

Федеральное агентство научных организаций
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК (ГИН СО РАН)

УДК 552.2 550

№ госрегистрации 01201282371



ОТЧЕТ О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

Приоритетное направление VIII.71. Закономерности формирования минерального, химического и изотопного состава Земли. Космохимия планет и других тел Солнечной системы. Возникновение и эволюция биосферы земли, биогеохимические циклы и геохимическая роль организмов

Программа VIII.71.1. Процессы мантийно-корового взаимодействия и изотопно-геохимические индикаторы рециклирования элементов

по теме:

Проект VIII.71.1.5. ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА, ПРОЦЕССЫ ГЕНЕРАЦИИ, ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМ И СВЯЗАННОГО С НИМИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ГРАНИТОИДНЫХ, ЩЕЛОЧНО-БАЗИТОВЫХ И КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

(промежуточный)

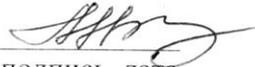
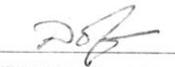
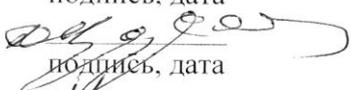
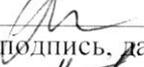
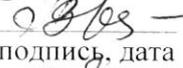
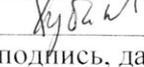
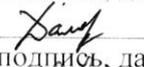
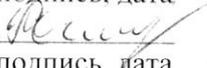
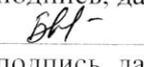
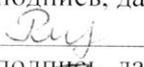
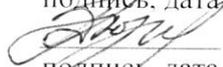
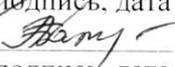
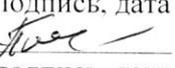
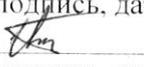
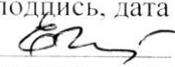
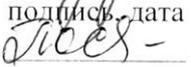
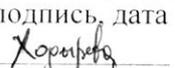
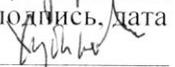
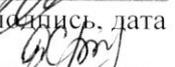
Научный руководитель

д.г.-м.н.


А.А.Цыганков
подпись, дата

Улан-Удэ 2014

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

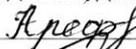
Руководитель темы д.г.-м.н., и.о. дир. Исполнители темы:	 _____	А.А. Цыганков (введение, раздел 1, заключение)
д.г.-м.н., в.н.с.	 _____	А.Г. Дорошкевич (раздел 2.1)
д.г.-м.н., в.н.с.	 _____	Д.И. Царев
к.г.-м.н., зав. лаб.	 _____	С.В. Канакин (раздел 4)
к.г.-м.н., в.н.с.	 _____	Г.С. Рипп (раздел 2)
к.г.-м.н., уч. сек.	 _____	Т.Н. Анциферова (раздел 1.2)
к.г.-м.н., с.н.с.	 _____	Т.Т. Врублевская (раздел 1.6)
к.г.-м.н., с.н.с.	 _____	И.А. Избродин (раздел 2.2)
к.г.-м.н., н.с.	 _____	В.Б. Хубанов (раздел 4)
к.г.-м.н., н.с.	 _____	Л.Б. Дамдинова (раздел 3)
к.г.-м.н., н.с.	 _____	Е.И. Ласточкин (раздел 2.1)
к.г.-м.н., н.с.	 _____	М.О. Рампилов
к.г.-м.н., м.н.с.	 _____	Г.Н. Бурмакина (раздел 1.1, 1.3)
к.г.-м.н., м.н.с.	 _____	М.В. Рампилова
к.г.-м.н., м.н.с.	 _____	Д.Т. Аюржанаева
м.н.с.	 _____	А.А. Батуева
с.н.с.	 _____	В.Ф. Посохов (раздел 2.1)
м.н.с.	 _____	Б.Т. Цыренов (раздел 4.3)
инж. 1 категории	 _____	Н.Н. Егорова (подготовка иллюстраций)
инж. 2 категории	 _____	Е.Е. Дугданова (подготовка иллюстраций)
вед. инж.	 _____	В.Л. Посохова (графическая обработка изотопных данных)
инж. 2 категории	 _____	Е.В. Ходырева
инж.	 _____	А.М. Хубанова
вед. инж.	 _____	В.А. Тюгашев
инж. 1 категории	 _____	Е.А. Хромова

вед. инж.


подпись, дата

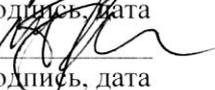
Е.Д. Утина

инж. 2 категории


подпись, дата

Н.А. Арефьева

инж. 2 категории


подпись, дата

М.Д. Буянтуев

инж. 1 категории


подпись, дата

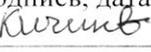
Д.В. Шахрай

лаб.


подпись, дата

Р.А. Будаева

лаб.


подпись, дата

В.О. Кичин

УДК 552.2 550

Ключевые слова: научный отчет, магматическая петрология, изотопная геохимия, абсолютный возраст, редкометалльные месторождения, масс-спектрометрия, Саяно-Байкальская складчатая область

Реферат

Отчет 44 с., 17 рис., 1 табл., 42 источников, 1 прил.

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА, ПРОЦЕССЫ ГЕНЕРАЦИИ, ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМ И СВЯЗАННОГО С НИМИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ГРАНИТОИДНЫХ, ЩЕЛОЧНО-БАЗИТОВЫХ И КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Объектом исследования являются гранитоидные, щелочно-базитовые и карбонатитовые комплексы Саяно-байкальской складчатой области и связанное с ними редкометалльное оруденение.

Цель работы – путем изотопных, минералого-геохимических и термобарогеохимических исследований гранитоидных, базитовых, щелочных и карбонатитовых комплексов Саяно-Байкальской складчатой области и связанного с ними редкометалльного оруденения установить геохимические типы источников вещества (расплавов, рудоносных флюидов), реконструировать процессы генерации, взаимодействия и кристаллизации магм, условия переноса и концентрирования рудных компонентов.

В результате проведенных исследований изучено геологическое строение, петрографические особенности, состав породообразующих минералов (электронная микроскопия) синплутонических амфиболовых габбро Шалутинского плутона (заянский интрузивный комплекс), а также пород Туркинского габбро-монцититового массива. Установлены петрохимические и геохимические (ICP-MS) характеристики основных разновидностей пород этих массивов установлен их изотопный (Ar-Ar и U-Pb) возраст.

На основе детального изучения гибридных пород Усть-Хилокского кварцевосиенитового массива предложена модель их формирования, включая механизм концентрирования цирконов.

Детально изучен изотопный (O, C, H, S) состав минералов из пород и руд Ермаковского фтор-бериллиевого месторождения. Установлен гетерогенный источник рудобразующих растворов и собственно рудного вещества, количественно (LA-ICP-MS) определена концентрация рудных компонентов в растворах, сформировавших бедные руды этого месторождения.

На базе масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Element XR с приставкой лазерного пробоотбора UP-213 реализован LA-ICP-MS метод U-Pb изотопного датирования цирконов. Апробация метода проведена на примере двух стандартных образцов цирконов, а также цирконов из нескольких, датированных ранее, позднепалеозойских гранитоидных массивов Западного Забайкалья.

Ключевые слова: научный отчет, магматическая петрология, изотопная геохимия, абсолютный возраст, редкометалльные месторождения, масс-спектрометрия, Саяно-Байкальская складчатая область

Содержание

	Введение	7
1.	Позднепалеозойский гранитоидный и связанный с ним базитовый магматизм Саяно-Байкальской складчатой области: геохронология, источники магм и процессы их взаимодействия, геодинамика	10
	1.1. Шалутинский массив	10
	1.2. Туркинский массив	12
	1.3. Минералого-петрографическая характеристика пород	13
	1.4. Изотопный возраст	15
	1.5. Петро-геохимическая характеристика пород	16
	1.6. Процессы гибридизации в Усть-Хилокском массиве	18
2.	Щелочной магматизм Саяно-Байкальской складчатой области: источники, процессы генерации и кристаллизации магм, рудная минерализация	21
	2.1. Изотопный состав кислорода и углерода	21
	2.2. Изотопный состав водорода и серы	24
3.	Вещественный состав и генетические взаимоотношения рудно-магматических систем, условия переноса рудного вещества гидротермальными растворами, факторы концентрированного рудоотложения	25
	3.1. Снежное Nb-Be месторождение	25
	3.2. Ермаковское F-Be месторождение	29
4.	LA-ICP-MS метод датирования цирконов: разработка методики, приложение метода к решению задач петрогенезиса и региональной геологии	30
	4.1. Методика датирования	31
	4.2. Результаты датирования	33
	4.3. Цирконы из магматических комплексов Западного Забайкалья	34
	Заключение	37
	Список использованных источников	38
	Приложение А	42

Нормативные ссылки

Настоящий отчет о НИР составлен с использованием Государственного стандарта (ГОСТ 7.32-2001).

Определения, обозначения и сокращения

АВБ – Ангаро-Витимский батолит

Конкордия – кривая согласованных значений радиометрического возраста

СБСО – Саяно-Байкальская складчатая область

Ab – альбитовый компонент полевого шпата

AES-LM – атомно-эмиссионная спектроскопия с лазерным вскрытием

An – анортитовый компонент полевого шпата

Ar-Ar – аргон-аргоновый метод датирования калийсодержащих минералов

Bt – биотит

Kfs – калиевый полевой шпат

LA-ICP-MS – масс-спектрометрия индуктивно-связанной плазмы с лазерным пробоотбором

Fs – ферросиллитовый компонент пироксенов

En – энстатитовый компонент пироксенов

HFSE – высокозаряженные литофильные элементы

HREE – тяжелые редкоземельные элементы

LILE – крупноионные литофильные элементы

LREE – легкие редкоземельные элементы

Or – ортоклазовый компонент полевого шпата

PIXE – метод протон-индуцированной рентгенографии

REE – редкоземельные элементы

SXRF – метод рентгеновской флуоресценции

U-Pb – уран-свинцовый метод изотопного датирования

Wo – волластонитовый компонент пироксенов

Введение

Согласно теоретическим построениям и эмпирическим данным формирование крупных гранитоидных батолитов связано с энергетическим и вещественным (смещение, флюидный массоперенос) воздействием мантийных магм на коровый субстрат. Вместе с тем, доля базитов в составе гранитоидных комплексов ничтожно мала, а временные и генетические взаимоотношения базитов и гранитоидов слабо изучены. В частности, во многих случаях неясны пространственно временные и генетические взаимоотношения базитов и гранитоидов, составы протолитов и условия генерации магм, характер их взаимосвязи, а в более широком смысле – механизмы вовлечения мантийного вещества в гранитоидный петрогенезис.

В Саяно-Байкальской складчатой области позднепалеозойские гранитоиды занимают площадь порядка 200000 км², образуя одну из крупнейших на Земле гранитоидную провинцию. Проявления базитов, ассоциирующих с позднепалеозойскими гранитоидами (пространственно, генетически) многочисленны, но не велики по объему. При этом доминирующие в регионе гранитоиды Ангаро-Витимского батолита (баргузинский комплекс, 150000 км²), наиболее ранние среди позднепалеозойских магматических образований Забайкалья, не сопровождаются синхронными проявлениями базитового магматизма, а их изотопные характеристики указывают на коровый метатерригенный источник магм.

Специфической особенностью рассматриваемого региона является пространственно-временное совмещение разнотипного гранитоидного, в том числе щелочно-гранитоидного и щелочно-базитового (иногда с карбонатитами) магматизма, сопровождающегося многочисленными проявлениями и месторождениями редких металлов. Вместе с тем, наибольшим металлогенетическим потенциалом характеризуется мезозойский этап щелочно-гранитоидного магматизма (например, уникальное Ермаковское месторождение бериллия), тогда как позднепалеозойские гранитоиды практически безрудны. Однако, недавно опубликованные данные показывают, что это не совсем так. Возраст Nb-Be руд месторождения Снежное (В. Саян), связанных со щелочными гранитоидами, оказался позднепалеозойским. В связи с этим возникает целый ряд вопросов, касающихся генетических взаимоотношений позднепалеозойских щелочных гранитов и редкометалльного оруденения, происхождения самих щелочных гранитов и их «места» в общей последовательности магматизма СБСО, выяснение условий переноса рудного вещества гидротермальными растворами и факторов, способствующих концентрированному рудоотложению.

Щелочные породы, относящиеся к числу «геодинамических индикаторов» и важнейших источников редких металлов, широко распространены в СБСО. Установлено их геологическое положение и вещественный состав пород, однако детальные изотопные исследования проведены лишь на некоторых проявлениях карбонатитов. Очевидно, что прогресс в понимании природы

щелочного магматизма в целом, его рудного потенциала и места в геологической истории СБСО не может быть достигнут без комплексного изотопного изучения щелочно-силикатных пород, связанных с ними карбонатитов и руд редких металлов.

Решение поставленных в проекте задач невозможно без современного аналитического обеспечения, основой которого является приборная и методическая база, созданная в ГИН СО РАН. В частности, обеспечение необходимого объема изотопно-геохронологических определений планируется обеспечить за счет LA-ICP-MS метода U-Pb датирования акцессорных минералов (циркон, монацит и др.).

Исследования в области петрологии гранитоидов охватывают широкий спектр проблем - от зарождения магм до их кристаллизации и постмагматического преобразования. При этом как в отечественных, так и в зарубежных исследованиях доминирует изотопно-геохимический подход, который в той или иной мере дополняется численным моделированием и привлечением результатов экспериментальных исследований природных или синтетических систем. В то же время, крайне дефицитными остаются данные о составе протолитов в области выплавления гранитоидных и базитовых магм, причинах одновременного образования гранитоидных магм разного состава в пределах ограниченного участка земной коры. Несомненным достижением последних 10 – 15 лет следует признать установление важной роли мантийного вещества в гранитообразовании. Многими исследователями разделяется точка зрения, согласно которой масштабное коровое магмообразование невозможно без дополнительного тепла (и/или флюидов) привносимого мантийными магмами. Следует подчеркнуть, что важнейшим источником информации и непосредственным свидетельством прямого участия мантийных магм в гранитообразовании, являются некоторые типы мафических микрогранулярных включений и комбинированные дайки.

В отношении Be информация в мировой литературе весьма скудна и во многих случаях недостаточна для выяснения генезиса и особенностей строения гидротермальных месторождений. Поэтому современный уровень исследования проблем концентрирования рудного вещества, в частности Be, определяется тесным сочетанием эксперимента с определением параметров природных магматических и гидротермальных процессов путем изучения расплавных и флюидных включений в минералах. Значительный прогресс в этом отношении достигнут благодаря появлению нового метода вскрытия включений (лазерная абляция) и анализа их содержимого методами ICP-MS, PIXE и SXRF, AES-LM. Вместе с тем, информация по условиям переноса рудного вещества (Be) гидротермальными растворами и факторам, способствующим концентрированному рудоотложению практически отсутствует в мировой литературе.

LA-ICP-MS метод изотопного датирования урансодержащих минералов, первоначально применявшийся для датирования обломочных цирконов из осадочных пород, в последние годы стал

широко применяться и для магматических образований. В России, судя по публикациям, таких определений пока не делают. Следует подчеркнуть, что масс-спектрометр высокого разрешения Element XR, имеющийся в ГИН СО РАН, существенно превосходит по своим техническим характеристикам приборы типа Agilent, используемые в США и Китае. Таким образом, запуск методики изотопного датирования урансодержащих минералов (LA-ICP-MS) имеет большое значение не только для выполнения данного проекта, но и в целом, для развития изотопной геохронологии в стране. Кроме того, этот метод с успехом применяется для изучения микро-элементного состава минералов и включений минералообразующих сред в них.

Целью проводимых исследований является: путем изотопных, минералого-геохимических и термобарогеохимических исследований гранитоидных, базитовых, щелочных и карбонатитовых комплексов Саяно-Байкальской складчатой области и связанного с ними редкометалльного оруденения установить геохимические типы источников вещества (расплавов, рудоносных флюидов), реконструировать процессы генерации, взаимодействия и кристаллизации магм, условия переноса и концентрирования рудных компонентов.

Задача этапа 2014 года заключается в геологическом, петролого-геохимическом и изотопно-геохронологическом изучении щелочно-гранитоидных комплексов Саяно-Байкальской складчатой области и связанных с ними фтор-бериллиевых месторождений (возраст, источники магм и рудоносных флюидов).

1. Позднепалеозойский гранитоидный и связанный с ним базитовый магматизм Саяно-Байкальской складчатой области: геохронология, источники магм и процессы их взаимодействия, геодинамика

В 2014 году исследования были сосредоточены на проблеме связи базитового и гранитоидного магматизма на позднепалеозойском этапе развития Западного Забайкалья. В результате проведенных исследований установлено, что базиты, в форме синплутонических интрузий, комбинированных даек и мафических включений, присутствуют в основном в кварцевых сиенитах и монцонитоидах чивыркуйского, зазинского и нижне-селенгинского комплексов и пока не обнаружены в гранитах баргузинского комплекса, типоморфного для Ангаро-Витимского батолита (АВБ) [1]. Для последних, напротив, характерны ксенолиты коровых метаосадочных пород, что согласуется с широким распространением автохтонных разностей (порядка 20 %) [2] и «коровыми» изотопными характеристиками гранитоидов [1;3;4].

Разновеликие тела габброидов и габбро-монцонитов встречаются среди гранитоидов перечисленных выше комплексов, однако их временные соотношения с вмещающими гранитоидами во многих случаях неопределенны. В процессе геологической съемки базиты рассматривались в качестве более ранних образований, представляющих собой останцы среди обширных гранитоидных полей.

В 2014 году проведено детальное изучение геологического строения, минералогическо-петрографических и геохимических особенностей габброидов *Шалутинского плутона*, выполнено его Ar-Ar изотопное датирование. Кроме того, получена минералогическо-петрографическая и геохимическая характеристика пород *Туркинского габбро-монцонитового массива*, установлен его U-Pb изотопный возраст.

1.1. Шалутинский массив

Традиционно, **Шалутинским** называют гранитоидный массив, расположенный в левобережье р. Селенги в 15 - 30 км южнее г. Улан-Удэ, и представляющий собой часть (порядка 300 км²) более крупного кварцевосиенит-гранитного плутона, одного из типоморфных для *зазинского интрузивного комплекса* [5]. Массив сложен кварцевыми сиенитами и лейкократовыми гранитами, выделяемыми в качестве первой и второй интрузивных фаз соответственно. Изотопный U-Pb возраст кварцевых сиенитов, по данным Я.Кацера (Stanford-USGS SHRIMP Lab.), составляет $293 \pm 2.5 - 291 \pm 1.9$ млн. лет [6]. Ранее определенный Rb-Sr изотопный возраст пород массива составляет 288 ± 8 млн. лет, $I_{sr} = 0.7060$ [7].

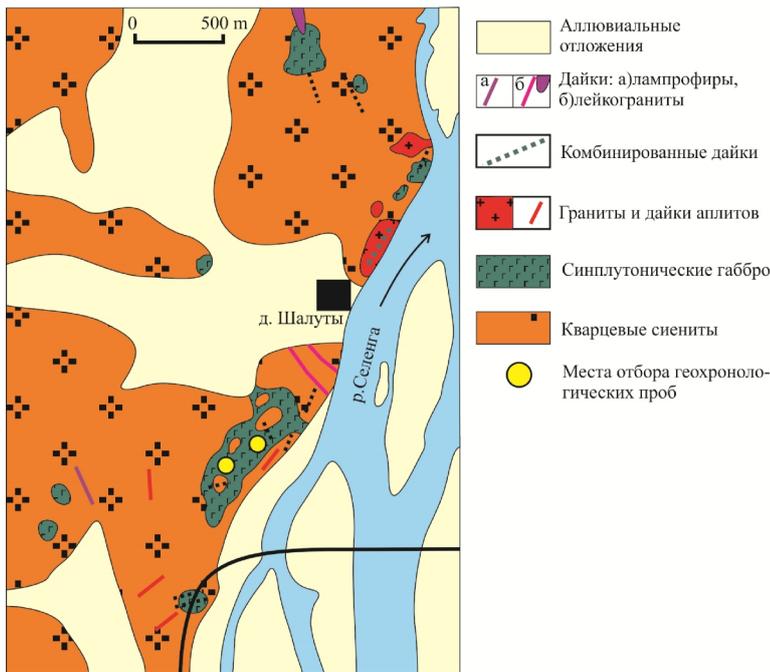


Рисунок 1 – Геологическое положение синплутонических габброидов в Шалутинском плутоне, по [8].

Породы базитового ряда, в виде комбинированных даек и синплутонической базитовой интрузии, обнажаются на протяжении нескольких километров в левом борту р. Селенги в районе д. Старые Шалуты (рис. 1). Впервые эти образования были изучены и описаны Б.А.Литвиновским с соавторами [6;8;9]. Наше внимание было сконцентрировано

на синплутонических базитах, изотопный возраст (Ar-Ar) и минералого-геохимическая характеристика которых приводится ниже.

Амфибол-биотитовые мелкозернистые габбро Шалутинского плутона обнажаются на склоне левого борта р.Селенги на площади примерно 600 х 200 м. Морфологически, это, по-видимому, силлоподобная интрузия (рис. 1) апикулярная часть которой сопровождается зоной минглинга (рис. 2) с многочисленными мафическими включениями во вмещающих кварцевых сиенитах. Количество включений быстро убывает с удалением от контакта, а сами габброиды пронизаны жилами кварцсодержащих сиенитов. Мафические включения в разной степени гибридизированы (содержат кварц и калиевый полевой шпат) в результате чего их состав варьирует от монцогаббро до кварцевых сиенитов и кварцевых монцонитов, отличающихся от вмещающих кварцевых сиенитов мелкозернистой структурой и более меланократовым составом. Нижний контакт габброидов



напротив – закаленный, представляет собой почти черные тонкозернистые породы с пилотакситовой микроструктурой и редкими вкрапленниками плагиоклаза. Истинная мощность базитового тела, по-видимому, не превышает 30 - 40 метров.

Рисунок 2 – Минглинг-структуры в апикулярной части синплутонической интрузии габброидов.

1.2. Туркинский массив

В верхнем течении р. Турки, в районе ее левого притока руч. Золхун, нами изучены габброиды сравнительно крупного (несколько квадратных километров) безымянного массива (в дальнейшем, для удобства изложения будем называть его **Туркинским**), залегающего среди гранитоидов витимканского (аналог зазинского, 305 – 285 млн. лет [5]) комплекса (рис. 3). Массив сложен в основном амфибол-биотитовыми монцодиоритами, в подчиненном количестве присутствуют амфиболовые габбро и кварцсодержащие монцониты. При этом монцонитоиды прорывают габбро и содержат ксенолиты последних, что указывает на двухфазное становление plutона. Те и другие пронизаны маломощными жилами гранитов. Последние насыщены мафическим материалом и имеют как резкие секущие, так и расплывчатые, диффузные контакты с габброидами, указывающие на химическое взаимодействие контактирующих пород.

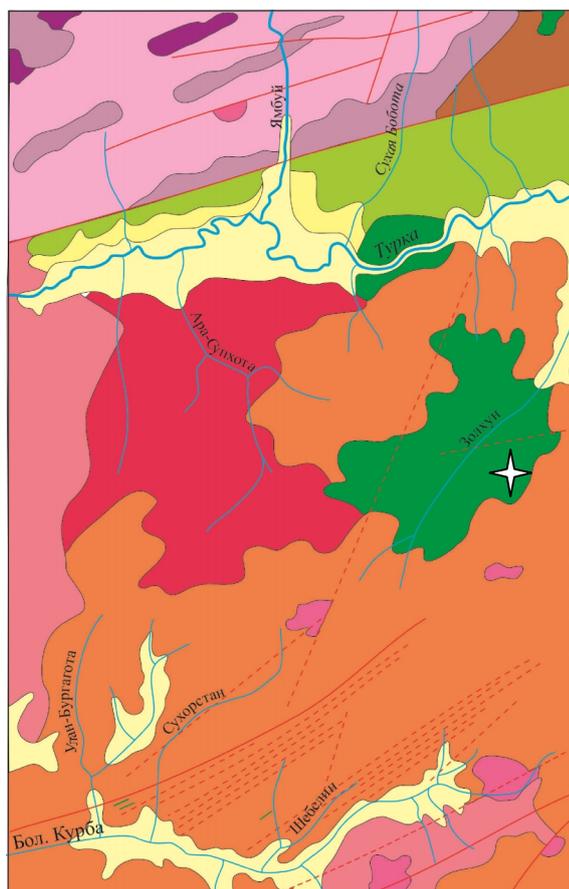


Рисунок 3 – Геологическое положение Туркинского габбро-монцонитового plutона (фрагмент листа N-XXVI масштаба 1:200000).

1 – 2 современные и четвертичные аллювиальные отложения; 3 – меловые терригенные отложения; 4 – 6 – кембрийские терригенно-карбонатные отложения; 7 – докембрийские (?) кристаллические сланцы; 8 – 9 – граниты и кварцевые сиениты витимканского (зазинского) комплекса; 10 – 11 – гранитоиды баргузинского комплекса; 12 – габбро, габбро-диориты, габбро-монцониты, монцониты; 13 – разрывные нарушения и зоны милонитизации; 14 – дайки. Звездочкой показана точка отбора геохронологической пробы.

Кроме перечисленных пород, в массиве встречаются диориты явно гибридного происхождения, содержащие ксеногенный базитовый (среднезернистые габбро) материал, а также ксенолиты тонкозернистых метаморфических (роговиковоподобных) пород. Размеры таких ксенолитов не

превышают 2 см в поперечнике, однако их количество бывает настолько велико, что порода напоминает мелкообломочную брекчию, сцементированную гибридным диоритовым материалом.

1.3. Минералого-петрографическая характеристика пород

Типоморфными разностями синплутонических базитов *Шалутинского массива* являются амфибол-биотитовые габбро. Это мезократовые мелко-среднезернистые породы с офитовой, суб-офитовой, реже габбровой микроструктурой. Они сложены плагиоклазом (35 – 60 об. %), амфиболом (15 - 20 об. %) и биотитом (10 – 15 об. %), к которым нередко добавляются моноклинный пироксен и калиевый полевой шпат в количестве не превышающем первых об. %. Иногда встречается интерстициальный кварц. Акцессорные минералы – апатит, магнетит, титанит, циркон. В мезократовых разностях суммарное содержание темноцветных минералов достигает 70 – 75 %, однако такие разновидности имеют ограниченное распространение. Увеличение количества калиевого полевого шпата и кварца обуславливает постепенный переход к кварцсодержащим габбромонцонитам и кварцевым монцонитам. Нам представляется, что эти разновидности пород имеют гибридное происхождение и образовались за счет взаимодействия габброидов и вмещающих кварцевых сиенитов. Это предположение подтверждается унаследованностью состава минералов в собственно габброидах и разностях монцонитоидного состава.

Плагиоклаз в габброидах представлен тремя генерациями: 1) корродированные ядра зональных вкрапленников – 58 – 65 % *An*, в некоторых случаях до 75 % *An*; 2) кристаллы с зональностью роста – (*An*₅₇₋₄₅ – центр, *An*₄₀₋₃₀ – край); 3) плагиоклаз основной массы, а также краевые части зональных кристаллов 1^{-го} и 2^{-го} типов (*An*₄₂₋₃₁). Важно подчеркнуть, что в гибридизированных разностях, валовой химический состав которых соответствует монцогаббро, сохраняются минералогические признаки исходных базитов, в частности высокоосновной плагиоклаз (до 70 % *An*) в корродированных ядрах зональных кристаллов, однако плагиоклаз основной массы и краевые зоны зональных вкрапленников становятся заметно более кислыми – 35 – 19 % *An*.

Амфибол – главный темноцветный минерал рассматриваемых пород. Его состав отвечает магнезиальной роговой обманке, содержащей не более 1.2 мас. % TiO_2 . При постмагматических процессах роговая обманка замещается актинолитом.

Моноклинный пироксен встречается эпизодически, чаще всего в виде реликтов в магнезиальной роговой обманке, однако в некоторых случаях его количество возрастает до 7 – 10 об. %, при этом степень вторичных преобразований может быть сравнительно небольшой. Состав пироксена достаточно выдержанный, отвечает диопсиду (*En*₃₅₋₃₇, *Fs*₁₄₋₁₅, *Wo*₄₇₋₄₉) при содержании Al_2O_3 0.5 – 0.8 мас.% и $TiO_2 < 0.35$ мас. %.

Биотит в переменных количествах присутствует во всех разновидностях пород. Для него характерен очень узкий диапазон вариаций железистости ($f=Fe/(Fe+Mg)$), составляющей 0.42 – 0.47

и напротив, широкие вариации $Al^{IV} = 2.1 - 2.5$ ф.е. Фтор в рассматриваемых биотитах не обнаружен, содержание Cl составляет 0.16 – 0.37 мас. %. В целом, биотит шалутинских габброидов, включая гибридизированные разновидности, принадлежит изоморфному ряду флогопит - аннит.

Туркинский габбро-монцонитовый массив сложен амфиболовыми габбро, монцо-диоритами и монцонитами, при этом габброиды имеют ограниченное распространение, тогда как преобладают монцо-диориты и монцониты, различающиеся лишь соотношением темноцветных и лейкократовых минералов, тогда как минералогический состав практически одинаков. Габброиды представляют собой среднезернистые мезократовые породы с гипидиоморфнозернистой микроструктурой. Наименее измененные разновидности сложены основным плагиоклазом лабрадор – битовнитового состава (до 76 % *An*) и моноклинным пироксеном - диопсидом ($En_{38}, Fs_{13}, Wo_{48}$), по которому развивается актинолитовая роговая обманка. Относительно свежие разновидности встречаются редко. Широко проявлены биотитизация и амфиболизация, причем наряду с явно наложенным биотитом, встречаются разновидности амфибол-биотитовых габбро, в которых крупночешуйчатый биотит имеет, вероятно, магматическое происхождение, а амфибол представлен магнезиальной роговой обманкой. Плагиоклаз в таких разновидностях становится более кислым (до 32 % *An*). Почти всегда встречается интерстициальный кварц, количество которого не превышает 1 – 2 об. %. Переход к монцо-диоритам фиксируется по увеличению количества кварца (до 5 – 6 об. %), появлению калиевого полевого шпата и зонального плагиоклаза, не характерного для габброидов. Основность плагиоклаза понижается до 20 % *An*. Вместе с тем, в монцо-диоритах и монцонитах встречаются реликты моноклинного пироксена, отличающегося от пироксенов габброидов большей долей ферросилитового минала: ($En_{36}, Fs_{17}, Wo_{46}$). Несмотря на это, те и другие характеризуются крайне низким содержанием титана (чаще всего ниже предела обнаружения) и низкой глиноземистостью, варьирующей от 0.5 до 2 мас. % в монцодиоритах и до 1.4 мас. % в габброидах. Кроме того, в монцодиоритах отмечается низкокальциевый авгит и гиперстен, а также основной плагиоклаз (до 68 % *An*) в ядрах зональных кристаллов. Биотит, в большинстве случаев, доминирует над амфиболом, хотя встречаются и обратные соотношения. Монцониты выделяются достаточно условно, главным образом по химическому составу. От монцо-диоритов они отличаются меньшим количеством темноцветных минералов и, соответственно, большим количеством полевых шпатов. При этом количество кварца примерно одинаково и не превышает 5 – 6 об. %. Акцессорные минералы в породах массива – магнетит, ильменит, титанит, апатит, циркон.

Таким образом, не смотря на достаточно «пестрый» состав пород рассматриваемого массива, слагающие его разновидности обнаруживают явное петрографическое сходство, указывающее на их генетическое родство.

1.4. Изотопный возраст

Изотопное $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ – датирование габброидов *Шалутинского массива* проводилось методом ступенчатого нагрева по методике, описанной в [10]. Ошибки измерений $\pm 1 \sigma$. Для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований были отобраны амфиболы из двух проб синплутонических амфиболовых габбро Шалутинского массива (пробы Sh-12-13, Sh-12-3a). В $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектре амфибола из пробы Sh-12-13 выделяется плато с возрастом 289.7 ± 2.1 млн. лет, соответствующее примерно 60 % выделенного ^{39}Ar (рис. 4). В $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектре амфибола из пробы Sh-12-3a возраст плато определяется более чем 90 % выделенного ^{39}Ar , что соответствует плато с возрастом 291.3 ± 2.4 млн. лет. Полученные значения возраста перекрываются в пределах ошибки измерения как между собой, так и с возрастом вмещающих кварцевых сиенитов (293 млн. лет), что подтверждает синплутоническую природу рассматриваемых габброидов.

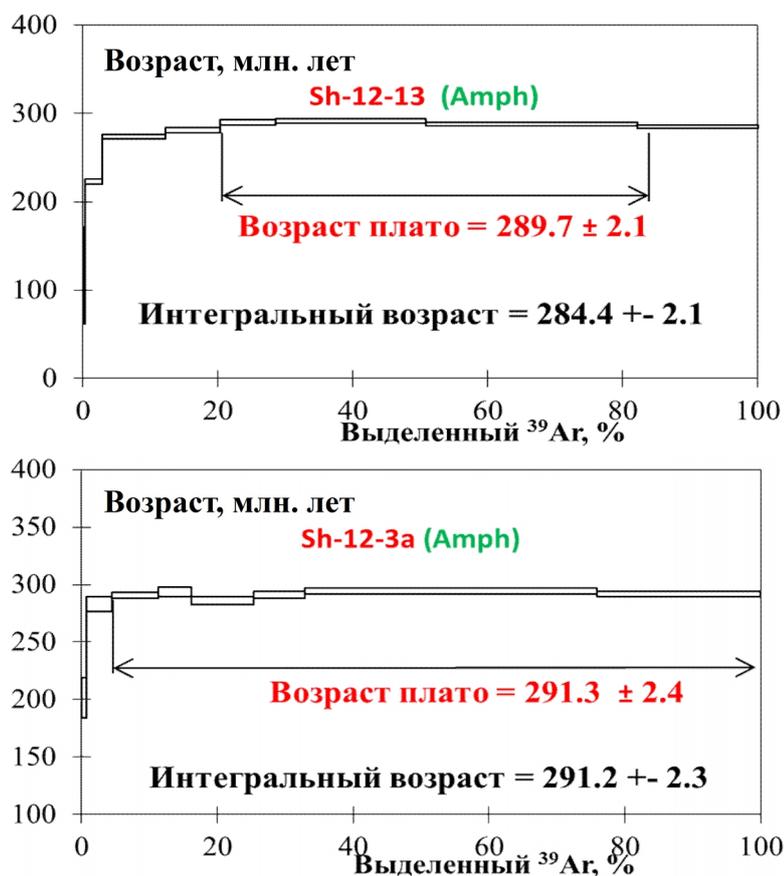


Рисунок 4 – Результаты Ar-Ar датирования синплутонических габброидов Шалутинского плутона.

Цирконы для изотопно-геохронологических исследований *Туркинского массива* были выделены из монцодиорита (проба PR-09-24). В пробе присутствуют цирконы коротко- и длиннопризматического габитуса, размером от 250 до 450 - 500 мкм по длинной оси, коэффициент удлинения от 1.5 - 2, до 3.5 - 4 соответственно (рис. 5). Оптически кристаллы однородные, иногда наблюдаются темные включения. Католюминесцентные изображения показывают наличие гру-

бой секториальной зональности. Определения U-Pb изотопного возраста проводилось в центре SUMAC Стэнфордского университета и Геологической службы США на ионном мультиколлекторном микрозонде SHRIMP-RG. Содержание U в цирконах варьирует от 98 до 301 мг/г. В соответствие с этим Th/U составляет 0.48 – 0.97, что не выходит за пределы, характерные для цирконов магматического генезиса. Аналитические точки конкордантны в пределах эллипса ошибок,

однако, 2 из 12 точек дают омоложенные возраста (краевые зоны цирконов – 323 (точка 7.2) и 391 (точка 8.2) млн. лет). Кроме того, одна точка (8.1) дает более древний возраст (538 млн. лет). Исключая наиболее молодые и древние результаты, конкордантный возраст по 9 точкам составляет 514.6 ± 7.2 млн. лет, MSWD = 1.4. (рис. 6). Обращает внимание, что наиболее молодое значение возраста (323 млн. лет) отвечает времени начала массового гранитоидного магматизма в Западном Забайкалье [5;11], тогда как цифра 391 млн. лет, скорее всего не имеет геологического смысла и представляет собой «смесь» разновозрастных зон циркона.

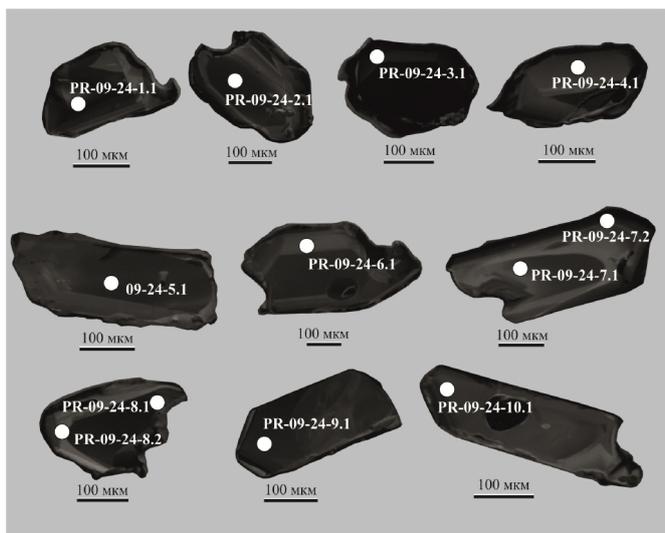


Рисунок 5 – Катодоллюминесцентные изображения цирконов пробы PR-09-24 (Туркинский массив).

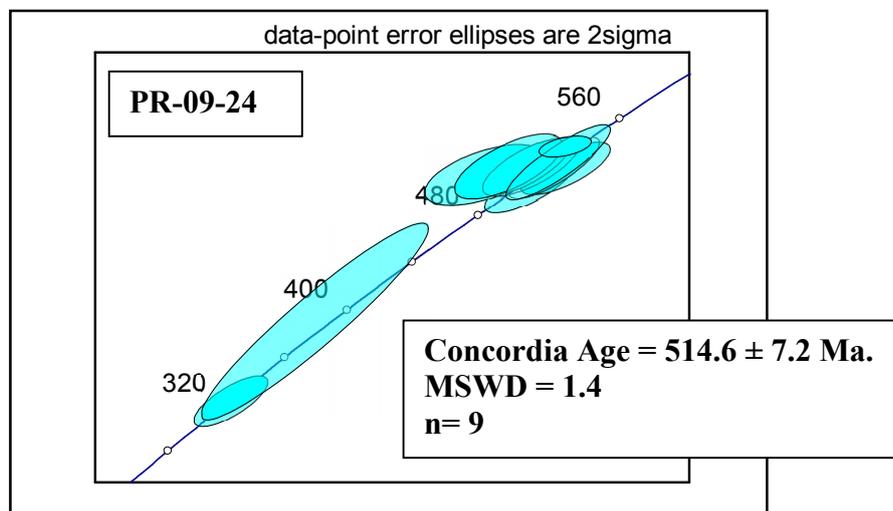


Рисунок 6 – Результаты U-Pb датирования цирконов из монцодиорита Туркинского массива.

1.5. Петро-геохимическая характеристика пород

Химический и микроэлементный состав рассматриваемых образований приведен на рисунках 7–9. На петрохимических диаграммах (рис. 7, 8) для сравнения вынесены фигуративные точки состава габброидов позднепалеозойского Орефьевского, предположительно раннепалеозойского Унэгэтэйского массивов, а также состав пород комбинированной дайки Жиримского участка позд-

непалеозойского Усть-Хилокского массива ниже-селенгинского интрузивного комплекса [5]. На классификационной диаграмме [12] (рис. 7) видно, что рассматриваемые породы варьируют по составу от нормальных габбро, через монцо-габбро и габбро-диориты, до монцонитов, охватывая диапазон кремнекислотности от 45 мас.% SiO_2 (иногда меньше), до примерно 60 мас. %. По мере возрастания содержания кремнезема практически линейно увеличивается общая щелочность пород, однако в разных объектах этот рост обеспечивается по-разному. Так в Унэгэтэйских габброидах возрастает исключительно натриевая щелочность, в габброидах и монцонитоидах Орефьевского массива, напротив – щелочность возрастает главным образом за счет калия. Аналогичным образом возрастает щелочность в Туркинском габбро-монцониовом массиве. В слабодифференцированных Шалутинских синплутонических габброидах и базитах Жиримской комбинированной дайки корреляция между суммарной щелочностью и кремнеземом практически отсутствует.

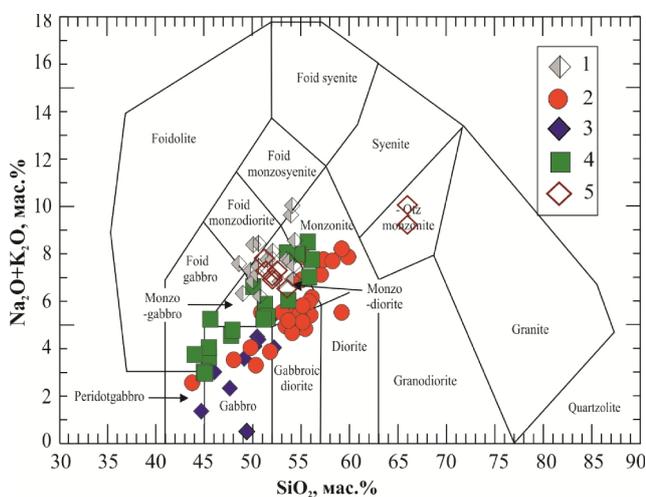


Рисунок 7 – Классификационная TAS диаграмма для базитов Западного Забайкалья.

1 – Шалутинский массив; 2 – Туркинский массив; 3 – Унэгэтэйский массив; 4 – Орефьевский массив; 5 – комбинированная дайка в Усть-Хилокском плутоне.

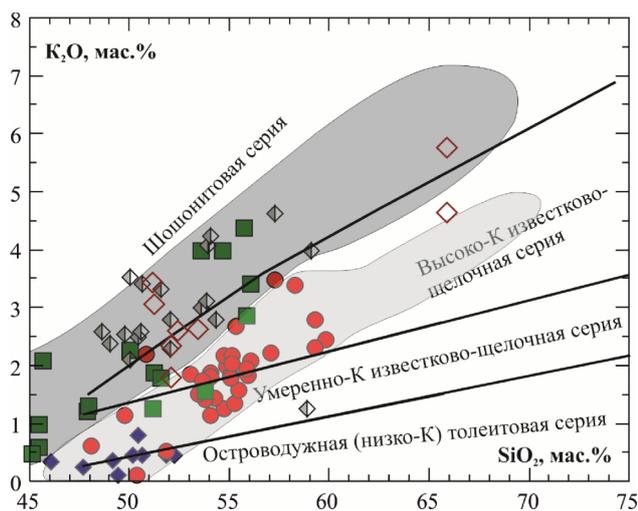


Рисунок 8 – Соотношение K_2O – SiO_2 в базитах Западного Забайкалья. Условные обозначения см. рис. 7.

В целом, по уровню общей и калиевой (рис. 8) щелочности рассматриваемые образования можно разделить на две серии: 1) низкокалиевую (ЛК), включающую габбро Унэгэтэйского массива, а также габброиды, габбро-диориты, монцогаббро и монцониты **Туркинского массива**; 2) высококалиевую (НК) – Орефьевский массив, **Шалутинские синплутонические габбро**, базиты комбинированной дайки.

Характерной особенностью рассматриваемых образований является повышенная глиноземистость, варьирующая от 16 до 19 мас. %.

Спектры распределения REE в породах Шалутинского и Туркинского массивов в целом сходны (рис. 9). Для них характерно умеренное обогащение LREE относительно HREE, в большинстве случаев отсутствует Eu аномалия. Вместе с тем численные значения этих параметров в габброидах и моцитоидах **ЛК** и **НК** серии заметно различаются. Так \sum REE в **НК** базитах варьирует в диапазоне 200 - 270 г/т, в то время как в **ЛК** габброидах (Турка) составляет лишь 137 г/т. Отношение $La/Yb_{(n)}$ – как мера обогащения LREE относительно HREE, составляет 16.9 – 22.4 и 7.7 - 10.3 в **НК** и **ЛК** соответственно. Европиевая аномалия в большинстве случаев отсутствует ($Eu/Eu^* = 0.84 - 1.0$).

Мультиэлементные спектры (нормированные по OIB) также обнаруживают явное сходство (рис. 9): породы в разной степени обогащены LILE (Cs, Rb, Ba, Th, U, K) и слабо деплетированы HFSE (Zr, Hf, Ti), при этом ярко выражена отрицательная Nb-Ta и положительная Pb аномалии. Следует подчеркнуть, что породы **ЛК** серии отличаются лишь меньшими абсолютными содержаниями большинства некогерентных литофильных элементов, в то время как характер распределения, включая указанные выше аномалии, практически такой же.

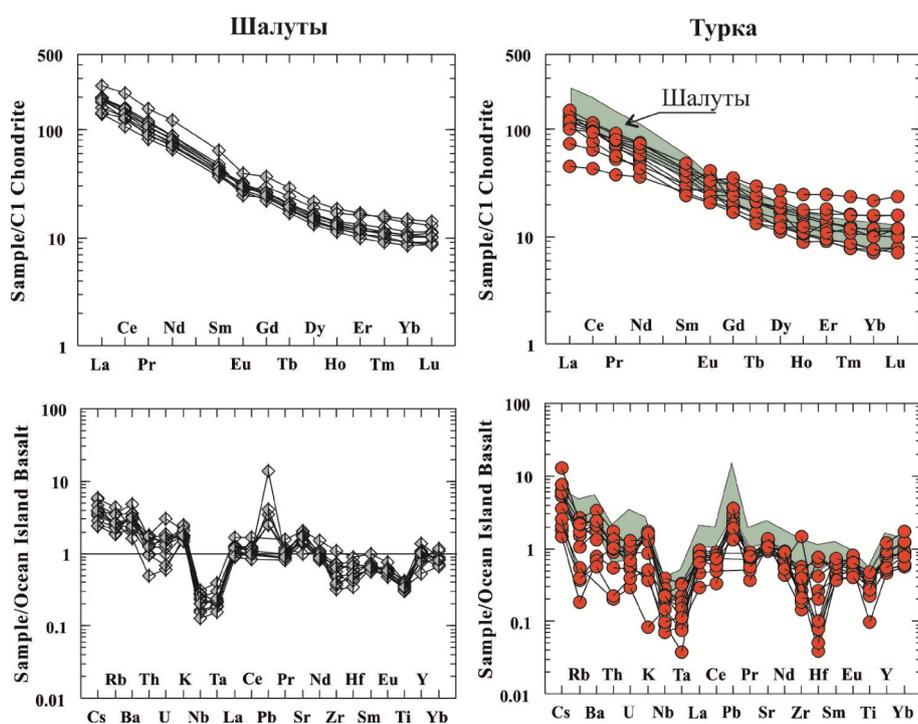


Рисунок 9 – Распределение REE и спайдердиаграммы для пород Шалутинского и Туркинского массивов.

1.6. Процессы гибридизации в Усть-Хилокском массиве

В 2014 году изучены гибридные сиениты позднепалеозойского Усть-Хилокского плутона (нижне-селенгинский комплекс, Западное Забайкалье). Гибридные сиениты широко развиты в составе этого плутона, но наиболее характерные их разновидности, содержащие мафические включения, приурочены к зоне контакта синплутонических габброидов и сиенитов.

Среди гибридных пород выделены: 1) высокоциркониевые сиениты (до 3 об. % акцессорного циркона); 2) сиениты деплетированные цирконием (единичные зерна циркона); 3) сиениты с реликтами мафических включений. Высокоциркониевые сиениты – это среднезернистые лейкократовые породы, содержание темноцветных минералов в которых (клинопироксен и биотит) не превышает 7-10 об.%. Клинопироксен преобладает над биотитом, а его состав занимает «промежуточное» положение между составами пироксенов габброидов и «фоновых» (негибридизированных) сиенитов. Для этих сиенитов очень характерны «червячные» прорастания плагиоклаза и щелочного полевого шпата, являющиеся результатом медленного охлаждения твердого вещества. Плагиоклаз представлен олигоклазом, содержащим до 26 % *An*. Среди щелочных полевых шпатов по составу выделяются три разновидности: 1) *Kfs*, содержащий 79-95 мол. % *Or*; 2) *Kfs*, содержащий 67-50 мол. % *Or* и до 4.5% *An*; 3) тройной полевой шпат - 6.5 - 8 мол. % *An*. Акцессорные минералы - ильменит, апатит, циркон, титанит. Циркон ассоциирует с ильменитом, находясь в тесном срастании с ним или в виде включений. Единичные крупные зональные кристаллы включены в калиевый полевой шпат и биотит либо ассоциируют с пироксеном. Титанит отмечается в виде оторочек вокруг ильменита, что указывает на относительно восстановительные условия кристаллизации. Для апатита характерны максимальные концентрации хлора - до 1 мас. %, против первых десятых долей в других типах пород.

Низкоциркониевые сиениты отличаются меньшим содержанием темноцветных минералов – не более 5 об.%(пироксен и биотит). В их составе преобладает пертитовый щелочной полевой шпат, содержащий от 92 до 60 % *Or*. Количество плагиоклаза не превышает 10 об. %, иногда присутствует кварц.

На вариационных диаграммах гибридные породы занимают промежуточное положение между габбро и сиенитами. Для гибридных сиенитов первой группы (высокоциркониевые) характерны высокая калиевая щелочность (до 7.8 мас. % K_2O), аномально высокие концентрации циркония, от 1070 до 1950 г/т, стронция (1370 - 1550 г/т), бария (3860 - 4700 г/т). Сиениты низкоциркониевого типа, вероятно являющиеся дифференциатами гибридного расплава, содержат циркония почти на порядок меньше - (145 - 290 г/т), также, как и бария (65 - 650 г/т) и стронция (26 - 193 г/т).

Распределение REE в рассматриваемых породах существенно различается (рис. 10). В габбро концентрация лантаноидов выше, чем в фоновых сиенитах, а график характеризуется заметной отрицательной Eu аномалией. В фоновых сиенитах какая-либо аномалия отсутствует. Гибридные сиениты сопоставимы по содержанию РЗЭ с фоновыми, но в них отчетливо проявлен максимум по европию.

Давление при кристаллизации пород Усть-Хилокского массива, рассчитанное по соотношению алюминия и кремния в амфиболе и плагиоклазе из габбро [13], составляет около 3 кбар (2.7 - 3.3 кбара). По соотношению Fe^{3+} - Fe^{2+} -Mg в биотитах определен окислительно-восстановительный

потенциал формирования пород. Кристаллизация габбро, мафических включений, сиенитов с реликтами мафических включений и высокоциркониевых сиенитов происходила в относительно восстановительных условиях при $f_{O_2} = -12 \div -13$, чем, по-видимому, определяется положительная Eu аномалию в гибридных сиенитах. В фоновых сиенитах потенциал кислорода был выше.

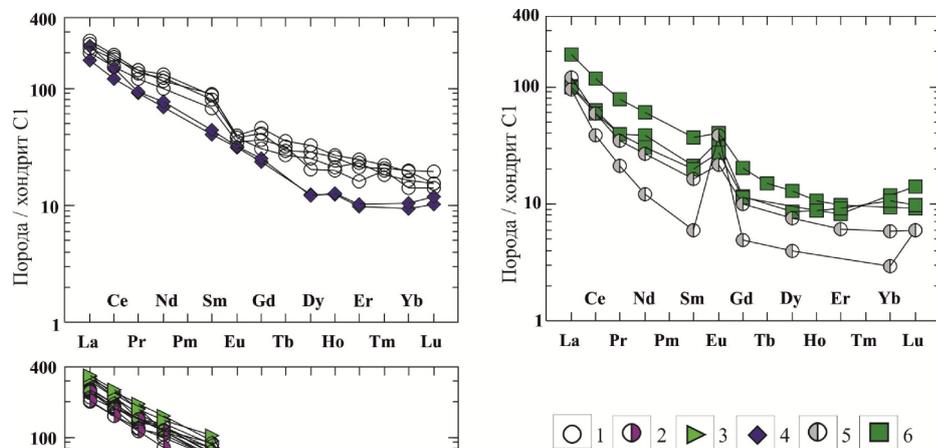


Рисунок 10 – Распределение редкоземельных элементов в породах Усть-Хилокского плутона. 1 – синплутонические габбро и 2 – их эндоконтактовая фация; 3 – мафические включения; 4 – «фоновые» сиениты; 5 – гибридные сиениты, деплетированные цирконием; 6 – гибридные сиениты, обогащенные цирконием.

Образование высокоциркониевых гибридных сиенитов и дифференциация гибридного расплава в Усть-Хилокском массиве происходила в результате конвективной кумуляции (рис. 11). В качестве кумулятивных образований можно рассматривать шлировые обособления феррических и салических минералов, формирование которых происходит под влиянием конвективных потоков в магматической камере. Конвективные потоки увлекают ранние выделившиеся кристаллы, которые в ходе перемещения продолжают свой рост за счет транспортирующего их расплава, и приводят к их скоплению. Пластические деформации и ориентировка овальных мафических включений длинными осями в одном направлении подтверждают наличие движения в магматической камере. «Червячные» прорастания плагиоклаза и щелочного полевого шпата, присутствующие в высокоциркониевых сиенитах, дают основания полагать, что эти сиениты являются кумулатами. Источником циркония могут быть ильменит из габбро и циркон из фоновых сиенитов, а также биотит, при разрушении которого высвобождался цирконий, адсорбированный на гранях. Кристаллизация циркона в гибридных сиенитах идет по способу растворения-пересадки и связана, вероятно [14], с воздействием водно-солевых флюидов, содержащих хлор, что подтверждается высоким содержанием хлора в апатите.

Отношение Zr/Hf в цирконах из ранних кумулатов (высокоциркониевые сиениты) и поздних дифференциатах (низкоциркониевые сиениты) составляют 14.6 - 68.5 (сред. 44.7) и 9.3 – 44 (сред.

27.3) соответственно. Эти отношения показывают, что сиениты обогащенные цирконием, содержат значительно большую долю базитового компонента, по сравнению с гибридными сиенитами деплетированными цирконием. Снижение величины Zr/Hf отношения в зональных кристаллах циркона от центра к краю в деплетированных сиенитах является дополнительным свидетельством дифференциации гибридного расплава.

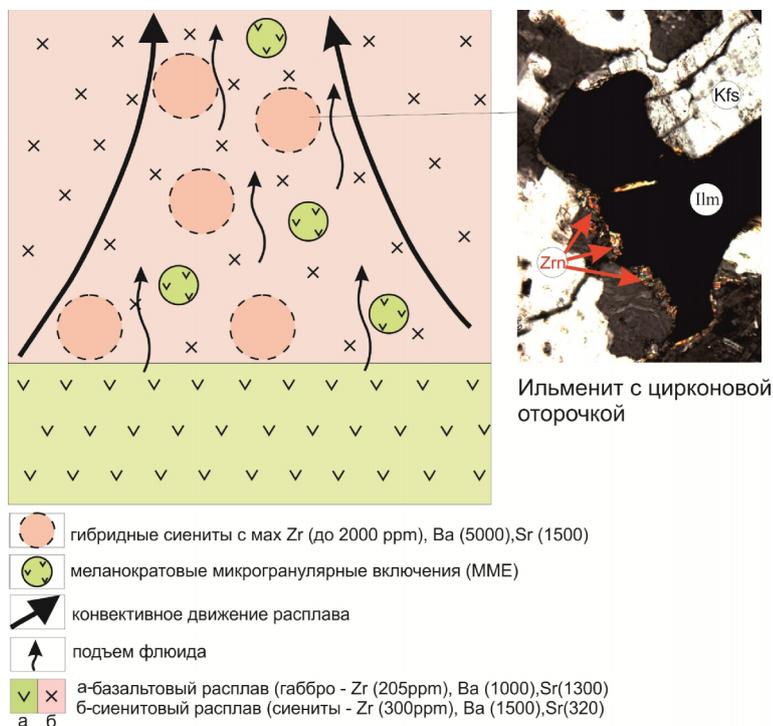


Рисунок 11 – Схема формирования обогащенных цирконием гибридных сиенитов Усть-Хилокского массива (Западное Забайкалье).

2. Щелочной магматизм Саяно-Байкальской складчатой области: источники, процессы генерации и кристаллизации магм, рудная минерализация

Проведенные исследования были направлены на установление источников вещества, участвовавшего в формировании руд и метасоматических пород на площади **Ермаковского фтор-бериллиевого месторождения**. Для решения этой задачи проведен анализ изотопного состава кислорода и углерода в карбонатах, кислорода в оксидах, силикатных минералах, апатите, серы в сульфидах и сульфатах. Источник флюидов оценивался изучением состава водорода и кислорода в гидроксилсодержащих минералах из скарнов (везувиан, амфибол), гидротермалитов ранней (эвидимит, бертрандит, амфибол) и поздней (бавенит) стадий рудообразования, вмещающих метаморфизованных пород (флогопит, тремолит).

2.1. Изотопный состав кислорода и углерода

Изотопные составы кислорода и углерода в карбонатных минералах определены в 63 пробах. Они включают вмещающие известняки, скарны, фтор-бериллиевые руды (доломит, бастнезит, кальцит), пострудные кальцитовые жилы. Изотопные составы их группируются в 5 кластеров (рис. 12). Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в кальцитовых и доломитовых известняках отличаются повышенной дисперсией и формируют тренд, обогащения легкими изотопами, обусловленный метаморфической рекристаллизацией и частичной декарбонатизацией.

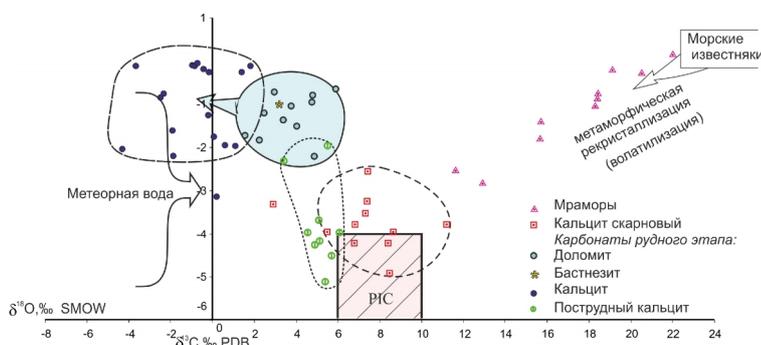


Рисунок 12 – Изотопные составы кислорода и углерода в карбонатных минералах Ермаковского месторождения. PIC - поле магматических карбонатов по [15].

Карбонаты рудного этапа обогащены легким кислородом и несколько меньше легким углеродом, группируются в двух полях. Они дистанционированы от мантийной метки, мраморов и кальцитов, сопровождающих скарны. Одно поле включает доломит и бастнезит, второе – более поздний кальцит, в котором часто отмечаются отрицательные значения $\delta^{18}\text{O}$. Значимого изотопного различия карбонатов из руд массивных залежей и прожилков не просматривается. В обоих типах кислород деплетирован тяжелым изотопом. От ранних карбонатов к поздним отчетливо фиксируется облегчение состава кислорода, при относительно постоянном углероде (см. рис. 12), что интерпретируется вовлечением в процесс минералообразования вод метеорного происхождения. Исходя из изотопной равновесности между доломитом и флюидом, значения $\delta^{18}\text{O}$ воды варьировали от -3.5 до -6.5 ‰. Более легкий кислород флюида был при образовании кальцита (от -9.0 до -13.5 ‰).

Участие вод метеорного происхождения фиксируется вплоть до образования минералов (бавенит) пострудной стадии. Кислород в воде равновесной с кальцитом этой стадии также имеет значения характерные для метеорного источника (-6.4 ÷ -7.7 ‰). Этот источник флюида подтверждается анализом воды из гидроксилсодержащих минералов (см. рис. 16). Можно полагать, что смешение обусловлено рециклингом таких вод (в смеси с ювенильными) под действием тепла магматических тел.

Изотопные составы O и C карбонатов скарнового этапа тяготеют к полю магматической углекислоты (рис. 12). Относительно известняков они истощены тяжелым кислородом. Такое истощение слишком велико по [16], чтобы быть результатом равновесных процессов декарбонатизации вмещающих известняков и обычно интерпретируется обменом с кислородом метеорных вод [17, 18]. Рассчитанные значения $\delta^{18}\text{O}$ воды равновесной с кальцитом лежат в границах от -4.0 до $-$

5.85 ‰. Метеорный источник подтверждается также изотопным составом гидроксильной воды в везувиане и амфиболе (рис. 16).

Изотопные составы кислорода (77 проб) изучены в рудах, метасоматитах, граните, габбро-диорите, биотит-плагиоклазовых сланцах, силикатных минералах из мраморов (рис. 13). Постмагматические альбитизация и калишпатизация в гранитах, амфиболизация, скаполитизация, хлоритизация в габбро-диорите обусловили изотопную неравновесность между минералами.

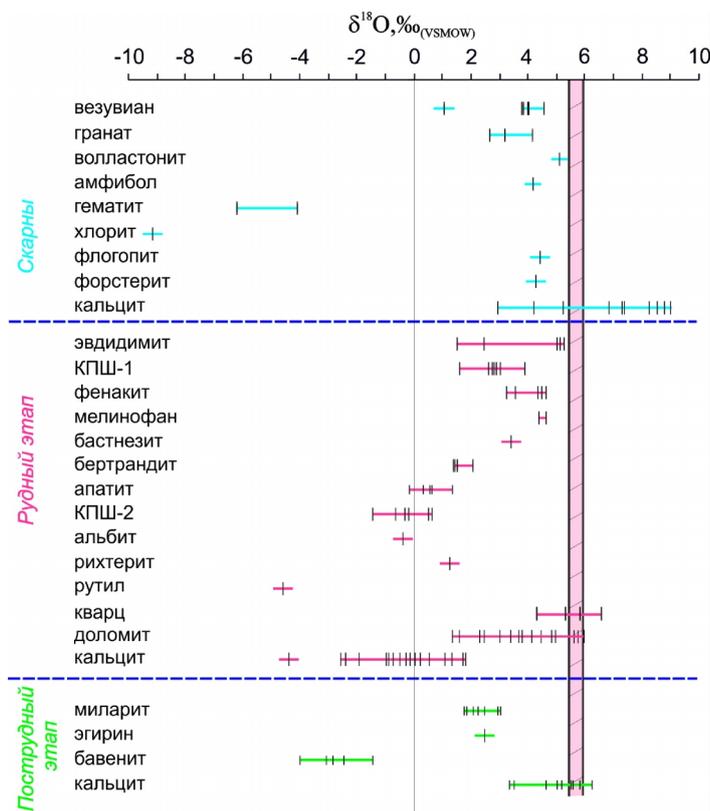


Рисунок 13 – Изотопные составы кислорода в минералах из скарнов, руд и пострудной стадии. Значения $\delta^{18}O$ в интервале 5.5 - 6.0 ‰ (розовая полоса) – кислород мантийного источника.

Кислород минералов скарнов и апомагнезиальных метасоматитов заметно облегчен относительно известняков. Небольшие различия значений $\delta^{18}O$ между гранатом (3.4), везувианом (4.1), волластонитом (5.1) свидетельствуют о высоких температурах образования этого парагенезиса, согласующиеся с данными [19] термометрического изучения включений.

Наиболее важной особенностью руд является деплетированность минералов тяжелым кислородом. Их изотопные составы дистанцированы от мантийного источника и вмещающих карбонатных пород. Это касается как силикатных минералов, так и оксидов, апатита, карбонатов, в которых величины $\delta^{18}O$ в основном ниже 5 ‰ (рис 13). Среди бериллиевых минералов рудного парагенезиса выделяется две группы. В одну из них входят эвидимит, фенакит, мелинофан ($\delta^{18}O$ от 5 до 3.6 ‰), во вторую - позднее образовавшиеся берtrandит, миларит, бавенит (обычно ниже 3 ‰).

Распределение значений $\delta^{18}O$ в минералах рудного этапа не всегда совпадает с известными коэффициентами [20; 21] равновесного изотопного фракционирования (например более легкий кислород в кальците и калишпате относительно апатита и амфибола). Одной из причин этого могло быть смешение рудообразующих флюидов с метеорной водой.

Полученные значения не вписываются в предлагаемую исследователями модель образования руд в результате замещения известняков. Последняя по существу предполагает процесс декарбонатизации и потому в новообразованных минералах должно быть наследование изотопных харак-

теристик замещаемых пород как например, во флюоритовых залежах месторождений Астурии в Испании - по [22].

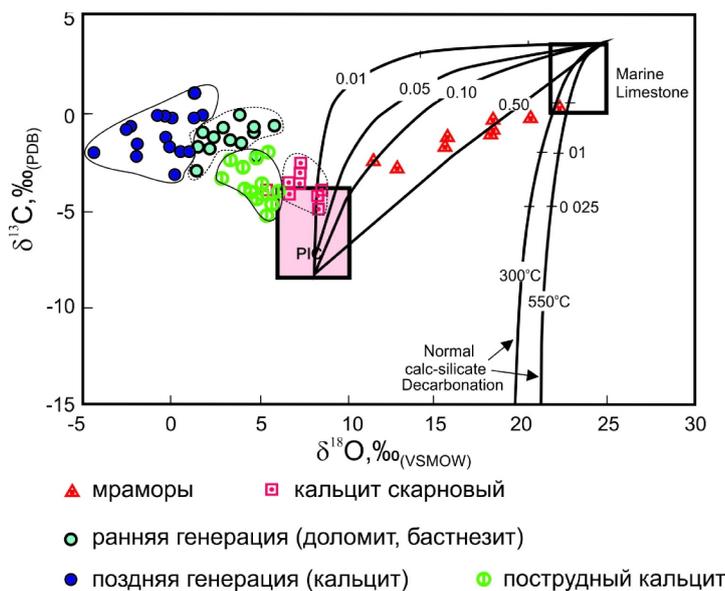


Рисунок 14 – Положение изотопных составов карбонатных минералов Ермаковского месторождения относительно трендов декарбонатизации и линий смешения компонентов мантийного источника с известняками.

Точки же составов кислорода руд Ермаковского месторождения лежат за пределами линий смешения известняков и флюидов ювенильного источника, а также поля, отражающего декарбонатизацию известняков (рис. 14). Близость изотопных характеристик минералов из массивных и прожилковых тел также противоречит модели образования их в результате декарбонатизации. Такой механизм фиксируется в кальцифирах месторождения и других участках с апокарбонатной минерализацией, изученных нами за пределами месторождения.

2.2 Изотопный состав водорода и серы

Водород (17 анализов) из гидроксильной воды минералов в разной степени деплетирован дейтерием. Он дистанцирован от флюидов магматического происхождения. На классификационной диаграмме [23] полученные значения расположились в границах формационных вод, где сгруппированы в два поля (рис. 15). Одно из них, представлено минералами, возникшими при декарбонатизации. Оно меньше деплетировано дейтерием, больше обогащено тяжелым кислородом и приближено к полю вод метаморфогенного источника. Кислород и водород из воды бериллиевых минералов больше обогащены легкими изотопами.

Облегченность изотопного состава кислорода и деплетированность дейтерием гидроксильной воды минералов (везувиан, амфибол) из скарнов (рис. 15) согласуются с известными результатами изучения источников скарнообразующих флюидов [16;18;24;25;26;]. В цитированных работах установлено, что ранние скарновые жидкости представляли преимущественно магматические

флюиды, к которым происходил приток деплетированных дейтерием метеорных вод. При этом происходило увеличение роли таких вод к завершающей стадии [17;23].

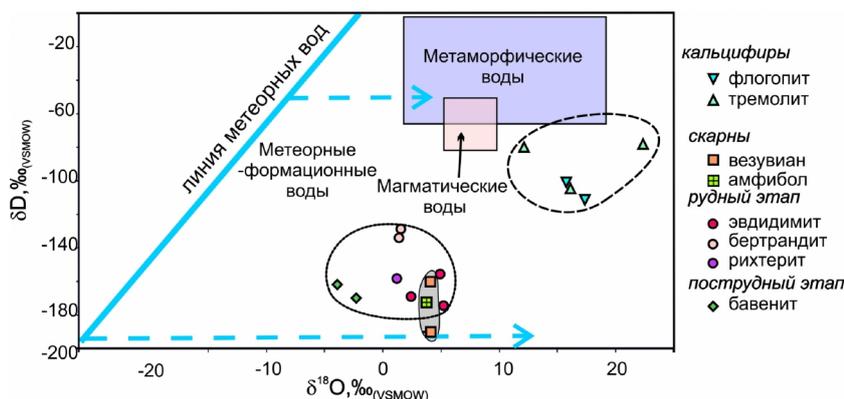


Рисунок 15 – Поля изотопных составов водорода и кислорода гидроксильной воды из минералов рудного этапа, скарнов и участков декarbonатизации.

Сера (30 анализов) всех изученных сульфидов лежит в поле корового источника (от +6 до +18‰ δ³⁴S). Наиболее широкие вариации изотопного состава у пирита. В рудных ассоциациях сера изотопно более тяжелая, чем из участков сульфидизации пород (рис. 16). Сера в барите резко обогащена тяжелым изотопом (32 ‰ δ³⁴S) и близка к значениям типичным для морских сульфатов.

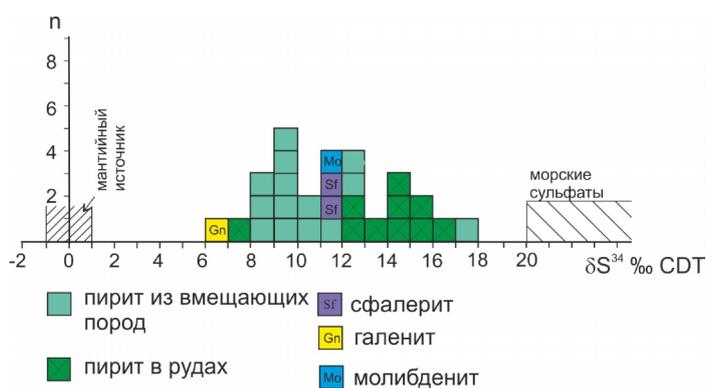


Рисунок 16 – Изотопный состав сульфидной серы в минералах из руд и вмещающих пород Ермаковского месторождения.

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать следующие наиболее важные выводы: 1) на Ермаковском месторождения не просматривается мантейная компонента. Такой источник может быть предположен лишь для фтора и калия; 2) в формировании руд активное участие принимали метеорные воды; 3) изотопные исследования пока не поддерживают модель образования руд в результате декarbonатизации известняков, а механизм влияния последних на рудообразование остается неясным.

3. Вещественный состав и генетические взаимоотношения рудно-магматических систем, условия переноса рудного вещества гидротермальными растворами, факторы концентрированного рудоотложения

3.1. Снежное Nb-Be месторождение

За отчетный период детально изучены и описаны три наиболее богатых типа бериллиевых руд месторождения Снежное (Восточный Саян). *Флюорит–берилл–фенакитовый тип (I тип)* характеризуется крупнозернистым брекчиевым строением, реже руды этого типа отмечаются в виде маломощных прожилков (менее 0.5-0.6 см). Содержание бериллия в этом типе достигает 1.08 мас. %.

Берилл–фенакитовые (II тип) прожилковые руды являются наиболее богатыми по содержанию бериллия до 4.3 мас. %. Прожилки имеют резкие границы с вмещающими породами, их мощность в большинстве случаев достигает 1-2 см, околопрожилковые диффузионно-метасоматические оторочки визуально не различаются.

Микроклин–берилл–фенакитовые руды (III тип) распространены преимущественно на западном фланге месторождения и имеют брекчиевое строение, где крупные агрегаты минералов рудной ассоциации слагают цемент брекчий. Содержание бериллия в этих рудах в среднем достигает 0.73 мас. %. Особенностью этой ассоциации является высокое содержание калиевого полевого шпата (до 25-30 %).

Главные минералы руд: берилл, фенакит, флюорит, микроклин, альбит, биотит/мусковит, кальцит, кварц. К второстепенным отнесены: бертрандит, галенит, титанит, пирит, молибденит, апатит, магнетит. Основные типы руд (I-III) представляют собой брекчиевые и прожилковые руды, сложенные средне-, крупнозернистыми агрегатами с кристаллами свободного роста в гидротермальном цементе минерализованной брекчии или в прожилках. Это дает основание считать, что основным механизмом образования этих руд было выполнение полостей и трещин вследствие охлаждения растворов, а не замещение боковых пород. Высокие содержания флюорита во всех типах руд предполагают повышенную концентрацию F.

Во флюорит-берилл-фенакитовых рудах (I тип) первичные флюидные включения (ФВ), содержащие водный раствор и газовый пузырь. По результатам КР-спектроскопии в газовой фазе этих включений обнаружена CO₂, которая не фиксируется методом криометрии. Температуры гомогенизации (Тг) включений в разных зернах берилла варьируют в интервале от +230 до +290° С. Появление первой жидкости при оттаивании происходит при температурах -21 до -21.5° С. Плавление льда происходит в диапазоне -2.2...-2.9° С. Соленость растворов этого типа (L1) варьирует от 3.6 до 4.9 мас. % в эквиваленте NaCl и рассчитана с помощью программы FLINCORE. Признаков гетерогенизации растворов (L1), сформировавших данный тип оруденения, не обнаружено, поэтому можно предполагать, что эти растворы были гомогенными.

В прожилковых берилл-фенакитовых (II тип) рудах наиболее широко распространены кристаллы берилла с первичными многофазовыми ФВ, которые содержат водный раствор, газовый пузырь, а также один или несколько кристаллов. Весьма редко в пределах одного зерна берилла присутствуют первичные существенно газовые и существенно водные включения небольших раз-

меров (менее 5-6 мкм), их сингенетичность весьма трудно доказать, поскольку не отмечается четкой приуроченности к одной зоне роста кристалла. Присутствие первичных водных и водно-углекислотных включений в минералах может являться одним из признаков гетерогенности растворов этого типа оруденения (L2). Изучение с помощью КР-спектроскопии многофазных ФВ из берилл-фенакитовых руд позволило идентифицировать твердые фазы, которые в большинстве случаев представлены анизотропным кристалликом кальцита, в некоторых ФВ отмечаются бикарбонаты Na и Ca – накхолит (NaHCO_3), реже шортит ($\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$) в различных вариациях, также в одном случае был обнаружен кристобалит (SiO_2). Кроме того, в одном из включений идентифицирован минерал яффеит– $\text{Ca}_4[\text{Si}_3\text{O}_7](\text{OH})_6$. В газовой фазе всех подобных ФВ по данным КР-спектроскопии установлена CO_2 и в небольших количествах присутствует N_2 . Нагревание таких кристаллофлюидных включений приводит к частичному растворению твердых фаз ($T_{\text{чг}}$), газовая фаза растворяется при 190-310° С, все твердые фазы, за исключением кальцита, растворяются при +193° С. Для включений, содержащих только кристаллик кальцита, определена температура частичной гомогенизации ($T_{\text{чг}}$) от +262 до +310° С, поскольку ФВ декрипитируют до растворения кальцита. $T_{\text{г}}$ двухфазовых включений без твердых фаз в разных зернах берилла варьируют от +223 до +260° С, наибольший нагрев достигал +339°С. При охлаждении этих включений первое плавление выпавших при замораживании твердых фаз происходит в интервале -35.7...-37° С. Температура плавления льда в этих ФВ варьирует от -2 до -14.5° С, следовательно, концентрация солей во флюиде изменялась от 3.4 до 18.2 мас.% экв. NaCl.

В микроклин-берилл-фенакитовых рудах (III тип) первичные ФВ, как правило, содержат водный раствор, газовый пузырь, два кристалла, один из которых идентифицируется как накхолит, другой представлен фторидом либо хлоридом. В некоторых ФВ отмечается несколько мелких твердых фаз, наиболее крупные из которых представлены накхолитами. В газовой фазе этих ФВ по данным КР-спектроскопии присутствует CO_2 . $T_{\text{г}}$ таких включений варьируют от +260 до 340°С.

Температуры эвтектики варьируют в пределах -23.8...-22.9° С. В замороженных включениях плавление льда происходит в интервале от -2.3 до -4.8° С, соответственно, соленость рудообразующих растворов варьирует от 3.9 до 7.6 мас.% (экв. NaCl). Поскольку интервалы температур гомогенизации ФВ из трех типов руд перекрываются, то можно предполагать, что их формирование происходило в близких температурных условиях от 230 до 340°С. По общему содержанию солей во включениях, без учета твердых фаз, ФВ-А и ФВ В близки 3.6-7.6 мас.% (экв. NaCl), для ФВ-Б характерна более высокая соленость до 18 мас.% экв. NaCl. Интервалы $T_{\text{эвт}}$ для ФВ-А и ФВ-В различаются незначительно и наиболее соответствуют температурам эвтектики растворов $\text{NaCl}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$, $\text{NaCl}\text{-Na}_2\text{CO}_3\text{-H}_2\text{O}$ или $\text{KF}\cdot\text{H}_2\text{O}$ для ФВ-А и $\text{NaCl}\text{-KCl}\text{-H}_2\text{O}$ для ФВ-В. Для II типа руд (ФВ-Б) $T_{\text{эвт}}$ несколько ниже, эти значения наиболее близки температурам эвтектики растворов

$\text{Na}_2\text{CO}_3\text{-K}_2\text{CO}_3\text{-H}_2\text{O}$, $\text{MgCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ или $\text{NaCl-FeCl}_2\text{-H}_2\text{O}$, что свидетельствует о присутствии их солей в составе рудообразующих растворов.

Выявленные особенности минерального состава руд дают возможность приблизительно оценить кислотность растворов, сформировавших их. Отсутствие в рудах I типа щелочных темноцветных минералов, а также микроклина с признаками мусковитизации, может свидетельствовать о том, что рудообразующие растворы этого типа (L1) были скорее околонеитральными, чем щелочными или кислыми. В то же время, во включениях из руд II и III типа присутствуют такие щелочные карбонаты, как нахколит и шортит, что позволяет считать, что растворы L2 и L3 имели повышенную щелочность.

Повышенные содержания флюорита (CaF_2) в рудах (до 15-30%) при отсутствии высококальциевых боковых пород (например, известняков), а также присутствие во ФВ Ca-содержащих карбонатов (шортита и кальцита) и Ca-содержащего яффеита предполагают, что рудообразующие растворы были обогащены Ca и происходил совместный перенос Ca и F. Известно что, растворимость флюорита резко возрастает при увеличении концентрации электролитов (NaCl и CaCl_2) в растворах за счет образования комплексных соединений типа Na_2CaF_4 , $\text{Ca}_2\text{Cl}_3\text{F}$, $\text{Ca}_2\text{Cl}_2\text{F}_2$, а также при росте температуры и давления [27-30]. По данным Холланда [31] повышенная растворимость CaF_2 в азотной кислоте связана с образованием комплекса HF_0 . Поэтому при T 400-500° C растворы с высокими содержаниями F могут переносить и Ca и F в растворенном виде. Приведенные в работе [30] обобщенные данные свидетельствуют о сходном поведении CaF_2 в растворах и при более низких температурах (100-400°С).

Согласно экспериментальным расчетам Вуда [32], при фиксированных параметрах – $T = 300^\circ\text{C}$, высокой активности фтора ($a_{\text{F}^-} = 10^{-1}\text{m}$), и при низкой активности CO_2 ($a_{\text{CO}_3^{2-}} = 10^{-4}\text{m}$), в околонеитральных растворах L1 доминирующими являются фторидные комплексы (BeF_3^{2-} , BeF_4^{3-}), роль фтор-карбонатных (BeCO_3F^-) комплексов в этих условиях второстепенна. Понижение T таких растворов с 300 до 200°С приводит к падению растворимости всех комплексов Be на 1-2 порядка, что сопровождается интенсивным осаждением бериллия в виде собственных минеральных фаз в рудных телах.

Для растворов повышенной щелочности (L2 и L3) в этих условиях доминирующими являются фтор-карбонатные комплексы, роль фторидных комплексов значительно меньше. При понижении температуры на 100°С растворимость фтор-карбонатных комплексов падает на 3-4 порядка, что и согласуется с высоким содержанием минералов бериллия в этих рудах. Растворимость фторидных комплексов в этих условиях очень низка и с понижением температуры до 200°С меняется незначительно.

Таким образом, отложение бериллиевых минералов в рудах происходило при движении щелочных и околонеитральных растворов по трещинам и пустотам в результате уменьшения раство-

римости фторокомплексов с понижением температуры в интервале от +340 до 230^oC при попадании их в близповерхностную зону дробления, это и обусловило формирование брекчиевых богатых бериллиевых руд на месторождении.

3.2. Ермаковское F-Be месторождение

На Ермаковском месторождении проведено изучение малоизученной XVIII рудной зоны, отличающейся от основных рудных зон специфическим составом оруденения (флюорит-лейкофан-мелинофан-эвдидимитовые руды). При ограниченном практическом значении эта зона представляет большой научный интерес для уточнения геологических и физико-химических условий образования разных типов бериллиевых руд. XVIII рудная зона расположена на юго-западном фланге месторождения и представляет собой минерализованную зону дробления среди скарнированных карбонатных пород, возникшую в трещинной зоне между дайками диоритовых порфиритов, сиенит-порфиров и мезократовых сиенитов и порфировидных эгириновых гранитов.

Руды этой зоны имеют мелко-, среднезернистую структуру, светлую или светло-фиолетовую окраску. Они сложены флюоритом, в меньшей мере кальцитом, фенакитом, эвдидимитом, мелинофаном, лейкофаном, альбитом, в небольших количествах присутствуют апатит, бавенит, гельвин, флогопит и др. До изучения Ермаковского месторождения эвдидимит как весьма редкий минерал был известен лишь в высокощелочных (нефелиновых) пегматитах Норвегии, Гренландии и Хибин, мелинофан/лейкофан также характерны для щелочных пород. Присутствие таких минералов в рудах XVIII зоны предполагает повышенную щелочность рудообразующих растворов.

Комплексом термобарогеохимических методов были изучены первичные флюидные включения (ФВ) гомогенного захвата во флюорите. Практически все они имеют трехфазовый состав: газ+водный раствор+кристаллик кальцита; видимая кайма жидкой CO₂ отсутствует. Размер таких включений в среднем варьирует от 15-20 до 30-35 мкм. Температуры растворения газового пузыря ($T_{ч.г.}$) в большинстве ФВ варьируют от +136 до +207^o C и лишь в одном включении достигли 320^o C, полной гомогенизации ФВ достичь не удалось, поскольку включения декрипитируют до растворения труднорастворимого кристаллика кальцита.

Температуры плавления льда ($T_{пл.льда}$) в разных ФВ варьируют от -2.5 до -7.8^o C, соответственно соленость растворов варьировала от 4.1 до 11.46 мас.% (экв. NaCl). Температуры эвтектики ($T_{эвт}$) находятся в интервале от -30 до -34.5^o C, что наиболее всего соответствует температурам эвтектик растворов MgCl₂-H₂O либо MgCl₂-NaCl-H₂O. Давление, рассчитанное с помощью программы FLINCORE, варьирует в пределах 5-77 Мпа.

Металлоносность рудообразующих растворов определена методом LA-ICP-MS на приборе ICP-MS NexION с лазерной абляцией NWR-213 (ИГХ СО РАН, г. Иркутск). В проанализирован-

ных включениях обнаружены повышенные содержания следующих элементов: Li, Be, Na, Mg, Al, Fe, Cu, Zn, Nb, Mo, Ag, Sn, W, Pb. Результаты криометрических исследований состава и концентрации основных солевых компонентов ФВ позволили использовать Mg в качестве внутреннего стандарта для расчета концентрации обнаруженных во включениях элементов. По содержанию Be, рудообразующие растворы XVIII зоны вполне сопоставимы с ранее изученными растворами других рудных зон, сформировавшими богатые апокарбонатные руды месторождения (до 5.4 и до 6.1 г/кг, соответственно), но, в отличие от последних, обладали повышенной щелочностью.

Согласно расчетным данным Wood, охлаждение таких высокофтористых растворов повышенной щелочности с 300 до 200° С сопровождается уменьшением растворимости доминирующих в них фтор-карбонатных комплексов бериллия (BeCO_3F^-) практически на порядок, чем и обусловлено высокое содержание BeO в рудном теле. Роль фторидных комплексов (BeF^{3-} , BeF_4) в таких условиях второстепенна.

Изученная XVIII рудная зона образована высокофтористыми слабосолеными (4-11 % экв. NaCl) не содержащими CO_2 растворами повышенной щелочности, что можно предположительно связывать с совместным влиянием эгириновых сиенитов и субщелочных гранитов. Отложение флюорита происходило в интервале температур от ≥ 320 до 136° С, при давлениях от 5-77 МПа в результате охлаждения растворов. Кроме F и Ca, присутствующих в растворах, методом ICP-MS с лазерным вскрытием ФВ в растворах были установлены концентрации следующих элементов: Be, Li, Na, Mg, Al, Fe, Cu, Zn, Nb, Mo, Ag, Sn, W, Pb. Образование эвидимита и мелинофана/лейкофана происходило путем замещения фенакита, в результате повышения активности натрия и уменьшения бериллия. По содержанию Be, рудообразующие растворы XVIII зоны сопоставимы с растворами, сформировавшими богатые апокарбонатные руды месторождения.

4. LA-ICP-MS метод датирования цирконов: разработка методики, приложение метода к решению задач петрогенезиса и региональной геологии

В 2014 году на базе масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Element XR с приставкой лазерного пробоотбора UP-213 реализован LA-ICP-MS метод определения U-Pb изотопного датирования цирконов. Апробация метода проведена на примере определения возраста двух стандартных образцов цирконов (GJ-1 [33] и Plešovice [34]), а также цирконов из шести позднепалеозойских гранитоидных массивов Западного Забайкалья (рис. 17) [5;11]. Кроме того, выполнено датирование цирконов из мезозойского Халютинского карбонатитового месторождения Забайкалья [35]. Все перечисленные объекты ранее датированы SHRIMP методом.

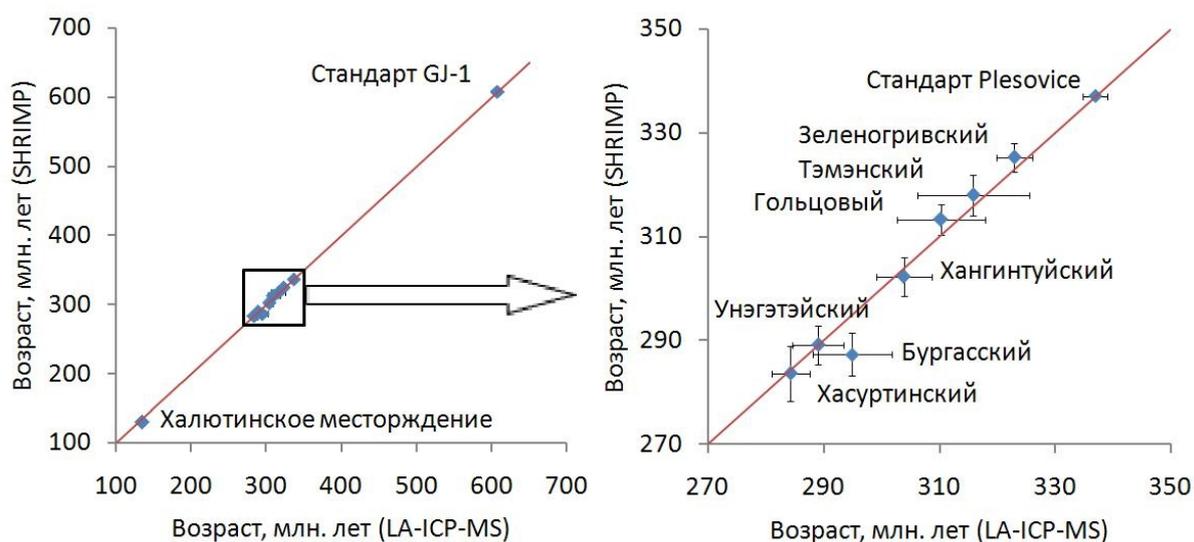


Рисунок 17 – Сопоставление результатов $U-Pb$ изотопного датирования цирконов из позднепалеозойских гранитоидных массивов и мезозойского Халютинского карбонатитового месторождения Западного Забайкалья, полученных LA-ICP-MS и SHRIMP методами.

4.1. Методика датирования

Для апробации метода, как отмечалось, использовались эталонные цирконы GJ-1 [33] и Plešovice [34]. Также анализировались цирконы из магматических пород Западного Забайкалья: позднепалеозойские гранитоиды баргузинского (Тэмэнский и Гольцовый массивы), чивыркуйского (Хангинтуйский и Бургасский массивы), зазинского (Унэгэтэйский массив), нижне-селенгинского (Хасуртинский массив) комплексов и мезозойского Халютинского месторождения карбонатитов. Нужно отметить, что анализируемые кристаллы выбраны из тех же навесок, из которых ранее были отобраны зерна цирконов и получены $U-Pb$ изотопные возрастные данные SHRIMP методом [5;11;35]. Кроме того, проанализированы цирконы из гранитов, вмещающих Хангинтуйский и Бургасский кварцевосиенитовые и Хасуртинский монцонитовый массивы, по которым ранее не проводилось геохронологических исследований. Коррекция изотопного анализа и проверка правильности измерений цирконов проводилась относительно эталонных цирконов Plešovice. Исключение составили цирконы Plešovice, их анализ проводился относительно стандарта GJ-1.

Подготовка зерен цирконов к анализу включала в себя их полоскание в 5% растворе азотной кислоты и промывание дистиллированной водой в ультразвуковой ванне. Затем кристаллы имплантировались в эпоксидную смолу, далее сошлифовались примерно на 1/3 их толщины и полировались.

Обработка данных масс-спектрометрического анализа проводилась с помощью программы «Glitter», разработанной Австралийским научным центром GEMOC при Университете Маккуори

(г. Сидней) [36; 37]. Программа в автоматическом режиме производит фильтрацию и выделение оптимального сигнала, вычитание бланка (сигналы Ar-He газовой смеси и электронные шумы), коррекцию на инструментальный дрейф, дискриминацию и фракционирование изотопов, расчет изотопных отношений и возрастов ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$), а также их ошибок с использованием внешнего стандарта.

Для построения U-Pb диаграммы конкордии использовался макрос Isoplot 3 [38] встроенный в среду Microsoft Excel 2003. Isoplot позволяет рассчитать возраст методом пресечения и расчета средневзвешенного значения возраста на диаграммах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ конкордии и Терра-Вассербурга ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $^{238}\text{U}/^{208}\text{Pb}$). Отношение $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ игнорировалось по причине отсутствия данных о значении $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ в стандарте Plešovice. Согласно рекомендациям [39] для оценки возраста по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ отношению минимальное содержание радиогенного свинца в цирконах должно составлять не менее 40 ppm. В нашем случае концентрация свинца в цирконах ниже этого значения, поэтому конкордия Терра-Вассербурга не рассматривалась.

Поправка на общий свинец проводилась относительно нерадиогенного свинца ^{204}Pb [40]. Расчет возраста цирконов проводился методом построения U-Pb диаграммы с конкордией по изотопным отношениям $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Rho - коэффициент корреляции погрешностей $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, рассчитывался по формуле:

$$Rho = \frac{\sigma^2(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) + \sigma^2(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - \sigma^2(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})}{2\sigma(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})\sigma(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})},$$

где σ – среднеквадратичное отклонение соответствующего изотопного отношения в процентах.

Нужно отметить, что лазерный проботбор охватывает область образца диаметром не менее 40 мкм и луч проникает на глубину до и более 20 мкм [40]. Очевидно, что в этот испаряемый объем, кроме матрицы циркона, могут попасть различные минеральные и флюидно-расплавные включения, характеризующиеся существенно иными U/Pb и Pb/Pb изотопными отношениями, а также вещество из секторов, претерпевших метамиктный распад. Кроме того, не исключена возможность инструментального сбоя в течение анализа, влияющего на достоверность изотопного геохронологического определения. Отсев статистически незначимых данных проводился с помощью сопоставления изотопного отношения со среднеарифметическим значением выборки изотопных отношений, в которую сравниваемое отношение не включалось. Если некоторое изотопное отношение (k) превышало среднеарифметическое значение (R_{avk}) более чем на двойное среднеквадратичное отклонение (2σ), то оно не использовалось для расчета возраста как ошибочное определение. R_{avk} и 2σ без учета значения изотопного отношения (k) вычислялись по формулам:

$$R_{avk} = \frac{\sum_{i=1}^N R_i - R_k}{N-1},$$

$$2\sigma = 2\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (R_i - R_{avk})^2 - (R_k - R_{avk})^2}{N-2}},$$

где N – общее количество анализов; R_i – единичное изотопное отношение; R_k – изотопное отношение k-ого анализа; R_{avk} – среднеарифметическое значение изотопных отношений N анализов без учета k-ого анализа; 2σ - двойное среднеквадратичное отклонение без учета среднеквадратичного отклонения k-ого анализа.

После подобной фильтрации в выборке остаются те анализы, исключение которых не влияют на изменение среднеарифметического значения изотопных отношений и его двойного среднеквадратичного отклонения.

Возраст рассчитывался методом конкордатного средневзвешенного значения возраста по $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ отношениям.

4.2. Результаты датирования

Эталонные цирконы *GJ-1* предложены в качестве внешнего стандарта для U-Pb изотопного анализа Австралийским научным центром GEMOC при Университете Маккуори (г. Сидней). Согласно С.Е. Джэксону с соавторами [33], стандарт GJ-1 – это цельные зерна циркона ювелирного качества размером в диаметре до сантиметра. В катодолюминесцентном изображении цирконы однородны, при вариации концентрации урана от 212 г/т до 422 г/т, а Th/U отношение составляет 0.02-0.06. Значение возраста, определенное TIMS методом, составляет 608.5 ± 0.4 млн. лет и оно немного дискордантно [33]. Согласно, опубликованным данным значения возраста цирконов этого стандарта, полученного LA-ICP-MS методом в различных лабораториях, варьирует от 602 млн. лет до 611 млн. лет [41; 42].

Используемые нами цирконы GJ-1 представляли собой прозрачные обломки, возможно одного кристалла, со слабо-розоватым оттенком размером от первых десятых долей до первых миллиметров. Определения отношений изотопов уран и свинца методом LA-ICP-SF-MS проводилось дважды, в разное время. Обе средневзвешенные датировки – 607.9 ± 4.9 млн. лет (СКВО=2.8), по 8 точкам, и 608.5 ± 9.9 (СКВО=0.13) по 10 точкам в пределах ошибки совпадают друг с другом и с аттестованным значением. Отсутствие дискордантности, по-видимому, обусловлено относительно

большой ошибкой определения изотопных отношений методом LA-ICP-SF-MS, которая превышает ошибку TIMS метода более чем на порядок.

Цирконы *Plešovice* выделены из позднепалеозойских калиевых гранулитов карьера Плешовице в Чехии. Цирконы *Plešovice* изучались большим коллективом исследователей из различных научных центров Европы [34] и были предложены как эталонный образец для датирования лазерной абляцией с масс-спектрометрическим окончанием. Данные цирконы представляют собой хорошо ограненные кристаллы размером от 1 до 6 мм коричневого цвета. Они имеют слабую зональность, содержания урана колеблются от 465 г/т до 3084, а Th/U отношение варьирует в пределах от 0.08 до 0.17. Аттестованное значение возраста для цирконов *Plešovice*, оцененное TIMS методом, составляет 337.3 млн. л. [34], тогда как вариации датировок, полученных локальными методами, колеблются от 335 млн. лет до 340 млн. лет, при вариации СКВО от 0.002 до 3.9 [34].

4.3. Цирконы из магматических комплексов Западного Забайкалья

Пробы цирконов из гранитов *баргузинского* комплекса Те-01-06 (Тэмэнский массив) и G1-10-03 (Гольцовый массив) представлены идиоморфными прозрачными кристаллами с красноватым оттенком и размером 50-250 мкм. Следует отметить, что в цирконах Тэмэнского массива присутствуют в относительно большом количестве газовой-жидкие и расплавные включения, мономинеральные включения апатита и полиминеральные агрегаты *Kfs-Qtz-Pl* состава, тогда как для цирконов из Гольцового массива включения не характерны. В катодоллюминесцентных лучах для всех цирконов отмечается тонкая магматическая зональность. Th/U отношение в цирконах обоих массивов колеблется в пределах 0.5-1.5, что предполагает их магматический генезис. Конкордатные возраста, рассчитанные по данным SHRIMP: для пробы Те-01-06 составляет 318 ± 4 млн. лет при СКВО=3.2 и для G1-10-03 – 313.3 ± 3 млн. лет при СКВО=0.069 [5].

Средневзвешенные конкордатные возраста по LA-ICP-SF-MS данным: 312.2 ± 6.2 при СКВО=0.37 для пробы Те-01-06 по 15 точкам и 310.3 ± 5.5 при СКВО=0.41 для гранита G1-10-03 по 14 точкам. Хотя LA-ICP-SF-MS возрастные определения имеют относительно большую погрешность, чем SHRIMP результаты, однако данные обоих методов перекрываются в пределах ошибки (здесь и далее см. рис. 18).

Дополнительно с помощью лазерной абляции и магнитно-секторной масс-спектрометрии были исследованы цирконы пробы Вг-2-02, отобранной из гранитов баргузинского комплекса, вмещающих монзонитовый Хангинтуйский массив, геохронологически охарактеризованный ниже по тексту. Цирконы из этой пробы представляют собой прозрачные и полупрозрачные с желтоватым и коричневатым оттенком идиоморфные кристаллы размером 50-110 мкм. Конкордатный возраст, полученный по 10 точкам, составляет 316.2 ± 8.1 млн. лет при СКВО=3.5.

Из пород *чивыркуйского* комплекса были выделены цирконы из кварцевых сиенитов Хангинтуйского массива (проба Хн-62а) и кварцевых сиенитов второй фазы Бургасской интрузии (PR-113-04). Для цирконов пробы Хн-62а характерны вариация окраски от светло-розового оттенка в прозрачных кристаллах до коричневого цвета в мутных зернах. Внутреннее строение характеризуется большим разнообразием газовой-жидких и расплавных включений, высоким двупреломлением, слабой зональностью [11]. Th/U отношение колеблется в пределах 0.42-0.93. Возраст, определенный по 9 точкам SHRIMP методом, составляет 302.3 ± 3.7 млн. лет, СКВО=0.26. Конкордатный возраст по 8 точкам, измеренных LA-ICP-SF-MS, – 300.5 ± 5.7 млн. лет, СКВО=4.4.

Цирконы в пробе PR-113-04 (кварцевый сиенит Бургасской интрузии) представлены идиоморфными однородными кристаллами желтого цвета с Th/U отношением – 0.65-1.29 [5]. Конкордатное значение возраста, полученное по 12 точкам SHRIMP методом, составляет 287.3 ± 4.1 млн. лет при СКВО=0.45. По данным LA-ICP-SF-MS получены даты – 290.9 ± 5.9 при СКВО=5.2.

С помощью LA-ICP-SF-MS также были проанализированы цирконы, выделенные из монзонитов первой фазы Бургасской интрузии, проба PR-103а-04. Средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ возраст по 12 точкам составил 301 ± 9.5 млн. лет (СКВО=4.3), что несколько древнее возраста кварцевых сиенитов второй фазы Бургасской интрузии. Тем не менее, полученные датировки не противоречат геологическим взаимоотношениям.

Датирование гранитоидов *заянско* комплекса проводилось по цирконам пробы 023а-04, отобранной из лейкогранитов Унэгэтэйского массива. Цирконы представляют собой призматические кристаллы с желтоватой и коричневатой окраской. Th/U отношение составляет 0.46-2.4. Конкордатное значение возраста, полученное по 15 точкам с помощью ионно-зондового метода, составляет 289.2 ± 3.7 млн. лет, СКВО=1.02 [5]. По данным магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором и построения конкордии по 10 точкам получен возраст лейкогранитов 286 ± 3.6 млн. лет при СКВО=6.2.

Геохронологическое изучение *нижне-селенгинского* комплекса проводилось на примере Хасуртинского массива и комбинированной дайки третьей фазы Усть-Хилокского массива. Из Хасуртинского массива были выделены две монофракции цирконов: из амфибол-биотитовых монзонитов (проба Хс-59а) и сиенитов (проба Хс-55а). Цирконы первой пробы анализировались SHRIMP и LA-ICP-SF-MS методами. Согласно конкордному возрасту, полученному по 7 точкам, измеренных ионным зондом, возраст монзонитов определен как 283.7 ± 5.3 млн. лет при СКВО=0.024 [11]. По данным LA-ICP-SF-MS, конкордатный возраст составляет 282.1 ± 8.7 , СКВО=0.46 (11 точек). Определение возраста цирконов пробы Хс-55а дало средневзвешенную датировку 286.6 ± 7.1 при СКВО=0.116.

Цирконы из карбонатитов мезозойского Халютинского месторождения были представлены Г.С. Риппом. Согласно SHRIMP определениям их средневзвешенный возраст по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -

$^{238}\text{U}/^{208}\text{Pb}$ отношениям составляет 130 ± 1 , СКВО=0.0059 (Рипп и др., 2009). По данным LA-ICP-SF-MS определений средневзвешенная датировка в системе $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составляет 134.3 ± 3.6 млн. лет, СКВО=1.7.

Таким образом, представленные результаты LA-ICP-MS измерений изотопного состава цирконов, свидетельствуют о возможности использования метода в решении задач датирования фанерозойских магматических комплексов.

Заключение

В результате проведенных исследований изучено геологическое строение, петрографические особенности, состав породообразующих минералов (электронная микроскопия) синплутонических амфиболовых габбро Шалутинского плутона (зазинский интрузивный комплекс), а также пород Туркинского габбро-монцонитового массива. Установлены петрохимические и геохимические (ICP-MS) характеристики основных разновидностей пород этих массивов установлен их изотопный (Ar-Ar и U-Pb) возраст.

На Усть-Хилокском кварцевосиенитовом массиве изучены гибридные породы, предложена модель их формирования, а также механизм концентрирования цирконов. На Ермаковском фтор-бериллиевом месторождении установлен гетерогенный источник рудобразующих растворов и собственно рудного вещества, количественно (LA-ICP-MS) определена концентрация рудных компонентов в растворах, сформировавших бедные руды этого месторождения. На основе детального изучения флюидных включений установлено, что формирование брекчиевых богатых бериллиевых руд на месторождении Снежное происходило при движении щелочных и околонейтральных растворов по трещинам и пустотам в результате уменьшения растворимости фторокомплексов с понижением температуры в интервале от +340 до +230°C при попадании их в близповерхностную зону дробления. На базе масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Element XR с приставкой лазерного пробоотбора UP-213 реализован LA-ICP-MS метод U-Pb изотопного датирования цирконов. Апробация метода проведена на примере двух стандартных образцов цирконов, а также цирконов из нескольких, датированных ранее, позднепалеозойских гранитоидных массивов Западного Забайкалья.

Список использованных источников

- 1 Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика, 2014, т. 55, № 2, с. 197-227.
- 2 Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск, Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993, 141 с.
- 3 Цыганков А.А. Ангаро-Витимский батолит: новые геохимические и изотопно-геохронологические данные, петрогенетические следствия // Отечественная геология, 2009, № 3, с. 70-77.
- 4 Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be'eri-Shlevin Y. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkline magmas: The Late Paleozoic post-collisional igneous province Transbaikalia // Lithos, 2011, v. 125, p. 845-874.
- 5 Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 9, с. 1249-1276.
- 6 Litvinovsky B.A., Zanvilevich A.N., Katzir Y. Formation of composite dykes by contact remelting and magma mingling: The Shaluta pluton, Transbaikalia (Russia) // Journal of Asian Earth Sciences, 2012, v. 60, p. 18-30.
- 7 Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н. Новые Rb-Sr данные о возрасте позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 5, с. 694-702.
- 8 Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А. Многократное смешение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Усть-Хилокский массив, Забайкалье // Петрология, 1995а, т. 3 (2), с. 133-157.
- 9 Титов А.В., Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н. *P-T* условия и механизмы взаимодействия контрастных магм в Шалутинском плутоне, Забайкалье (по результатам исследования включений в минералах) // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 3, с. 350-360.
- 10 Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2009, № 11, с. 1181-1199.

- 11 Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 156-180.
- 12 Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system // Earth Science Reviews, 1994, v. 37, p.73-87.
- 13 Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // Геохимия, 1990, №3, с. 328-335.
- 14 Grimes C.B., John B.E., Cheadle M.J., Mazdab F.K., Wooden J.L., Swapp S., Schwartz J.J. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere // Contributions to Mineralogy and Petrology, 2009, v. 158, p. 757-783.
- 15 Taylor H.P. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition // Economic Geology, 1974, v. 69, p. 843-887.
- 16 Valley J.W. Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks // Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 1986, v. 16, p. 445-489.
- 17 Hall D.L., Cohen L.H., Schiffman P. Hydrothermal Alteration Associated with the Iron Hat Iron Skarn Deposit, Eastern Mojave Desert, San Bernardino County, California // Economic Geology, 1988, v. 83, p. 568-587.
- 18 Brown P.E., Bowman J.R., Kelly W.K. Petrologic and stable isotope constraints on the source and evolution of skarn-forming fluids at Pine Creek, California // Economic Geology, 1985, v. 80, p. 72-95.
- 19 Косалс В.А., Дмитриева А.Н., Архипчук Р.З., Гальченко В.И. Последовательность и условия формирования флюорит-фенакит-бертрандитового оруденения // Геология и геофизика, 1973, № 4, с. 42-53.
- 20 Chacko T., Cole D.R., Horita J. Equilibrium oxygen, hydrogen and carbon isotope fractionation factors applicable to geologic systems // Stable Isotope Geochemistry. Ed. Valley J.M., Cole D.R. Reviews in Mineralogy Geochemistry, 2001, v. 43, p. 1-62.
- 21 Zheng Y.F. On calculations of oxygen isotope fractionation in minerals // Episodes, 1999, v. 22, p. 99-106.
- 22 Sanchez V., Cardellach E., Corbella M., Vindel E., Martin-Crespo T., Boyce A.J. Variability in fluid sources in the fluorite deposits from Asturias (N Spain): further evidences from REE, radiogenic (Sr, Sm, Nd) and stable (S, C, O) isotope date // Ore Geology Reviews, 2010, v.37, p. 87–100.
- 23 Sheppard S.M.F. Characterization and isotopic variations in natural waters // Review of Mineralogy, 1986, v. 16, p. 165-181.

24 Taylor B.E., O'Neil J.R. Stable isotope studies of metasomatic Ca-Fe-Al-Si-skarns and associated metamorphic and igneous rocks Osgood mountains, Nevada // *Contribution Mineralogy and Petrology*, 1977, v. 63, p. 1-50.

25 Bowman J.R. Stable-Isotope Systematics: In *Mineralized Intrusion Related Skarn Systems* (D.R. Lentz). Mineralogical Association of Canada, 1998, v. 26, p. 99-145.

26 Baumgartner L.P., Valley J.W. Stable isotope transport and contact metamorphic fluid flow // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2001, v. 43, p. 415-467.

27 Малинин С.Д., Куровская Н.А. Экспериментальное изучение растворимости шеелита в водных растворах хлоридов натрия, кальция и калия при температурах 600 - 800 °С и давлении 2 кбар // *Геохимия*, 1992, № 7, с. 993–1006.

28 Малинин С.Д., Куровская Н.А. Растворимость флюорита в водных растворах NaCl, CaCl₂ и их смесей при температурах 400–600°С и давлении 2 кбар // *Геохимия*, 1996, т. 96, №12, с. 1065–1069.

29 Рыженко Б.Н., Князева С.Н., Малинин С.Д., Куровская Н.А. Оценка формы растворенных частиц в системе CaF_{2(k)}–NaCl–CaCl₂–H₂O при 800°С и 2 кбар методом термодинамического моделирования // *Геохимия*, 1994, №4, с. 467–475.

30 Tropper P., Manning C.E. The solubility of fluorite in H₂O and H₂O–NaCl at high pressure and temperature // *Chemical Geology*, 2007, v. 242, p. 299-306.

31 Холланд Г.Д., Малинин С.Д. Растворимость и распространение нерудных минералов // *Геохимия гидротермальных рудных месторождений*. Москва. Изд-во Мир, 1982, с. 370–405.

32 Wood S.A. Theoretical prediction of speciation and solubility of beryllium in hydrothermal solutions to 300° C at saturated vapor pressure: Application to bertrandite/phenakite deposits // *Ore geology reviews*, 1992, v. 7, p. 249-278.

33 Jackson S. E., Pearson N. J., Griffin W. L., Belousova E. A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // *Chemical Geology*, 2004, v. 211, p. 47–69.

34 Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plesovice zircon - A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chemical Geology*, 2008, v. 249, p. 1–35.

35 Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф. Возраст карбонатитового магматизма Забайкалья // *Петрология*, 2009, т.176, № 16, с. 79-96.

36 Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS / Eds. P.J. Sylvester. *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practic-*

es and Outstanding Issues // Mineralogical Association of Canada. Short Course, 2008, v. 40, p. 308–311.

37 Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. LA-ICP-MS in the Earth Sciences - Appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS / Eds. P.J. Sylvester. Short Course // St. John's Mineralogical Association of Canada, 2001, v. 29, p. 239-243.

38 Ludwig K.R. Isoplot 3.0. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochron Center Spec. Publ., v. 4, 2003.

39 Tiepolo M. In situ Pb geochronology of zircon with laser ablation-inductively coupled plasma-sector field mass spectrometry // Chemical Geology, 2003, v. 199, p. 159–177.

40 Košler J., Sylvester P.J. Present trends and the future in geochronology: laser ablation ICPMS / Eds. J.M. Hanchar and P.W.O. Hoskin. Zircon // Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2003, v. 53, p. 243–275.

41 Simonetti A., Heaman L.M., Chacko T. Use of discrete-dynode secondary electron multipliers with Faradays—A "reduced volume" approach for in-situ U-Pb dating of accessory minerals within petrographic thin section by LA-MC-ICP-MS, in Sylvester, P., ed., Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues: Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 2008, v. 40, p. 241–264.

42 Chen Y.X., Zheng Y.F., Chen R.X., Zhang S.B., Li Q.L., Dai M.N., Chen L. Metamorphic growth and recrystallization of zircons in extremely ^{18}O -depleted rocks during eclogite-facies metamorphism: evidence from U–Pb ages, trace elements, and O–Hf isotopes // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2011, v. 75, p. 4877–4898

ПРИЛОЖЕНИЕ А. Публикации по проекту за 2014 год.

Публикации в рецензируемых изданиях

Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Избродин И.А., Сергеев С.А., Травин А.В. Геохронология Гулхенского массива Витимской щелочной провинции, Западное Забайкалье // Доклады академии наук, 2014, т. 457, № 6, с. 687-689

Избродин И.А., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф. Изотопный состав кислорода и водорода в метаморфизованных высокоглиноземистых породах Юго-Западного Забайкалья // Доклады академии наук, 2014, т. 459, № 3, с. 352–356.

Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А., Ласточкин Е.И. Изотопно-геохимические особенности пород Ошурковского апатитоносного массива (Западное Забайкалье) // Геохимия, 2014, №4, с. 302 – 310.

Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика, 2014, т. 55, № 2, с. 197-227.

Tsydenova N.V., Morozov M.V., Rampilova M.V., Vasil'ev Y.A., Matveeva O.P., Konovalov P.B. Chemical and spectroscopic study of nephrite artifacts from Transbaikalia, Russia: Geological sources and possible transportation routes // Quaternary International, 2015, v. 355, p. 114-125.

Прочие публикации

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Петрогенезис сиенитов позднепалеозойской магматической провинции Западного Забайкалья // Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора. М-лы II-ой Международной конф. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014, с. 39-40.

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Этапы формирования, вещественный состав и источники магм комбинированных даек Западного Забайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). М-лы сов. Вып.12, Иркутск, ИЗК СО РАН, 2014, с. 34-36.

Буянтуев М.Д., Хубанов В.Б. U-Pb изотопное датирование цирконов позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья LA-ICP-SF-MS методом: процедура измерения и сопоставление с SHRIMP // Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора. М-лы II-ой Международной конф. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014, с. 41-42.

Дамдинова Л.Б., Смирнов С.З., Дамдинов Б.Б. Бериллиевые руды месторождения Снежное (Восточный Саян): условия формирования и особенности состава рудообразующих растворов // Материалы XVI Всероссийской конференции по термобарогеохимии, Иркутск, 2014.

Дамдинова Л.Б., Брянский Н.В. Условия формирования флюорит-лейкофан-мелинофан-

эвидимитовых руд Ермаковского F-Be месторождения // Материалы XVI Всероссийской конференции по термобарогеохимии, Иркутск, 2014.

Хубанов В.Б., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т., Владимиров А.Г., Цыренов Б.Ц. Условия и производные плавления гранитоидных ксенолитов в контакте с щелочно-базальтовой магмой (Гусиноозерская дайка, Западное Забайкалье) // Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора. М-лы II-ой Международной конф. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014, с. 228-229.

Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Травин А.В., Удоратина О.В. Плюмовый магматизм в петрогенезисе гранитоидов Западного Забайкалья // Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора. М-лы II-ой Международной конф. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014, с. 230-232.

Damdinova L.B., Smirnov S.Z., Damdinov B.B. Conditions of the Be ores formation of the Snezhne deposit (Eastern Sayan, Russia) // ACROFI. 2014. Xi'an, China. CD-disk.

