - С. 138 - 140.
15. **Куш Л.В.**, Собаченко В.Н. Кислые магматиты докембрия в краевых структурах юга Сибирской платформы // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии: Материалы XIII науч. конф., посвящ. памяти К.О. Кратца (г. Санкт-Петербург, 8 - 13 окт. 2007г.). - СПб.: Изд-во СПб ун-та, 2007. - С. 73 – 77.
16. **Куш Л.В.**, В.Н. Собаченко, Макрыгина В.А. Геохимия вулканитов хибеленской свиты и метасоматитов Даванской зоны смятия в зоне их сочленения (Сев. Прибайкалье) // / Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды: Материалы Всерос. науч. конф. (Иркутск, 24 - 30 сент. 2007) - Т. 2. - г. Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2007. – С. 140 - 143.