Министерство науки и высшего образования Российской Федерации

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

УДК 551.2 (553.04,556.25) № гос. рег. АААА-А21-121011390002-2

Инв. № 1

УТВЕРЖДЕНО РЕШЕНИЕМ УЧЕНОГО СОВЕТА Протокол № 14 от «23» декабря 2021 г. Председатель Ученого совета, директор института, д.г.-м.н. А.А. Цыганков

ОТЧЕТ О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ за 2021 г.

<u>Проект:</u> Процессы мантийного-корового взаимодействия при формировании щелочных и гранитоидных комплексов и сопутствующего оруденения восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (промежуточный)

> Номер проекта в ИС управления НИР FWSG-2021-0002 (рег. № 1021062110690-7-1.5.6)

Направление фундаментальных и поисковых исследований: 1.5.3. Минералогия и петрология.

Раздел фундаментальных и поисковых исследований: 1.5.3.1. Магматические, метаморфические и минералообразующие системы и их эволюция

Научный руководитель д.г.-м.н.

А.А. Цыганков

Улан-Удэ, 2021

# СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Руководитель темы д.гм.н., дир.	Ath	Цыганков А.А.
	Исполнители темы:	n an
д.гм.н., г.н.с. (0.2)	apount	Татаринов А.В.
д.гм.н., в.н.с. (0.2)	254-	Дорошкевич А.Г.
д.гм.н., с.н.с.	A.S.	Жатнуев Н.С.
к.гм.н., зав. лаб.	Har	Избродин И.А.
к.гм.н., зав. лаб.	10man	Хубанов В.Б.
к.гм.н., в.н.с. (0.5)	Mar I	Рипп Г.С.
К.ГМ.Н., С.Н.С.	Elt	Бурмакина Г.Н.
К.ГМ.Н., С.Н.С.	Mary	Рампилов М.О.
К.ГМ.Н., Н.С.	A	Ласточкин Е.И.
К.ГМ.Н., Н.С.	Put	Рампилова М.В.
С.Н.С.	Jun	Посохов В.Ф.
м.н.с.	Tym	Буянтуев М.Д.
М.Н.С.	Yul	Хубанова А.М.
инжлаборант	Trappene	Барышникова Н.М.
вед. инж.	Ma	Тюгашев В.А.
вед. инж.	Arr.	Посохова В.Л.
вед. инж.	Juit	Утина Е.Д.
инж. 1 категории	Bani	Батуева А.А.
инж. 2 категории	Anegot	Арефьева Н.А.
инж. 2 категории	Cost	Санжиев Г.Д.

#### ΡΕΦΕΡΑΤ

Отчет 43 с., 19 рис., 78 ист., 1 прил.

Ключевые слова: научный отчет, гранитоидный магматизм, изотопная геохимия, источники магм и флюидов, редкометалльные и флюоритовые месторождения, изотопногеохронологические, термобарогеохимические исследования, флюидные включения, рудообразование, детритовый циркон, LA-ICP-MS, Западное Забайкалье.

В результате исследований 2021 года установлены источники метасоматизирующих флюидов апогипербазитовых метасоматитов Оспинско-Китойского, Парамского и Усть-Келянского офиолитовых комплексов Саяно-Байкальской складчатой области, ответственных за образование серпентинитов, нефрита и лиственитов. В рамках сотрудничества с карбонатитовым исследовательским центром Амба Донгар (Кадипани, Индия) были проведены вещественные исследования карбонатитового комплекса Севатур (Тамил Наду, Индия). было уделено изучению доломитовых карбонатитов. Изучены Основное внимание флюоритовые месторождения Западного и Восточного Забайкалья, установлен метеорный источник флюидов, сформировавших эпитермальные флюоритовые месторождения различных Забайкалье минералогических типов. В Западном выделено несколько районов распространения интрузий нефелин-содержащих щелочных пород: Северобайкальский (5 массивов), Витимский (около 20 массивов), Восточно-Саянский (8 массивов) и Джидинский (10 небольших проявлений массивов). Детальными изотопно-геохронологическими И исследованиями выявлена сложная история термальных преобразований циркона щелочных пород, определяющих широкий разброс значений изотопного возраста.

Ha Булуктаевском (W-Mo) месторождении изучены изотопно-геохимические особенности рудопродуцирующих гранитов. В популяции детритовых цирконов из аллювиальных отложений р. Ангаракан (хр. Северо-Муйский) установлены три возрастных кластера с пиками 728, 423 и 314 млн лет (LA-ICP-MS метод), фиксирующих этапы корообразующих процессов. Завершено изучение Шербахтинского щелочно-гранитоидного установлен его изотопный возраст, предложена плутона, петрологическая модель формирования. Датированы (LA-ICP-MS метод) базитовые дайки, рвущие рудные структуры бериллиевого месторождения Снежное (Восточный Саян), установлен геохимический тип мантийного источника.

## НОРМАТИВНЫЕ ССЫЛКИ

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

## ОПРЕДЕЛЕНИЯ, ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

Конкордия – кривая согласованных значений радиометрического возраста

Кр-спектроскопия – спектроскопия комбинационного рассеяния

 $\Phi B - \phi$ люидные включения

Ar/Ar – аргон-аргоновый метод изотопного датирования

D – дейтерий

Kfs – калиевый полевой шпат

LA-ICP-MS – аналитический метод - масс-спектрометрия индуктивно-связанной плазмы

с лазерным пробоотбором

MME (mafic microgranular enclaves) - мафические микрогранулярные включения

MSWD (СКВО) – средний квадрат отклонений

Pl – плагиоклаз

REE (РЗЭ) – редкоземельные элементы

LREЕ – легкие редкоземельные элементы

HREЕ – тяжелые редкоземельные элементы

PDB – стандарт для углерода

РІС – область мантийных составов

Re-Os – рений-осмиевый метод изотопного датирования

SHRIMP-RG ионный мультиколлекторный микрозонд

VCDТ – метеоритный стандарт

VSMOW – стандартная среднеокеаническая вода

U-Pb – уран-свинцовый метод изотопного датирования

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	6
Основные результаты 2021 года.	7
Заключение	31
Список использованной литературы	34
Приложение А	41

#### ВВЕДЕНИЕ

Исследования по новому проекту «Процессы мантийно-корового взаимодействия при формировании щелочных и гранитоидных комплексов и сопутствующего оруденения восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса» (2021-2025 гг.) являются логическим продолжением работ, проводившихся в последние годы при выполнении предыдущих проектов. Исследования 2021 года были направлены на определение изотопного возраста разнотипных гранитоидов Забайкалья, пространственно ассоциирующих проявлений базитового и щелочного магматизма. Рудное направление проекта развивалось в основном в направлении изучения изотопного состава рудных и породообразующих минералов флюоритовых месторождений Забайкалья с целью выяснения источников рудообразующих флюидов, а также апогипербазитовых метасоматитов, включая нефрит. Изотопные и изотопногеохронологические исследования были дополнены термобарогеохимическим изучением флюоритовых месторождений и упоминавшихся выше апоперидотитовых метасоматитов.

В рамках сотрудничества с карбонатитовым исследовательским центром Амба Донгар (Кадипани, Индия) были проведены вещественные исследования карбонатитового комплекса Севатур (Тамил Наду, Индия), при этом особое внимание было уделено минералогическим особенностям карбонатитов и процессам их гидротермального преобразования.

Выполнено детальное минералогическое и изотопно-геохронологическое изучение циркона из ряда массивов нефелин-содержащих пород Западного Забайкалья, а также завершено изучение Шербахтинского щелочно-гранитоидного плутона (Витимское плоскогорье). В рамках рудного направления продолжено изучение Булуктаевского (W-Mo) и Снежного (Ве) месторождений, где основной акцент был сделан на ассоциирующих гранитоидах и базитовых дайках.

Продолжены исследования в области детритовой геохронологии, где объектом исследования были обломочные цирконы из современных аллювиальных отложений.

Таким образом, задачи 2021 года полностью выполнены.

#### ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ 2021 г.

1. Проведено изотопно-геохимическое изучение апогипербазитовых метасоматитов на Оспинско-Китойском, Парамском и Усть-Келянском офиолитовых комплексах, расположенных в южном складчатом обрамлении Сибирского кратона. Изучен изотопный состав (O, C, H, Sr, Rb) дунитов, серпентинитов, нефритов, лиственитов и тальк-карбонатных пород. Значения изотопного состава кислорода в оливинах из дунитов компактно ложатся в поле значений, характерных для мантийных пород (4.6-5.5 ‰ δ<sup>18</sup>O v-SMOW) (рис. 1.).



Рисунок 1 - Поля изотопных составов кислорода в минералах Оспинско-Китойского, Парамского и Усть-Келянского массивов. Заштрихованное поле – значения для мантийных пород.

Значения  $\delta^{18}$ О в серпентине из серпентинитов (4,7-7,35 ‰  $\delta^{18}$ O v-SMOW), приближенные к мантийным значениям, указывают на ювенильное происхождение флюида и могли быть унаследованы из ультрабазитов. В сравнении с серпентинитами кислород в тремолите из нефритов несколько обогащен тяжелым изотопом (6.13-9.54 ‰  $\delta^{18}$ O v-SMOW), что свидетельствует о том, что флюидная фаза нефритов была мобилизована из серпентинитов с добавлением некоторой части корового компонента. Наибольшие вариации значений  $\delta^{18}$ O v-SMOW характерны для минералов из лиственитов, образованных по гипербазитам, они изменяются от 8.12 до 17.46 ‰. Кислород из карбонатного аниона магнезита и доломита (12.9-18.8 ‰  $\delta^{18}$ O v-SMOW) из этих пород, как и углерод (-2.8...+2.8 ‰  $\delta^{13}$ C PDB), отличается высокой гетерогенностью (рис. 2а). Формирование этих пород произошло с участием метаморфогенных флюидов.

По изотопному составу водорода серпентиниты подразделяются на две группы: со значениями, характерными для «магматической воды» ( $\delta D = -73.50....-85.00$  ‰) и значениями, указывающими на участие флюида метеорного источника ( $\delta D = -151.90....-167.20$  ‰). Значения  $\delta D$  (-47.70 ‰) в гидроксильной группе тремолита, слагающего нефрит, и серпентина ( $\delta D = -73.50....-85.00$  ‰) из серпентинита лежат в области ювенильного источника (рис. 26). Частично они перекрываются значениями, встречающимися в водах метаморфического

происхождения. В связи с этим логичным представляется вариант мобилизации флюида из серпентинитов, содержание воды в которых в 5-6 раз выше, чем в тремолитах. В пользу этого предположения, кроме близких изотопных характеристик, свидетельствует также замещение серпентина тремолитом, установленное при петрографическом изучении.



Рисунок 2 - (а) - Изотопный состав О и С в карбонатных минералах из лиственитов. PIC - поле составов О и С магматических карбонатитов по [1]; (б) - Диаграмма составов  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  в тальк-карбонатных породах (1), апогипербазитовых нефритах (2) и серпентинитах (3) Восточно-Сибирской нефритоносной провинции и других регионов. Поля составов вод по [1]. Массивы: 1, 2 – Оспинско-Китойский, 3 – Усть-Келянский, 4, 12 – Парамский, 5 – Горлыкгольский, 6 – Хамар-Худинский, 7 – Уланходинский, 8 – Ред Маунтин (Новая Зеландия), 9 – Огден (Канада), 10 – Шулапс Рэйндж (Канада), 11 – Чара (Сибирь). Проявления: 5 – 7 по [2], 8 – 11 по [3].

Состав лиственитов предполагает, что породообразующий флюид содержал SiO<sub>2</sub>, CaO, CO<sub>2</sub> и др. Значения  $\delta^{18}$ O в кварце, магнезите, доломите, тальке, варьирующие в пределах от 8.12 до 17.46 ‰, отчетливо указывают на участие корового вещества. Об этом также свидетельствуют повышенные первичные отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0.70702-0.70971).

Изучение первичных флюидных включений (ФВ) в минералах из лиственитов (рис. 3) показало, что их формирование происходило в относительно низкотемпературных условиях. Температуры гомогенизации ФВ в лиственитах Оспинско-Китойского массива составляют 184-290°С в кварце и 122-182°С в магнезите. На Парамском массиве гомогенизация ФВ в кварце происходила при температуре 130-170°С. Растворы, сформировавшие листвениты Оспинско-Китойского массива, были слабосолеными (2.9-8.4 мас.% экв. NaCl), основные солевые компоненты растворов представлены NaCl и Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>.

В результате проведенных исследований установлено, что серпентиниты наследуют изотопный состав кислорода из ультрабазитов и свидетельствуют о ювенильном происхождении породообразующих флюидов. Вторичные процессы на офиолитовых комплексах Западного Забайкалья привели к образованию нефритов с привлечением флюидов из серпентинитов, а в формировании лиственитов участвовали слабосоленые (NaCl и Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) низкотемпературные (120-290°C) флюиды корового источника.



Рисунок 3 - Первичные двухфазовые (Г+Ж) флюидные включения в лиственитах Оспинско-Китойского массива: а-в – одиночные включения в магнезите; г – группа первичных включений в краевой части зерна магнезита; д – зерно кварца с первичными мелкими флюидными включениями, зерно на контакте с магнезитом; е-ж – флюидные включения в кварце.

2. В рамках сотрудничества с карбонатитовым исследовательским центром Амба Донгар (Кадипани, Индия) были проведены вещественные исследования карбонатитового комплекса Севатур (Тамил Наду, Индия). В пределах комплекса наиболее распространены доломитовые карбонатиты, которые слагают тело протяженностью 2 км и приблизительной шириной 200 м в центральной части. Кальцитовые и анкеритовые карбонатиты встречаются в виде даек и тонких жил в доломитовом карбонатите.

Основное внимание было уделено изучению доломитовых карбонатитов, которые имеют преимущественно средне- и крупнозернистую структуру, реже – порфировую. Установлено,

что кальцит образовался позже доломита и занимает интерстициальное положение между зернами доломита. В кальците нередко содержатся включения доломита, а также небольшие (до 50 мкм) включения барита, стронцианита, баритокальцита, а также экзотичных минералов, таких как норсетита, бенстонита и кальциобурбанкита. В результате проведенных минералогических исследований установлено, что карбонатитовая магма была обогащена Na, Sr, Mg, Ba и LREE. Второстепенные минералы представлены фторапатитом, флогопитом (с киношиталитовой составляющей, что подтверждает обогащение магмы Ba), амфиболом и магнетитом. В результате вторичных гидротермальных процессов в карбонатитах произошло преобразование пирохлора. Изменение происходило при температурах ниже 500°C и при низких значениях pH,  $a_{Na}$ ,  $a_{Ca2+}$  и высоких  $a_{HF}$ ,  $a_{H2SO4}$ ,  $a_{Sr}$  и  $a_{LREE}$ , что привело к перераспределению элементов в пирохлоре и образованию таких минералов как монацит-Се и барит II (рис. 4). Установлено, что гидротермальный флюид был обогащен F, P, REE, Ba и S.

Stage Mineral	Magmatic	Late magmatic/ Early hydrothermal
Dolomite		
Calcite	-	-
Fluorapatite		
Amphibole		-
Phlogopite		-
Magnetite I	-	-
Magnetite II		
Pyrochlore group minerals	¥0	
Monazite-(Ce)		
Barite I		
Barite II		
Norsethite		
Strontianite		
Barytocalcite		
Benstonite		
Calcioburbankite		

Рисунок 4 - Предлагаемая парагенетическая последовательность минералов в карбонатитах Севатура. Примечание: толщина линии указывает на интенсивность осаждения, пунктирная линия указывает на возможное осаждение минералов.

3. Изучены флюоритовые месторождения Западного и Восточного Забайкалья: Куранжинское и Березовское существенно флюоритовые, Хурайское и Наран кварцфлюоритовые, Убукун и Эгита кальцит-кварц-флюоритовые, Абагатуй, Аро-Ташир, Усуглинское барит-кальцит-кварц-флюоритовые, Калангуй пирит-флюоритовое, а также месторождения Бэрх и Галшар в Монголии. Для всех изученных эпитермальных флюоритовых месторождений установлено влияние метеорной воды в процессе рудообразования [4, 5]. Для получения информации об источниках и эволюции флюидной фазы и подтверждения этих данных был изучен изотопный состав кислорода и водорода воды во включениях из флюоритов. Измерения проведены в Геологическом институте СО РАН с освоением новой методики (аналитик Посохов В.Ф.) на масс-спектрометре Finigan MAT 253 с использованием двойной системы напуска в классическом варианте (стандарт-образец). Подготовка образцов для определения величин  $\delta^{18}$ О проводилась с использованием метода лазерного фторирования (ЛФ) на опции «лазерная абляция с экстракцией кислорода из силикатов» в присутствии реагента BrF<sub>5</sub> по методу [6]. Выделение воды из флюидных включений происходило путем механического дробления образцов металлическим шаром, находящимся внутри трубки, с разделением газов на конденсируемые ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ) и неконденсируемые ( $N_2$ , CO,  $CH_4$  и благородные газы) составляющие. После этого при -130 °С (гелеобразная смесь пентана и жидкого азота) с холодного пальца снимается СО2 образца, его количество оценивается по вакуумметру, и газ вымораживается в ампулу, которая затем отпаивается. Оставшиеся H<sub>2</sub>O и SO2 разделяются при -92°C (смесь ацетона с жидким азотом), SO2 скачивается, а вода вымораживается в ампулу, которая затем отпаивается. В нашем случае, следовые количества всех конденсируемых газов, кроме воды, скачивались.

Полученные значения кислорода воды ( $\delta^{18}$ O v-SMOW) варьируют от -8.38 до -25.45 ‰, водорода ( $\delta$  D SMOW) от -99 ± 2 до -110 ± 3 ‰ и ложатся в поле или вдоль области значений линии метеорных вод (MWT) (рис. 5), что подтверждает участие метеорных вод при формировании эпитермальных месторождений Западного и Восточного Забайкалья. Считается, что изотопный состав воды из минералов эпитермальных месторождений наиболее близок к линии метеорных вод [7]. Наши данные сопоставимы с данными полученными из газовожидких включений флюоритовых месторождений Монголии и Китая [8, 9]. В целом состав кислорода и водорода из газово-жидких включений флюоритов совпадает с характеристиками современных геотермальных систем, а составы трещинно-жильных вод ( $\delta$ D 120-160 ‰,  $\delta^{18}$ O от-15 до -25 ‰) ложатся вдоль линии метеорных вод [10].

Вместе с тем, существенно отличается изотопный состав кислорода из аргиллизитов, образованных на контакте флюоритовых руд и вмещающих пород эпитермальных месторождений. Их значения варьируют от +0,71 до +4,5-5 ‰  $\delta^{18}$ O SMOW и могут объясняться следствием контаминации веществом вещающих пород при рудообразовании или иным источником.

Обычно в карбонатсодержащих флюоритовых месторождениях в кальцитах отмечается тяжелый углерод (-2,06 – +1,76 ‰ δ<sup>13</sup>C) и легкий кислород (-4,25 – -4,96 ‰ δ<sup>18</sup>O) [9]. В этом

случае изотопные величины кислорода в кальците имеют отрицательные значения, идентичные составу в кварце. В редких случаях кальциты обогащены легким углеродом и тяжелым кислородом: так на Эгитинском месторождении значения углерода в кальците достигают -10,5 ‰  $\delta^{13}$ С, а кислорода +19,77 ‰  $\delta^{18}$ О. Кислород известняков этого месторождения приближается к составам метаморфизованных морских карбонатов. Подобные изотопные характеристики кислорода и углерода установлены в кальцитах из флюоритового месторождения Южного Уэльса [11].



δ<sup>18</sup>O,‰ VSMOW

Рисунок 5 - Изотопный состав кислорода и водорода воды из газово-жидких включений эпитермальных месторождений Западного Забайкалья и минеральных образований рудных месторождений мира [7].

Вопросы связи эпитермальных флюоритовых месторождений с магматическими породами, а также проблемы источников их флюидов до настоящего времени остаются дискуссионными. Среди комагматов предлагаются как кислые, так и основные породы. флюоритсодержащие месторождения разной Известные В Забайкалье формационной принадлежности сопровождают лейкограниты, щелочные граниты сиениты, И синхронизированные с карбонатитами, базальтоидами. Связь с кислыми магматитами предполагается для месторождений Аргентины [12], Германии, Испании [13] и Восточного Забайкалья [14]. Появление фторсодержащих флюидов в результате кристаллизационной дифференциации и ликвации базальтовых расплавов рассмотрена в работе [15].

Наибольшая интенсивность эпитермального флюоритового оруденения в регионе пространственно и во времени сближена с позднемезозойским базальтовым вулканизмом, имевшим место вплоть до позднего мела [16]. В Западном Забайкалье выделено семь временных этапов формирования позднемезозойско-кайнозойских базальтоидов [17]. Юрские и меловые основные эффузивы Забайкалья по [18] отличаются высокими содержаниями фтора

(425 г/т), а в их миндалинах отмечено присутствие флюорита. Но, в тоже время, их отличие по петрохимическим и геохимическим характеристикам от эпитермальных флюоритовых месторождений не дают возможности связать оруденение с конкретными фазами. Об этом свидетельствуют дистанцированность изотопных составов стронция и неодима, отличия в содержаниях редких и редкоземельных элементов. Для всех изученных образцов флюорита фиксируются отрицательные значения єNd которые не попадают в поле эволюции мантийного источника (рис. 6). Изотопные составы стронция Isr во флюоритах характеризуются высокой гетерогенностью и варьируют в основном 0.706 до 0.709. Они близки к составам термальных трещинно-жильных вод Западного Забайкалья [10] и отражают различную степень вмещающими породами. Относительно базальтов (Isr = 0.704 - 0.705) контаминации флюоритовые месторождения больше обогащены радиогенным стронцием. На Наранском месторождении это значение достигает 0.715. По существу, только фтор и сера могут быть связаны с базальтами. Состав сульфидной серы из пирита из некоторых флюоритовых месторождений идентичен мантийному источнику, обогащенному легким изотопом [19]. Дифференциация изотопного состава серы произошла в процессе перемещения флюидной фазы, что и привело к обогащению легким изотопом  $\delta^{34}$ S (-1.8 ÷ -5.02‰). Базальты, повидимому, могли послужить источником тепла и обусловили процессы рециклинга метеорных вод. Объем последних в рудообразующих флюидах месторождений Забайкалья достигал 80 %.



Рисунок 6 - Sr-Nd характеристика базальтов (1) [17, 20] и флюоритов из эпитермальных флюоритовых месторождений (2).

Широкие вариации составов и содержаний примесных элементов во флюоритах и изотопные характеристики свидетельствуют о проявившихся процессах контаминации. Как и в других регионах [8], в состав флюидов месторождений была вовлечена вода метеорного происхождения. Низкие концентрации во флюидах компонентов, типоморфных для базальтов,

не поддерживают вариант выделения их непосредственно из магматического очага. Мы предполагаем, что роль последнего была ограничена в основном привносом серы и фтора.

4. В Западном Забайкалье выделяется несколько структурных элементов, в пределах которых распространены интрузивы нефелин-содержащих щелочных пород. Условно они подразделяются на четыре сегмента: Северобайкальский (5 массивов), Витимский (около 20 массивов), Восточно-Саянский (8 массивов) и Джидинский (10 небольших проявлений и массивов). В последние годы исследования щелочных массивов были сосредоточены в основном в пределах Витимского сегмента (рис. 7.), что позволило выявить неоднократное внедрение продуктов щелочного магматизма в период от палеозоя до раннего мезозоя (520-486, 310-280 и 262-242 млн лет) [21-25]. В противоположность этому, достоверный возраст пород других сегментов остается на настоящий момент не вполне определенным. Для Джидинского сегмента нефелин-содержащих пород (Нижне-Ичетуйское, Зорменикское, Верхне-Булыкское, Сухо-Хобольское, Белоозерское, Харасунское, Дабхорское, Орцеское, Боцинское и Боргойское) достоверные определения возраста отсутствуют, либо имеющиеся геохронологические данные были получены с использованием K-Ar и Rb-Sr изотопных систем, неустойчивых к более поздним процессам. Имеющиеся датировки варьируют в интервале от 189 до 108 млн лет [26-28]. Отсутствие надежных геохронологических данных и единой точки зрения относительно природы щелочных пород привело к тому, что были попытки отнести данные образования к разным интрузивным комплексам раннемезозойского, позднемезозойского, палеозойского времени.



Рисунок 7. Схема размещения палеозойских-раннемезозойских щелочных пород Западного Забайкалья (a); Схематическая геологическая карта Боргойского массива (б), по [28, с дополнениями авторов]. Схематическая геологическая карта Боцинского массива составлена на основе государственной геологической карты СССР масштаба 1:200 000 (фрагмент листа M-48-XVI).

Для установления последовательности формирования щелочных интрузивных комплексов, входящих в Джидинский сегмент, нами выполнены определения изотопного U-Pb возраста цирконов из сиенитов, слагающих Боргойский и Боцинский интрузивные массивы (LA-SF-ICP-MS метод, г. Улан-Удэ). Для Боргойского массива были проанализированы цирконы из нефелиновых сиенитов (борг - 1) и альбитизированных щелочных сиенитов (борг – 2), а на Боцинском массиве циркон установлен только в нефелиновых сиенитах. Катодолюминесцентные изображения большинства зерен циркона показывают сложную неоднородную структуру (рис. 8), обусловленную присутствием участков (3-7 микрон) со светлым свечением, а также секторами, для которых характерна четко выраженная пористость, свидетельствующая о более поздних эпизодах вторичного преобразования. Значительно реже встречаются кристаллы со слабо выраженной кристаллизационной зональностью или относительно гомогенной структурой, а следы замещения отмечаются только в краевых частях (рис. 86).



Рисунок 8 - Изображение циркона из нефелиновых и щелочных сиенитов Боргойского (Борг-1 – (а), Борг-2 – (б)) и Боцинского (Боц-68 – (в) обратно-отраженных массивов В электронах (BSE) и в режиме катодолюминесценции (CL). Белыми цифрами обозначен возраст, полученный в точках (табл.1). Ab альбит, Afs – калиевый полевой шпат, Срх – клинопироксен, Ер - эпидот, Cal – кальцит, Xen- ксенотим, Zrn - циркон.

U-Pb геохронологические исследования циркона (рис. 9) показали, что возрастной диапазон варьирует в интервале 266-131 млн лет, а значительная часть значений имеет

дискордантные величины. При этом при исследовании цирконов с однородной внутренней структурой (темные сектора в CL изображении) из проб Борг-1 (10 определений) и Борг-2 (12 определений) получены статистически достоверные линейные тренды с возрастом 246-243 млн лет. Данный возраст интерпретируется нами как наиболее близкий к времени формирования сиенитов. Значения возрастов, зафиксированные моложе этого интервала, мы связываем с воздействием более позднего термального события и перекристаллизацией циркона, а разброс значений, вероятнее всего, связан с наличием реликтовых доменов первичного циркона.

Характерной особенностью циркона Боцинского массива является отсутствие четко оформленных кристаллографических форм. Зерна встречаются в виде псевдоморфоз (агрегатов) с калиевым полевым шпатом, альбитом и клинопироксеном. В свою очередь, в цирконе отмечаются мелкие (первые микрометры) включения, среди которых диагностированы клинопироксен, торит, U- и РЗЭ- пирохлор, эпидот. В катодолюминесцентном изображении исследованные зерна циркона имеют неоднородное строение, схожее с пористыми перекристаллизованными частями цирконов из щелочных пород Боргойского массива. Во всех зернах отсутствует первичная ростовая осцилляционной зональность и наличие однородных зон (рис. 8, обр. боц-68). Несмотря на то, что значения являются дискордантными, возрастные данные сосредоточены в диапазоне от 125 до 117 млн лет (рис.9 с), что свидетельствует об отсутствии доменов с различной степенью переработанности первичного магматического циркона, как это наблюдалось в цирконах из пород Боргойского массива. Средневзвешенный <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U возраст 121,0±1,0 млн лет с коррекцией на 207Pb мы принимаем за время самого позднего преобразования пород.

Анализ возрастных данных позволяет сделать вывод, что образование щелочных пород происходило в интервале 248-242 млн лет, что значительно отличается от полученных ранее данных, а по времени совпадает с одним из этапов становления щелочных пород Витимского сегмента (Амалатского, Сириктинского, Ципинского, Право- и Верхне-Улиглинского массивов [23]). Полученная возрастная граница хорошо коррелируется с временем образования [29] и пород сиенит-щелочно-гранитного состава, щелочных гранитов Забайкалья распространенных в пределах Ермаковского, Оротского, Ауникского и Амандакского бериллиевых месторождений [30]. Стоит отметить, что в этот период образовались крупные Хангайская и Сибирская изверженные провинции. Учитывая общность петрографического, петрохимического состава и геохимической специфики пород Боцинского и Боргойского массивов, можно было бы предполагать единое время их формирования. Однако исследование цирконов из коллекции образцов нефелиновых сиенитов Боцинского интрузива не позволило обнаружить неизмененный магматический циркон, а присутствующий в породе минерал представлен исключительно «пористой» разновидностью с многочисленными включениями,



Рисунок 9 - LA-SF-ICP-MS графики с U-Pb конкордией для цирконов из нефелиновых и щелочных сиенитов Боргойского (Борг-1 – (а), Борг-2 – (б)) и Боцинского (Боц-68 – (в) массивов. На вставке показан средневзвешенный возраст наиболее конкордантных зерен.

выполненными эгирином, калиевым полевым шпатом, альбитом, эпидотом, флюоритом, пирохлором, торитом и др. минералами. Время кристаллизации «пористого» циркона и, соответственно, наиболее позднего преобразования пород, составило 121 млн лет (рис. 9с). Пока оценить геологическую значимость полученной даты не представляется возможным. С одной стороны, возраст пересечения, который был получен при построении дискордии по всем результатам датирования имеет незначительную погрешность и согласуется с определениями возраста, полученными Rb-Sr методом [28]. С другой стороны, отсутствие реликтов циркона с зональностью магматического типа, отсутствие собственных форм циркона, наличие многочисленных твердых включений, химическая неоднородность минерала, все это могло повлиять на результат локального датирования и не позволяет дать однозначную Попытка геохронологического интерпретацию. изучения наложенных процессов при исследование пористых зон циркона на Боргойском интрузиве (проба борг-1) выявило широкий разброс значений возрастов, в интервале 159-121 млн лет, что не позволяет достоверно

охарактеризовать этап преобразования циркона, хотя и фиксирует воздействие более позднего термального события. Обычно пористые структуры цирконов связывают с щелочным метасоматозом и участием растворов, богатых фтором, натрием и тяжелыми РЗЭ [31]. Преобразование магматических цирконов сопровождается ремобилизацией И перекристаллизацией при переходе от магматической к гидротермальной стадии или в процессе метаморфизма. Подобные структуры могут возникать при перекристаллизации или замещении циркона в присутствии водных флюидов и/или флюидонасыщенных расплавов [32]. Вполне вероятно, что постмагматические процессы (альбитизация, калишпатизация, нефелинитизация), отмеченные на данных массивах [28, 33, 34], могли привести к преобразованию циркона. Однако, как правило, возраст постмагматических событий не превышает первые млн лет, как например, выявленное нами для щелочных пород Ципинского, Право- и Верхне-Улиглинского массивов Западного Забайкалья [23] и Рябинового массива (Южная Якутия) [35]. На изученных объектах мы наблюдаем существенный разрыв этих событий, и вполне вероятно, что породы могли подвергнутся неоднократному преобразованию. Наиболее позднее воздействие зафиксировано в позднем мезозое. Стоит отметить, что в период 130-120 млн лет на рассматриваемой территории происходили интенсивные процессы континентального рифтогенного магматитзма с формированием позднемезозойско-кайнозойской Западно-Забайкальской рифтовой зоны [36].

5. На Булуктаевском (W-Mo) месторождении изучены изотопно-геохимические особенности рудопродуцирующих гранитов. Месторождение входит в состав Булуктай-Харацайского рудного узла [37] и является аналогом W-Mo месторождений Джидинского поля. Вольфрам-молибденовое штокверковое оруденение локализовано рудного В трубообразном теле брекчий диаметром 100 - 110 м, образованном по верхнепалеозойским гранитоидам бичурского комплекса [38]. За пределами трубообразного тела встречается штокверковая и жильная кварц-молибденовая и кварц-вольфрамовая минерализация. Общий размер штокверкового тела 350 х 210 м. Оруденение было сформировано в два этапа: молибденовый, возраст которого составляет 144 млн. лет (Re-Os, молибденит) [39], и вольфрамовый. В молибденовом этапе выделено несколько стадий: редкометалльнопегматоидная, ранняя молибденитовая, гидротермально-молибденитовая и кварц-пиритовая [40]. Молибденовое оруденение отделено от вольфрамового периодом внедрения даек аплитов, сложенных в основном кварцем, олигоклазом и микроклином. Из второстепенных минералов присутствуют мусковит, флюорит и пирит. После внедрения даек аплитов в пределах Булуктайского рудоносного сооружения возобновилась гидротермальная деятельность, в результате которой было сформировано вольфрамовое оруденение [41].

Лейкограниты средне-крупнозернистые, участками пегматоидные, сложены кварцем (23-30%), калишпат-пертитом (20-33%) и альбитом (21-40%), биотит присутствует редко и не более 1-2%. Акцессорные минералы представлены сульфидами (пирит, сфалерит, гюбнерит, молибденит), флюоритом, цирконом, рутилом. Из вторичных – присутствуют мусковит (до 5%), карбонат, хлорит, пелит, серицит. Гранит-порфиры развиты в экзоконтакте массива и представляют собой розовые, розовато-серые породы с порфировидными вкрапленниками кварца (2-3 см в поперечнике). В гранитах установлены вкрапленная молибденитовая минерализация, приуроченная к кварц-молибденитовым жилам. Возраст пород определен неоднозначно и варьирует от 100 до 170 млн. лет. Наиболее поздняя датировка показала значение 124 млн. лет [42].

По химическому составу граниты соответствуют щелочным и умеренно-щелочным лейкогранитам. Они относятся к ультраглиноземистому железистому типу известковощелочной и щелочно-кальциевой серии. Содержание суммы редкоземельных элементов в них составляет 20 ppm с преобладанием легких над тяжелыми, а отношение (La/Yb)n=22. На графике распределения нормированных содержаний РЗЭ (рис. 10) наблюдается наклон в сторону тяжелых с отчетливо проявленной отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu\*=0.62). Породы характеризуются высокими содержаниями крупноионных литофильных элементов: рубидия (550 ppm), стронция (320 ppm), бария (960 ppm), а также титана (до 2400 ppm). Отношения Rb/Sr достигают 6, а Ta/Nb - 0.11, что говорит о дифференцированном источнике гранитных магм. Значение цирконий-гафниевого индикатора (Zr/Hf=32) также подтверждают фракционированный источник. На классификационных диаграммах Валена лейкограниты ложатся в поле гранитов А-типа. По содержанию элементов примесей (Rb, Y, Nb, Та и др.) исследуемые граниты соответствуют породам, сформированным во внутриплитных обстановках, что подтверждается дискриминационными диаграммами Пирса. На спайдердиаграммах, нормированных к континетальной коре, отчетливо выделяются положительные Rb, U, Pb-аномалии и отрицательные Ba, Sr, Ti-аномалии. По содержанию микрокомпонентов и конфигурациям спектров распределения РЗЭ и мультиэлементных диаграмм лейкограниты массива близки к гранит-порфирам Орекитканского молибденового Булуктаевского месторождения (рис. 10), возраст которого составляет 143 млн. лет (LA ICP MS, циркон). Изотопные исследования кислорода, проведенные в триадах кварц, полевой шпат и слюда, показали на деплетирование тяжелым кислородом относительно позднепалеозойских гранитоидов [29] и близость к значениям в мезозойских гранитах [43] Западного Забайкалья. Однако по сравнению с эталонным Первомайским массивом, вмещающим одноименное месторождение молибдена и имеющим возраст 121 млн., лет, значения  $\delta^{18}$ О несколько выше [44] и более приближены к гранитам Орекитканского Мо-месторождения. Так значения  $\delta^{18}$ О в

кварце варьируют в пределах 7.24-8 ‰ (5.9 – 5.5 ‰ в Первомайском массиве, 9.3 – 9.7 ‰ в Орекитканском), а в полевом шпате – от 2 до 5.37 ‰. Такой утяжеленный изотопный состав кислорода может свидетельствовать о коровой контаминации либо об образовании пород из смешанного неоднородного источника. Кварц рудного этапа (из кварц-гюбнеритовых прожилков) обогащен тяжелым кислородом - значения  $\delta^{18}$ О 7.13 – 7.96 ‰, что говорит о вовлечении флюидов из метеорного источника. Таким образом, на основании петро-геохимических данных можно сделать вывод, что лейкограниты Булуктаевского Мо-W месторождения соответствуют гранитам А-типа и сформировались из фракционированного источника во внутриплитной обстановке в условиях верхней континентальной коры. По геохронологическим и минералого-геохимическим особенностям они близки к гранит-порфирам Орекитканского Мо-месторождения.



Рисунок 10 - Нормированные к хондриту спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для гранитов Булуктаевского и Орекитканского месторождений.

6. В популяции детритовых цирконов из аллювиальных отложений р. Ангаракан (хр. Северо-Муйский), бассейн которой сложен в основном гранитоидами баргузинского комплекса, типоморфного для позднепалеозойского Ангаро-Витимского батолита (АБВ), установлены три возрастных кластера с пиками 728, 423 и 314 млн л (LA-ICP-MS метод) (рис. 11). Показано, что неопротерозойских и раннепалеозойских цирконов источником являются останцы магматических и метаморфических пород – провесы кровли АВБ. Позднепалеозойский кластер включает два сближенных пика с возрастом 314 и 285 млн л., которые полностью «перекрываются» с временем формирования АВБ. Данные детритовой геохронологии в совокупности с данными по коренным источникам, указывают на длительное (около 40 млн лет) формирование батолита. Предложено, что формирование АВБ происходило в результате плюм-литосферного взаимодействия (рис. 12), начавшегося в обстановке тектонического сжатия и сменившегося на рубеже 305-300 млн лет растяжением, обусловившим смену «коровых» гранитов мантийно-коровыми гранитоидами.



Рисунок 11 - Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения возрастов для обломочных цирконов (SHL-01-15) (а, б) и магматических цирконов (в, г).

Рисунок 12 - Палеогеодинамическая модель развития позднепалеозойского магматизма в Забайкалье. 1 – астеносферная направления восходящего мантия И ee (мантийного плюма); 2 движения литосферная мантия И направления ee движения при подъеме плюма; 3 континентальная кора кратонных блоков и направления их движения; 4 континентальная кора Забайкалья и тренды сдвиго-взбросового И сдвиго-сбросового смещения; 5 – область генерации мантийных магм; 6 – промежуточные камеры эволюции мантийных магм и их взаимодействия с коровым вещестовм, светлые стрелки подъем флюидов из мантийных очагов, темные стрелки – подъем флюидов из нижнекоровых очагов; 7 область выплавления известково-щелочных гранитоидных магм в средней коре; 8 магматические камеры (тела) гранитоидных магм с мантинйыми и мантийно-коровыми изотопно-геохимическими метками.

7. Датированы (LA-ICP-MS метод) базитовые дайки, рвущие рудные структуры бериллиевого месторождения Снежное (Восточный Саян). Возраст цирконов из диабазовой дайки составил 301 ± 6 млн л., из микрогаббровой – 297 ± 2 млн лет (рис. 13). Полученные датировки близки к возрасту флюорит-фенакит-берилловой минерализации (306 млн лет) и ассоциирующих щелочных гранитов (306 - 295 млн лет). Геохимические особенности базитовых даек (рис. 14) предполагают генерацию мафических магм из астеносферного мантийного источника, что с учетом внутриконтинентальной позиции свидетельствует в пользу

плюм-мантийной природы базит-щелочно-гранитоидного магматизма Восточно-Саянской редкометалльной зоны.



Рисунок 13 - Конкордантный U-Pb изотопный LA-ICP-MS возраст цирконов из диабазовой дайки CNT-14 (а, б) и микрогаббровой дайки CNT-14 (в, г) участка Снежный (Восточный Саян). Слева приведены графики с изотопными отношениями 207Pb/235U и 206Pb/238U и конкордией, справа – средневзвешенный позднепалеозойский возраст по

отношению 206Pb/238U, скорректированный на обыкновенный свинец методом 207Pb-поправки.



Рисунок 14 - Геохимия базитовых даек участка Снежный (Восточный Саян): (а) – распределение содержаний редких и рассеянных элементов нормированных к составу примитивной мантии [45]; (б) – положение фигуративных точек составов на дискриминационной диаграмме TiO2 – Th/Nb. 8. Завершено изучение Шербахтинского щелочно-гранитоидного плутона. Гранитоиды Шербахтинского массива (рис. 15) характеризуются высокими щелочностью и железистостью, умеренной глиноземистостью (A/CNK ≤ 1), преимущественно низкими концентрациями Ва и Sr, повышенным содержанием Rb, Ga и Zr (рис. 16). Они имеют фракционированное распределение REE (La/Yb(n) = 11 – 16 в гранитах, 15 – 32 в сиенитах) с отрицательной Eu аномалией на графиках распределения REE (рис. 17). На дискриминационной диаграмме [46] точки состава пород массива лежат в основном в поле А-гранитов (рис. 16). Согласно классификации [47] высокощелочные гранитоиды Шербахтинского плутона могут быть определены как умеренно-глиноземистые железистые разновидности А-гранитов.



Рисунок 15 - Схематическая геологическая карта Шербахтинского (1) и Ингурского (2) плутонов.

Шербахтинский массив сложен щелочно-полевошпатовыми AFS-сиенитами (AFSсиениты) и щелочными гранитами (PA-граниты), образующими единое тело магматических пород. Локализация PA гранитов в северной, а AFS сиенитов в южной половине массива, на ряду с дискретностью их состава, т.е. отсутствие переходных разновидностей, позволяет предполагать двухфазное строение плутона. PA-граниты содержат мелкозернистые включения кварцевых сиенитов, представляющих собой, судя по их химическому составу, фрагменты наиболее фракционированных сиенитов, захваченных гранитным расплавом, что также свидетельствует о двухфазном формировании Шербахтинского плутона. Исходя из этих наблюдений примем, что KFS-сиениты представляют собой первую, а PA-граниты – вторую фазы внедрения.

AFS сиениты и PA граниты Шербахтинского массива имеют одинаковый, в пределах погрешности измерения, U-Pb изотопный возраст (≈ 260 млн. лет); характеризуются

сопоставимым уровнем концентрации элементов-примесей, имеют сходный изотопный состав:  $\varepsilon Nd(T) = -2.5 \div -2.3 \text{ и} -2.8 \div -2.7, T_{Nd}(DM-2) = 1.25 - 1.27 \text{ млрд. лет; } \varepsilon Hf(T) = -1.24 \div 2.7, -2.3 \div 2.96, T_{Hf}(DM-2) = 1.08 - 0.94 \text{ и} 1.19 - 0.92 \text{ млрд. лет; в сиенитах } \delta^{18}O_{Qtz} = 7.3 - 7.98 \%, \delta^{18}O_{Kfs} 6.61 - 7.94 \%$ , в гранитах  $\delta^{18}O_{Qtz}$  7.4 - 8.2,  $\delta^{18}O_{Kfs}$  8.01 - 8.29. Таким образом, совокупность геологических, геохимических и изотопных данных не вызывает сомнений в генетическом единстве *AFS* сиенитов и *PA* гранитов, слагающих Шербахтинский плутон.



Рисунок 16 - Состав пород Шербахтинского плутона на дискриминантных диаграммах: (a) SiO<sub>2</sub> -  $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$  (агпаитовый индекс) по [48]; (b) SiO<sub>2</sub> - FeO<sup>tot.</sup>/(FeO<sup>tot.</sup>+MgO); граница между железистыми и магнезиальными породами по [49]; (c) SiO<sub>2</sub> - MALI (modified alkali-lime index) по [50]; (d) Zr - 10000×Ga/Al, по [46]. Затененными полями показан состав *AFS*-сиенитов и *PA* гранитов позднепалеозойской и раннемезозойской стадий магматизма Забайкалья (Брянский и Харитоновский плутоны, соответственно), по ([29], Supplementary materials).

Для щелочно-гранитоидных плутонов Монголо-Забайкальского пояса в целом характерно большое количество сиенитов, когенетичных, а во многих случаях первичных для щелочных гранитов [51]. По-видимому, не является исключением и Шербахтинский массив. *PA* граниты в его составе занимают примерно 1/3 экспонированной на дневную поверхность площади. Исходя из очень выдержанного состава гранитов и отсутствия промежуточных (с *AFS* сиенитами) разностей, можно заключить, что *PA* граниты не могли образоваться непосредственно в магматической камере посредством фракционной кристаллизации более основного (трахибазальтового, сиенитового?) расплава. В то же время, они не могут быть дифференциатами какого-либо чуждого сиенитам расплава, или самостоятельной выплавкой, в силу практически полной идентичности изотопных характеристик. Из этих ограничений

следует, что скорее всего *PA* граниты и *AFS* сиениты представляют собой продукты глубиной эволюции единого родоначального расплава.

В отличие от *PA* гранитов *AFS* сиениты Шербахтинского массива характеризуются широкими вариациями как макро- так и микроэлементного состава. По содержанию Sr *AFS* сиениты подразделяются на высоко- и низко Sr разновидности, различающиеся целым рядом других геохимических параметров. Причина этих различий возможно кроется в контаминации *AFS* сиенитовой магмы мафическим материалом, или смешением сиенитовой и мафической магм. Такие явления широко распространены в Забайкалье и описаны в [52]. В модели смешения находит логическое объяснение наблюдаемые химические особенности высоко-Sr и низко-Sr сиенитов, такие как «разрыв» в содержаниях Ba, Zr, и (Fet+Mg+Ca), что вероятно определяется исходными различиями между салической и мафической магмами.



Рисунок 17 - Хондритнормализованное [45] REE (**a**, **b**) и нормализованное по валовой коре [53] (**c**, **d**) графики для *AFS* сиенитов, *PA* гранитов, и меланократовых включений Шербахтинского плутона. Серое поле - позднепалеозойской и раннемезозойской *AFS* сиениты и *PA* граниты.

Вместе с тем, модель контаминации или смешения с мафическим материалом не подтверждается геологическими наблюдениями. Ни в самом Шербахтинском массиве, ни в его окружении неизвестны проявления мафических пород. Более того, в регионе пока не обнаружены мафические породы с возрастом около 260 Ма. Крайне редкие меланократовые включения в *PA* гранитах имеют состав Qtz сиенитов. По химическому составу они явно близки *AFS* сиенитам и, скорее всего, являются их переработанными ксенолитами. Петрографически высоко-Sr сиениты отличаются от низко-Sr разновидностей большим количеством мафических минералов. Важно отметить, что реликты диопсида в амфиболе встречаются как в высоко- так и в низко Sr сиенитах. Содержание нормативного кварца в них различается незначительно: 2.15

% в высоко-Sr и 3.44 % низко-Sr разновидностях. Реликты плагиоклаза более основного чем олигоклаз в высоко-Sr сиенитах не обнаружены.

Таким образом, мы не обнаруживаем ни каких свидетельств участия мафического материала в формировании высоко-Sr сиенитов. Альтернативное объяснение, с нашей точки зрения, заключается в том, что высоко-Sr сиениты, богатые Ba и Zr и не имеющие Eu аномалий (Eu\*  $\approx$ 1.0) представляют собой продукт кристаллизации наименее дифференцированного («примитивного») расплава. Высокие содержания Sr в них коррелируют с повышенным содержанием основных оксидов (FeO<sup>tot</sup>, CaO, MgO), отражающих относительно более меланократовый состав высоко-Sr сиенитов, по сравнению с более распространенными низко-Sr разновидностями. На раннее образование высоко-Sr сиенитов указывает и повышенное содержание An компонента в их нормативном составе – 9.5 %, против 3.9 % в низко-Sr разновидностях (рис. 18). Все эти данные указывают на то, что именно высоко-Sr сиениты (например, проба Sr-66/3) являются наименее дифференцированными («примитивными») образованиями, наиболее близкими к составу исходного расплава.



Рисунок 18 - Sr–FeO<sup>tot</sup> +CaO+MgO диаграмма для пород Шербахниского плутона. Пунктирная линия показывает тренд фракционной кристаллизации.

Образование подобного расплава может быть связано с различными петрогенетическими процессами и источниками, в числе которых рассматриваются метасоматизированная литосферная мантия [29, 51, 54], либо нижнекоровые протолиты [55], варьирующие по составу от тоналитовых гнейсов до мафических гранулитов повышенной щелочности.

Образование сиенитовых (трахитовых) магм непосредственно в мантии, даже обогащенной, теоретически возможно [51], но маловероятно по причине несопоставимости объемов щелочных гранитоидов (включая сиениты и кварцевые сиениты) и возможной степени плавления, допустимой при образовании трахитового расплава. Фракционная кристаллизация щелочных базальтов, с образованием значительных объемов щелочно-салических пород [51],

также маловероятна в силу малой доли салических дифференциатов. Синтетическая модель, предполагающая смешение мафических мантийных и коровых салических расплавов с последующей дифференциации гибридного монцонитового расплава [56, 57] требует нереально большой доли базальтового конечного члена, порядка 75 % [58]. Более того, ни коровых известково-щелочных гранитоидов, ни мафических пород с возрастом 260 Ма в восточной части МVTВ не известно. Известково-щелочные гранитоиды Ангаро-Витимского батолита также можно исключить из числа потенциальных источников высоко-щелочных гранитоидов, в том числе Шербахтинского плутона. Во-первых, пояс щелочные гранитоидов далеко выходит за контуры ABБ, а их состав не коррелирует с составом вмещающих пород [51]. Во-вторых, изотопный состав Nd известково-щелочных гранитоидов ABБ хотя и частично перекрывается с шелочными гранитоидами, но в целом характеризуется значительно более низкими отрицательными значениями єNd (-2 ÷ -12). Кроме того, экспериментальные данные (см. обзор в [59]) указывают на гранитный, а не сиенитовый состав образующихся расплавов в широком диапазоне исходных материалов и PTX условий плавления.

Вместе с тем, сходство изотопных характеристик одновозрастных мафических пород и щелочных гранитоидов [51, 54, 60, 61, 62, 63] вполне определенно указывает на присутствие мантийного материала в составе последних. Наиболее вероятное объяснение этого противоречия заключается в том, что источником сиенитового (трахитового) расплава являются породы, образовавшиеся путем кристаллизации широко распространенных мантийных магм, таких как щелочные базальты, характерные для внутриплитной геодинамической обстановки. Образование гранитных магм высокой щелочности при парциальном плавлении щелочных базальтов было продемонстрировано в экспериментах [64]. Парциальное плавление щелочного базальта при 700 МРа и степени плавления ~ 22–29%, продуцировало расплав с 66–62 мас. % SiO<sub>2</sub>, 3.2 - 3.5 мас. % Na<sub>2</sub>O, и 4.7 - 5.94 мас. % К<sub>2</sub>O. Экспериментальный расплав сходен с предполагаемым исходным расплавом Шербахтинского плутона, отличаясь пониженным содержанием Na<sub>2</sub>O. Можно предположить, что увеличение давления и/или степени плавления приведет к увеличению щелочности расплава [59].

Дальнейшая эволюция этого расплава протекала в промежуточной магматической камере, путем фракционирования кислого плагиоклаза и калиевого полевого шпата, о чем свидетельствует сопоставление с экспериментальными данными [65]. На (рис. 19а) тренд эволюции сиенитов Шербахтинского массива начинается с их высоко-Sr разновидностей (проба Sr-66/3) и располагается между трендами кристаллизации кислого плагиоклаза и калиевого полевого шпата при примерном сохранении постоянной (около 10) величины отношения Ba/Sr. На (рис. 19b) тренд фракционирования *Pl* и *KFS* смещен в «низо-Rb» область, по сравнению с

экспериментальными данными, за счет более низкого содержания Rb в исходном расплаве, однако общее направление эволюции остается тем же.

На фракционирование полевых шпатов указывают отрицательные Eu аномалии в «обычных» - низко-Sr сиенитах, а также избыток Eu в некоторых пробах, вероятно связанный с флотацией полевых шпатов. В результате расплав прогрессивно обеднялся Sr (Ba), глиноземом и основаниями (рис. 19), при сравнительно медленном накоплении кремнезема.



Рисунок 19. (а) Sr–Ва и (b) Sr–Rb диаграмма [66] для *AFS* сиенитов и *PA* гранитов Шербахтинского плутона. Векторы соответствуют 50-% фракционной кристаллизации главных породообразующих минералов [65].

В некоторый момент времени началась кристаллизация амфибола и эгирина, что способствовало более интенсивному накоплению SiO<sub>2</sub> в остаточном расплаве, а низкая фугитивность кислорода способствовала накоплению железа. В конечном итоге образовался высокожелезистый субэвтектический гранитный остаточный расплав из которого кристаллизовались умереннощелочные высокожелезистые лейкократовые граниты. Последние, в отличие от *AFS*-сиенитов, характеризуются очень выдержанным макро- и микроэлементным составом и отсутствием корреляции элементов-примесей с кремнеземом.

Обращает внимание необычное поведение Zr в процессе предполагаемой фракционной кристаллизации. Содержание Zr в пробе Sr-66/3, характеризующей состав исходного расплава, составляет 562 ppm. Ранняя кристаллизация циркона, по-видимому сопровождалась его частичной «аккумуляцией» в ранних сиенитах (Zr > 1000 ppm). По мере исчерпания Zr его содержание в кристаллизующемся расплаве падало до очень низкого уровня – около 40 ppm, при практически неизменном SiO<sub>2</sub>. Можно предположить, что достигнув столь низкой концентрации Zr кристаллизация циркона на некоторое время прекратилась, и возобновилась лишь достигнув «насыщения» уже в лейкогранитном остаточном расплаве при  $T_{(Ti in Zrn)} = 638 - 722°C$  (*a* SiO<sub>2</sub> = 1.0; *a* TiO<sub>2</sub> = 0.7) [67], что, вероятно, отражает субсолидусные условия. Это предположение согласуется с резкой отрицательной аномалией Eu на графиках распределения REE в цирконе из *PA* гранита, которая указывает на деплетированность исходного (для *PA* гранитов) расплава Eu, поскольку при одновременной кристаллизации циркона и щелочного полевого шпата, главных концентраторов этого элемента в *PA* гранитах, Eu должен, в силу большего коэффициента распределения [68], в первую очередь связываться в цирконе.

Щелочно-гранитоидный магматизм Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса, в частности, его Западно-Забайкальский сегмент, развивался в пределах мезонеопротерозойской коровой провинции [69], консолидированной в байкальский (гренвильский) и каледонский этапы тектогенеза и регенерированной в позднегерцинское время [70].

Формирование Шербахтинского массива происходило во внутриконтинентальной геодинамической обстановке, вероятно в условиях рассеянного малоамплитудного растяжения в период затухания магматической деятельности, что подтверждается малым количеством детритовых цирконов с возрастом 260 – 240 млн. лет в современных речных осадках (авторские неопубликованные данные).

В качестве ключевого фактора, обусловившего магматическую активность позднего палеозоя и раннего мезозоя на территории Забайкалья, рассматривается воздействие мантийного плюма на кору молодого орогена ([71, 72, 73] и ссылки в этих работах). Свидетельством плюмовой активности являются проявления базитового магматизма, синхронного гранитообразованию [29, 52, 74, 75, 76]. Для этих базитов характерен трахибазальтовый или трахиандезибазальтовый химический состав, низкая магнезиальность, умеренное содержание титана, повышенная глиноземистость, повышенная и высокая калиевая целочность. Для всех базитов характерно обогащение LREE относительно HREE, слабо выраженная или вовсе отсутствующая Eu-аномалия, отрицательные аномалии Ta и Nb (в меньшей мере Ti, Zr, Hf), высокие содержания LILE, положительные аномалии Pb и Sr, отрицательные значения єNd [29, 76, 77]. Источником этих базитов, по данным [73, 76], была обогащенная коровым компонентом (метасоматизированная) флогопит-гранат-содержащая

лерцолитовая литосферная мантия реактивированная в позднегерцинское время в результате воздействия мантийного плюма [71, 78].

С плюмовой активностью связывается и формирование 300 – 240 млн. лет назад Хангайского и 230 – 200 млн. лет назад Хэнтэй-Даурского гранитоидный батолитов Северной и Северо-Восточной Монголии [71]. Это означает, что весь обширный регион Центральной Азии, включающий территорию Забайкалья, Северной и Центральной Монголии в течении 100 млн. лет находился над горячим полем мантии. По-видимому, именно этим объясняется пространственное совмещение разновозрастных гранитоидов, столь характерное для Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса в целом. С этим предположением, на наш взгляд, согласуется тот факт, что разновозрастные гранитоиды А-типа формировались за счет разных по изотопному составу и, по-видимому, происхождению, протолитов [63], не исключая и дифференциацию собственно мантийных магм. Так, к примеру, єNd(T) в А-гранитах и комендитах Забайкальского сектора Монголо-Забайкальский вулканоплутонический пояс маркирует длительно существовавшую (290 – 210 млн. лет) область растяжения, контролировавшую расположение гранитоидов А-типа в Забайкалье и Северной Монголии.

9. Апробирована РФА методика обзорного анализа спектра элементов выше Na, в том числе больших содержаний Fe, Ca, Ti, Cu, Zn, Pb, S, As, в сульфидных, оксидных рудах и карбонатных породах без плавки и химического вскрытия проб. Разработаны теоретические модели оценки качества спектров и параметров спектрометров с поляризованным рентгеновским излучением.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследований 2021 года установлены источники метасоматизирующих флюидов апогипербазитовых метасоматитов Оспинско-Китойского, Парамского и Усть-Келянского офиолитовых комплексов Саяно-Байкальской складчатой области, ответственных за образование серпентитнитов, нефрита и лиственитов. Показано, что изотопный состав кислорода в оливинах из дунитов (4.6-5.5 ‰  $\delta^{18}$ O) отражает их мантийное происхождение. В ряду серпентинит (4.7-7.3 ‰  $\delta^{18}$ O) – нефрит (6.1-9.5 ‰  $\delta^{18}$ O) – лиственит (8.1-18.8 ‰  $\delta^{18}$ O) наблюдается последовательное обогащение тяжелым изотопом кислорода, свидетельствующее о возрастающей доле флюида метаморфогенного происхождения, доля которого в лиственитах приближалась к 100 %. В процессе лиственитизации изученных офиолитовых комплексов участвовали слабосоленые (NaCl и Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) низкотемпературные (120-290°C) флюиды.

В рамках сотрудничества с карбонатитовым исследовательским центром Амба Донгар (Кадипани, Индия) были проведены вещественные исследования карбонатитового комплекса Севатур (Тамил Наду, Индия). Основное внимание было уделено изучению доломитовых карбонатитов. Установлено, что кальцит образовался позже доломита и содержит его включения, а также небольшие (до 50 мкм) включения барита, стронцианита, баритокальцита, а также экзотичных минералов, таких как норсетита, бенстонита и кальциобурбанкита. В результате проведенных исследований установлено, что карбонатитовая магма была обогащена Na, Sr, Mg, Ba и LREE. Второстепенные минералы представлены фторапатитом, флогопитом (с киношиталитовой составляющей, что подтверждает обогащение магмы Ba), амфиболом и магнетитом. Установлено, что гидротермальный флюид был обогащен F, P, REE, Ba и S.

Изучены флюоритовые месторождения Западного и Восточного Забайкалья: Куранжинское и Березовское существенно флюоритовые, Хурайское и Наран кварцфлюоритовые, Убукун и Эгита кальцит-кварц-флюоритовые, Абагатуй, Аро-Ташир, Усуглинское барит-кальцит-кварц-флюоритовые, Калангуй пирит-флюоритовое, а также месторождения Бэрх и Галшар в Монголии. Установлен метеорный источник флюидов, сформировавших эпитермальные флюоритовые месторождения Забайкалья. Предполагается, что изотопный состав Sr, Nd и O в рудах флюоритовых месторождений определяется процессами рециклинга метеорных вод под действием неглубоко залегающих плутонов базитов.

В Западном Забайкалье выделено несколько районов распространения интрузий нефелин-содержащих щелочных пород: Северобайкальский (5 массивов), Витимский (около 20 массивов), Восточно-Саянский (8 массивов) и Джидинский (10 небольших проявлений и массивов). Детальными изотопно-геохронологическими исследованиями выявлена сложная

история термальных преобразований циркона щелочных пород, определяющих широкий разброс значений изотопного возраста.

Ha Булуктаевском (W-Mo) месторождении изучены изотопно-геохимические особенности рудопродуцирующих гранитов. Месторождение входит в состав Булуктай-Харацайского рудного узла и является аналогом W-Mo месторождений Джидинского рудного поля. Вольфрам-молибденовое штокверковое оруденение локализовано в трубообразном теле брекчий диаметром 100-110 м, образованном по верхнепалеозойским гранитоидам бичурского комплекса. За пределами трубообразного тела встречается штокверковая и жильная кварцмолибденовая и кварц-вольфрамовая минерализация. Общий размер штокверкового тела 350 х 210 м. Установлено, что лейкограниты Булуктаевского Мо-W месторождения соответствуют гранитам А-типа и сформировались из фракционированного источника во внутриплитной обстановке в условиях верхней континентальной коры. По геохронологическим и минералогоособенностям близки к гранит-порфирам Орекитканского геохимическим они Moместорождения.

В популяции детритовых цирконов из аллювиальных отложений р. Ангаракан (хр. Северо-Муйский), бассейн которой сложен в основном гранитоидами баргузинского комплекса, типоморфного для позднепалеозойского Ангаро-Витимского батолита (АБВ), установлены три возрастных кластера с пиками 728, 423 и 314 млн лет (LA-ICP-MS метод). Показано, что И раннепалеозойских источником неопротерозойских цирконов являются останцы магматических и метаморфических пород – провесы кровли АВБ. Позднепалеозойский кластер включает два сближенных пика с возрастом 314 и 285 млн л., которые полностью «перекрываются» с временем формирования АВБ. Данные детритовой геохронологии в совокупности с данными по коренным источникам, указывают на длительное (около 40 млн формирование батолита. Формирование АВБ происходило в результате плюмлет) литосферного взаимодействия, начавшегося в обстановке тектонического сжатия И сменившегося на рубеже 305-300 млн лет растяжением, обусловившим смену «коровых» гранитов мантийно-коровыми гранитоидами.

Завершено изучение Шербахтинского щелочно-гранитоидного плутона. Установлен позднепермский (260 млн лет) изотопный возраст щелочно-полевошпатовых сиенитов и щелочных гранитов Шербахтинского плутона (~220 км<sup>2</sup>), расположенного на Витимском плоскогорье в северо-восточной части Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса. Исходный для массива трахит-трахиандезитовый расплав был образован за счет плавления высоко-калиевого нижнекорового мафического источника. Глубинная эволюция расплава определялась фракционной кристаллизацией кислого плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Железистый щелочно-гранитный остаточный расплав образовался в промежуточной камере за

счет фракционирования амфибола и эгирина в условиях низкой фугитивности кислорода. Формирование А-гранитоидов Забайкалья проходило во внутриконтинентальной геодинамической обстановке, вероятно в результате воздействия мантийного плюма на разогретую, пластичную кору молодого орогена, образованного в процессе позднегерцинских складчато-надвиговых деформаций.

Датированы (LA-ICP-MS метод) базитовые дайки, рвущие рудные структуры бериллиевого месторождения Снежное (Восточный Саян). Возраст цирконов из диабазовой дайки составил 301±6 млн л., из микрогаббровой – 297±2 млн л. Полученные датировки близки к возрасту флюорит-фенакит-берилловой минерализации (306 млн лет) и ассоциирующих щелочных гранитов (306-295 млн лет). Геохимические особенности базитовых даек предполагают генерацию мафических магм из астеносферного мантийного источника, что с учетом внутриконтинентальной позиции свидетельствует в пользу плюм-мантийной природы базит–щелочно-гранитоидного магматизма Восточно-Саянской редкометалльной зоны.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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//Contrib. Mineral. Petrol. - 1977. - Vol.63. P. 1 - 49.

 Бурцева М.В., Рипп Г.С., Посохов В.Ф., Мурзинцева А.Е. Нефриты Восточной Сибири: геохимические особенности и проблемы генезиса//Геология и геофизика. - 2015. - Т. 56. - № 3. - С. 516 - 527.

3. Yui T.-F., Kwon S.-T. Origin of a dolomite-related jade deposit at Chuncheon, Korea//Econ. Geol. - 2002. - Vol. 97. P. 593 - 601.

4. Ласточкин Е.И., Рипп Г.С., Цыденова Д.С., Посохов В.Ф., Мурзинцева А.Е. Результаты изотопного изучения эпитермальных флюоритовых месторождений Западного Забайкалья (Источники вещества и флюидов)//Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Изв. Сиб. отделения Секции наук о Земле РАЕН. - 2018. - Т.41. - №2. - С. 9 - 22. **DOI**:10.21285/2541-9455-2018-41-2-41-53

Ласточкин Е.И., Рипп Г.С., Цыденова Д.С., Посохов В.Ф. Мурзинцева А.Е.
 Эпитермальные флюоритовые месторождения Забайкалья (геохимические особенности, источники вещества и флюидов, проблемы генезиса//Геология и геофизика. - 2021. - Т.62. - №4.
 - С. 514 - 527. DOI: 10.15372/GiG2020113

6. Sharp Z.D. A laser-based microanalitical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides//Geochim. Cosmochim. Acta. - 1990. – Vol. 54. P. 1353 - 1357.

7. Зыкин Н.Н. Изотопный состав кислорода и водорода воды газово-жидких включений в гидротермальных системах рудных месторождений//Миасс: ИМин УрО РАН. - 2007. - С. 51 - 55.

8. Seal R.R., Rye R.O. Stable isotope study of fluid inclutions in fluorite from Idaho: Implications for continental climates during the Eocene//Geology - 1993. - Vol.21. 219 p.

9. Pei Q., Zhang S., Santosh M., Cao H., Zhang W., Hu X., Wang L. Geochronology, geochemistry, fluid inclusion and C, O and Hf isotope compositions of the Shuitou fluorite deposite, Inner Mongolia, China//Ore Geology Reviews. - 2017. - Vol.83. P. 174 - 190.

10. Плюснин А.М., Замана Л.В., Шварцев С.Л., Токаренко О.Г., Чернявский М.К. Гидрогеохимические особенности состава азотных терм Байкальской рифтовой зоны//Геология и геофизика. - 2013. - Т.54. - № 5. - С. 647 - 664.

11. Barker S. L.L., Bennet V.C., Cox S.F., Norman M.D., Gagan M.K. Sm-Nd, Sr, C and O isotope systematic in hydrothermal calcite-fluorite veins: Implications for fluid-rock reaction and geochronology//Chemical Geology. - 2009. - Vol. 268. P. 58-66.

12. Dill H.G., Luna L.I., Nolte N., Hansen B.T. Chemical, isotopic and mineralogical characteristics of volcanogenic epithermal fluorite deposits on the Permo-Mesozoic foreland of the Andean volcanic arc in Patagonia (Argentina)//Chemie der Erde. - 2016. - Vol.76. P. 275 - 297.

13. Dill H.G., Weber B., Eigler G., Kaufhold S. The fluorite deposits NE of Regensburg, SE Germany-A mineralogical and chemical comparison of unconformity-related fluorite vein-type deposits//Chemie der Erde. - 2012. - Vol.72. P. 261 - 278.

 Котова Н.П., Абрамов Б.Н. Флюоритовые месторождения Восточного Забайкалья: условия формирования, закономерности размещения//Вестник ЧитГУ. - 2009. - Т.52. - № 1. - С. 55 - 62.

15. Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. - М.: Наука, 1981, 125 с.

16. Иванова А.А. Флюоритовые месторождения Восточного Забайкалья - М. - Недра. - 1974. 208 с.

 Воронцов А.А., Ярмоюк В.В., Комарицына Т.Ю. Позднемезозойскийраннекайнозойский рифтогенный магматизм Удинского сектора//Геология и геофизика. -2016. -Т. 57. - №5. - С. 920 - 946.

18. Канищев А.Д., Менакер Г.И. Средние содержания 15 рудообразующих химических элементов в земной коре Центрального и Восточного Забайкалья//Геохимия. - 1974.
- №2. - С. 405 - 411.

19. Рипп Г.С. Геохимия эндогенного оруденения и критерии прогноза в складчатых областях. - Новосибирск: Наука, 1984, 192 с.

20. Андрющенко С.В., Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Сандимиров И.В. Эволюция юрско-мелового магматизма Хамбинской вулканотектонической структуры (Западное Забайкалье)//Геология и геофизика. - 2010. - Т.51. - №51. С. 944 - 962.

21. Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Сергеев С.А. U-Pb (SHRIMP II) изотопное датирование цирконов из щелочных пород Витимской провинции, Западное Забайкалье//ДАН. - 2012. - Т.443. - №1. - С. 297 - 301.

22. Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Рампилов М.О., Рипп Г.С., Ласточкин Е.А., Хубанов В.Б., Посохов В.Ф., Владыкин Н.В. Возраст, минералогическая и геохимическая характеристика пород Чининского щелочного массива (Западное Забайкалье)//Геология и геофизика. - 2017. - Т.58. №8. - С. 1135 - 1156.

23. Doroshkevich A.G., Izbrodin I.A., Rampilov M.O., Ripp G.S., Lastochkin E.I., Khubanov V.B. Permo–Triassic stage of alkaline magmatism in the Vitim plateau (western Transbaikalia)//Russian Geology and Geophysics. - 2018. - Vol. 59. P. 1061 - 1077. https://doi.org/10.15372/GiG20180901

24. Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M. Alkaline magmatizm of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr, Nd) data//Lithos. - 2012. - Vol.152. P. 157 - 172.

25. Izbrodin I.A., Doroshkevich A.G., Rampilov M.O., Elbaev A.L., Ripp G.S. Late Paleozoic alkaline magmatism in Western Transbaikalia, Russia: Implications for magma sources and tectonic settings//Geoscience Frontiers. - 2020. - Vol. 11. №4. P. 1289 - 1303. DOI: 10.1016/j.gsf.2019.12.009

26. Налетов П.И. Молодые рудоносные интрузии Западного Забайкалья//Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Улан-Удэ, 1957. №1. - С. 91 - 109.

27. Андреев Г.В., Хубанов В.Б., Посохов В.Ф. Происхождение и состав минералов нефелин-полевошпатовых метасоматитов Западного Забайкалья//Записки РМО. - 2003. - №4. С. 58 - 66.

28. Андреев Г.В., Шаракшинов А.О., Литвиновский Б.А. Интрузии нефелиновых сиенитов Западного Забайкалья. - М.: Наука, 1969. - 185 с.

29. Litvinovsky B. A., Tsygankov A. A., Jahn B. M., Katzir Y., Be'eri-Shlevin Y. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alksline magmas: The Late Paleozoic post-collisionaligneos province Transbaikalia//Lithos - 2011. - Vol. 125, P. 845 - 874.

30. Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В. Западно-Забайкальская бериллиевая провинция: месторождения, рудоносный магматизм, источники вещества. - М.: ГЕОС, 2015. - 254 с.

31. Sarangua N., Watanabe Y., Echigo T., Hoshino M. Chemical characteristics of zircon from Khaldzan Burgedei peralkaline complex, Western Mongolia//Minerals - 2018. - Vol.9. - №10. https:// doi.org/10.3390/min9010010

32. Kaulina T.V., Sinai M.Yu., Savchenko E.E. Metasomatic substitution in zircon: natural objects and crystal genetic modeling//Geology of Ore Deposits. - 2012. - Vol53. №8. P. 735 - 744. https://doi.org/10.1134/S1075701511080071

33. Смирнов Г.В. Щелочные породы Енхорского массива//Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Улан-Удэ, 1961. №7. - С. 94-108.

34. Панина Л.И. Минералого-генетическая характеристика некоторых щелочных массивов Прибайкалья. - Н.: Наука, 1972. - 127 с.

35. Шатова Н.В., Скублов С.Г., Мельник А.Е., Шатов В.В., Молчанов А.В., Терехов А.В., Сергеев С.А. Геохронология щелочных магматических пород и метасоматитов Рябинового массива (Южная Якутия) на основе изотопно-геохемического (U-Pb, REE) исследования циркона//Региональная геология и металлогения. -2017. - № 69. - С. 33 - 48.

36. Andryushchenko S.V., Vorontsov A.A., Yarmolyuk V.V., Sandimirov I.V. Evolution of Jurassic–Cretaceous magmatism in the Khambin volcanotectonic complex (western

Transbaikalia)//Russian Geology and Geophysics. - 2010. - Vol.51. - P. 734–749. https:// doi.org/10.1016/j.rgg.2010.06.002

37. Гордиенко И.В., Гороховский Д.В., Смирнова О.К., Ланцева В.С., Бадмацыренова Р.А., Орсоев Д.А. Джидинский рудный район: геологическое строение, структурнометаллогеническое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования, прогнозы и перспективы освоения//Геология рудных месторождений. - 2018. - Т.60. - №1. - С.3 - 37. **ДОІ:** 10.7868/S001677701801001X

38. Туговик Г.И. Эксплозии и рудный процесс. - М.: Недра, 1974. - 208 с.

39. Савченко А.А., Рипп Г.С., Избродин И.А., Посохов В.Ф. Возраст и изотопная характеристика Булуктаевского молибден-вольфрамового месторождения (Республика Бурятия)//Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. - 2018. - Т.41. - №4. - С.7 - 21. DOI: *10.21285/2541-9455-2018-41-4-7-21* 

40. Коржинский А.Ф., Фрацкая Е.В. О позднем выделении молибденита на Булуктаевском месторождении Юго-Западного Забайкалья//Известия Сибирского отделения Академии наук СССР. 1958. № 6. С. 46–53.

41. Рипп Г.С. Новые данные о стадийности в формировании Булуктаевского молибдено-вольфрамового месторождения//Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. - 1966. - Вып. Х. - С.155 - 168.

42. Хубанов В.Б., Цыганков А.А., Хубанова А.М., Врублевская Т.Т., Бурдуковский В.В., Буянтуев М.Д., Бурмакина Г.Н. Этапы формирования Мо-гранитов Западного Забайкалья: U-Pb (LA-ICP-MS) изотопные данные//Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии. Материалы V Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 45-летию Геологического института СО РАН. 27-31 августа 2018 г., Улан-Удэ - Изд-во Бурятского госуниверситета. - 2018. С.373 - 374.

43. Wickham S.M., Albertz A.D., Zanvilevich A.N., Litvinovsky B.A., Bindeman I.N., Schauble A. A. Stable isotope study of anorogenic magmatism in East Central Asia//Journal of. Petrology. -1996. - Vol.37. P. 1063 - 1095.

44. Ripp G.S., Smirnova O.K., Izbrodin I.A., Lastochkin E.I., Rampilov M.O., Posokhov V.F. An isotope study of the Dzhida Mo–W ore field (Western Transbaikalia, Russia)//Minerals. - 2018. - Vol.8. №546.

45. Sun, S.S., McDonough, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes/magmatism in the oceanic basins. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). Geological Society Special Publications, 1989. Vol. 42, P. 313 - 345.

46. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology – 1987 - Vol. 95, P. 407 - 419.

47. Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin//Journal of Petrology - 2011. - Vol. 52, P. 39 - 53.

48. Liégeois J.P., Black R. Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar des Iforas (Mali). In: J.G. Fitton, B.G.J. Upton (Eds.), Alkaline igneous rocks. Geological Society, London, Special Publications, 1987. - Vol. 30, P. 381 - 401. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.030.01.18.

49. Frost B.R., Frost C.D. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks//Journal of Petrology - 2008 - Vol. 49, P. 1955 - 1969.

50. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., A geochemical classification for granitic rocks//Journal of Petrology - 2001. - Vol. 42. P. 2035 - 2048.

51. Jahn, B.M., Litvinovsky, B.A., Zanvilevich, A.N., and Reichow, M.K. Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian-Transbaikalian belt: evolution, petrogenesis and tectonic significance//Lithos - 2009 - Vol. 113, P. 521-539.

52. Litvinovsky B.A., Zanvilevich A.N., Wickham S.M., Jahn B.M., Vapnik Y., Kanakin C.V., Karmanov N.S. Composite dikes in four successive granitoid suites from Transbaikalia, Russia: The effect of silicic and mafic magma unteraction on the chemical features of granitoids//Journal of Asian Earth Sciences - 2017. - Vol. 136, P. 16 - 39.

53. Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.). The Crust. Treatise on Geochemistry. Elsevier-Pergamon, Oxford, pp.1–64 (Chap. 3).

54. Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Zanvilevich A.N., Saunders, A., Poulain, S. Petrogenesis of syenite-granite suit from Bryansky Complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas//Chemical Geology - 2002. - Vol. 189. P.105 - 133.

55. López de Luchi M. G., Siegesmund S., Wemmer K., Nolte N. Petrogenesis of the postcollisional Middle Devonian monzonitic to granitic magmatism of the Sierra de San Luis, Argentina//Lithos – 2017. - Vol. 288 - 289. P. 191 - 213.

56. Wickham S.M., Litvinovsky B.A., Zanvilevich A.N., Bindeman I.N. Geochemical evolution of Phanerozoic magmatism in Transbaikalia, East Asia: a key constraint on the origin of K-rich silicic magmas and the process of cratonisation//Journal of Geophysical Research - 1995. - Vol. 100 (B8), P.15641 - 15654.

57. Zhao, J.X., Shiraishi, K., Ellis, D.J., Sheratin, J.W. Geochemical and isotopic studies of syenites from the Yamato Mountains, East Antarctica: implications of the origin of syenitic magmas//Geochimica and Cosmocnimica Acta - 1995. - Vol. 59, P. 1363 - 1382.

58. Litvinovsky, B.A., Zanvilevich, A.N., Wickham, S.M., Steele, I.M. Origin of syenites magmas in A-type granitoid series: syenite–granite series from Transbaikalia//Petrology - 1999. - Vol. 7, P. 483 - 508.

59. Chen G.N., Grapes R. Granite Genesis: In Situ Melting and Crustal Evolution. 2007. Springer, 277 p.

60. Yarmolyuk, V.V., Ivanov, V.G., Kovalenko, V.I. Sources of the intraplate magmatism of Western Transbaikakia in the late Mesozoic–Cenozoic: trace element and isotope data//Petrology 1998. - Vol. 6, P. 101 - 124.

61. Yarmolyuk, V.V., Kovalenko, V.I., Sal'nikova E.B., Budnikov S.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Ponomarchuk V.A. Tectono-magmatic zoning, magma sources, and geodynamics of the Early Mesozoic Mongolia–Transbaikal Province//Geotectonics - 2002. - Vol. 36, P. 293 - 311.

62. Reichow M.K., Litvinovsky B.A., Parrish R.R., Saunders A.D. Multi-stage emplacement of alkaline and peralkaline syenite-granite suites in the Mongolian-Transbaikalian Belt, Russia: evidence from U-Pb geochronology and whole-rock geochemistry//Chem. Geol., 2010. - Vol. 273, P. 120 - 135.

63. Tsygankov A.A., Khubanov V.B., Burmakin G.N., Elbaev A.L., Burdukovsky V.V. Correlation between the mantle and heterochronous crustal materials in the composition of Transbaikalia A-type granitoides: petrological and geodynamical implications//Geodynamics & Tectonophysics - 2019. - 10 (3), P. 779 - 799.

64. Sisson T.W., Ratajeski K., Hankins W.B., Glazner. A.F. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources//Contrib. Mineral. Petrol., 2005. - 148, P. 635 - 661, 10.1007/s00410-004-0632-9

65. Janoušek, V., Finger, F., Roberts, M., Frýda, J., Pin, C., Dolejš, D. Deciphering the petrogenesis of deeply buried granites: whole-rock geochemical constraints on the origin of largely undepleted granulites from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif//Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci. - 2004. Vol. 95, P. 141 - 159.

66. Li X-H., Li Z-X., Li W-X., Yuan C., Wei G., Qi C. U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I- and A-type granites from central Guangdong, SE China: A major igneous event in response to foundering of a subducted flatslab//Lithos - 2007. - Vol. 96, P. 186 - 204.

67. Watson E. B., Wark D. A., and Thomas J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile//Contributions to Mineralogy and Petrology - 2006. Vol. 151(4), P. 413 - 433.

68. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 1985, p. 384.

69. Yarmolyuk, V.V., Kovalenko, V.I., Kovach V.P., Budnikov S.V., Kozakov I.K., Kotov A.B., Sal'nikova E.B. Nd-Isotopic Systematics of Western Transbaikalian Crustal Protoliths: Implications to Riphean Crust Formation in Central Asia//Geotectonics - 1999. - №. 4, P. 3 - 20.

70. Ruzhentsev, S.V., Minina, O.R., Nekrasov, G.E., Aristov V.A., Golionko B.G., Doronina N.A., Lykhin D.A. The Baikal–Vitim Fold System: Structure and Geodynamic Evolution//Geotectonics - 2012. - Vol. 46, P. 87 - 110.

71. Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E. Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt//Journal of Asian Earth Sciences - 2014. -Vol. 93. P. 158 - 179.

72. Yarmolyuk V.V., Kozlovsky A.M., Travin A.V., Kirnozova T.I., Fugzan M.M., Kozakov I.K., Plotkina Yu.V., Eenzhin G., Oyunchimeng Ts., Sviridova O.E. Duration and geodynamic nature of Giant Central Asian Batholiths: geological and geochronological stadies of the Khangai batholith//Stratigraphy. Geological correlation - 2019. - Vol. 27, P. 73 - 94.

73. Tsygankov A.A., Burmakina G.N., Khubanov V.B., Buyantuev M.D. Geodynamics of Late Paleozoic Batholith-Forming Processes in Western Transbaikalia//Petrology - 2017 - Vol. 25, P. 396 - 418.

74. Burmakina, G.N., Tsygankov A.A. Mafic microgranular enclaves in Late Paleozoic granitoids in the Burgasy quartz syenite massif, western Transbaikalia: composition and petrogenesis//Petrology - 2013. - Vol. 21. P. 280 - 303.

75. Burmakina, G.N., Tsygankov, A.A., Khubanov V.B.. Petrogenesis of composite dikes in granitoids of western Transbaikalia//Russian Geology and Geophysics - 2018. - Vol. 59. P. 23 - 48.

76. Tsygankov, A.A., Khubanov, V.B., Travin, A.V., Lepekhina E.N., Burmakina G.N., Antsyferova T.N., Udoratina O.V. Late Paleozoic gabbroids of Western Transbaikalia: U–Pb and Ar–Ar isotopic ages, composition, and petrogenesis//Russian Geology and Geophysics - 2016. - Vol. 57, P. 1005 - 1027.

77. Tsygankov A.A., Litvinovsky B.A., Jhan B.M., Reichow M.K., Liu D.Y., Larionov A.N., Presnykov S.L., Lepekhina Ye.N., Sergeev S.A. Sequence of magmatic events in the Late Paleozoic of Transbaikalia, Russia (U-Pb isotope data)//Russian Geology and Geophysics - 2010a. - Vol. 51, P. 972 - 994.

78. Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье//Петрология. - 2017. - Т. 25. № 4. С. 395 - 418.

Количество научных публикаций в журналах, индексируемых в российских и международных информационно-аналитических системах научного цитирования (Web of Science, Scopus, MathSciNet, Российский индекс научного цитирования, Google Scholar, European Reference Index for the Humanities и др.) по проекту за 2021 год:

**Doroshkevich A.G.,** Sharygin V.V., Belousova E.A., **Izbrodin I.A.**, Prokopyev I.R. Zircon from the Chuktukon alkaline ultramafic carbonatite complex (Chadobets uplift, Siberian craton) as evidence of source heterogeneity//Lithos. - 2021. - Vol. 382 - 383. **DOI:** *10.1016/j.lithos.2020.105957*.

Kruk M.N., **Doroshkevich A.G.**, Prokopyev I.R., **Izbrodin I.A.** Mineralogy of phoscorites of the Arbarastakh complex (Republic of Sakha, Yakutia, Russia)//Minerals. - 2021. - Vol.11. - Iss. 6. **DOI:** *10.3390/min11060556* 

Nugumanova Y., **Doroshkevich A.G.**, Prokopyev I.R., Starikova A.E. Compositional variations of spinels from ultramafic lamprophyres of the Chadobets complex (Siberian craton, Russia)//Minerals. - 2021. - Vol.11. - Iss. 5. **DOI:** *10.3390/min11050456* 

Powerman V.I., **Buyantuev M.D.**, Ivanov A.V. A review of detrital zircon data treatment, and launch of a new tool 'Dezirteer' along with the suggested universal workflow//Chemical Geology. 2021. 583. 120437. DOI:10.1016/j.chemgeo.2021.120437

Prokopyev I.R., **Doroshkevich A.G.**, Malyutina A.V., Starikova A.E., Ponomarchuk A.V., Semenova D.V., Kovalev S.A., Savinsky I.A. Geochronology of the Chadobets alkaline ultramafic carbonatite complex (Siberian craton): new U-Pb and Ar-Ar data//Geodynamics & Tectonophysics. - 2021. - Vol. 12 (4). P. 865 - 882. DOI:10.5800/GT-2021-12-4-0559

Prokopyev I.R., **Doroshkevich A.G.**, Zhumadilova D.V., Starikova A.E. Nugumanov Ya.N., Vladykin N.V. Petrogenesis of Zr–Nb (REE) carbonatites from the Arbarastakh complex (Aldan Shield, Russia): Mineralogy and inclusion data//Ore Geology Reviews. - 2021. - Vol.131. -104042. *DOI:* 10.1016/j.oregeorev.2021.104042

Rampilova M., Doroshkevich A., Viladkar Sh., Zubakova E. Mineralogy of dolomite carbonatites of Sevathur complex, Tamil Nadu, India//Minerals. - 2021. - Vol.11- Iss. 4. - 355. *DOI:* 10.3390/min11040355

Redina A.A., **Doroshkevich A.G.**, Veksler I.V., Wohlgemuth-Ueberwasser C.C. Fluorite mineralization related to carbonatitic magmatism in the Western Transbaikalia: Insights from fluid inclusions and trace element composition//Minerals. - 2021. - Vol. 11- Iss. 4. -1183. *DOI:* 10.3390/min11111183

Starikova A.E., Prokopyev I.R, **Doroshkevich A.G.**, Ragozin A.L., Chervyakovsky V. Polygenic nature of olivines from the ultramafic lamprophyres of the Terina Complex (Chadobets Upland, Siberian Platform) based on trace element composition, crystalline, and melt inclusion data//Minerals. - 2021. - Vol. 11- Iss. 4. *DOI:* 10.3390/min11040408

**Tsygankov A.A., Khubanov V.B.,** Udoratina O.V., Coble M.A., **Burmakina G.N.** Alkaline granitic magmatism of the Western Transbaikalia: Petrogenetic and geodynamic implications from U-Pb isotopic–geochronological data//Lithos. - 2021. - Vol. 390-391. 106098. *DOI:* 10.1016/j.lithos.2021.106098.

Врублевский В.В., Дорошкевич А.Г. Изотопная систематика щелочных пород и карбонатитов в складчатых областях Северной и Западной Азии: обзор новейших данных//Геосферные исследования. - 2021. - № 4. - С. 6-26 DOI: 10.17223/25421379/21/1

Ласточкин Е.И., Рипп Г.С., Цыденова Д.С., Посохов В.Ф. Мурзинцева А.Е. Эпитермальные флюоритовые месторождения Забайкалья (геохимические особенности, источники вещества и флюидов, проблемы генезиса//Геология и геофизика. - 2021. - Т.62. - №4. - С. 514-527. *DOI:* 10.15372/GiG2020113 или Lastochkin E.I., Ripp G.S., Tsydenova D.S., Posokhov V.F., Murzintseva A.E. Epithermal Fluorite Deposits in Transbaikalia (Geochemical Features, Sources of Matter and Fluids, and Genesis) // Russian Geology and Geophysics. - 2021. -62 (4). – PP. 415-426 *DOI:* 10.2113/RGG20194128 WoS (Q4) Пономарев Ж.Д., Дорошкевич А.Г., Прокопьев И.Р., Чеботарев Д.А. Геохимическая характеристика магнезиокарбонатитов апатитоносного рудопроявления Муосталаах и месторождения фосфатов Бирикээн (Алданский щит, Ю.Якутия)//Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. - 2021. - Т. 66. - № 2. - С.349 - 373. DOI: 10.21638/spbu07.2021.209

Рампилова М.В., Рипп Г.С., Рампилов М.О., Дамдинов Б.Б., Дамдинова Л.Б., Посохов В.Ф. Изотопно-геохимические особенности апогипербазитовых метасоматитов Саяно-Байкальской складчатой области//Геология и геофизика. - 2021. - Т. 62. - №9. - С. 1246 - 1263. *DOI:* 10.15372/GiG2020139 Rampilova M.V., Ripp G.S., Rampilov M.O., Damdinov B.B., Damdinova L.B., Posokhov V.F. Isotope-Geochemical Features of Apoultrabasic Metasomatites of the Sayan-Baikal Folded Area // Russian Geology and Geophysics. - 2021. -62 (9). – PP. 1021-1035 *DOI:* 10.2113/RGG20194154 WoS (Q4)

**Хубанов В.Б., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н.** Продолжительность и геодинамика формирования Ангаро-Витимского батолита: по данным U-Pb изотопного LA-ICP-MS датирования магматических и детритовых цирконов//Геология и геофизика. - 2021. - 62. С. 1619 - 1641. DOI: 10.15372/GiG2021112 Khubanov V.B., Tsygankov A.A., Burmakina G.N. The Duration and Geodynamics of Formation of the Angara-Vitim Batholith: Results of U-Pb Isotope (LA-ICP-MS) Dating of Magmatic and Detrital Zircons // Russian Geology and Geophysics. - 2021. -62 (12). – PP. 1331-1349 *DOI:* 10.2113/RGG20204223 WoS (Q4)

Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jolivet M., Mikheeva E.A., Ivanov A.V., Arzhannikov S.S., **Khubanov V.B., Kamenetsky V.S.** Segmental closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: insight from detrital geochronology in the East Transbaikalia Basin // Geoscience Frontiers. 2021. 13 (1) 101254. DOI:10.1016/j.gsf.2021.101254 WoS (Q1)

Peretyazhko I.S., Savina E.A., **Khromova E.A.** Low-pressure (> 4 MPa) and high-temperature (> 1250 degrees C) incongruent melting of marly limestone: formation of carbonate melt and melilite-nepheline paralava in the Khamaryn-Khural-Khiid combustion metamorphic complex, East Mongolia // Contributions to Mineralogy and Petrology – 2021. - 176 (5) DOI: 10.1007/s00410-021-01794-5 WoS (Q1)

Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V., **Doroshkevich A.G.**, Starikova A.E., **Kanakin S.V.** Pyroxenite as a Product of Mafic-Carbonate Melt Interaction (Tazheran Massif, West Baikal Area, Russia) // Minerals. 2021. 11 (6). 654. DOI: 10.3390/min11060654 WoS (Q2)

Fedorov A.M., Makrygina V., Mazukabzov A.M., Nepomnyashchikh A.I., **Ayurzhanaeva D.Ts.,** Volkova M.G. Resources of quartz raw materials, Gargan block, East Sayan quartzite-bearing area // Georesursy. – 2021. – 23 (4). – PP. 96-106 DOI: 10.18599/grs.2021.4.11

#### Не рецензируемые издания

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Хубанов В.Б. «Гибридизация магм – как отражение динамики мантийно-корового взаимодействия» // Всероссийская конференция с международным участием, посвященная 90-летию ИГЕМ РАН «Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований, Москва 2021, с. 191-195.

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Хубанов В.Б. «Мафические включения во внутриплитных гранитоидах Западного Забайкалья, как индикатор мантийно-корового взаимодействия»// XIII всероссийское петрографическое совещание «петрология и геодинамика геологических процессов» Иркутск 2021, с. 87-90.

Рампилова М.В., Дорошкевич А.Г., Виладкар Ш. Минералогия доломитовых карбонатитов массива Севатур, Индия // Материалы VI Всероссийской молодежной научной конференции, посвященной памяти академика Н.Л. Добрецова. 23–27 августа 2021 г., Улан-Удэ – Горячинск. - г. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН. 2021. С. 87-89. *DOI* 10.31554/978-5-7925-0604-6-2021-87-89

Рампилов М.О. Изотопно-геохимические особенности гранитоидов Западного Забайкалья // Материалы VI Всероссийской молодежной научной конференции, посвященной

памяти академика Н.Л. Добрецова. 23–27 августа 2021 г., Улан-Удэ – Горячинск. - г. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН. С.85-86. DOI: 10.31554/978-5-7925-0604-6-2021-85-86

**Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Рампилов М.О.,** Хромова Е.А. Петрогенезис скаполитового габбро Бамбуйской интрузии (Западно Забайкалье) // Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых) / г.Иркутск (06–13 сентября 2021 г). Институт геохимии им. А.П. Виноградова и Институт земной коры, 2021. – С. 238-248.

Жатнуев Н.С., Васильев В.И., Санжиев Г.Д. Магматизм различных геодинамических обстановок. Оценка потенциальной возможности выплавления магм // Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых) «петрология и геодинамика геологических процессов». 06-13 сентября 2021 г. - г. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН. 2021. Том 1. С. 205-206.

**Хубанов В.Б., Долгобородова К.Д.,** Дамдинов Б.Б., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т., Москвитина М.Л. Геохронология неопротерозойского габброидного и гранитоидного магматизма Восточного Саяна // Петрология и геодинамика геологических процессов: Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых). 06–13 сентября 2021 г. – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2021. – В 3-х томах. Т. 3. С. 191-192.

**Хубанов В.Б.**, Долгобородова К.Д., Врублевская Т.Т., Дамдинова Л.Б., Цыганков А.А. Возраст базитовых даек Бериллиевого месторождения Снежное (Восточный Саян) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 19. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2021. С. 250.

Хубанов В.Б., Долгобородова К.Д., Дамдинов Б.Б., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т., Москвитина М.Л. Геохронология и геодинамика неопротерозойского Сумсунурского гранитоидного комплекса (Восточный Саян) // Динамика и взаимодействие геосфер Земли. Материалы Всероссийской конференции с международным участием, посвященной 100-летию подготовки в Томском государственном университете специалистов в области наук о Земле. Том I. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ. 2021. С. 118-120

Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б. Внутриплитный щелочногранитоидный магматизм Западного Забайкалья: новые U-Pb изотопно-геохронологические данные, петрогенетические и геодинамические следствия // Всероссийская конференция с международным участием, посвященная 90-летию ИГЕМ РАН «Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований, Москва 2021, с. 485-1489.

**Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б.** Гранитоиды северной части Ангаро-Витимского батолита: корреляция, изотопный (U-Pb) возраст, источники магм // XIII всероссийское петрографическое совещание «петрология и геодинамика геологических процессов» Иркутск 2021, с. 199-201.

**Tatarinov A.V.,** Yalovik L.I., Mironov A.G., Posokhov V.F. Mykert-Sanzheevka field of polycomponent ores (Pb, Zn, Ag, Au, PGE): Geologic-Substance Characteristics and Formation Features of Ore-Forming System // Challenging Issues on Environment and Earth Science. - 2021. - V.2. P.26-48. Print ISBN: 978-93-90768-63-9, eBook ISBN: 978-93-90768-64-6 DOI: 10.9734/bpi/ciees/v2/7574D This chapter is an extended version of the article published by the same author(s) in the following journal. Geomaterials, 10, 2020.