

*На правах рукописи*

*Али*

СОМСИКОВА Алина Вадимовна

**ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ  
ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА МАГМАТИЧЕСКИХ И  
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД КИЧЕРСКОЙ ЗОНЫ  
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО  
ПОЯСА**

Специальность 25.00.09 – геохимия, геохимические методы поисков полезных  
ископаемых

**Автореферат**

диссертации на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

**Москва  
2022**

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки  
Ордена Ленина и Ордена Октябрьской Революции Институте геохимии и аналитической  
химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН)

**Научные руководители:** **Костицын Юрий Александрович**  
Академик РАН, доктор геолого-минералогических наук,  
заведующий лабораторией изотопной геохимии и  
геохронологии ГЕОХИ РАН, г. Москва

**Федотова Анна Анатольевна**  
кандидат геолого-минералогических наук (специальность  
25.00.03 Геотектоника и геодинамика), старший научный  
сотрудник лаборатории изотопной геохимии и  
геохронологии ГЕОХИ РАН, г. Москва

**Официальные оппоненты:** **Туркина Ольга Михайловна**  
доктор геолого-минералогических наук,  
ведущий научный сотрудник лаборатории петрологии и  
рудности магматических формаций Федерального  
государственного бюджетного учреждения науки Института  
геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского  
отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН), г.  
Новосибирск

**Шатагин Константин Николаевич**  
кандидат геолого-минералогических наук,  
ведущий научный сотрудник лаборатории изотопной  
геохимии и геохронологии Федерального государственного  
бюджетного учреждения науки Института геологии рудных  
месторождений, петрографии, минералогии и геохимии  
Российской академии наук (ИГЕМ РАН), г. Москва

**Ведущая организация:** Федеральное государственное бюджетное учреждение  
Институт земной коры Сибирского отделения Российской  
академии наук (ИЗК СО РАН), г. Иркутск.

Защита состоится «\_» октября 2022 г. в 15 часов 00 минут на заседании диссертационного  
совета Д 002.109.02 на базе Института геохимии и аналитической химии им. В.И.  
Вернадского РАН по адресу 119991, Москва, ул. Косыгина, 19 (тел. (495) 939-70-17, факс  
(495) 938-20-54).

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ГЕОХИ РАН и на сайте [www.geokhi.ru](http://www.geokhi.ru)  
в разделе Диссертации.

Автореферат разослан «\_» \_\_\_\_\_ 2022 г.

Отзывы в двух экземплярах, заверенные гербовой печатью учреждения, просим направлять  
по адресу ГЕОХИ РАН учёному секретарю диссертационного совета Д002.109.002 Наталье  
Александровне Мигдисовой ([dissovetal@geokhi.ru](mailto:dissovetal@geokhi.ru) или [nat-mig@yandex.ru](mailto:nat-mig@yandex.ru)).

Ученый секретарь  
диссертационного совета Д 002.109.02  
кандидат геолого-минералогических наук

 Мигдисова Н.А.

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность исследования.** Процессы, которые проходят в глубоких горизонтах коры вулканических дуг, практически не доступны для исследований в современных обстановках. Комплексное изучение глубинных срезов земной коры, выведенных на дневную поверхность подвижных поясов, важно для понимания закономерностей геодинамических режимов активных окраин океанов и преобразование ювенильного вещества в этих структурах. Уровни средней и нижней коры подвижных поясов позднего неопротерозоя и фанерозоя в редких случаях доступны для прямого изучения.

Кичерская зона, слагающая западную часть складчатого неопротерозойского Байкало-Муйского пояса в юго-восточном орогенном обрамлении Сибирской платформы, представляет собой подходящий объект для подобного исследования. Южная часть Кичерской зоны хорошо обнажена, в её составе присутствуют комплексы пород различных уровней среза земной коры, разнообразного генезиса и широкого диапазона составов. В работе представлены новые, полученные автором, результаты исследования изотопных систем пород и циркона гранулитового комплекса, ультрамафит-мафитового комплекса Тонкий мыс и тоналит-плагиогранит-гранитной серии гипабиссального комплекса Кичерской зоны Байкало-Муйского складчатого пояса (Северное Прибайкалье).

При изучении полигенетических зёрен циркона гранулитового комплекса выявлены зоны магматического и метаморфического происхождения. Датированные по ним события важны при восстановлении этапов формирования позднедокембрийского складчатого пояса. Комплекс полученных геохимических и изотопно-геохимических данных по высокометаморфизованным породам является ценным источником информации для интерпретации процессов взаимодействия мантийного и раннедокембрийского корового вещества в глубинных зонах подвижных поясов.

В составе гранитоидных даек Кичерской зоны западной части Байкало-Муйского пояса выделены плагиограниты, по геохимическим характеристикам отвечающие адакитам. Дайки относятся к гипабиссальному комплексу. Ко времени внедрения плагиогранитоидных магм по системе трещин гранулиты были выведены в верхние горизонты коры. Возможность образования адакитов в пределах складчатых поясов ограничена узким диапазоном условий. Это делает адакиты важным палеогеодинамическим индикатором, указывающим на частичное плавление мафитовой части литосферы океанического типа в глубинных частях зон субдукции (Defant, Drummond, 1990; Defant, Kepezhinskas, 2001 и др.) либо на плавление в нижней части мощной континентальной коры над зоной субдукции (Petford, Atherton, 1996), или в конвергентных условиях вне действующей субдукционной системы (Xu et al., 2002 и др.). Установлено, что адакиты и гранитоиды с геохимическими характеристиками адакитов маркируют границы столкновения литосферных плит.

Перечисленные выше особенности исследования определяют его актуальность.

**Цель и задачи исследования.** Цель работы состоит в установлении временной последовательности формирования комплексов горных пород по геологическим и изотопно-геохронологическим данным, определении времени завершающей складчатости и гранитообразования Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса и характеристике источников вещества гранитоидов, габброидов и метаморфических пород. Для достижения поставленной цели решены следующие задачи:

- 1) Получить оценки времени формирования и/или преобразования пород гранулитового комплекса;
- 2) Получить информацию об изотопно-геохимических характеристиках источников вещества пород гранулитового комплекса и гранитоидов на основе изучения их Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем;
- 3) Получить Rb-Sr и Sm-Nd изотопно-геохимические характеристики источников вещества пород ультрамафит-мафитовой серии района междуречья Слюдянка-Рель для

- определения ее происхождения и сравнения с данными по ультрамафит-мафитовым комплексам западной части Байкало-Муйского пояса;
- 4) Выявить и датировать гранитоиды, маркирующие этап завершения тектонической активности в регионе на позднепротерозойском этапе;
  - 5) Обосновать последовательность этапов формирования структуры Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса к концу позднепротерозойского времени.

**Объектами исследования** являются породы гранулитового комплекса, троктолиты пироксенит-троктолит-габбрового комплекса Тонкий мыс и комплекса секущих даек тоналит-плагиогранит-гранитной серии Кичерской зоны (северо-западное побережье оз. Байкал).

**Аналитические методы.** Петрографические особенности пород изучены автором на поляризационном микроскопе. Определение содержания оксидов петрогенных элементов в породах проведено методом РСФА (ГЕОХИ РАН, аналитик Т.Г. Кузьмина) и РФА (ГИН РАН, под руководством С.М. Ляпунова), редких и редкоземельных элементов – методом ICP-MS (ИМГРЭ, под руководством Р.У. Кабировой).

Циркон выделен для геохронологического исследования из пород по стандартной методике с использованием флотационного столика, электромагнитной сепарации и тяжёлых жидкостей в ИЗК СО РАН и в лаборатории минералогического и трекового анализа ГИН РАН.

Катодолюминисцентная съёмка циркона из двух проб чарнокитоидов проводилась при участии автора в ЦКП МФТИ на растровом электронном микроскопе Quanta 200 МК2 с приставкой Gatan для изучения катодолюминесценции в диапазоне длин волн от 300 до 1000 нм. Катодолюминисцентная съёмка циркона из трёх проб гранулитового комплекса проводилась в SHRIMP–центре Академии геологических наук Китая (г. Пекин) на электронном микроскопе Hitachi SEM S-3000N с приставкой Gatan для изучения катодолюминесценции. Изучение внутреннего строения циркона методом обратно-рассеянных электронов (BSE) проводилось для одной пробы циркона из чарнокитоидов в лаборатории локальных методов исследования вещества геологического факультета МГУ на сканирующем электронном микроскопе «Jeol JSM-6480LV» с энергодисперсионным спектрометром «INCA-Energy 350». Для циркона из двух проб чарнокитоидов и апочарнокитовых гнейсов проведена съёмка на растровом электронном микроскопе TESCAN MIRA3 в ГЕОХИ РАН в режимах катодолюминесценции (CL) и вторичных электронов (SE) при ускоряющем напряжении 15-20 кВ (аналитик Иванова М.А.).

U-Pb геохронологическое исследование проводилось с использованием метода лазерной абляции (лазер UP-213) на масс-спектрометре Element-XR с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (LA-ICP-MS) в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН по методике (Костицын, Аносова, 2013). Анализ двух проб циркона из эндербито-гнейсов проводился проф. А. Крёнером на SHRIMP-II в SHRIMP–центре Академии геологических наук Китая (г. Пекин).

Изотопно-геохимическое исследование Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем на масс-спектрометре TRITON проведено в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН.

**Фактический материал.** В основу диссертации легли результаты аналитических исследований, проведённых автором в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН. Образцы пород для изотопного изучения отобраны при участии автора в ходе полевых работ в Кичерской зоне Байкало-Муйского пояса (2009 и 2012 гг.), использовались также образцы из геологических коллекций магматических и метаморфических пород А.А. Разумовского, А.А. Федотовой и Е.В. Хаина (2007, 2009, 2012 гг.). При обработке полевых геологических материалов, автором изучено более 200 прозрачных шлифов, проанализировано около 50 проб на петрогенные и редкие элементы.

Пробы гранулитов богучанского комплекса и гранитоидов юга Кичерской зоны отобраны для последующего выделения циркона в объёме не менее 12 кг каждая при участии автора.

Циркон был выделен из девяти проб. Из одной пробы гранитоидов было выделено менее 10 кристаллов циркона, что не является представительным материалом для геохронологической характеристики породы. Циркон из восьми проб изучен U-Pb изотопными методами (табл. 1). Строение циркона из девяти проб гранулитов и гранитоидов изучалось на электронном растровом микроскопе, а затем в полированных шашках методами катодOLUMИнесценции (табл.1).

U-Pb изотопная система циркона восьми проб гранулитов богучанского комплекса и гранитоидов исследована автором методом лазерной абляции (порядка 400 точек анализов) в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ. Три из них дополнительно исследованы проф. А. Крёнером на SHRIMP II во время выполнения совместных исследований в рамках проекта IGCP 592 (около 40 точек анализа). Циркон одной из проб эндрбитов первоначально был исследован автором классическим U-Pb изотопным методом по трём размерным фракциям. Методом лазерной абляции получены данные по редкоэлементному составу циркона из одной пробы гранулитов (21 точка анализа) и одной пробы гранитоидов (14 точек анализа), сделан расчёт температуры кристаллизации циркона. Проведено изотопно-геохимическое исследование Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем 25 образцов магматических и метаморфических пород Кичерской зоны. Определены условия метаморфизма гранулитов (расчёты выполнены П.Я. Азимовым (ИГГД РАН)).

**Личный вклад.** При участии автора проводились полевые работы в районе междуречья Слюдянка – Рель (2009, 2012), опробование и составление геологической характеристики пород. Автором проведено петрографическое и минералогическое изучение и выбор наиболее представительных образцов гранулитового комплекса и тоналит-плагиогранит-гранитной серии для выделения циркона. Зёрна циркона были подготовлены к геохронологическому исследованию, проведено минералогическое изучение циркона, освоен классический U-Pb изотопный метод; изготовлены шашки с цирконом, исследованы редкоземельный состав и U-Pb изотопная система циркона методом лазерной абляции, проведены расчёт температуры кристаллизации циркона и статистическая обработка данных. Образцы магматических и метаморфических пород Кичерской зоны подготовлены автором к химическому разложению, взяты навески пород и трасеров, выделены Rb, Sr, Sm и Nd на хроматографических колонках, проведены измерения на масс-спектрометре TRITON. Все полученные результаты систематизированы, проведено сравнение с данными ранее проведённых исследований по литературным материалам.

#### **Защищаемые положения:**

1. В составе богучанского гранулитового комплекса западной части Байкало-Муйского пояса присутствуют породы двух типов: эндрбито-гнейсы и чарнокитоиды, с аксессуарными зёрнами циркона разного внутреннего строения. Протолит эндрбито-гнейсов кристаллизовался  $826 \pm 8$  млн лет назад, затем –  $640 \pm 10$  млн лет назад породы испытали метаморфизм в условиях гранулитовой фации. Одновременно с этим метаморфизмом (640 млн лет) образовались чарнокитоиды. Породы богучанского гранулитового комплекса, согласно полученным U-Pb изотопным данным по зёрнам циркона, испытали ретроградные метаморфические преобразования амфиболитовой фации в интервале 630 – 600 млн лет назад.
2. Установлена гетерогенность протолитов пород богучанского гранулитового комплекса. Протолиты дупироксеновых и ортопироксеновых эндрбито-гнейсов (модельный возраст  $T_{Nd2} = 2.2 - 2.3$  млрд лет) были образованы из обогащённого материала, преимущественно раннедокембрийской коры ( $\epsilon_{Nd}(0.8 \text{ млрд лет}) = -9.6...-8.0$ ,  $\epsilon_{Sr}(0.8 \text{ млрд лет}) = +34...+46$ ). Чарнокитоиды характеризуются позднемезопротерозойским Nd-модельным возрастом ( $T_{Nd2} = 1.1 - 1.3$  млрд лет) и значениями  $\epsilon_{Nd}(0.6 \text{ млрд лет}) = +0.7...+3.0$ ,  $\epsilon_{Sr}(0.6 \text{ млрд лет}) = -22...+4$ ).

3. Тоналиты-плагиограниты-лейкограниты юго-запада Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса образуют самостоятельный гипабиссальный комплекс. В его составе присутствуют соответствующие адакитам породы с фракционированным спектром РЗЭ, низкими содержаниями тяжёлых РЗЭ, Y, высокими концентрациями Sr,  $\epsilon_{Nd}(T) = +4.7...+7.0$ ;  $\epsilon_{Sr}(T) = -17...-23$ ). Sm-Nd изотопно-геохимические характеристики пород комплекса ( $\epsilon_{Nd}(T) = +3.2...+7.1$ ) указывают на разнородный состав неопротерозойской коры островодужного или океанического типа.
4. Время кристаллизации гранитоидов гипабиссального комплекса Кичерской зоны оценивается в  $595 \pm 5$  млн лет согласно данным U-Pb изотопного исследования кристаллов циркона. Не позднее этого времени богучанский гранулитовый комплекс Кичерской зоны был выведен в верхние горизонты коры Байкало-Муйского складчатого пояса.

**Апробация работы.** Основные научные положения, которые представлены в диссертации, опубликованы в 29 печатных научных работах, в том числе 3 работы в журналах из перечня ВАК (Геотектоника, Journal of Asian Earth Sciences, Геохимия).

Результаты работ докладывались на российских и международных научных конференциях, в том числе на ежегодных совещаниях «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» в Иркутске (2010, 2012, 2013, 2015, 2018, 2020 и 2021 гг.), на Ломоносовских чтениях на кафедре геохимии МГУ (2011, 2012, 2014 гг.), на молодёжной конференции «4-е Яншинские чтения, современные вопросы геологии», 2011, в Москве; на 5-ой Российской конференции по изотопной геохронологии: Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов, 2012, в Москве; на международной школе по наукам о Земле 2013, в Одессе, Украина, на XX, XXI и XXII Симпозиумах по геохимии изотопов имени А.П. Виноградова, 2013, 2016, 2019 в Москве, на VI Российской конференции по изотопной геохронологии, 2015 в Санкт-Петербурге, на XII Всероссийском петрографическом совещании с участием зарубежных учёных, 2015 в Петрозаводске.

**Научная новизна и практическое значение работы.** Впервые в междуречье Слюдянка – Рель охарактеризован гипабиссальный тоналит-плагиогранит-лейкогранитный комплекс, ранее не выделявшийся в качестве самостоятельного. Показано, что в составе комплекса присутствуют гранитоиды, по геохимическим характеристикам соответствующие адакитам.

При решении современных геологических задач требуется сравнение данных U-Pb изотопного изучения зёрен циркона, полученных методом лазерной абляции и методом масс-спектрометрии вторичных ионов. В диссертационном исследовании проводится сопоставление результатов этих двух методов, полученных по зёрнам из одних и тех же фракций циркона пород гранулитового комплекса. В работе применяется современный подход к изучению U-Pb изотопной системы многофазных кристаллов циркона методами локального анализа LA-ICP-MS и SHRIMP в сочетании с интерпретацией изображений катодоллюминесценции и с рассмотрением данных по концентрациям Th и U в цирконе. Это позволило выделить по полученным результатам отдельные магматическое и метаморфическое события, время образования и преобразования зёрен циркона. Изложенный выше подход применим к схожим высокометаморфизованным комплексам.

Полученный материал может использоваться для уточнения существующих геологических карт, а также при разработке региональных металлогенических моделей.

**Благодарности.** Автор выражает признательность преподавателям и сотрудникам кафедры геохимии МГУ им. М.В.Ломоносова за дружественную учебную обстановку и за возможность познакомиться с изотопной геохимией и геохронологией.

Материалы для написания диссертации были получены в период работы автора в лаборатории геологии офиолитов (позднее, лаборатории геологии складчатых поясов) ГИН РАН и в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН. Автор выражает искреннюю благодарность за поддержку, интересную совместную работу и обсуждение

вопросов геологии, геохимии, изотопной геохимии и геохронологии Байкало-Муйского складчатого пояса сотрудникам обеих лабораторий.

Автор выражает глубокую благодарность своим научным руководителям А.А. Федотовой и Ю.А. Костицыну за внимательное отношение и постоянную помощь на всех этапах выполнения работы.

Автор благодарит А.А. Разумовского за создание геологической основы изотопно-геохронологического исследования и Е.В. Хаина за предоставленный геологический материал, консультации и содействие в проведении полевых работ, Е.Ю. Рыцка за поддержку и координацию полевых работ, М.О. Аносову, Е.В. Бибикову, Т.И. Кирнозову, Н.М. Ревяко, М.М. Фугзан за помощь в освоении методик изотопных исследований, С.Ю. Лапшина и А.В. Ляликова за изготовление ренийевых лент для Rb-Sr и Sm-Nd изотопных анализов, П.Я. Азимова, О.В. Астраханцева и Г.Е. Некрасова за консультации и помощь при обработке материалов, А.А. Арискина, А.Ю. Бычкова, С.А. Паланджяна, В.Б. Полякова, А.А. Щипанского за ценные советы и рекомендации, Е.В. Коростылёва за помощь в проведении люминесцентной съёмки по циркону в ЦКП МФТИ, В.О. Япаскурта за помощь в проведении исследования внутреннего строения циркона методом обратно-рассеянных (backscattered) электронов, М.А. Иванову за помощь в проведении катодолюминесцентной съёмки по циркону в ГЕОХИ, А. Крёнера за заинтересованность к теме и участие в работе над получением данных и интерпретацией результатов исследований.

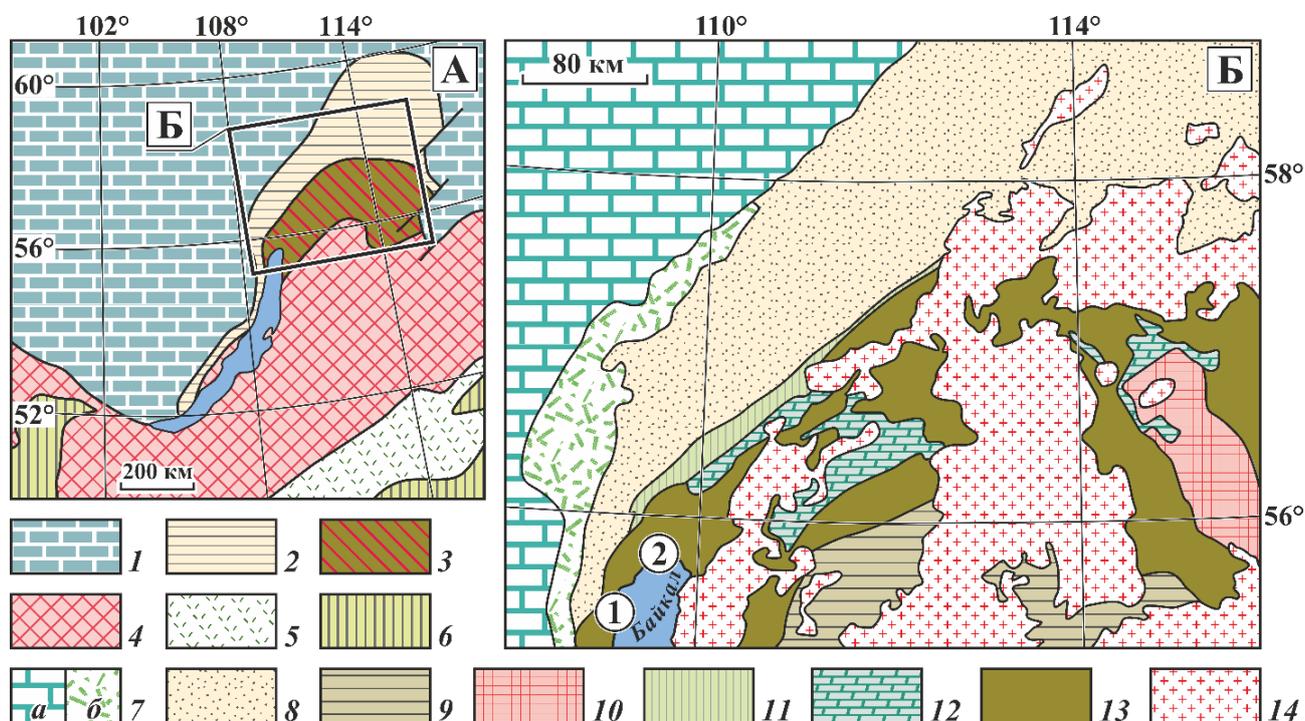
Без научного коллектива, в котором автор постоянно находился, никакие достижения в области геологии, геохимии, изотопной геохимии и геохронологии были бы невозможными, и автор искренне благодарен всем, кто помог ему в написании кандидатской диссертации.

Работа выполнена в соответствии с планом научно-исследовательских работ лаб. изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН и лаб. геологии складчатых поясов ГИН РАН, а также при поддержке РФФИ (проекты №№ 110501052, 120531246, 130500048, 140531042, 140500607, 163500600), Фонда развития отечественной геологии, МПГК (проект № 592 “Continental construction in Central Asia”).

**Структура и объём работы.** Диссертация состоит из введения, семи глав и заключения, содержит 69 рисунков и 24 таблицы, всего 186 страниц. Список литературы включает 210 наименований.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Геологическое строение Байкало-Муйского пояса, его элементов, основные вопросы строения Байкальской горной области и вопросы геохронологии ключевых объектов региона рассмотрены в монографиях, диссертационных исследованиях (Салоп, 1964, 1967; Леснов, 1972; Беличенко, 1977; Булгатов, 1983; Конников, 1986; Добрецов и др., 1989; Скублов, 1994; Конников и др., 1999; Переляев, 2003; Цыганков, 2005) и статьях многих авторов.



**Рис. 1.** Положение объектов исследования в геологической структуре региона.

*А* – Тектоническая схема юга Сибирской платформы и складчатых поясов обрамления по (Парфенов и др., 2003; Parfenov et al., 2010). *Б* – Схема геологического строения Северного Прибайкалья и Забайкалья, составлена А.А Разумовским по данным: (Конников и др., 1999; Федотова и др., 2014) с изменениями. 1 – Сибирская платформа; 2 – Байкало-Патомский пояс; 3 – Байкало-Муйский пояс; 4 – Енисей-Забайкальский пояс; 5 – Монголо-Охотский пояс; 6 – супертеррейны неопротерозойско-кембрийского времени консолидации; 7 – Сибирская платформа: а – чехол, б фундамент – Ачитканский вулcano-плутонический пояс; 8 – Байкало-Патомский пояс; 9 – Котерская зона – вулканогенно-осадочные комплексы котерской и горбылокской свит; 10–13 – Байкало-Муйский пояс: 10 – Муйский блок; 11 – Олоkitская зона и Сыннырская структура, 12 – поднеопротерозой-нижнекембрийские карбонатные комплексы, 13 – магматические и метаморфические комплексы Байкало-Муйского пояса, нерасчлененные; 14 – палеозойские гранитоиды. Цифрами в кружочках отмечены: 1 – междуречье рек Слюдянка – Рель, 2 – прибрежная часть северной оконечности оз. Байкал, между м. Курла (СВ окраина г. Северобайкальск) и р. Туркин.

Байкало-Муйский складчатый пояс расположен в северной части Байкальской горной области, к югу от Байкало-Патомского пояса (рис. 1) – области широкого развития неопротерозойских карбонатно-терригенных, реже вулканогенных толщ, залегающих на палеопротерозойских породах (1.8–2.0 млрд лет, Неймарк и др., 1998; Донская и др., 2013) края Сибирской платформы. Между Байкало-Муйским и Байкало-Патомским поясами расположена Олоkitская зона (Добрецов и др., 1985; Немеров, Станевич, 2001; Kuz'min et al., 2006; Zogin et al., 2005) интенсивно дислоцированных пород и рифтогенная Сыннырская структура, включающая ультрамафит-мафитовые плутоны неопротерозойского возраста (Amelin et al., 1997; Арискин и др., 2013; Арискин и др., 2015). А.А. Цыганков (2005) рассматривает Олоkitскую зону в составе Байкало-Муйского пояса. К югу от Байкало-Муйского пояса находится Байкало-Витимская складчатая система, на границе этих структурных элементов выделяется Прибайкальский метаморфический пояс, играющий роль

коллизиионного фронта (Руженцев и др., 2012), или Баргузинский метаморфический блок (Зорин и др., 2009). Байкало-Витимская (Удино-Витимская) складчатая система – позднепротерозойско-кембрийский надсубдукционный пояс, возникший на мезо – протерозойском гетерогенном фундаменте (Гордиенко, 2021; Гордиенко и др., 2006; 2010; 2021; Некрасов и др., 2007; Руженцев и др., 2010; 2012).

Стояла задача связать имеющийся «массив» геологических данных с геохронологической и изотопно-геохимической информацией, полученной автором, совместно с накопленными результатами изучения различных изотопных систем для пород междуречья Слюдянка-Рель южной части Кичерской зоны (ц.1 на рис. 1, рис. 2). Для этого района по результатам предшествующих геохронологических исследований и их геологической интерпретации (Макрыгина и др., 1993, Амелин и др., 2000; Цыганков, 2005; Рыцк и др., 2013; Андреев и др., 2018) выявлялись противоречия.

Для решения вопросов тектонического районирования и восстановления истории геологического развития подвижного пояса поставлена задача выявления и датирования гранитоидов, маркирующих этап завершения тектонической активности в регионе. Данные об объёме, составе и возрасте таких гранитов оказались противоречивы.

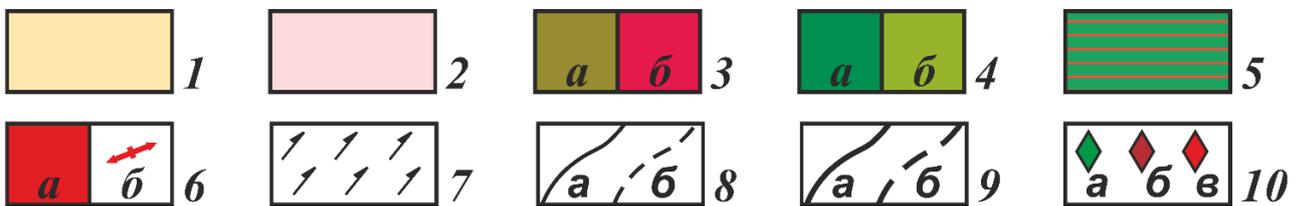
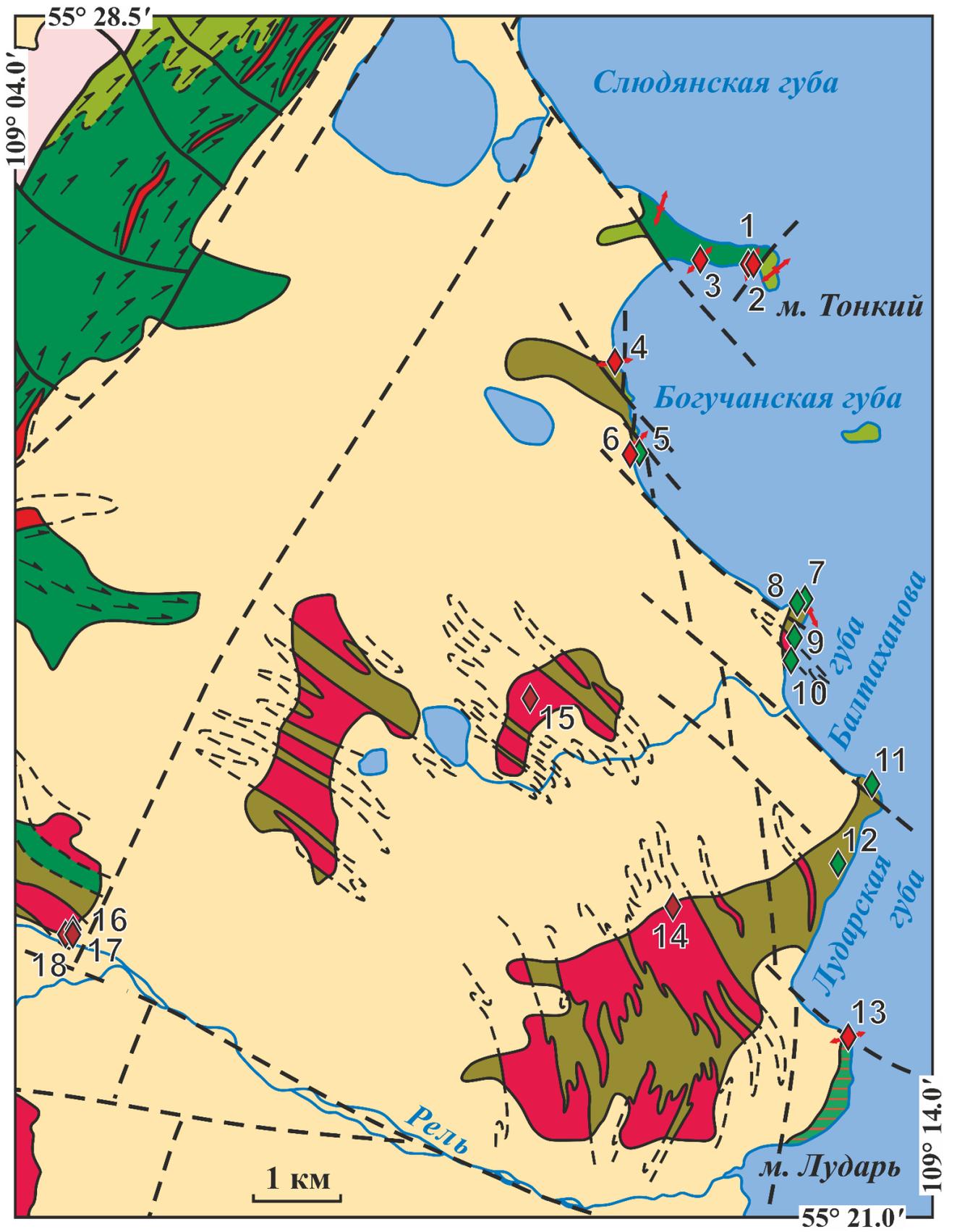
Отдельной проблемой является вопрос о распространённости гранулитов и, соответственно, вопрос о характере метаморфизма (региональный, локальный). Гранулитовый комплекс картируется вдоль побережья оз. Байкал полосой не менее чем в несколько километров шириной (Макрыгина и др., 1993; Конников, 1999; Цыганков, 2005), либо лишь в объёме двух выходов (в районах южной оконечности Богучанской бухты и мыса Лударь) общей площадью не более 1 км<sup>2</sup> (Амелин и др., 2000); высказывалось мнение, что эндербиты представлены в виде единичных геологических тел (Рыцк и др., 2012). Вопрос о пространственно-площадном распространении гранулитов оставался неясным, в связи с чем была сформулирована одна из задач работы, решённая с помощью геохимического, геохронологического и изотопно-геохимического исследования гранулитов, занимающих разные геологические позиции.

Объектами исследования являются комплекс метаморфических пород гранулитовой фации и распространённые совместно с ними гранитоиды районов губы Балтаханова, Лударской губы, Богучанской и Слюдянской губы, левобережья нижнего течения реки Рель и окрестностей с. Байкальское (северо-западное побережье Байкала, рис. 2), а также ультрамафит-мафитовые плутоны района. Эта территория представляет собой часть Кичерской (нюрндуханской) зоны западного сегмента Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса. Изотопно-геохимические и геохронологические методы, применявшиеся для решения поставленных задач, рассмотрены в специальной главе диссертации.

## **ОБОСНОВАНИЕ ЗАЩИЩАЕМЫХ ПОЛОЖЕНИЙ**

### ***Гранулитовый комплекс Кичерской зоны***

В береговых обнажениях мысов, разделяющих бухты Богучанская, губа Балтаханова и Лударская, в выходах на прилегающих возвышенностях и в долине реки Рель, включая окрестности расположенного в её устье села Байкальское (см. рис. 2) распространены изучавшиеся многими исследователями (Петрова и др., 1984; Vukharov et al., 1990; Макрыгина и др., 1993; Скублов, 1994; Конников и др., 1999; Амелин и др., 2000; Рыцк и др. (2001, 2007, 2013; Цыганков, 2005; Лебедева и др., 2016; Андреев и др., 2018) эндербито-гнейсы (двупироксен- или гиперстен-плагиоклазовые породы среднего состава), чарнокитоиды (двупироксен-двуполевошпатовые породы с кварцем), и продукты их регрессивного преобразования (биотитовые и амфибол-биотитовые кристаллические сланцы и гнейсы). В чередовании с этими породами распространены кристаллические сланцы (двупироксеновые, биотит-пироксеновые породы основного состава) и амфиболиты.



**Рис. 2.** Схема геологического строения междуречья Слюдянка – Рель (юго-западная часть Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса).

Составлена Разумовским А.А. с использованием материалов: В.П. Сафронов, А.И. Тrepалин, В.Ф. Смолькин (Геологическая карта междуречья Тошка – Рель (СЗ побережье оз. Байкал)) 1969 г. Приложение №8 к отчету Нижне-Ангарской партии за 1967-68 гг.; Добржинская Л.Ф., 1989).

1 – четвертичные отложения нерасчленённые; 2-6 – неопротерозойские образования Байкало-Муйского пояса: 2 – милониты Мамско-Нюрндуканского разлома; 3: а – основные двупроксеновые гранулиты и амфиболиты по ним, б – эндрбиты, чарнокиты и гнейсы по ним; 4: а – габбро, габбронориты, оливинное габбро, троктолиты, б – габбро, амфиболовые габбро; 5 – мигматизированные амфиболиты и ассоциирующие гранитоиды; б – тела тоналит-плагиогранит-лейкогранитового комплекса: а – в масштабе схемы, б – вне масштаба; 7 – наложенная амфиболитизация; 8 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые; 9 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 10 – места отбора и номера проб: а – чарнокитоидов богучанского комплекса (5, 7 – 13), б – эндрбито-гнейсов комплекса (16 – 20), в – гнейсовидных гранитоидов мыса Лударь (15) и пород гипабиссального тоналит-плагиогранит-лейкогранитового комплекса (1 – 4, 6, 14).

Высокометаморфизованные породы деформированы в сжатые складки преимущественно с северо-западным и северным простиранием осей (рис. 2). Замки складок отчётливо видны в обнажениях северо-западной экспозиции, в частности, в прибрежных выходах восточной оконечности Богучанской бухты (мыс Писаный Камень, название мыса приведено по (Вukharov et al., 1990)) и в северной части мыса Лударь. В верхней части южного – юго-восточного склона горы с в.о. 806 м (севернее с. Байкальское, см. рис. 2) замки складок, образованные эндрбито-гнейсами, определяют присутствие на нём небольших вытянутых гряд. Гипсометрически ниже крылья складок, сложенные этими же породами, бронируют склоны, образуя крупные выходы. Поля распространения кристаллических сланцев, более подверженных выветриванию, приурочены на таких склонах к незначительным понижениям в рельефе, существенно менее обнажённым, чем области развития эндрбитов, чарнокитов и гнейсов. Лейкократовые породы слагают возвышенность в левом борту долины реки Рель, вблизи ее устья, где картировался Байкальский гранитный массив в виде изометричного в плане тела (Макрыгина и др., 1993; Конников и др., 1999; Цыганков и др., 2000; Цыганков, 2005) или серии пластин (Рыцк и др., 2013).

Таким образом, основные гранулиты в чередовании с эндрбито-гнейсами или чарнокитоидами распространены, по крайней мере, от бассейна нижнего течения р. Рель на юге до Богучанской бухты на севере (рис. 2), то есть, полученные геологические данные дают возможность утвердительно ответить на вопрос, распространён ли гранулитовый комплекс за пределами двух небольших участков, показанных на схеме строения территории (Амелин и др., 2000).

Для исследований U-Pb изотопной системы циркона выбраны три образца гранитоидов даек SB01P4, SB072P16 и SB072P17 (точки 1-3 на рис. 2), два образца эндрбито-гнейсов 2883 - 1 и АВ2 (точки 14 и 18 на рис. 2), два образца чарнокитоидов 2816 и 2821 (точки 12 и 7 на рис. 2) и два образца апогранулитовых гнейсов 2906 и SB0712B (точки 11 и 5 на рис. 2)

Для определения изотопного состава Nd и Sr пород гранулитового комплекса Кичерской зоны выбраны представительные образцы чарнокитоидов SB094Б, 2816, 2821, 2904, 2905-4, 2951, апогранулитовых гнейсов 2906, SB0712B, SB0918B, SB0920А и эндрбито-гнейсов 2883-1, 2883-11, 2914, АВ2 и SB0916Б (точки 5, 7-12, 14-18 на рис. 2).

Для определения РТ параметров формирования гранулитового комплекса Кичерской зоны, выполненного в соавторстве (Азимов и др., 2017) выбран образец чарнокитоидов 2905-4 (точка 10 на рис. 2). Определены следующие параметры гранулитового метаморфизма: температура около 800°C, давление около 6-7 кбар (расчёты выполнены П.Я. Азимовым (ИГГД РАН), (Азимов и др., 2017)). Близкие значения условий гранулитового метаморфизма получены А.А. Цыганковым по ортопородам (1996) и по гранулитам и высокоглиноземистым гнейсам Ю.М. Лебедевой с соавторами (2016). Расчёт температуры кристаллизации циркона проведён для 21 зерна образца эндрбитов 2821. Концентрации титана в цирконе варьируют

от 6.1 до 21.0 ppm, соответствуют образованию кристаллов при температуре от 702 до 813 °С согласно (Watson et al., 2006). Эти оценки температуры кристаллизации циркона в эндербитах согласуются с петрологическими данными по температурам гранулитового метаморфизма этого района.

Внутреннее строение кристаллов циркона из шести проб гранулитов Северного Прибайкалья изучено оптическими и катодолюминесцентными методами. Данные о цвете, морфологии, внутреннем строении циркона изученных проб и содержании в нём урана и тория, полученные при анализе U-Pb изотопной системы циркона методом лазерной абляции и SHRIMP, приведены в табл. 1.

Циркон для из пробы эндербитов 2821 для U-Pb изотопного анализа методом лазерной абляции отобран вручную из размерной фракции от 70 до 150 мкм. Зёрна минерала от прозрачного до коричневатого цвета, иногда трещиноватые. В основном циркон наблюдается в виде призматических и короткопризматических кристаллов ( $K_{удл} =$  от 1:2 до 1:3), со сглаженными вершинами и рёбрами.

Почти все изученные цирконы имеют концентрически зональное строение в виде тёмных и светлых тонких полос, часто в сочетании с секториальной зональностью (рис. 4. Г). Тонкая концентрическая зональность считается характерной особенностью циркона, кристаллизовавшегося в ходе магматических процессов (Corfu et al., 2003). Она связана с циклическими вариациями физических или химических условий вблизи поверхности растущего зерна минерала в ходе роста кристалла.

Профили распределения РЗЭ обычны для циркона магматических пород и отражают известную кристаллохимическую закономерность – рост коэффициента распределения в ряду РЗЭ с уменьшением ионного радиуса от лантана к лютецию. Отчётливо проявлены максимум церия (величина  $Ce/Ce^*$  лежит в интервале 2-40) и минимум европия (величина  $Eu/Eu^*$  лежит в интервале 0.12-0.31). Содержание Hf от 7049 до 7681, в среднем 7330 ppm.

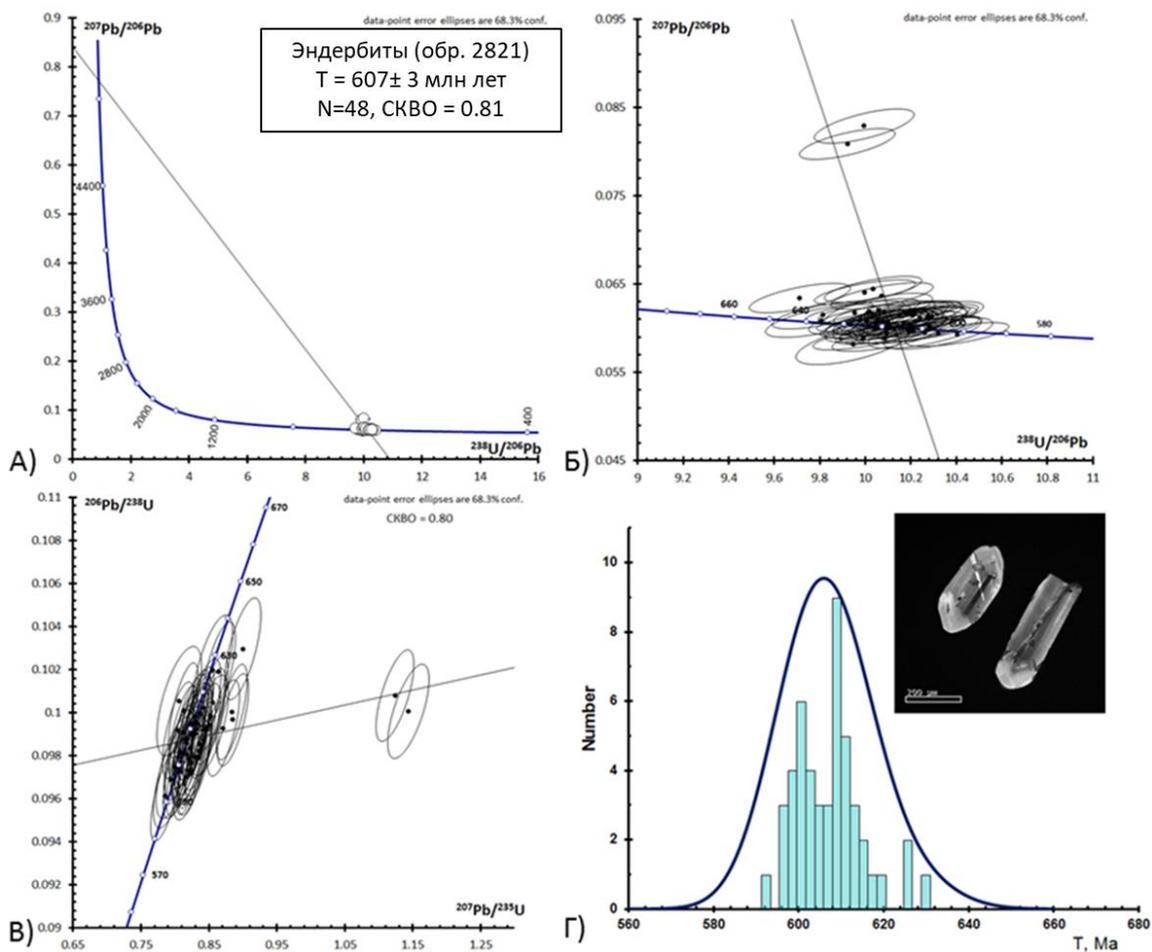
По циркону эндербитов 2821 проведены измерения U-Pb изотопной системы 48 зёрен циркона методом лазерной абляции. Построен график с конкордией Аренса-Везерилла по  $^{206}Pb/^{238}U$  и  $^{207}Pb/^{235}U$  (рис. 3. В), 46 точек оказались конкордатными (лежат вдоль конкордии, показанной синей линией). Две точки не ложатся на конкордию и находятся в стороне более древних значений возраста. На графике Тера-Вассербурга (рис. 3. А, Б) проведена дискордия, верхнее пересечение которой может быть обусловлено примесью обыкновенного свинца (точка  $^{207}Pb/^{206}Pb = 0.84 \pm 0.02$  по (Костицын и др., 2015)). Две “отлетающие” точки ложатся вдоль этой дискордии. Рассчитанное по пересечению конкордии с дискордией значение составляет  $607 \pm 3$  млн лет.

Подобные построения сделаны для результатов U-Pb изотопного анализа методом лазерной абляции проб апогранулитовых гнейсов SB0712B, 2906 и чарнокитоидов 2816. Таким образом, получены оценки возраста единой серии чарнокитоидов и апочарнокитовых гнейсов гранулитового комплекса северо-западного Прибайкалья методом LA-ICP-MS по циркону:  $607 \pm 3$ ,  $608 \pm 4$ ,  $618 \pm 4$  млн лет.

11 длиннопризматических кристаллов циркона из той же пробы эндербитов 2821 были проанализированы на SHRIMP II (рис. 4). Содержания урана в зёрнах циркона варьируют от 42 до 146 ppm, тория – от 29 до 106, отношение Th/U равно 0.7. Концентрации U в большинстве зёрен циркона эндербитов обр. 2821 по данным метода LA-ICP-MS (до 339 ppm) выше, чем в зёрнах, измеренным методом SHRIMP (до 146 ppm). Можно предположить, что исследован циркон разных генераций. И на рис. 4 видно, что оценки возраста, полученные методом SHRIMP составляют  $640 \pm 5$  млн. Точки анализов, полученные методом LA-ICP-MS смещены к более молодым возрастам от 630 до 600 млн лет (рис. 3Б, В, рис. 4). Эти различия полученных значений возраста связаны, очевидно, с присутствием двух разновозрастных фаз изученного циркона. В этом случае на результирующих значениях сказываются методические особенности двух применённых методов, в частности, с объёмом используемого образца циркона при анализе (Костицын и др., 2015).

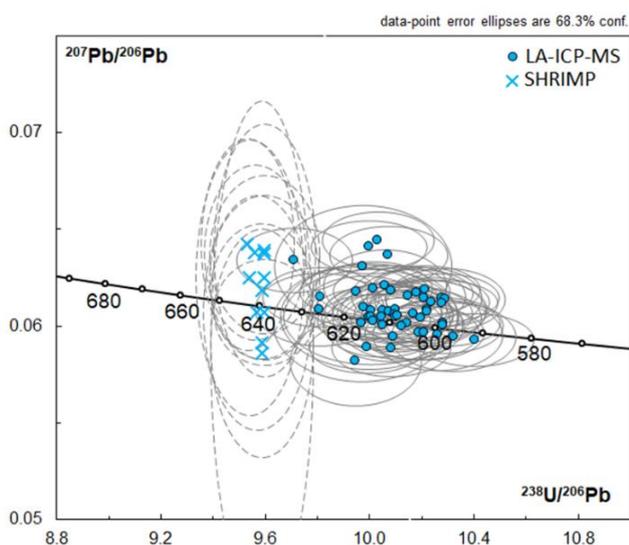
**Таблица 1.** Данные о строении и составе изученного циркона из чарнокитоидами и апочарнокитовых гнейсов, эндербито-гнейсов и гранитоидов Кичерской зоны ((\*) – ядро зерна, (\*\*) – оболочки, метаморфические зёрна циркона). Координаты точек опробования приведены в системе Пулково 1942.

Проба (т. на рис. 2), коорд.	Цвет	Форма	К <sub>удл</sub>	Зональность	Наличие ядер	Кол-во иссл. зёрен	Th, ppm	U, ppm	Th/U
<b>2821</b> (т. 7) N55°24.865' E109°12.609'	Прозрачные, до светло-коричневого	Призматические, с пирамидальными вершинами до длиннопризматических	1:2-1:5	Осцилляторная секториальная	Без ядер	48+11	15 – 240	42 – 339	0.35 – 0.72
<b>2816</b> (т. 12) N55°23.218' E109°12.992'	Розовато-коричневые, бурые	Короткопризматические со сглаженными вершинами	1:2-1:4	Осцилляторная. Есть "заплатки" и "заливы"	Без ядер	42	39 – 773	174 – 982	0.06 – 0.83
<b>2906</b> (т. 11) N55°23.719' E109°13.387'	Прозрачные	Округлые, короткопризматические со сглаженными гранями и вершинами	1:2	Осцилляторная	Без ядер	42	128 – 5155	269 – 4278	0.19 – 1.86
<b>SB0712B</b> (т. 5) N55°25.825' E109°10.838'	Прозрачные	Короткопризматические со сглаженными вершинами; "овальные"	1:2-1:3	Осцилляторная фрагментарно Есть пятна однородного циркона, "заплатки" и "заливы"	Без ядер	42	105 – 546	212 – 683	0.28 – 1.17
<b>2914</b> (т. 14) N55°22.933' E109°11.177'	Прозрачные до светло-коричневого	Несколько разновидностей: длиннопризматические со сглаженными гранями и пирамидальными вершинами; округлые и "овальные"	Окр., 1:4	В призматических – осцилляторная. В некоторых зёрнах или ядрах присутствуют осцилляторная и полосчатая. В округлых – секториальная.	Есть ядра	56+14	3 – 350	20 – 354	0.09 – 1.23
<b>AB2</b> (т. 18) N55°22.813' E109°04.362'	Прозрачные до светло-коричневого	Несколько разновидностей: длиннопризматические со сглаженными гранями; округлые и "овальные" с множеством граней	Окр., 1:3-1:5	В призматических – осцилляторная. В изометричных – секториальная.	Есть ядра	84+18	37 – 246 (*), 19 – 73 (**)	24 – 233 (*), 23 – 65 (**)	0.09 – 2.03
<b>SB071P4</b> (т. 3) N55°27.028' E109°11.418'	Прозрачные, до жёлто-коричневого	Короткопризматические со сглаженными гранями и вершинами	1:2-1:4	Осцилляторная	Есть ядра	42	4 – 221	10 – 1619	0.33 – 0.88
<b>SB072P17</b> (т. 2) N55°27.018' E109°12.078'	Коричневатые	Длиннопризматические, игольчатые, выделены в основном обломки кристаллов. Иногда видны пирамидальные вершины	1:4-1:7	Осцилляторная	Без ядер	42	16 – 1432	43 – 970	0.18 – 1.48



**Рис. 3.** Диаграммы для данных, полученных методом лазерной абляции по 48 точкам анализа циркона из пробы эндербитов 2821:

А) Диаграмма с конкордией в координатах Тера-Вассербурга (Tera and Wasserburg, 1972). Верхнее пересечение дискордии с конкордией не имеет возрастного смысла и обусловлено примесью обыкновенного свинца. Б) На диаграмме Тера-Вассербурга показано нижнее пересечение дискордии с конкордией. В) Диаграмма с конкордией в координатах Аренса-Везерилла. Верхнее пересечение дискордии не имеет возрастного смысла и обусловлено примесью обыкновенного свинца. Эллипсами показаны погрешности измерения для каждого анализа на уровне  $1\sigma$ . Погрешности вычисленных значений возраста –  $2\sigma$ . Г) Диаграмма распределения возрастов по  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  изотопному отношению, скорректированному на контаминацию обыкновенным свинцом. На рисунке приведено также фото типичного зерна циркона из исследованной пробы.

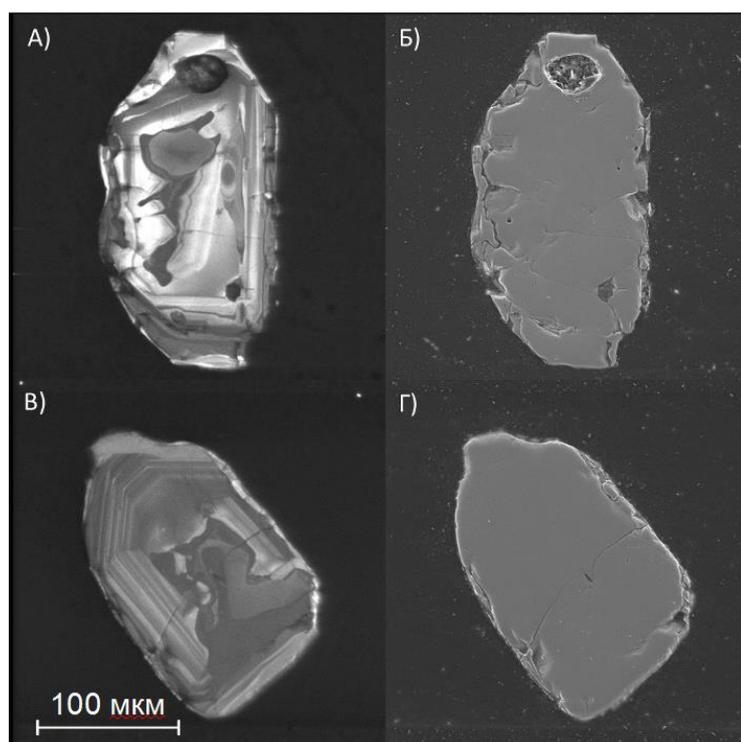


**Рис. 4.** Диаграмма с конкордией в координатах Тера-Вассербурга (Tera and Wasserburg, 1972) для циркона из эндербитов обр 2821 по данным, полученным методом SHRIMP и LA-ICP-MS. Серыми линиями обозначены погрешности  $1\sigma$  для каждой точки анализа.

Результаты датирования циркона эндербитов обр. 2821 методом лазерной абляции и с помощью SHRIMP, в сочетании с интерпретацией катодолюминесценции, позволяют выделить среди полученных результатов отдельные магматическое ( $640 \pm 5$  млн лет) и метаморфическое ( $607 \pm 3$  млн лет) события, время образования и преобразования зёрен циркона.

Глубина кратера при исследовании U-Pb изотопной системы циркона методом SHRIMP на 1-2 порядка меньше даже при одинаковых диаметрах ионного и лазерного пучков и позволяет анализировать именно первичные магматические участки циркона, выделенные по катодолюминесцентным изображениям. По причине большей глубины прожигания образца лазером, в анализируемый объём попадают части кристалла из разных зон, не видимых на катодолюминесцентных изображениях поверхности. Захват разновременных зон приводит к смещению точек вдоль линии конкордии.

Все точки, измеренные с помощью SHRIMP II, легли на конкордию (рис. 4). Оценка возраста циркона, для которого выявлены признаки кристаллизации из магмы составляет  $640 \pm 5$  млн лет. Этот возраст с учётом морфологии и внутреннего строения циркона (табл. 1) интерпретируется как время образования эндербитов. Методом лазерной абляции получена оценка возраста  $607 \pm 3$  млн лет, соответствующая проявлению амфиболитовой стадии, при которой кристаллизовался циркон. Таким образом, точки анализов могут находиться на короткой дискордии, проходящей совсем рядом с линией конкордии с пересечениями в  $\sim 640$  и  $\sim 600$  млн лет.



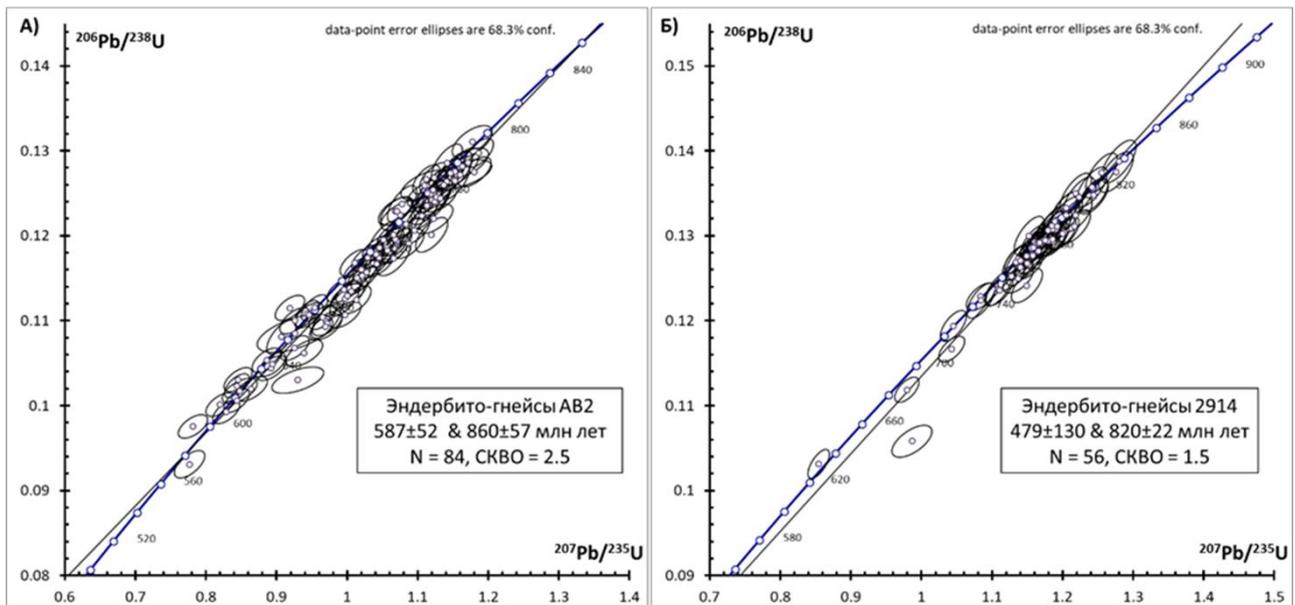
**Рис. 5.** Изображения зёрен циркона из пробы апогранулитовых гнейсов SB0712B, полученные при помощи электронного микроскопа MIRA3 TESCAN: катодолюминесцентное изображение (А, В) и фото в режиме вторичных электронов (Б, Г). Тёмные округлые области на А,Б – это кратеры от анализа.

Если гранулитовый метаморфизм проявился в формировании оболочек, новых кристаллов циркона, а также заполнением трещин в ядрах цирконом поздней генерации, то проявление амфиболитового метаморфизма выглядит иначе. При рассмотрении катодолюминесцентных изображений видны пятна, "заплатки" и "заливы" однородного циркона (рис. 5 А, В), резко нарушающие первичную осцилляторную и секториальную зональность циркона чарнокитоидов.

Сделано предположение, что генерация однородного (серого в катодной люминесценции) циркона сформирована на стадии амфиболитового, по всей видимости, регрессивного, метаморфизма в результате перекристаллизации участков первичного циркона чарнокитоидов.

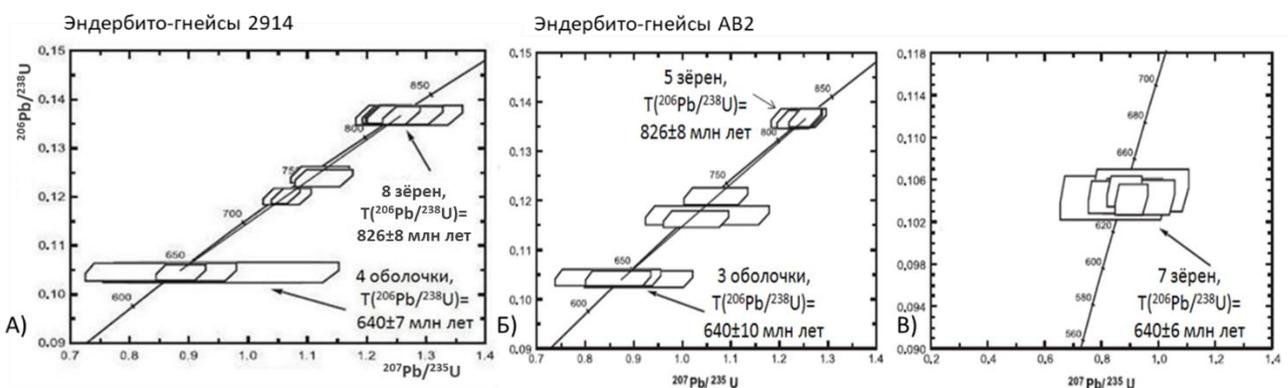
При исследовании циркона из двух образцов эндербито-гнейсов методом LA-ICP-MS получены следующие результаты: проанализировано 84 зерна циркона пробы АВ2 (рис. 6. А). Точки анализов расположились вдоль конкордии в диапазоне от 790 до 600 млн лет. В пробе 2914 проанализировано 42 зерна циркона (рис. 6. Б) и в этом случае также все точки растянулись вдоль линии конкордии от 840 до 740 млн лет.

Для объяснения причины широкого размаха U-Pb возраста циркона в породах гранулитовой фации метаморфизма можно рассмотреть несколько гипотез: (1) эпизодический рост циркона; (2) непрерывный рост зёрен циркона в ходе длительного метаморфизма; (3) неравномерное омоложение древнего циркона; (4) дискордантное расположение точек; (5) гетерогенный (осадочный) источник циркона. Результаты дальнейших исследований подтвердили гипотезу 4.



**Рис. 6.** Диаграммы с конкордией Аренса-Везерилла для циркона эндербито-гнейсов АВ2 (А) и 2914 (Б). Точки анализа лежат вдоль дискордии, расположенной практически по касательной к линии конкордии, представленной синей линией. Эллипсами изображены погрешности измерения для каждого анализа на уровне  $1\sigma$ . Показаны значения возраста верхнего и нижнего пересечений линии дискордии. Погрешности вычисленных значений возраста равны  $2\sigma$ .

Циркон из эндербито-гнейсов 2914 и АВ2, для которого сделано предположение о присутствии ядер (рис. 6), в дальнейшем изучен в SHRIMP-центре Академии геологических наук Китая (г. Пекин) профессором А.Кренером (Университет г. Майнц). Получены новые катодоллюминесцентные снимки кристаллов циркона проб 2914, АВ2 при помощи электронного микроскопа Hitachi SEM S-3000N, благодаря которым удалось выявить, что в цирконе из эндербито-гнейсов 2914 и АВ2 выделяются различные типы циркона, и что циркон поздней генерации заполняет трещины в ядрах. Наиболее распространены длиннопризматические зёрна ( $K_{удл} = 1:4$ ) со сглаженными вершинами и пирамидальными вершинами и тонкой магматической зональностью. Многие зёрна имеют узкие, высоколюминесцентные оболочки, а часть ядер кристаллов в разной степени фрагментирована, раздроблена и кроме оболочек содержит отдельные трещины или сеть трещин, заполненные позднеобразованным цирконом. Часто встречаются “овальные”, изометричные, часто многогранные “гранулитовые” зёрна.



**Рис. 7.** Диаграммы с конкордией Аренса-Везерилла для циркона эндербито-гнейсов 2914 А) и АВ2: Б) Магматические цирконы с метаморфическими оболочками. В) Метаморфические зёрна циркона.

Результаты исследования циркона из пробы эндербито-гнейсов 2914 на SHRIMP II сходны с данными для эндербито-гнейсов АВ2. Возраст по изотопному отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  восьми зёрен составляет  $826 \pm 8$  млн лет (рис. 7. А), который совпадает с возрастом пяти зёрен

магматического циркона образца АВ2 (рис. 7. Б). Четыре анализа высоколюминесцентных и низкоурановых метаморфических оболочек эндрбито-гнейсов 2914 показывают возраст по изотопному отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$   $640 \pm 7$  млн лет (рис. 7. А) и совпадают с результатами для трёх низкоурановых метаморфических оболочек эндрбито-гнейсов АВ2 с конкордантным возрастом  $640 \pm 10$  млн лет (рис. 7. Б). Семь круглых метаморфических зёрен циркона эндрбито-гнейсов АВ2 показывают конкордантное значение возраста  $640 \pm 6$  млн лет (рис 7. В). Четыре точки анализа кристаллов эндрбито-гнейсов 2914 и три точки анализа кристаллов эндрбито-гнейсов АВ2 находятся между двух конкордантных групп (рис. 7. А и Б).

Таким образом, результаты измерения U-Pb изотопной системы методами LA-ICP-MS и SHRIMP позволяют сделать вывод о том, что протолит эндрбито-гнейсов кристаллизовался  $826 \pm 8$  млн лет назад, а  $640 \pm 10$  млн лет назад породы испытали метаморфизм в условиях гранулитовой фации, во время которого образовывались метаморфические оболочки и новые кристаллы.

### 1 защищаемое положение:

В составе богучанского гранулитового комплекса западной части Байкало-Муйского пояса присутствуют породы двух типов: эндрбито-гнейсы и чарнокитоиды, с акцессорными зёрнами циркона разного внутреннего строения. Протолит эндрбито-гнейсов кристаллизовался  $826 \pm 8$  млн лет назад, затем –  $640 \pm 10$  млн лет назад породы испытали метаморфизм в условиях гранулитовой фации. Одновременно с этим метаморфизмом (640 млн лет) образовались чарнокитоиды. Породы богучанского гранулитового комплекса, согласно полученным U-Pb изотопным данным по зёрнам циркона, испытали ретроградные метаморфические преобразования амфиболитовой фации в интервале 630 – 600 млн лет назад.

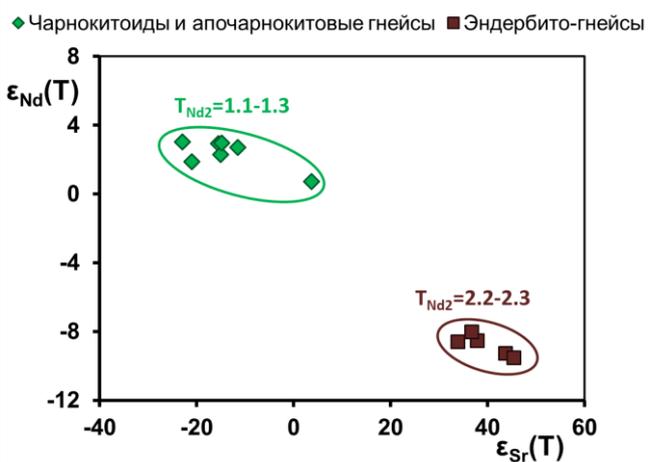


Рис. 8. График зависимости  $\epsilon\text{Nd}(T)$  от  $\epsilon\text{Sr}(T)$  для пород гранулитового комплекса.

В результате исследования Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем установлена гетерогенность протолитов пород гранулитового комплекса (рис. 8). Значения  $\epsilon\text{Nd}(0.8$  млрд лет) для эндрбито-гнейсов составляют от  $-9.6$  до  $-8$ ,  $\epsilon\text{Sr}(0.8$  млрд лет) =  $+34 \dots +46$ , породы имеют коровые характеристики. Значения  $\epsilon\text{Nd}(0.6$  млрд лет) для чарнокитоидов и апочарнокитовых гнейсов Кичерской зоны варьируют от  $+0.7$  до  $+3$ , значения  $\epsilon\text{Sr}(0.6$  млрд лет) – от  $-22$  до

$+4$ , эти гранитоиды могут быть образованы за счёт существенного вклада мантийного вещества.

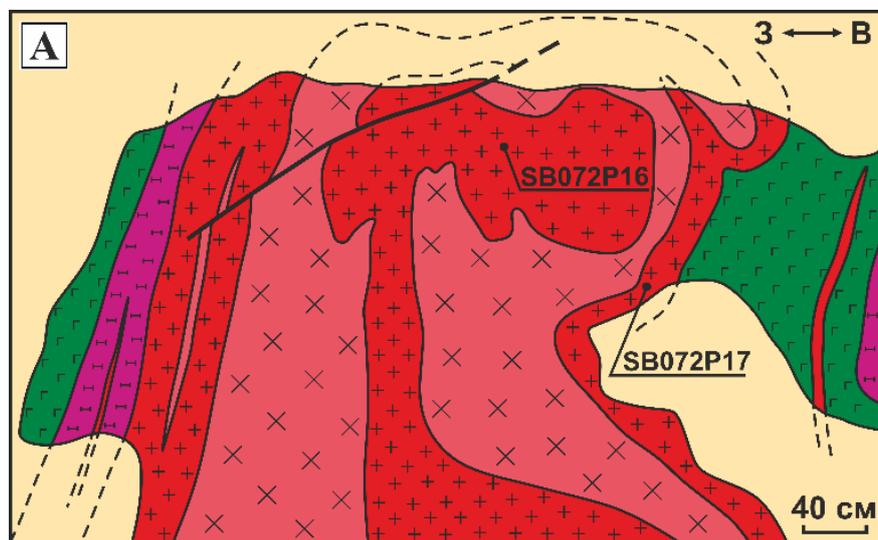
### 2 защищаемое положение:

Установлена гетерогенность протолитов пород богучанского гранулитового комплекса. Протолиты двупироксеновых и ортопироксеновых эндрбито-гнейсов (модельный возраст  $T_{\text{Nd}2} = 2.2 - 2.3$  млрд лет) были образованы из обогащённого материала, преимущественно раннедокембрийской коры ( $\epsilon\text{Nd}(0.8$  млрд лет) =  $-9.6 \dots -8.0$ ,  $\epsilon\text{Sr}(0.8$  млрд лет) =  $+34 \dots +46$ ). Чарнокитоиды характеризуются позднемезопротерозойским Nd-модельным возрастом ( $T_{\text{Nd}2} = 1.1 - 1.3$  млрд лет) и значениями  $\epsilon\text{Nd}(0.6$  млрд лет) =  $+0.7 \dots +3.0$ ,  $\epsilon\text{Sr}(0.6$  млрд лет) =  $-22 \dots +4$ .

### Тоналит-плагιοгранит-лейкогранитный гипабиссальный комплекс

Гипабиссальный комплекс тоналитов-плагιοгранитов Кичерской зоны западной ветви Байкало-Муйского пояса (рис. 1, район, обозначенный цифрой 1) изучался в наиболее обнажённой её части, междуречье Слюдянка – Рель (рис. 2). Этот комплекс подробно описан в работах (Федотова и др., 2014; Сомсикова и др., 2021). Гранитоиды слагают серию даек и

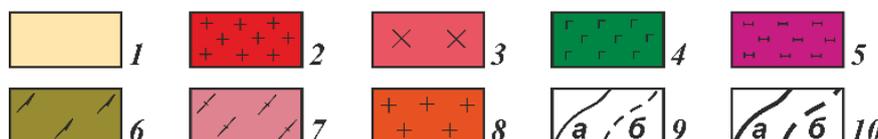
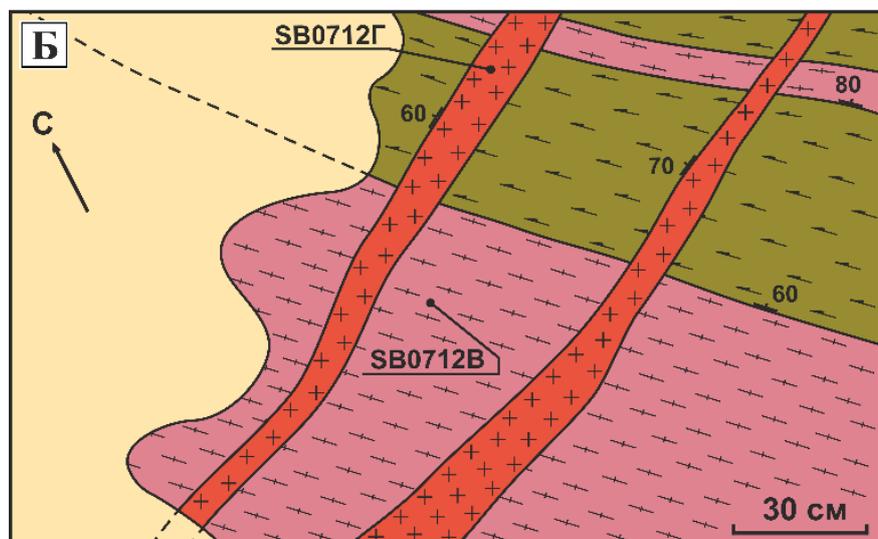
морфологически разнообразных жильных тел, секущих метаморфические породы гранулитовой фации в северо-западной части Богучанской губы (рис. 2, точки 4, 5, рис. 9. Б), чередование амфиболитов и плагиогнейсов в береговых обнажениях мыса Лударь (рис. 2, точка 13) и в районе ручья Туркин (рис. 1, район, обозначенный цифрой 2), а также габброиды массива Курлинский, троктолиты и габбро расслоенного комплекса Тонкого мыса (рис. 1, район, обозначенный цифрой 1, рис. 2, точки 1-3, рис. 9. А). В составе комплекса преобладают плагиограниты, отмечаются плагиолейкограниты и лейкограниты, отличающиеся крайне малыми количествами биотита.



**Рис. 9. А.** Точки опробования сложнопостроенного лейкоплагиогранит-плагиогранит-тоналитового тела, секущего породы расслоенного комплекса южного берега Тонкого мыса, на схеме геологического строения обнажения (точки 1, 2 на рис. 2).

**Б.** Точки опробования порфировидных гранитов жил (точка 5 на рис. 2), секущих чередование чарнокитов и апочарнокитовых гнейсов (точка 6 на рис. 2) и амфиболитов западной части Богучанской губы, на схеме геологического строения обнажения.

1 – осыпи; 2 – лейкократовые средне- мелкокристаллические гранитоиды: тоналиты краевой и лейкоплагиограниты центральной части тела; 3 – средне- мелкокристаллические мезократовые плагиограниты и тоналиты средней части тела; 4 – оливинное габбро амфиболитизированное; 5 – пироксениты амфиболитизированные и интенсивно рассланцованные; 6 – апогранулитовые амфиболиты; 7 – апоэндербит-чарнокитовые гнейсы; 8 – порфировидные кварц-плагиоклазовые граниты с мелкокристаллической основной массой; 9 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые; 10 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые.



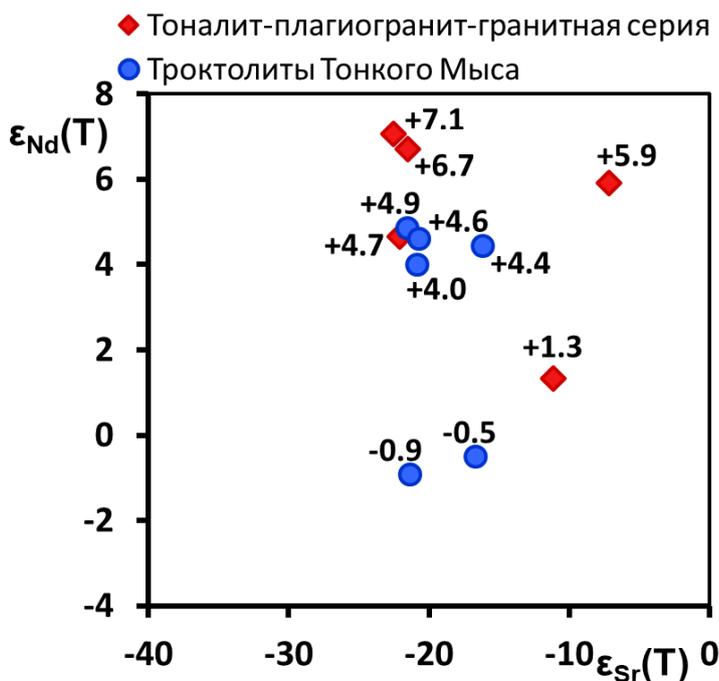
Схемы строения составлены А.А. Разумовским и приведены в работе (Федотова и др., 2014).

Тоналиты (обр. SB072P17) образуют маломощные зоны в составе сложнопостроенных тел (рис. 2, точка 2, рис. 9. А) и представляют собой среднекристаллические породы, состоящие из зёрен сосюритизированного плагиоклаза и кварца, чешуек хлоритизированного биотита, таблитчатого амфибола, погружённых в мелкокристаллическую массу аллотриоморфнозернистого кварца, имеющую струйчатое строение. Акцессорные минералы – апатит, циркон.

В северо-западной части Богучанской губы комплекс амфиболитизированных габбро расчленён сетью гранитоидных жил и прожилков, образование которых, по-видимому, происходило в условиях хрупких сколовых деформаций, наиболее мелкие (менее 1-1.5 см) жилки имеют лейкогранитный состав. Преобладающие плагиогранитные тела, мощностью 5-40 см, имеют массивную структуру и отчётливо секут как границы между чередующимися гнейсами и амфиболитизированными габбро, так и гнейсовидность и метаморфическую полосчатость этих пород (рис. 9. Б). Плагиограниты дайки, секущей амфиболиты западной части Богучанской бухты (обр. SB0712Г, рис. 2, точка 6, рис. 9. Б) – породы, состоящие из заключённых в микрогранитную основную массу крупных зёрен полевого шпата и удлинённо-призматических и игольчатых кристаллов амфибола, частично, реже полностью замещённого эпидотом. Аксессуарные минералы – апатит, циркон.

Тоналиты (SB072P17 (рис. 2, точка 2, рис. 9. А)), плагиограниты (SB0712Г (точка 6 на рис. 2) и 2965 (ц. 2 на рис. 1)) и лейкоплагиограниты (SB0715А и 2810 (район северо-восточного и северного побережья мыса Тонкий) имеют высокие содержания  $Al_2O_3 = 15.7 - 20.5$ ,  $Na_2O = 3.9 - 6.3$  (табл.2 Приложение в тексте диссертации). По следующим особенностям:  $Sr = 398 - 582$  мкг/г,  $Y = 4.3 - 4.4$  мкг/г,  $Sr/Y = 91 - 136$  тоналиты (SB072P17), плагиограниты (SB0712Г и 2965) дайкового комплекса соответствуют гранитоидам с геохимическими характеристиками адакитов (Drummond, Defant, 1990; Castillo, 2006).

Лейкограниты и граниты, относящиеся к тому же комплексу, согласно геологическим данным (Федотова и др., 2014) (дайковые тела (SB098Д (точка 13 на рис. 2), SB0710А (точка 4 на рис. 2), SB071P4 (рис. 2, точка 3) и SB072P16 (рис. 2, точка 1, рис. 9. А), а также жильные лейкограниты (2963 (ц. 2 на рис. 1)) и гнейсовидные лейкограниты (2962 (ц. 2 на рис. 1)) из чередования с амфиболитами, демонстрируют несколько более низкие содержания  $Al_2O_3$  (13.5-16.7 мас. %), относительно высокие содержания  $Na_2O$  (3.3 – 4.3 мас. %), отличаясь большим диапазоном величины отношения  $K_2O/Na_2O$  (0.2 – 1.4) от тоналитов, плагиогранитов и лейкоплагиогранитов (образцы SB072P17, SB0712Г, 2965, SB0715А и 2810). В породах более низкое содержание Sr, но отношение Sr/Y довольно высокое (39 – 53). Плагиогнейсы со сходными геохимическими характеристиками известны в регионе (Конников и др., 1999).



**Рис. 10.** График зависимости  $\epsilon_{Nd}$  (0.6 млрд лет) от  $\epsilon_{Sr}$  (0.6 млрд лет) для пород тоналит-плагиогранит-лейкогранитной серии и троктолитов Тонкого мыса. Цифрами обозначены значения  $\epsilon_{Nd}$  (0.6 млрд лет) для каждого образца.

Вариации изотопного состава Nd плагиогранитов Кичерской зоны согласуются с предположением о гетерогенности источников гранитоидных магм, отвечающего преимущественно ювенильной неопротерозойской коре. Неоднородность протолита подтверждают значения  $^{147}Sm/^{144}Nd$ , лежащие в широком диапазоне: от 0.0879 до 0.1654, а

также состав пород рассматриваемой серии гранитоидов, варьирующий от тоналитов до лейкогранитов, и отмечавшиеся выше индикаторные содержания элементов-примесей.

Модельные возрасты  $T_{Nd}$  тоналитов (образец SB072P17) и плагиогранитов (образцы SB0712Г и 2965) адакитовой группы составляют 0.66 – 0.86 млрд лет. Значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  этих

образцов равны +4.7...+7.1 (рис. 10). Значения модельного возраста для проб гранитов (образец SB098Д) и лейкогранитов (образцы SB072P16, 2962 и 2963) неадакитовой группы составляют 0.67–1.00 млрд лет. Значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  для этих пород равны +3.2...+6.7 (рис. 10).

Породы комплекса тоналитов-плагиогранитов-лейкогранитов не являются дифференциатами габброидов массивов Тонкий мыс Слюдинский и Курлинский. Напротив, дайки комплекса гранитоидов запечатывает структуру, образованную в результате совмещения гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса, ортоамфиболитов и связанных с ними габброидов.

Для изучения изотопных характеристик пород пироксенит-троктолит-габбрового комплекса Тонкий мыс выбраны типичные породы комплекса – троктолиты. Исследование Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем 6 образцов пород показало, что начальное изотопное отношение  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  близкое у всех исследованных пород и составляет  $0.7030 \pm 0.0002$ . Модельный возраст  $T_{Nd}$  троктолитового комплекса Тонкого мыса составляет 0.82-1.37 млрд лет. Изотопный состав неодима четырёх образцов троктолитов габбрового разреза Тонкого Мыса ( $\epsilon_{Nd}(0.6 \text{ млрд лет}) = +4.0...+4.9$ ) отличается от изотопного состава двух образцов троктолитов пироксенит-троктолит-габбрового ( $\epsilon_{Nd}(0.6 \text{ млрд лет}) = -0.5; -0.9$ ) (рис. 10).

Возраст комплекса Тонкий мыс, полученный по минеральной Sm-Nd изохроне равен  $585 \pm 22$  млн лет (Макрыгина и др., 1993). Модельный возраст образцов ультрамафит-мафитовых пород Чайского массива составляет 0.8-2.3 млрд лет ( $\epsilon_{Nd} = +2.3...+7.0$ ), возраст кристаллизации составляет  $627 \pm 25$  млн лет (Amelin et al., 1997). На графике зависимости  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  от  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  для пород Тонкого мыса и Чайского массива наблюдается единый тренд, который может рассматриваться как отражение процесса смешения мантийного компонента с обогащённым и подразумевает общность формирования ультрамафит-мафитовых пород Чайского массива и Тонкого мыса. В таком случае их можно отнести к единому, чая-нюрндукуанскому комплексу.

Образование гранитоидов с адакитовыми характеристиками может происходить в субдукционных условиях при плавлении погружающейся литосферной плиты (Defant, Drummond, 1990; Defant, Kepezhinskas, 2001 и др.). Однако не было достаточных оснований исключать второй возможный механизм образования изученных адакитов – плавление мафитового материала в условиях сверхутолщённой нижней коры (Petford, Atherton, 1996; Xu et al., 2002 и др.).

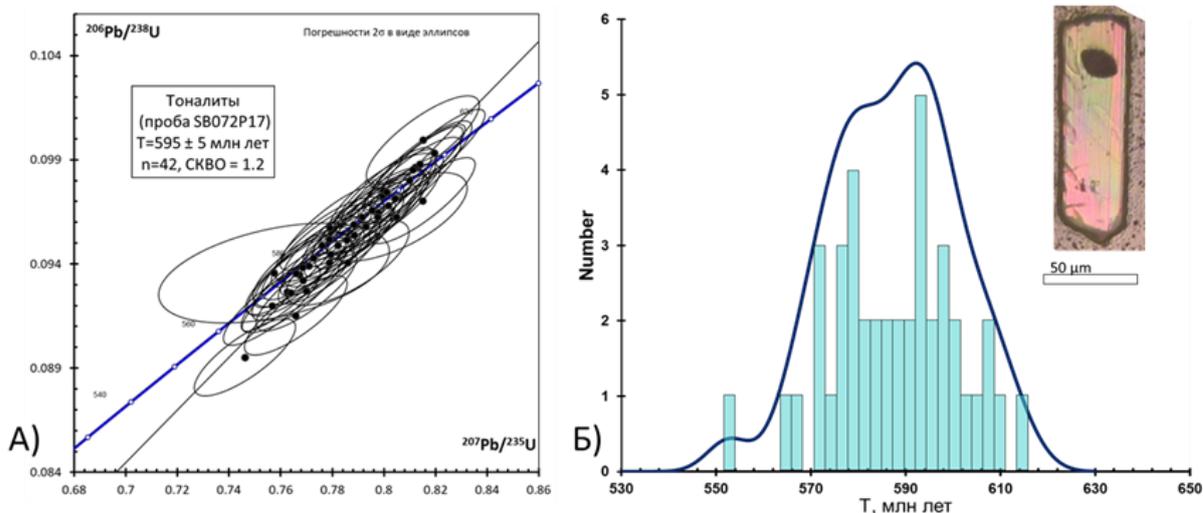
Таким образом, в западной части Байкало-Муйского пояса, в междуречье Слюдянка – Рель (рис. 2) охарактеризован гипабиссальный тоналит-плагиогранит-гранитный комплекс, ранее не выделявшийся. В состав комплекса входят гранитоиды с адакитовыми характеристиками, а также лейкограниты, адакитовым характеристикам не отвечающие.

### ***3 защищаемое положение:***

Тоналиты-плагиограниты-лейкограниты юго-запада Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса образуют самостоятельный гипабиссальный комплекс. В его составе присутствуют соответствующие адакитам породы, с фракционированным спектром РЗЭ, низкими содержаниями тяжёлых РЗЭ, Y, высокими концентрациями Sr,  $\epsilon_{Nd}(T) = +4.7 \dots +7.0$ ;  $\epsilon_{Sr}(T) = -17 \dots -23$ ). Sm-Nd изотопно-геохимические характеристики пород комплекса ( $\epsilon_{Nd}(T) = +3.2...+7.1$ ) указывают на разнородный состав неопротерозойской коры островодужного или океанического типа.

Результаты анализа U-Pb системы 42 зёрен циркона из пробы тоналитов SB072P17 указывают на время кристаллизации породы, происходившей  $595 \pm 5$  млн лет назад (рис. 11).

При исследовании U-Pb изотопной системы 42 зёрен циркона из пробы лейкогранитов SB071P4 получены точки, которые ложатся на линию конкордии и дают спектр возрастов от 590 до 620 млн лет, что связано с внутренним строением исследованных кристаллов. Предполагается, что в части циркона из лейкогранитов присутствуют ядра. За время заключительного этапа развития Байкало-Муйского пояса принимается возраст тоналитов, равный  $595 \pm 5$  млн лет (рис. 11).



**Рис. 11.** Диаграммы для данных по 42 точкам анализа циркона из пробы тоналитов SB072P17:  
 А) Диаграмма с конкордией в координатах Аренса-Везерилла. Нижнее пересечение дискордии не имеет возрастного смысла. Эллипсами показаны погрешности измерения для каждого анализа на уровне  $1\sigma$ . Погрешности вычисленного значения возраста –  $2\sigma$ .  
 Б) Диаграмма распределения возрастов по  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  изотопному отношению, скорректированному на контаминацию обыкновенным свинцом. На рисунке приведено также фото типичного зерна циркона из исследованной пробы.

#### 4 защищаемое положение:

Время кристаллизации гранитоидов гиабиссального комплекса Кичерской зоны оценивается в  $595 \pm 5$  млн лет согласно данным U-Pb изотопного исследования кристаллов циркона. Не позднее этого времени богучанский гранулитовый комплекс Кичерской зоны был выведен в верхние горизонты коры Байкало-Муйского складчатого пояса.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Диссертационная работа основана на комплексном геологическом, геохронологическом и изотопно-геохимическом исследовании гранитоидов, габброидов и метаморфических пород Кичерской зоны запада Байкало-Муйского складчатого пояса.

Далее следуют основные полученные выводы:

- Обоснована последовательность этапов формирования структуры Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса. К концу позднепротерозойского времени сформирована гетерогенная структура, сложенная основными гранулитами, эндербито-гнейсами, чарнокитоидами, кристаллическими сланцами и гнейсами, на которую наложен метаморфизм не позднее  $607 \pm 3$  млн лет назад, происходивший с  $\sim 640$  млн лет в условиях от гранулитовой до амфиболитовой фации низких давлений ( $700 - 900^\circ\text{C}$  и  $\leq 5 - 7$  кбар для гранулитов).
- В составе гранулитового комплекса изучены две группы: эндербито-гнейсы, протолит которых, по изотопным данным, образован за счёт древнего корового источника, и чарнокитоиды и апочарнокитовые гнейсы, обнаруживающие значительно меньшую примесь корового материала. Эндербито-гнейсы имеют высокий уровень спектра и слабофракционированное ( $3.5 < \text{La}_N/\text{Yb}_N < 6.8$ ) распределение РЗЭ. Акцессорные цирконы из двух изученных проб эндербитов методом LA-ICP-MS содержат ядра с возрастными в диапазоне 780 – 830 млн лет, оболочки кристаллов образовались не позднее 610 млн лет назад. Измерение циркона из этих же двух проб на SHRIMP II указывает на два конечных члена – магматического события  $826 \pm 8$  млн лет назад и метаморфизма предположительно  $640 \pm 10$  млн лет назад. Результаты измерения возраста кристаллов циркона, попадающие

в интервал между (640 – 600 млн лет) не имеют прямого поэтому геологического смысла, но указывают на диапазон времени перекристаллизации циркона в условиях метаморфизма регрессивной стадии. Эндербито-гнейсы характеризуются палеопротерозойским Nd - модельным возрастом ( $T_{Nd2} = 2.2 - 2.3$  млрд лет) и отрицательными значениями  $\epsilon_{Nd}(0.6) = -8.6...-9.6$ .

- Чарнокитоиды и апочарнокитовые гнейсы гранулитового богучанского комплекса показывают умеренно и сильнофракционированное ( $6.5 < La_N/Yb_N < 35.9$ ) распределение РЗЭ с отрицательной, либо положительной аномалией Eu. Значения U-Pb изотопных возрастов этих зёрен циркона лежат в диапазоне от 640 до 610 млн лет. Циркон в чарнокитоидах кристаллизовался при температуре от 702 до 813 °С. Чарнокитоиды характеризуются неопротерозойским Nd-модельным возрастом ( $(T_{Nd2}) = 1.1 - 1.3$  млрд лет) и положительными значениями  $\epsilon_{Nd}(0.6 \text{ млрд лет}) = +0.7...+3.0$ .
- Выявлена закономерная связь между значением модельного возраста и диапазоном значений возраста акцессорного циркона гранулитов. Эндербито-гнейсы с гетерогенными зёрнами циркона с возрастом от 840 до 610 млн лет показывают древний модельный возраст (2.3 – 2.2 млрд лет), чарнокитоиды с узким диапазоном значения возраста по циркону от 640 до 607 млн лет показывают более молодой модельный возраст (1.1 – 1.3 млрд лет).
- В междуречье Слюдянка – Рель охарактеризован гипабиссальный тоналит-плагиогранит-лейкогранитный комплекс, ранее не выделявшийся в качестве самостоятельного. В состав комплекса входят гранитоиды с адакитовыми характеристиками, а также лейкограниты и граниты, таковым не отвечающие.
- Время образования комплекса оценивается в  $595 \pm 5$  млн лет и интерпретируется как заключительный этап развития в неопротерозое. Значения Nd модельного возраста 0.66 – 1.00 млрд лет. Формирование комплекса интерпретируется как маркирующее заключительный этап магматизма, связанного с формированием коры Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса.
- Sm-Nd изотопно-геохимические данные, полученные по наименее изменённым разновидностям троктолитов дунит-троктолит-габбровой серии массива Тонкий мыс, согласуются с заключением о принадлежности этих пород к чая-нюрундуканскому ультрамафит-мафитовому комплексу.
- Образование гранитоидов с адакитовыми характеристиками может объясняться существованием субдукционных условий и явлениями плавления погружающейся литосферной плиты во время формирования комплекса. Однако нет и достаточных оснований исключать возможность возникновения в это время условий, отвечающих второму возможному механизму образования адакитов – плавлению мафитового материала в условиях нижней коры. Не исключено, что возможен смешанный механизм формирования распространённых в Северном Прибайкалье пород с адакитовыми характеристиками.
- Время формирования и оценка Sm-Nd изотопных данных для гранитоидов Кичерской зоны западной части Байкало-Муйского пояса ( $\epsilon_{Nd}(0.6 \text{ млрд лет}) = +3.2 ...+7.1$ , возраст кристаллизации  $595 \pm 5$  млн лет), и для риолитов и гранит-порфиров падринской серии ( $\epsilon_{Nd}(0.6 \text{ млрд лет}) = +4.7...+5.4$ , возраст кристаллизации  $590 \pm 5$  млн лет (Рыцк и др., 2004)) дают основание предполагать, что породы имеют общее происхождение, и что риолиты падринской серии Каралон-Мамаканской зоны восточной части Байкало-Муйского пояса могут являться эффузивными аналогами гранитоидов гипабиссального комплекса Кичерской зоны западной части Байкало-Муйского пояса.

## СПИСОК РАБОТ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ:

### Статьи

1. **Сомсикова А.В.**, Костицын Ю.А., Федотова А.А., Разумовский А.А., Хаин Е.В., Астраханцев О.В., Батанова В.Г., Аносова М.О. Позднеопротерозойский гранитоидный магматизм Байкало-Муйского складчатого пояса, офиолитовые и постофиолитовые плагиограниты Геохимия. 2021. Т. 66. № 1. С. 15 – 36.
2. Kroener A., Fedotova A.A., Khain E.V., Razumovskiy A.A., **Orlova (Somsikova) A.V.**, Anosova M.O., Perelyaev V.I., Nekrasov G.E., Liu D.Y. Neoproterozoic ophiolite and related high-grade rocks of the Baikal–Muya belt, Siberia: Geochronology and geodynamic implications // Journal of Asian Earth Sciences 111. 2015. P. 138 – 160.
3. Федотова А.А., Разумовский А.А., Хаин Е.В., Аносова М.О., **Орлова (Сомсикова) А.В.**. Позднеопротерозойский магматизм запада Байкало-Муйского пояса: новые геологические и геохронологические данные. Геотектоника. 2014. №4. С. 44 – 66.

### Тезисы докладов и материалы конференций

1. Хаин Е.В., Разумовский А.А., Постникова О.В., **Сомсикова А.В.**, Изъюрова Е.С., Постников А.В., Аносова М.О., Зуева О.А., Федотова А.А. Позднеопротерозойские события в формировании складчатого Байкало-Муйского пояса и их проявление в осадконакоплении на Сибирской платформе // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2021. Выпуск 19. С. 244 – 246.
2. Федотова А.А., Хаин Е.В., Разумовский А.А., **Сомсикова А.В.**, Астраханцев О.В., Некрасов Г.Е., Аносова М.О. Три позднеопротерозойских комплекса даек плагиогранитов Байкало-Муйского пояса: возраст, изотопно-геохимические характеристики (Nd, Sr), происхождение // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2020. Выпуск 18. С. 377 – 379.
3. **Сомсикова А.В.**, Федотова А.А., Переляев В.И., Разумовский А.А., Хаин Е.В. Новые Rb-Sr и Sm-Nd изотопно-геохимические данные для пород Среднеамканского офиолитового комплекса восточной части Байкало-Муйского складчатого пояса // XXII Симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова (29-31 октября 2019 года). Тезисы докладов. М: ГЕОХИ РАН, 2019. С. 84.
4. **Орлова (Сомсикова) А.В.**, Федотова А.А., Разумовский А.А., Хаин Е.В., Астраханцев О.В. Новые геохронологические и изотопно-геохимические данные для позднеопротерозойских постофиолитовых плагиогранитов восточной части Байкало-Муйского складчатого пояса. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту (м-лы совещания). Вып. 16. Изд-во ИГ СО РАН, 2018. С. 193 – 194.
5. **Орлова (Сомсикова) А.В.**, Федотова А.А., Разумовский А.А., Хаин Е.В., Аносова М.О., Астраханцев О.В. Гранитоиды с геохимическими характеристиками адакитов в восточной части Байкало-Муйского складчатого пояса. IX Сибирская конференция молодых ученых по наукам о Земле: материалы конференции. Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2018. С. 432 – 433.
6. Азимов П.Я., Разумовский А.А., **Орлова (Сомсикова) А.В.**, Хаин Е.В., Федотова А.А. Метаморфизм и деформации пород западной части Байкало-Муйского пояса (Северное Прибайкалье): связь с этапами развития окраинно-континентальной области // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы 49 (XLIX) тектонического

совещания, посвящённого 100-летию академика Ю.М. Пушаровского. М.: ГЕОС, 2017. С. 6 – 10.

7. **Орлова (Сомсикова) А.В.**, Разумовский А.А., Федотова А.А., Костицын Ю.А., Хаин Е.В. Изотопно-геохимические особенности поздненеопротерозойских гранитоидов Байкало-Муйского складчатого пояса // XXI симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова (15-17 ноября 2016 г.). Тезисы докладов. ГЕОХИ РАН-М: Акварель, 2016. С. 116 – 118.

8. Федотова А.А., Крёнер А., Хаин Е.В., Азимов П.Я., **Орлова (Сомсикова) А.В.**, Аносова М.О., Разумовский А.А., Некрасов Г.Е., Ли Д.. Неопротерозойские гранулиты Байкало-Муйского пояса: новые геохронологические данные (U-Pb изотопное исследование цирконов), условия формирования пород и их происхождение / Ред. Е.В. Складков. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) // Материалы совещания. Вып. 13. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2015. С. 244 – 246.

9. **Орлова (Сомсикова) А.В.**, Аносова М.О., Азимов П.Я., Разумовский А.А., Ревяко Н.М., Костицын Ю.А., Федотова А.А., Хаин Е.В., Некрасов Г.Е. Неопротерозойские двупироксеновые гнейсы и чарнокитоиды Северного Прибайкалья: новые данные о происхождении и возрасте. Петрография магматических и метаморфических горных пород. XII Всероссийское Петрографическое совещание с участием зарубежных учёных. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. С. 208 – 210.

10. **Орлова (Сомсикова) А.В.**, Аносова М.О., Хаин Е.В., Разумовский А.А., Федотова А.А. Гранитоиды с геохимическими характеристиками адакитов и высокониобиевые базиты – показатели условий развития Байкало-Муйского пояса в позднем неопротерозое. Петрография магматических и метаморфических горных пород. XII Всероссийское Петрографическое совещание с участием зарубежных учёных. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. С. 210 – 211.

12. **Орлова (Сомсикова) А.В.**, Разумовский А.А., Ревяко Н.М., Костицын Ю.А., Федотова А.А., Хаин Е.В. Принадлежность массива Тонкий Мыс к Чая-Нюрундуканскому ультрамафит-мафитовому комплексу (Северное Прибайкалье) по Sm-Nd изотопным данным. Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. VI Российская конференция по изотопной геохронологии. ИГДД РАН. СПб, 2015. С. 204 – 206.

14. **Орлова (Сомсикова) А.В.**, Костицын Ю.А., Федотова А.А., Ревяко Н.М. Sm/Nd и Rb/Sr изотопная характеристика источников вещества магматических и метаморфических пород Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса. «Ломоносовские чтения–2014» каф. геохимии геологического ф-та МГУ.

15. **Орлова (Сомсикова) А.В.**, Федотова А.А., Аносова М.О. Изотопно-геохимическая гетерогенность эндробит-гранулитового комплекса северо-западного Прибайкалья: проблемы оценки возраста и происхождения. 5-ая Международная Научная Конференция молодых ученых и студентов «Фундаментальная и прикладная геологическая наука глазами молодых ученых: достижения, перспективы, проблемы и пути их решения». Институт геологии НАНА, Баку. 2013.

16. **Орлова (Сомсикова) А.В.**, Аносова М.О., Ревяко Н.М., Разумовский А.А., Федотова А.А., Костицын Ю.А., Хаин Е.В. Высокоградные породы и гранитоиды западной части западной части Байкало-Муйского пояса. XX Симпозиум по геохимии изотопов имени А.П. Виноградова, ГЕОХИ, 2013. С. 256 – 259.

17. **Орлова (Сомсикова) А.В.**, Аносова М.О., Разумовский А.А., Федотова А.А., Костицын Ю.А., Хаин Е.В., Коростылёв Е.В. Неопротерозойская тоналит-плагиогранит-

гранитная серия Северного Прибайкалья. IX-ая Международная школа по наукам о Земле I.S.E.S. 2013. С. 128 – 134.

18. Федотова А.А., Хаин Е.В., Разумовский А.А., **Орлова (Сомсикова) А.В.**, Аносова М.О. Западная часть Байкало-Муйского пояса, глубинный срез неопротерозойской вулканической дуги: геохимические и Sm-Nd изотопные данные. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 11. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013.

19. **Орлова (Сомсикова) А.В.**, Аносова М.О., Федотова А.А., Костицын Ю.А. Проблема оценки возраста кристаллизации цирконов эндробит-гранулитовой ассоциации Северного Прибайкалья // 5-я Российская конференция по изотопной геохронологии: Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов // М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 265 – 268.

20. Федотова А.А., Аносова М.О., **Орлова (Сомсикова) А.В.**, Хаин Е.В., Разумовский А.А. Адакитовые характеристики вендского комплекса тоналитов-плагиогранитов, его позиция в структуре западной части Байкало-Муйского пояса и происхождение. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы совещания. Вып. 10. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2012. С. 128 – 130.

21. Fedotova A., Khain E., Razumovskiy A., Anosova M., **Orlova (Somsikova) A.** An exposed slab window margin: the eastern part of the Neoproterozoic Baikal-Muya belt, Russia. Geophysical Research Abstracts 14, EGU2012 – 13619.

22. **Орлова (Сомсикова) А.В.**, Аносова М.О., Ревяко Н.М. Геохронология и изотопные характеристики источников вещества метаморфических пород и гранитоидов Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса // 4-е Яншинские чтения; современные вопросы геологии. Материалы молодежной конференции. М.: ГЕОС, 2011. С. 144 – 146.

23. Федотова А.А., Некрасов Г.Е., Хаин Е.В., Разумовский А.А., **Орлова (Сомсикова) А.В.** Ультрамафит-мафит-гранулитовые ассоциации в истории развития подвижных поясов: объекты Центральной Азии и Тихоокеанского обрамления. "Современное состояние наук о Земле", конференция, посвященная памяти В.Е. Хаина, МГУ, 2011. С. 1940 – 1942.

24. Fedotova A.A., Khain E.V., Razumovskiy A.A., Anosova M.O., **Orlova (Somsikova) A.V.** Western part of the Baykal-Muya belt: new isotopic-geochronological data and aspects of reconstruction of the Baikal-Patom Passive Margin framework // Neoproterozoic sedimentary basins: stratigraphy, geodynamics and petroleum potential. Proceedings of the International conference. Novosibirsk: IPGG SB RAS, 2011. P. 23 – 24.

25. **Орлова (Сомсикова) А.В.**, Костицын Ю.А., Федотова А.А., Аносова М.О., Ревяко Н.М. Геохронология и изотопные характеристики источников вещества метаморфических пород и гранитоидов Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса. «Ломоносовские чтения–2011» каф. геохимии геологического ф-та МГУ.

26. **Орлова (Сомсикова) А.В.**, Федотова А.А., Костицын Ю.А., Хаин Е.В., Разумовский А.А., Аносова М.О. Этапы геологического развития Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы совещания. Изд-во ИГ СО РАН, 2010. С. 136 – 138.