

На правах рукописи



Иванова Анна Александровна

**АМАЗОНИТОВЫЕ Li-F ГРАНИТЫ АГПАИТОВОЙ
REE-Zr-Nb-U-Th СПЕЦИАЛИЗАЦИИ КАК ОСОБЫЙ
ПОДТИП РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЛЮМАЗИТОВЫХ
ГРАНИТОВ: ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ,
ГЕОХРОНОЛОГИЯ ТУРГИНСКОГО МАССИВА
В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ**

Специальность: 25.00.09 – геохимия, геохимические методы
поисков полезных ископаемых

АВТОРЕФЕРАТ
диссертации на соискание учёной степени кандидата
геолого-минералогических наук

Санкт-Петербург
2022

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном образовательном учреждении высшего образования «Санкт-Петербургский государственный университет» и в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук

Научные руководители: Баданина (Сырицо) Людмила Фёдоровна, доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры геохимии ИНоЗ СПбГУ

Сальникова Екатерина Борисовна, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник ИГГД РАН

Официальные оппоненты: Смирнов Сергей Захарович, доктор геолого-минералогических наук, заместитель директора по научной работе, ведущий научный сотрудник ИГМ СО РАН

Демонтерова Елена Ивановна, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник ИЗК СО РАН

Ведущая организация: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и природопользования Дальневосточного отделения Российской академии наук (ИГиП ДВО РАН), г. Благовещенск

Защита диссертации состоится «б» июня 2022 г. в 14:00 на заседании диссертационного совета Д 003.059.01 при Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук по адресу: 664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1А.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ФГБУН Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН и на сайте <http://www.igc.irk.ru>.

Автореферат разослан «___» апреля 2022 г.

Отзывы на автореферат в 2-х экземплярах, заверенные печатью учреждения, просим направлять учёному секретарю совета к.г.-м.н. Каневой Е.В. по адресу 664003, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1А и в формате pdf на e-mail: kaneva604@yandex.ru

Учёный секретарь диссертационного совета,
кандидат геол.-мин. наук



Канева Е.В.

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы

В настоящее время исследование пород, с которыми связаны месторождения стратегических металлов, является одним из приоритетных направлений в Науках о Земле. Объектом исследования послужил слабо изученный массив редкометальных гранитов в Восточном Забайкалье, для сопоставления с которым используются известные массивы региона (Орловский, Этыкинский), являющиеся месторождениями редких элементов (Ta, Li). Тургинский массив амазонитовых гранитов безруден, в породах на фоне повышенных содержаний высокозарядных элементов не происходит традиционного для Li-F гранитов существенного накопления Li и Ta. Лейкограниты Тургинского массива пространственно приурочены к монцонитоидам шахтаминского комплекса. Именно на примере Тургинского массива была предпринята попытка обосновать концепцию формирования Li-F гранитов как дифференциатов андезито-базальтового расплава высококалийной известково-щелочной серии [Трошин, 1978; Трошин и др., 1983]. Особенности строения и состава Тургинского интрузива определили необходимость верификации формационной принадлежности слагающих его пород и проведения детальных геохронологических исследований, так как геохронологические оценки последних лет [Абушкевич, Сырицо, 2010; Удоратина и др., 2017; Сырицо и др., 2021] существенно различаются. Результаты минералого-геохимических исследований массива вскрывают его парадоксальную сущность: петрохимический состав пород соответствует плюмазитовому типу Li-F гранитов, в то время как уникальная аксессуарная минерализация более характерна для гранитов агпаитового ряда.

Цель работы – выявление условий и причин различного характера концентрирования редких элементов в массивах Li-F гранитов на основе минералого-геохимических и геохронологических исследований редкометальных гранитов Тургинского массива (Восточное Забайкалье) и их сопоставления с гранитами рудоносных массивов региона.

Основные задачи работы

– выявление особенностей распределения петрогенных и редких элементов в ряду дифференциатов пород Тургинского массива;

- анализ эволюции состава породообразующих минералов (слюды, полевые шпаты);
- диагностика и анализ состава акцессорных минералов (циркон, фториды, фторкарбонаты РЗЭ, фосфаты, силикаты, танталониобаты);
- определение состава расплава на основе изучения расплавных включений в кварце и его сопоставление с расплавами рудоносных массивов;
- оценка возрастных соотношений пород, изотопно-геохимическая характеристика;
- оценка физико-химических параметров среды минералообразования (температура, режим кислотности-щёлочности);
- анализ черт сходства и различия строения и состава Тургинского массива с известными рудоносными массивами;
- выявление генетических особенностей формирования Тургинского массива.

Фактический материал и методы исследования

Материалом для исследований послужила обширная коллекция каменного материала, собранная сотрудниками НИИ Земной Коры СПбГУ и кафедры геохимии Института Наук о Земле СПбГУ во время полевых работ в 1988-2019 годах, в том числе с участием автора настоящей работы. Определение содержаний петрогенных элементов выполнено методом силикатного анализа, редких элементов – ICP-MS и РФА (XRF), щелочных элементов – методом фотометрии пламени, содержаний фтора – методом ион-селективных электродов. Состав слюд определялся методом мокрой химии и на электронном микроанализаторе. Изучение состава и строения минералов проводилось с использованием методов оптической и электронной микроскопии, рамановской спектроскопии и микрозондового анализа. Микропримесный состав циркона определен при помощи масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS). Rb-Sr, Sm-Nd и U-Pb изотопно-геохимические и геохронологические исследования проводились в ИГГД РАН.

Научная новизна

Впервые проведены детальные минералогические и геохимические исследования редкометалльных гранитов

Тургинского массива в Восточном Забайкалье. Охарактеризован состав расплава по результатам изучения гомогенизированных расплавных включений. Проведены изотопно-геохронологические исследования и установлен возраст формирования слагающих его пород. Впервые успешно применен метод U-Pb CA-ID-TIMS датирования метамиктизированного циркона плохой сохранности. Установлено, что порфиридные биотитовые граниты, которые ранее рассматривались в качестве «материнских» [Иванова и др., 2015, 2018; Сырицо и др., 2021], являются останцами гранитоидов палеозойского ундинского комплекса. Впервые установлена и охарактеризована уникальная для плюмазитовых редкометальных гранитов аксессуарная минерализация. На основе изучения закономерностей распределения петрогенных и редких элементов в рядах дифференциатов пород и минералах показана необходимость выделения особого подтипа амазонитсодержащих плюмазитовых редкометальных гранитов повышенной щёлочности с агпаитовой аксессуарной минерализацией.

Практическая значимость

Минералого-геохимические особенности выделяемого подтипа плюмазитовых редкометальных гранитов повышенной щёлочности могут использоваться как критерии безрудности на Ta и Li при изучении подобных массивов на территории других редкометальных провинций фанерозоя (Казахстан, Монголия, Приморье) и в оценке рудной продуктивности массивов. Усовершенствована методика U-Pb (CA-ID-TIMS) датирования метамиктизированного циркона плохой сохранности с высокой дозой авторадационного облучения, показана её эффективность при проведении геохронологических исследований. Возможность датирования метамиктизированного циркона открывает новые горизонты в сфере геохронологических исследований, позволяя применять высокопрецизионный метод ID-TIMS при изучении максимально широкого круга объектов.

Апробация работы

Материалы диссертационной работы докладывались на Всероссийской научно-практической студенческой конференции «Современные исследования в геологии», СПбГУ, 2015; V, VI, VIII и IX Российской молодёжной научно-практической Школе с международным участием «Новое в познании процессов

рудообразования», Москва, ИГЕМ РАН, 2015, 2016, 2018, 2019; юбилейном съезде Российского минералогического общества «200 лет РМО», СПб, 2017; XXVIII и XXX Молодёжной научной конференции памяти К.О. Кратца «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии» в СПбГУ и КНЦ РАН, 2017 и 2019; на Всероссийской конференции молодых учёных «Современные проблемы геохимии – 2018», Иркутск, ИГХ СО РАН; на XXV Международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых учёных «Ломоносов-2018», Москва, МГУ; научной конференции «Минералогические музеи – 2019. Минералогия вчера, сегодня, завтра», СПб, 2019; международном совещании International Symposium on Critical Metal Mineralization, Wuhan, China, 2019; XI Всероссийской молодёжной научной конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования», Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2020; Всероссийской конференции с Международным участием, посвященной 90-летию ИГЕМ РАН «Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований», Москва, 2021; на XIII Всероссийском петрографическом совещании (с участием зарубежных ученых) «Петрология и геодинамика геологических процессов», Иркутск, 2021.

Публикации

По теме диссертации опубликовано 25 работ, в том числе 4 входящих в перечень ВАК.

Личный вклад автора заключался в участии в экспедиционных работах, проведении минералогическо-петрографического исследования пород, оцифровке картографического материала, интерпретации данных минералогических и химических анализов, анализе изотопных данных, усовершенствовании методики и проведении полного цикла U-Pb геохронологических исследований, а также разработке геолого-генетической модели формирования Тургинского массива.

Объём и структура работы

Диссертационная работа изложена на 143 страницах, включая 61 рисунок, 18 таблиц и список литературы из 168 наименований. Она состоит из введения, 8 глав и заключения.

Благодарности

Работа выполнена на кафедре геохимии Института Наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета и в лаборатории изотопной геологии Института геологии и геохронологии

декембрия Российской академии наук. Автор выражает глубокую благодарность научным руководителям: д.г.-м.н. Людмиле Фёдоровне Сырицо (Баданиной) за постановку проблемы диссертационной работы, аналитические материалы, многолетнее плодотворное сотрудничество, терпение и всестороннюю поддержку, а также к.г.-м.н. Екатерине Борисовне Сальниковой, благодаря мудрым советам и поддержке которой удалось осуществить датирование высокоуранового циркона. Особую признательность автор выражает Е.В. Волковой за всестороннее знакомство с объектом исследований, предоставление коллекции образцов, консультации и ценные советы, Е.В. Баданиной за изучение расплавных включений, организацию экспедиционных работ и обсуждение полученных результатов, а также В.С. Абушкевичу за проведение части изотопных исследований и А.А. Спиридонову за предоставление обширной коллекции каменного материала по Тургинскому массиву, А.П. Борзиной, А.М. Акопян, Е.Б. Борисовой за помощь в проведении минералогических исследований. Неоценимую помощь оказали сотрудники лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН Ю.В. Плоткина, Е.В. Толмачёва, А.Б. Котов, М.В. Стифеева. Автор выражает признательность за проведение аналитических исследований В.Н. Бочарову, Н.С. Власенко, В.В. Шиловских, Н.И. Пономарёвой. За обсуждение, критику и ценные советы автор благодарит О.В. Якубович, В.М. Саватенкова, В.С. Антипина, А.Б. Перепелова, А.В. Самсонова, В.И. Алексеева, О.В. Удоратину, Е.Г. Панову, М.В. Чарыкову, С.И. Дриля, а также всех тех, кто оказывал помощь и поддержку на всех стадиях работы над диссертацией. И, конечно же, работа не могла быть выполнена без всесторонней поддержки семьи. Исследование финансово поддержано грантами РФФИ №№ 18-05-00957 и 20-05-00437.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТУРГИНСКОГО МАССИВА

Тургинский массив расположен в 350 км к юго-востоку от г. Читы, в долине р. Турги, являющейся притоком р. Шилки (рис. 1а), в Тургинско-Калангуйской рудной зоне с редкометалльно-золото-флюоритовой специализацией [Объяснительная..., 2001]. Он приурочен к ядру брахиантиклинальной складки, образованной нижнеюрскими отложениями ононской и ононско-борзинской серии, представленной аргиллитами, алевролитами, песчаниками, конгломератами. С северо-запада массив ограничивается взбросо-

надвигом. Вдоль разлома он контактирует с нижнеюрскими осадочными породами, палеозойскими известняками и доломитами и гранитоидами ундинского гранит-гранодиоритового комплекса [Трошин и др., 1983]. Исторически сложилось устойчивое наименование «Тургинский массив», объединяющее пространственно связанные выходы двух интрузивных комплексов: кукульбейского гранит-лейкогранитового и шахтаминского монцодиорит-гранодиорит-гранитового. Граниты кукульбейского комплекса прорывают массив монцитонитов шахтаминского комплекса в северо-западной его части. По границе контакта пород этих комплексов прослеживаются выходы наиболее поздних пород кукульбейского комплекса – амазонитовых гранитов, образующих малые штоки и дайковые тела (рис. 1а, 1б). Основную часть массива составляют средне-равномернозернистые протолитионитовые (с Li-сидерофиллитом) граниты главной фазы. Амазонитовые граниты образуют отдельные штоки и рои даек. В апикальной части выхода гранитов кукульбейского комплекса отмечаются многочисленные останцы более древних пород, в том числе вмещающих метаосадочных пород, монцитонитов шахтаминского комплекса и палеозойских гранитоидов ундинского комплекса.

Для сопоставления используются известные рудоносные массивы Li-F гранитов региона: Орловский, где представлен полный ряд дифференциатов от биотитовых до амазонитовых гранитов, Этыкинский, Ачиканский.

ЗАЩИЩАЕМЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ И ИХ ОБОСНОВАНИЕ

1. В составе Тургинского интрузива выделены породы трёх разновозрастных магматических комплексов: (1) редкометальные граниты кукульбейского комплекса, включающие протолитионитовые граниты главной фазы и амазонитовые граниты заключительной фазы с возрастом 146 ± 4 млн лет и 141 ± 1 млн лет, соответственно; (2) более ранние среднеюрские монцитониты пространственно сопряжённого шахтаминского комплекса; (3) останцы биотитовых гранитов палеозойского ундинского комплекса с возрастом 261 ± 1 млн лет.

Главная фаза Тургинского массива представлена среднеравномернозернистыми гранитами, состоящими из КПШ (35 %), плагиоклаза № 2–4 (25 %), кварца (30 %) и Li-содержащего

сидерофиллита (до 10 %). Кварц гороховидный, преимущественно тёмный мориноподобный. КПШ замещается альбитом. Акцессорная минерализация представлена цирконом, монацитом, ксенотимом, ильменорутилом, флюоритом, оксидами железа, минералами LREE, U, Th, Nb, F, в их числе: Fe-колумбит, минералы группы пироклора и самарскита, фергусонит, циртолит, торит, уранинит, флюоцерит, бастнезит, паризит, алланит.

Завершающая фаза представлена средне- и мелкоравномернозернистыми породами литионит-амазонит-альбитового состава, сложенными микроклином (30 %), альбитом № 0–2 (25 %), кварцем (35 %), слюдой протолитионит-циннвальдитового состава (5 %). Специфика акцессорной минерализации наследуется амазонитовыми гранитами: присутствуют циркон, монацит, ксенотим, ильменорутил, флюорит, минералы группы пироклора и самарскита, фергусонит, циртолит, торит, уранинит, флюоцерит, бастнезит, паризит, иттриалит, алланит, касситерит, сфалерит, стибнит.

По данным U-Pb изотопно-геохронологических исследований по циркону протолитионитовые и амазонитовые граниты одновозрастны в пределах погрешности (рис. 2а, 2б): для протолитионитовых гранитов получена оценка возраста 146 ± 4 млн лет (СКВО = 0.067), для амазонитовых гранитов 141 ± 1 млн лет (СКВО = 0.014). Таким образом, преемственность между протолитионитовыми и амазонитовыми гранитами как последовательными дифференциатами кукульбейского расплава несомненна.

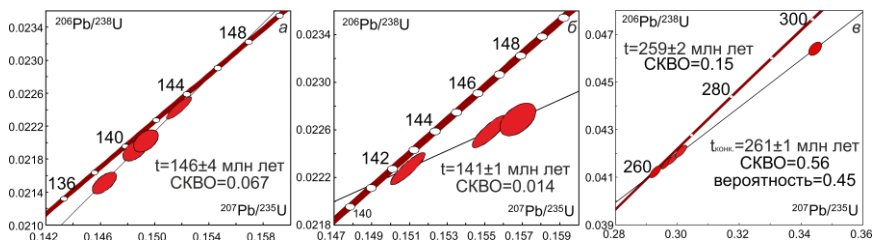


Рис. 2. Диаграммы с конкордией для циркона из протолитионитовых (Ту-0467) (а) и амазонитовых (Ту-832) (б) гранитов Тургинского массива, а также останцов биотитовых гранитов (Ту-829, Ту-490) (в).

Возраст формирования монцитонитоидов шахтаминского комплекса, прорываемого кукульбейскими лейкогранитами, оценивается в 159 млн лет [Сырицо, 2002].

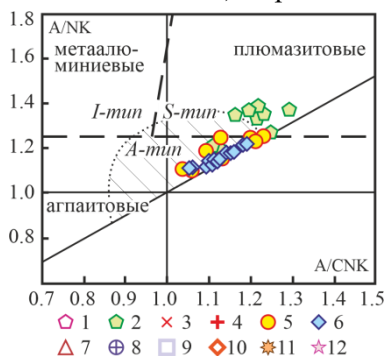
Особого внимания заслуживают порфиroidные биотитовые граниты Тургинского массива, образующие редкие останцы в апиальной части массива. Ранее эти породы рассматривались в качестве фазы, предшествующей формированию протолитионитовых гранитов. Однако геохимическими исследованиями установлено различие в концентрации редких элементов и составе расплава (по расплавленным включениям в кварце) этих двух разновидностей пород. Кроме того, оценка температуры кристаллизации по различным геотермометрам фиксирует на 50–100°C меньшие значения для биотитовых гранитов Тургинского массива в сравнении с протолитионитовыми гранитами главной фазы, что косвенно подтверждает их принадлежность к иному комплексу пород.

По данным U-Pb геохронологических исследований конкордантная оценка возраста для циркона из биотитовых гранитов соответствует 261 ± 1 млн лет, пересечение дискордии с конкордией – 259 ± 2 млн лет (рис. 2в). К северу от Тургинского массива расположен Верхнеундинский батолит, в строении которого принимают участие и биотитовые граниты. Согласно литературным данным [Dril et al., 2017; Козлов и др., 2003], возраст формирования слабо порфиroidных биотитовых гранитов главной интрузивной фазы Верхнеундинского батолита оценивается в 249 ± 4 млн лет (U-Pb), 275 ± 34 млн лет (Rb-Sr). Сопоставление биотитовых гранитов Тургинского массива с поздними фазами Верхнеундинского батолита показало общность закономерностей распределения в них петрогенных и редких элементов. Совокупность имеющихся данных о возрасте и химическом составе изученных биотитовых гранитов позволяет, учитывая пространственную близость Верхнеундинского батолита, рассматривать их в качестве аналогов гранитов позднепалеозойского ундинского комплекса.

2. Лейкограниты Тургинского массива отличаются от типичных Li-F гранитов региона геохимической специализацией (REE, Zr, Nb, U, Th), условиями кристаллизации (повышенные температура и щёлочность, существенно восстановительный режим), низкими уровнями накопления Li, Rb, F, Ta при стабильно плюмазитовом составе пород.

Породы Тургинского массива отвечают составу субщелочных лейкогранитов, относятся к типу пород, пересыщенных глинозёмом, классу пересыщенных кремнекислотой,

группе богатой щелочами (рис. 3, 4). Особенностью дифференциации Тургинского массива в сравнении с рудоносными массивами региона является принципиально иной характер распределения петрогенных элементов – Si, Al, суммарного содержания щелочей (рис. 4). В ряду дифференциатов рудоносных массивов (Орловский, Ачиканский, Этыкинский) происходит последовательное уменьшение кремнекислотности в среднем от 73.6 до 70.5 масс % при синхронном возрастании глинозёмистости (от 14.0 до 15.6 масс %) и суммарного содержания щелочей (от 8 до 10 масс % ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)). В лейкогранитах Тургинского массива, напротив, практически не меняется содержание кремнезёма (от 75.0 до 75.5 масс %) при слабом увеличении глинозёмистости в



интервале более низких содержаний от 12.8 до 13.6 масс % и суммарного количества щелочей от 8.5 до 8.7 масс % с инверсией преобладающей роли Na в амазонитовых гранитах.

Рис. 3. Соотношение глинозёмистости гранитов Тургинского массива. Сплошные линии разделяют поля агпаитовых, нормальных и плюмазитовых пород, пунктирные – поля гранитов I-, S- и A-типов по [Maeda, 1990], штриховкой показано поле посторогенных гранитов по [Maniari, Piccoli, 1989].

Здесь и далее: ундинский комплекс: 1 – граниты Верхнеундинского батолита, 2 – порфиридные биотитовые граниты Тургинского массива; шахтаминский комплекс: 3 – монцитонитовиды Хангилайско-Орловского рудного узла; 4 – монцитонитовиды Тургинского массива; кукульбейский комплекс: 5-6 – Тургинский массив: 5 – протолитионитовые (Li-сидерофиллитовые) граниты, 6 – амазонитовые граниты, 7-10 – Хангилайский и Орловский массивы: 7 – биотитовые граниты, 8 – протолитионитовые граниты, 9 – порфиробластовые граниты, 10 – амазонитовые граниты, 11 – амазонитовые граниты Этыкинского массива, 12 – амазонитовые граниты Ачиканского массива.

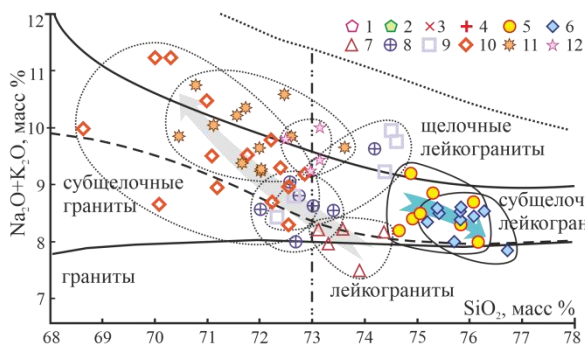


Рис. 4. Состав и характер эволюции рядов дифференциатов пород Тургинского, Хангилайского, Орловского массивов, амазонитовых гранитов Этыкинского и Ачиканского массивов на классификационной петрохимической диаграмме. Условные обозначения аналогичны рис. 3.

Уровни концентрации Rb и Sr, как индикаторы степени развития редкометальной системы, демонстрируют оторванность Тургинского массива от типичных редкометальных гранитов региона (рис. 5). Ряд рудоносных дифференциатов демонстрирует постепенное уменьшение содержания Sr, сопровождающееся существенным накоплением Rb. В отличие от них граниты Тургинского массива характеризуются существенно более низкими содержаниями Rb и практически отсутствующей дифференциацией по Sr.

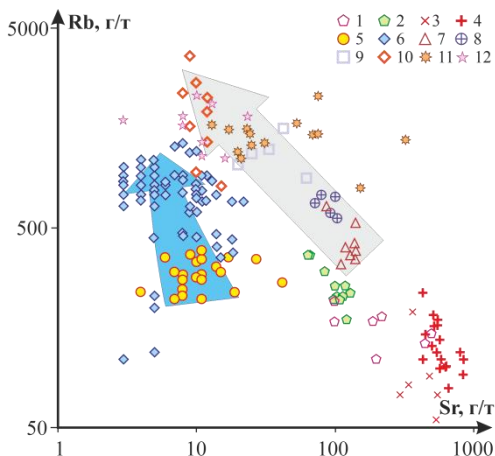


Рис. 5. Уровни концентрации Rb и Sr в Li-F гранитах Восточного Забайкалья. Условные обозначения аналогичны рис. 3.

Рудоносные массивы характеризуются как изначальной обогащённостью Li, Rb, F, Ta, так и на порядок большим их концентрированием в амазонитовых гранитах (рис. 6): в Тургинском массиве – 483 ± 168 г/т Li_2O и 0.17 ± 0.06 масс % F, в Орловском массиве – 3054 ± 750 г/т Li_2O и 1.11 ± 0.32 масс % F. Накопление в Тургинском массиве Ta и Nb от протолитионитовых до амазонитовых гранитов составляет лишь от 4 ± 1 до 15 ± 5 г/т для Ta и от 49 ± 9 до 80 ± 14 г/т для Nb, в Орловском массиве от 3–6 г/т до 446 г/т Ta и от 16 до 269 г/т Nb. Этыкинский и Ачиканский массивы характеризуются концентрацией Ta до 230 г/т и Nb до 423 г/т.

Специфической особенностью Тургинского массива является резкое преобладание в протолитионитовых гранитах Zr, Hf, PЗЭ, в меньшей мере U и Th, что нехарактерно для процессов дифференциации рудоносных Li-F гранитов региона (рис. 6). Так, в протолитионитовых гранитах Тургинского массива суммарное содержание PЗЭ и Zr составляет 407 и 332 г/т, соответственно, в то время как в протолитионитовых гранитах Орловского массива суммарное содержание PЗЭ – 157 г/т, а Zr – 39 г/т. При этом редкометальные граниты Тургинского массива характеризуются резким преобладанием в них лёгких PЗЭ.

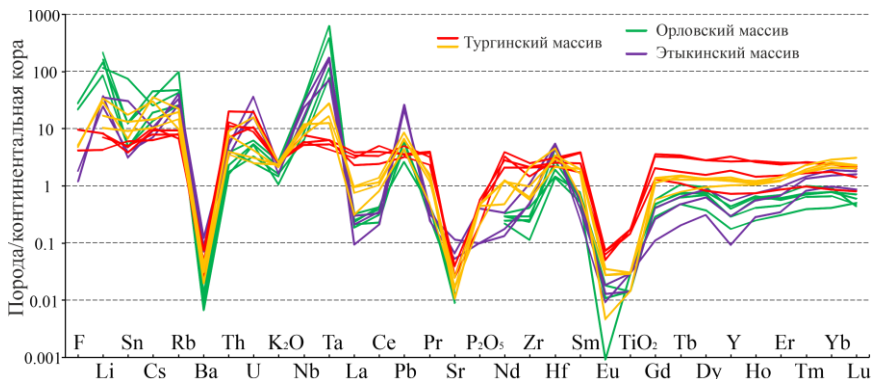


Рис. 6. Состав протолитионитовых (красный) и амазонитовых (жёлтый) гранитов Тургинского массива, амазонитовых гранитов Орловского (зелёный) и Этыкинского (фиолетовый) массивов. Состав нормирован на средний состав континентальной коры по [Rudnick et al., 2003].

Для гранитов Тургинского массива характерна более высокая температура кристаллизации, чем для рудоносных массивов (по [Watson, Harrison, 1983]): протолитионитовые граниты – 810–850 °С, амазонитовые граниты – 720–750 °С, в отличие от 600–710 °С, присущих амазонитовым гранитам Орловского массива. На условия повышенной щёлочности и существенно восстановительный режим формирования расплава при участии углеродистого вещества в субстрате указывает состав слюд [Иванов, 1970; Ague, Brimhall, 1987]. Состав биотита свидетельствует о крайне низких значениях фугитивности кислорода: $\lg fO_2 = -19..-20$. О повышенной щёлочности также может свидетельствовать значительное содержание высокозарядных элементов, присутствие таких минералов, как флюоцерит, бастнезит, паризит.

Лейкограниты Тургинского массива отличаются от пород других массивов высокожелезистым составом слюд (Li-содержащих сидерофиллитов) и обогащением высокозарядными элементами (Zr, Nb, Hf, PЗЭ, U, Th). В сочетании с низкими концентрациями Sr, P, Ti указанные особенности состава являются характерными признаками А-типа гранитов [Гребенников, 2014; Туркина, 2014]. Такое представление подтверждается положением их состава на диаграммах Дж. Маеды [Maeda, 1990] (рис. 3), Дж. Вэйлина [Whalen et al., 1987] и А.В. Гребенникова [Гребенников, 2014] (рис. 7). Граниты рудоносного Орловского массива традиционно считались гранитами S-типа, на диаграмме Вэйлина расположены в поле фракционированных

гранитов (FG на рис. 7). Согласно дискриминационной диаграмме для классификации магматических пород А-типа на основе петрохимического состава (рис. 7), лейкограниты Тургинского массива приурочены к полю A_2 – «кислые магматические ассоциации, проявленные в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентального типов» [Гребенников, 2014], локализация их соответствует обстановке внутриконтинентальных рифтов и областей континентальных горячих точек. Это обстоятельство согласуется с геодинамическими реконструкциями [Коваленко и др., 2002; Ярмлюк и др., 2003], согласно которым магматизм в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса контролировался Центрально-Азиатским горячим полем мантии, обусловившим появление группы горячих точек, т.е. мантийных плюмов.

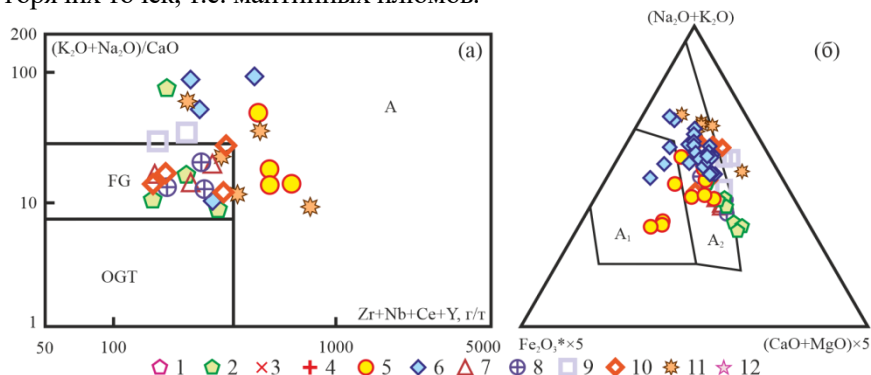


Рис. 7. Составы пород Тургинского, Хангилайского, Орловского, Этыкинского массивов на диаграммах Дж. Вейлина [Whalen et al., 1987] (а) и А.В. Гребенникова [Гребенников, 2014] (б). Поля на диаграммах: А – граниты А-типа; FG – фракционированные граниты; OGT – нефракционированные граниты М-, I- и S-типов; A_1 – поле кремнекислых пород внутриплитных геодинамических обстановок: океанических островов и континентальных рифтов; A_2 – кислые магматические ассоциации, проявленные в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентального типов. Условные обозначения аналогичны рис. 3.

Результаты изотопно-геохимических исследований показывают, что граниты Тургинского массива характеризуются отношением $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1197\text{--}0.1976$. При этом значения величины $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ изменяются от -0.4 в главной фазе до -1.1 и -0.9 в амазонитовых гранитах. Близкие к нулю значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ могут свидетельствовать о добавке ювенильного вещества в источник родоначальных для гранитов расплавов. При этом значения первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ для Тургинского массива выше значений, характерных для других массивов региона (0.707 по [Костицын и др., 2004]) и

соответствует 0.71468 ± 22 . Скорее всего, высокое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ отражает более длительную эволюцию источника на фоне аномально высоких отношений Rb/Sr.

3. Особенности минерального и геохимического состава позволяют на примере Тургинского массива выделить особый геохимический подтип Li-F гранитов: плюмазитовые амазонитсодержащие колумбитоносные редкометальные граниты повышенной щёлочности с агпаитовым типом аксессуарной и рудной минерализации. Своеобразие минерального состава лейкогранитов Тургинского массива заключается в высокожелезистом составе слюд, отсутствии топаза, «snow-ball» кварца и проявлении аксессуарной минерализации, свойственной гранитам агпаитового ряда.

Особенностью петрографического облика гранитов Тургинского массива по сравнению с гранитами рудоносных массивов является отсутствие топаза и типичных для них выделений кварца, содержащих ориентированные вроски альбита (snow-ball кварц). Наиболее распространённым типом слюды является Li-сидерофиллит (протолигионит), в меньшей мере циннвальдит с содержанием лития до 2.17 масс % Li_2O .

Граниты Тургинского массива характеризуются нетипичной для Li-F гранитов изучаемого региона аксессуарной минерализацией. В них установлено обилие минералов LREE, U, Th, Nb, F: Fe-колумбит, минералы группы пирохлора и самарскита, фергусонит, циртолит, монацит, торит и другие REE-Y-Th-U-Zr-силикат-фосфаты, уранинит, флюоцерит, бастнезит, паризит, алланит (рис. 8). Редкие фториды, фторкарбонаты и силикаты лёгких РЗЭ и Y в гранитах Тургинского массива описаны впервые для редкометальных литий-фтористых гранитов изучаемого региона [Борзина и др., 2015; Борисова и др., 2018; Иванова и др., 2019, Ivanova et al., 2020]. В поздних амазонитовых гранитах появляются также касситерит, сфалерит, стибнит, возрастает роль HREE, появляется Y-флюорит и силикат Y (предположительно иттриалит $\text{Y}_2\text{Si}_2\text{O}_7$).

В числе аксессуарив широко распространены минералы изоструктурной группы **торит-ксенотим-циркон-коффинит**. Состав циркона характеризуется высокими содержаниями ThO_2 и UO_2 (в среднем до 3 и 7 масс % соответственно, в отдельных случаях до 15 масс % этих оксидов), образованием самостоятельных U-Th фаз в виде

микровключений. Эволюция состава характеризуется ростом содержаний Th, U и РЗЭ. Накопление РЗЭ достигает 25100 г/т (в цирконе Орловского массива – до 13350 г/т). Граниты Тургинского массива содержат большое количество алланита и торита, что отличает их от типичных плюмазитовых гранитов, где основным (до 60–90 %) концентратором Th и LREE является монацит [Förster, 2006]. В гранитах главной фазы преимущественно представлен торит с примесью U, Y и W. Отсутствие примеси LREE объясняется, скорее всего, обилием здесь собственных LREE-минералов. В амазонитовых гранитах распространён торит с ксенотимовой изоморфной примесью.

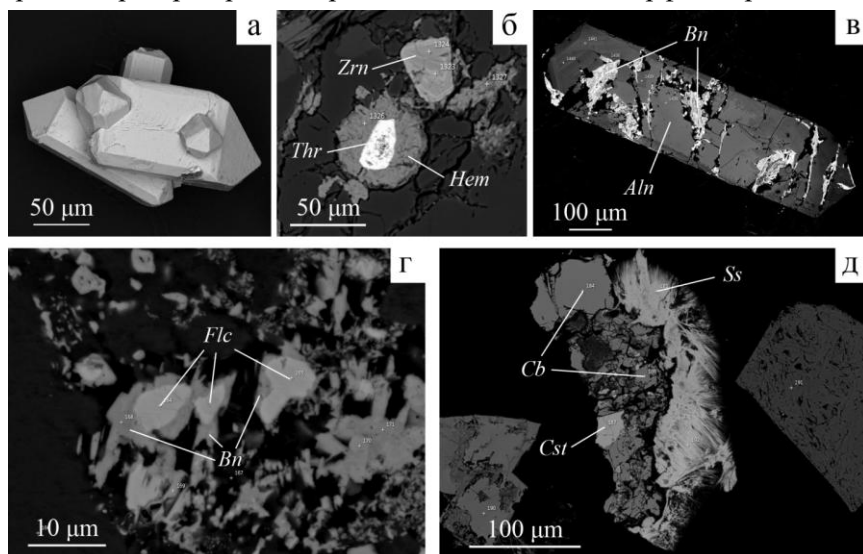


Рис. 8. Формы проявления и характер взаимоотношений аксессуарных минералов в гранитоидах Тургинского массива. (а) – сростание циркона из протолитионитовых гранитов, (б) – торит в гематитовой оторочке в полевого шпате, (в) – развитие бастнезита по алланиту, (г) – развитие бастнезита по флюоцериту, (д) – Fe-колумбит в ассоциации с касситеритом и минералом группы самарскита. *Zrn* – циркон, *Thr* – торит, *Hem* – гематит, *Aln* – алланит, *Bn* – бастнезит, *Flc* – флюоцерит, *Cb* – колумбит, *Cst* – касситерит, *Ss* – самарскит. SE (а) и BSE (б-д) изображения.

Флюорит в протолитионитовых гранитах содержится в значительном количестве. В более поздних амазонитовых гранитах присутствует уже Y-флюорит (содержание Y_2O_3 до 5 масс %).

Флюоцерит нередко замещает флюорит и замещается бастнезитом. Состав в целом выдержанный. Согласно исследователям амазонитовых гранитов Северного Тянь-Шаня [Фельдман и др., 1973], наличие в гранитоидах флюоцерита свидетельствует о повышенной

щёлочности в пределах плюмазитового петрохимического типа. Авторы называют флюоцерит «типоморфным минералом одного из подтипов редкометальных гранитов, а именно плюмазитовых амазонитсодержащих колумбитоносных гранитов».

Фторкарбонаты бастнезит и паризит относятся к наиболее поздней парагенетической ассоциации, развиваются по флюоцериту и алланиту. Можно предположить следующую последовательность формирования минералов: флюорит → флюоцерит → бастнезит; а также алланит → бастнезит. При этом замещение флюоцерита идет преимущественно с внешнего края, в то время как алланит разрезается изнутри по многочисленным трещинам.

По каноническим переменным [Ercit, 2005] среди $(Y, REE, U, Th)-(Nb, Ta, Ti)$ оксидов установлено присутствие минералов группы пироклора и самарскита. Эти минералы часто ассоциируют с колумбитом. При этом для рудоносных массивов региона типичны микролит и пироклор, в то время как для гранитов Тургинского массива больше характерен самарскит.

Минералы группы колумбита-танталита представлены исключительно **ферроколумбитом** с низкими содержаниями Mn и Ta ($Ta/(Ta+Nb)=0.07$, $Mn/(Mn+Fe)=0.26$). Для рудоносных массивов характерно присутствие колумбита и микролита с высоким содержанием Mn и Ta [Melcher et al., 2017]. По составу колумбиты Тургинского массива сходны с колумбитами из массивов щелочных РГ ($Mn/(Mn+Fe)=0.29$ и $Ta/(Ta+Nb)=0.14$).

Согласно выполненному исследованию Тургинский массив Li-F гранитов представляет собой нехарактерный для Забайкалья геохимический подтип редкометальных гранитов, в котором, при сходной с рудоносными массивами (Орловский, Этыкинский массивы) плюмазитовости петрохимического состава, проявляется рудная и аксессуарная минерализация агпаитового характера, отражающая REE-Zr-Th-Nb специализацию пород. Специфика их происхождения и отличие от классических плюмазитовых Li-F гранитов региона помимо различной геохимической специализации проявляется в значительно более высоких температурах кристаллизации и более восстановительных условиях кристаллизации, повышенной щёлочности среды минералообразования.

Следует отметить, что амазонитовые граниты подобного типа с повышенным содержанием высокозарядных элементов и наличием

малакона отмечались ранее, однако причины образования такого промежуточного типа гранитов не обсуждались: А.А. Беус с соавторами [1962] – биотит-альбитовый тип апогранитов с минералами Nb и Zr (малакон, Fe-колумбит); А.М. Гребенников [1971] – вольфрамоносные, танталоносные и ниобий-фтороносные типы редкометалльных гранитов с малаконом, флюоритом, Fe-колумбитом; С.М. Бескин и Ю.Б. Марин [1999] – на примере массивов Майкуль, Турга, Биту-Джида выделили сидерофиллит-амазонитовые редкометалльные граниты с колумбитом, касситеритом, цирконом и, тем не менее, отметили их потенциальную рудоносность на Ta и Sn. Тургинским редкометалльным гранитам ближе всего соответствуют амазонитовые редкометалльные граниты Северного Тянь-Шаня, изученные Г.П. Луговским и Л.Г. Фельдманом с соавторами [1972; 1973]. Однако детальное исследование Тургинского массива показало, что в полной мере относить его к одному из выделенных типов затруднительно, и это обосновывает необходимость выделения особого геохимического подтипа Li-F редкометалльных гранитов – плюмазитовых амазонитсодержащих колумбитоносных редкометалльных гранитов повышенной щёлочности с агпаитовой акцессорной минерализацией.

4. Высокоурановый циркон с высокой степенью радиационных повреждений может использоваться для проведения U-Pb геохронологических исследований методом ID-TIMS. Достоверность оценки возраста достигается за счет применения методики предварительной кислотной обработки с предшествующим высокотемпературным отжигом при выборе оптимальных условий (температура отжига, температура кислотной обработки и длительность экспозиции).

Для уменьшения дискордантности U-Pb возрастов, обусловленной миграцией изотопов Pb и U из кристаллической решетки циркона, во многих случаях используется методика предварительной кислотной обработки («химическая абразия») [Макеев, 1984; Mattinson, 1994], сопровождаемая высокотемпературным отжигом (CA-ID-TIMS) [Mattinson, 2005]. Метамиктизированные цирконы с высокой степенью радиационных повреждений ($D_\alpha > 6 \times 10^{18}$ α -расп/г) обычно считаются непригодными для использования такого подхода [Mattinson, 2005; Huyskens et al., 2016; Widmann et al., 2019].

В цирконе из протолитионитовых гранитов часто присутствуют метамиктизированные центральные участки, обогащенные ураном (до 3–7 масс % UO_2) и торием (до 1–2 масс % ThO_2), и твердофазные включения, в том числе U- и Th-содержащие. Рассчитанная по [Nasdala et al., 2001] доза авторадикационного облучения циркона $D_\alpha=6.0 \times 10^{18} - 1.1 \times 10^{19}$ α -расп/г. Католюминесцентное исследование и анализ рамановских спектров подтверждают высокую степень метамиктности зерен циркона из амазонитовых гранитов. Средние содержания примесей в цирконе составляют 1–2 масс % ThO_2 , 2–7 масс % UO_2 . $D_\alpha=7.0 \times 10^{18} - 2.3 \times 10^{19}$ α -расп/г.

Отобранные для U-Pb геохронологических исследований микронавески наиболее прозрачных кристаллов циркона (40–300 зерен) подвергались высокотемпературному отжигу при температуре 850°C и 900°C в течение 48 часов. Последующая кислотная обработка $\text{HF} + \text{HNO}_3$ (5:1) проводилась в течение 2–6 часов при температуре 160°C, 180°C, 220°C и 230°C. После предварительной обработки циркон был проанализирован по стандартной методике [Krogh, 1973].

Эффективное восстановление кристалличности циркона в результате отжига подтверждается рамановскими исследованиями. В качестве индикатора рассматривался пик в области 1008 см^{-1} , отвечающий наиболее структурно-чувствительной колебательной моде V_{1g} (ν_3) силикатного иона SiO_4 в цирконе. Сдвиг максимума моды обусловлен радиационным расширением решётки циркона, сильное уширение линии ν_3 характерно для циркона с высокой степенью повреждения (практически аморфной структурой) [Щапова и др., 2018]. Изученный циркон демонстрирует ярко выраженный тренд смещения положения пика моды ν_3 (SiO_4) в более высокочастотную область по шкале рамановского сдвига и уменьшения ширины пика в результате воздействия высокотемпературного отжига (рис. 9): от 991 ± 3 до $999 \pm 2 \text{ см}^{-1}$ (ширина полосы изменяется от 27 ± 16 до $15 \pm 6 \text{ см}^{-1}$) для циркона из протолитионитовых гранитов; от 989 ± 3 до $996 \pm 2 \text{ см}^{-1}$ (ширина полосы изменяется от 48 ± 24 до $19 \pm 4 \text{ см}^{-1}$) для циркона из амазонитовых гранитов.

После кислотной обработки в большинстве случаев сохранялся лишь мелкокристаллический (5–20 мкм) неразрушенный остаток циркона. В ходе экспериментов были определены оптимальные условия предварительной кислотной обработки, обеспечивающие сохранность достаточного количества анализируемого материала при

практически полном удалении метамиктной фазы: для циркона из протолитионитовых гранитов – температура кислотной обработки 230°C и экспозиция 2 часа, для циркона из амазонитовых гранитов – кислотная обработка при 180°C с экспозицией 4 часа. Цирконы, обработанные при таких условиях, характеризуются низкой долей обыкновенного Pb и невысокой возрастной дискордантностью (рис. 2).

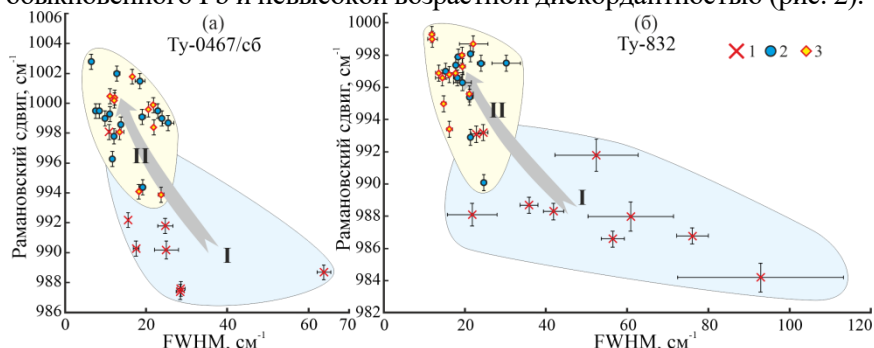


Рис. 9. Соотношение ширины (FWHM – полная ширина на половине высоты пика) и положения полосы $\nu_3(\text{SiO}_4)$ цирконов из протолитионитового (а) и амазонитового (б) гранитов по данным рамановской спектроскопии до высокотемпературного отжига (поле I) и после (поле II). 1 – без отжига, 2 – после отжига при 850°C, 3 – после отжига при 900°C.

В результате проведения предварительной кислотной обработки получены оценки возраста формирования лейкогранитов Тургинского массива, изложенные выше в первом защищаемом положении: 146 ± 4 млн лет (СКВО = 0.067) для протолитионитовых гранитов и 141 ± 1 млн лет (СКВО = 0.014) для амазонитовых гранитов (рис. 2). В пределах погрешности полученные значения согласуются с известными оценками времени формирования в Восточном Забайкалье массивов редкометальных гранитов, относящихся к кукульбейскому комплексу (U-Pb метод по циркону, Rb-Sr метод) [Абушкевич, Сырицо, 2007; Костицын и др., 2004; Шергина, неопубл. данные].

Таким образом, при условии тщательного отбора кристаллов циркона и подбора оптимальных параметров «химической абразии» появляется возможность использования метамиктизированного циркона с высокой дозой авторадикационного облучения ($>6 \cdot 10^{18}$ α -расп/г) для получения достоверных оценок возраста.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для пород лейкогранитового комплекса получены оценки возраста (U-Pb) в 146 ± 4 и 141 ± 1 млн лет, что подтверждает их

соответствие возрастным рамкам формирования кукульбейского комплекса Восточного Забайкалья. Однако редкометальные граниты Тургинского массива не являются геохимическими аналогами одновозрастных, типичных для Восточного Забайкалья амазонитсодержащих Li-F гранитов (Орловский, Этыкинский, Ачиканский массивы). Этот массив отличается целым рядом минералогических и геохимических особенностей (таблица), в том числе отсутствием структур snow-ball кварца, топаза, высокожелезистым составом слюд. Для них характерна более высокая температура кристаллизации: протолитионитовые граниты – 810–850°C, амазонитовые граниты – 720–750°C, в отличие от 600–710°C, присущих амазонитовым гранитам Орловского массива. На условия повышенной щёлочности и существенно восстановительный режим формирования расплава при участии углеродистого вещества в субстрате указывает состав слюд [Иванов, 1970; Ague, Brimhall, 1987]. Акцессорная минерализация представлена обилием редких фторидов, фторкарбонатов и силикатов редкоземельных элементов, REE-Y-Th-U-Zr-силикат-фосфатов, а также (Y,REE,U,Th)-(Nb,Ta,Ti)-оксидов. Граниты характеризуются нетипичной для редкометальных гранитов этого региона геохимической специализацией, проявляющейся в обогащении высоkozарядными элементами (PЗЭ, Zr, Nb, U, Th) при отсутствии сколь-либо значимого накопления традиционных для редкометальных гранитов региона редких элементов – Ta и Li. Парадокс лейкогранитов Тургинского массива заключается в том, что породы на всем протяжении фракционирования остаются равнозначно плюмазитовыми, A/CNK варьирует от 1.00 до 1.25, в то время как геохимическая специализация (Zr, REE, Nb, Th, U), состав акцессорных и рудных минералов соответствуют агпайтовому типу редкометальных гранитов, не характерному для Li-F гранитов региона. Особенности состава гранитов Тургинского массива позволяют относить их к гранитам А-типа. Результаты выполненных исследований дают основание рассматривать граниты Тургинского массива в качестве особого подтипа Li-F амазонитсодержащих гранитов плюмазитового состава с агпайтовым типом акцессорной и рудной минерализации.

Указанные минералогические и геохимические особенности Li-F гранитов Тургинского массива в сочетании с повышенными значениями ε_{Nd} соответствуют более глубинному характеру источника

вещества в сравнении с классическими редкометальными гранитами региона. Учитывая идентичные возрастные характеристики редкометальных массивов региона, различие в их геохимической специализации не противоречит отнесению всех массивов Li-F гранитов Восточного Забайкалья к единому магматическому комплексу – кукульбейскому.

Как показано на примере Монголо-Забайкальской гранитоидной провинции в работе [Антипин и др., 2019], доля участия мантийного флюида в гранитных расплавах, определяемая степенью плавления корового протолита, изменчива в пределах магматического ареала и обуславливает изменение геохимической специализации и обогащение высоkozарядными элементами в результате более интенсивного влияния мантийного флюида в центральной части провинции. В соответствии с концепцией редкометального гранитообразования при участии $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-F}$ -содержащих флюидов [Cuney, Barbey, 2014; Антипин и др., 2019] можно предполагать, что родоначальная для Тургинского массива магма возникла в результате активного взаимодействия мантийного диапира, послужившего источником тепловой энергии и базальтоидного вещества, с нижнекоровым субстратом. При этом пространственный фактор обуславливает изменение геохимической специализации и обогащение высоkozарядными элементами в результате более интенсивного влияния мантийного флюида в центральной части магматического ареала.

Однако помимо глобальных факторов следует принять во внимание и локальные геологические особенности формирования Тургинского интрузива, в том числе пространственную приуроченность к шовной зоне Агинского и Аргунского террейнов, тесную ассоциацию с монцонитоидами, наличие в обрамлении массива вмещающих карбонатных пород, возможное плавление палеозойского Верхнеундинского батолита, постмагматическую флюидную проработку пород.

Одним из прикладных результатов проведенных исследований является демонстрация принципиальной возможности и усовершенствование методики U-Pb (CA-ID-TIMS) датирования с использованием высокоуранового циркона со значительной степенью радиационных повреждений.

СПИСОК ОСНОВНЫХ ПУБЛИКАЦИЙ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

Статьи в журналах, рекомендованных ВАК:

1. **Иванова А.А.**, Сырицо Л.Ф., Баданина Е.В., Сагитова А.М. Циркон полиформационного Тургинского массива с амазонитовыми гранитами (Восточное Забайкалье) и его петрогенетическое значение. ЗРМО. 2018. № 6. С. 1-21.
2. Сырицо Л. Ф., **Иванова А. А.**, Баданина Е. В., Волкова Е. В. Амазонитовые Li-F граниты REE-Nb-Zr-Th-U специализации: геохимия, минералогия, изотопная геохронология Тургинского массива в Восточном Забайкалье // Петрология. 2021. Т. 29. № 1. С. 64-89.
3. **Иванова А.А.**, Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Сырицо Л.Ф., Плоткина Ю.В. Возможности использования U-Pb (CA-ID-TIMS) геохронологических исследований для датирования высокоуранового метамиктного циркона // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 498. № 1. С. 37-41.
4. **Иванова А.А.**, Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Сырицо Л.Ф., Бочаров В.Н. U-Pb (ID-TIMS) датирование высокоурановых метамиктизированных цирконов: новые возможности известных подходов. Петрология. 2021. Т. 29. № 6. С. 656-667.

Статьи в сборниках и материалах конференций:

5. **Иванова А. А.**, Сырицо Л. Ф. Геохимические особенности Тургинского массива амазонитовых гранитов в Восточном Забайкалье // Месторождения стратегических металлов: закономерности размещения, источники вещества, условия и механизмы образования. Всероссийская конференция, посвященная 85-летию ИГЕМ РАН. Москва, 25-27 ноября 2015г. Материалы докладов. М.: ИГЕМ РАН. 2015. С. 53–54.
6. **Иванова А.А.**, Сырицо Л.Ф. Геохимические предпосылки безрудности Тургинского массива амазонитовых гранитов в Восточном Забайкалье // Вопросы естествознания. 2018. №3(17). С.65-70.
7. **Иванова А.А.** Нестандартный путь эволюции Тургинского массива редкометалльных гранитов в Восточном Забайкалье // Новое в познании процессов рудообразования: Восьмая Российская молодёжная научно-практическая Школа, Москва, 26-30 ноября 2018 г. Сборник материалов. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 161–162.
8. **Иванова А.А.**, Сырицо Л.Ф. Особенности акцессорной минерализации Тургинского массива амазонитосодержащих Li-F гранитов в Восточном Забайкалье и её петрогенетическое значение // Материалы X Всероссийской молодежной научной конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования». Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2019. С. 94-96.
9. **Иванова А. А.**, Сырицо Л. Ф. Тургинский массив в Восточном Забайкалье как пример редкометалльных Li-F гранитов А-типа // Труды Кольского научного центра РАН. 2019. Т. 10. № 6-1. С. 99–105.
10. **Ivanova A.A.**, Badanina E.V., Svirits L.F., Borisova E.B. REE-Zr-U-Th-Nb-F Mineralization in Peraluminous Li-F Amazonite Granites of the Turga Massif: A New Geochemical Type of Rare-Metal Granites for Eastern Transbaikalia // Minerals: Structure, Properties, Methods of Investigation. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. 2020. P. 89–96.
11. **Иванова А.А.**, Сальникова Е.Б. Результаты U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований циркона из гранитоидов удинского комплекса (Восточное Забайкалье) // Материалы XI Всероссийской молодежной научной конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования». Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2020. С. 103.
12. **Иванова А.А.**, Сальникова Е.Б., Сырицо Л.Ф., Котов А.Б., Плоткина Ю.В. U-Pb (CA-ID-TIMS) датирование циркона с высокой степенью авторадикационных повреждений из лейкогранитов Тургинского массива (Восточное Забайкалье) // Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований. Труды к 90-летию ИГЕМ РАН. М.: ИГЕМ РАН, 2020. С. 730–732.
13. **Ivanova A.A.**, Salknikova E.B. U-Pb (CA-ID-TIMS) geochronological studies of the metamict zircons. Goldschmidt2021. Virtual. 4-9 July.
14. **Иванова А.А.**, Сырицо Л.Ф., Сальникова Е.Б., Баданина Е.В. Интерпретация особенностей состава и строения полиформационного Тургинского интрузива в Восточном Забайкалье на основе изотопно-геохронологических и геохимических данных // 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. 1. С. 234–238.

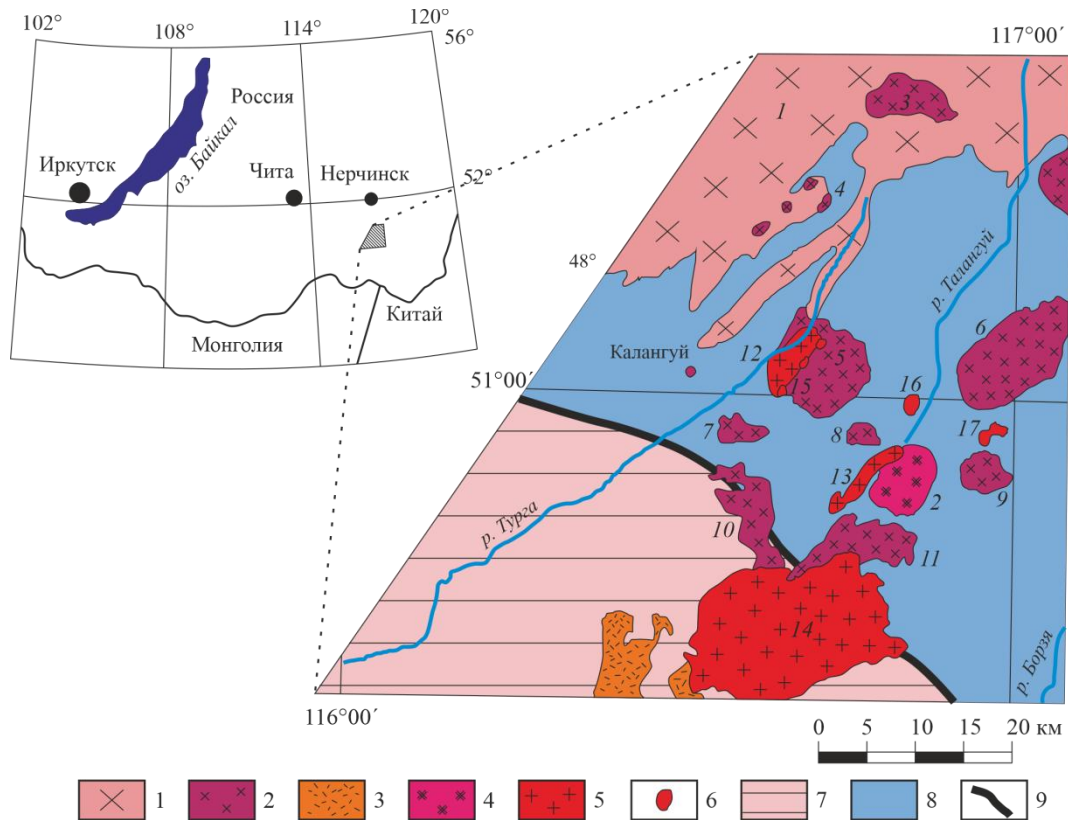


Рис. 1а. Схематическая геологическая карта кукульбейского рудного района по Г.П. Зарайскому и др. [2009] с дополнениями и изменениями. На врезке – схема географического расположения изучаемых массивов.

1 – ундинский гранит-гранодиоритовый комплекс (P_1); 2 – шахтаминский монцодиорит-гранодиорит-гранитовый комплекс (J_{2-3}); 3 – шадоронский субвулканический андезитодацитовый комплекс (J_{2-3}); 4 – олдондинский граносиенит-гранитовый комплекс (J_3); 5–6 – кукульбейский гранит-лейкогранитовый комплекс (J_3): 5 – граниты и лейкограниты (пунктиром обозначена вне масштаба выделяемая авторами ранняя фаза), 6 – литий-фтористые граниты; 7 – Агинско-Борщевочная аккреционная структурная зона: амфиболиты и гнейсы (PR_1), вулканогенно-осадочные породы (PZ_{2-3}), 8 – ононская и онон-борзинская серия: аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты (J_{1-2}); 9 – Восточно-Агинский структурный шов; 10 – ареал распространения гранитных массивов кукульбейского комплекса в Восточном Забайкалье. Цифры на карте: 1 – Шундуинский массив ундинского комплекса; 2 – Олдондинский массив олдондинского комплекса; 3–12 – шахтаминский комплекс, массивы: 3 – Белухинский, 4 – Букукинская группа, 5 – Тургинский, 6 – Курунзулайский, 7 – Ноцуйский, 8 – Бырохчанский, 9 – Амныкенский, 10 – Антийский, 11 – Северо-Соктуйский; 12–14 – кукульбейский комплекс, массивы гранитов и лейкогранитов: 12 – Турга-Кулиндинский, 13 – Антоновогорский, 14 – Соктуйский; 15–17 – массивы и штоки литий-фтористых гранитов: 15 – Тургинская группа штоков, 16 – Этыкинский массив, 17 – Ачиканский массив.

Рис. 1б. Схема строения Тургинского массива по материалам Березовикова И.П., Лаврушина В.В., 1983; Спиридонова А.А., Волковой Е.В., 1988, 2009, с дополнениями автора.

1 – палеозойские отложения; 2 – Онтагинская свита, J_1 ; 3 – породы шахтаминского комплекса, J_{2-3} , кукульбейский комплекс, J_3 ; 4 – протолитионитовые граниты, 5 – амазонитовые граниты; 6 – четвертичные отложения; 7 – разрывные нарушения; 8 – геологические границы; 9 – предполагаемые геологические границы; 10 – точки опробования.



Таблица. Минералого-геохимические различия безрудного Тургинского и рудоносного Орловского массивов.

| Критерии | Тургинский массив | Орловский массив |
|--|--|--|
| Вмещающие породы | Гранитоиды шахтаминского комплекса, граниты ундинского комплекса, карбонатные породы | Песчано-сланцевые породы, трахириодациты |
| Структура «Snowball» (сферически расположенные вросстки альбита в кварце) | Отсутствует | Характерный признак |
| Уровни концентрации (от ранних разновидностей к поздним): а) Rb, г/т б) Li, г/т в) F, масс % г) Ta, г/т д) Zr, г/т е) PЗЭ, г/т ж) Th, г/т | а) 394 → 812 б) 110 → 172 в) 0.12 → 0.17 г) 3.9 → 14.7 д) 270 → 141 е) 337 → 113 ж) 72 → 34 | а) 356 → 2344 б) 140 → 2317 в) 0.13 → 1.88 г) 4.6 → 193.8 д) 108 → 34 е) 157 → 38 ж) 30 → 15 |
| Возраст U-Pb | 141 ± 1, СКВО = 0.014, 146 ± 4, СКВО = 0.068 | 145 ± 1, СКВО = 0.19 |
| Возраст Rb-Sr | 135.1 ± 0.6, СКВО = 0.00036 | 139.9 ± 1.9, СКВО = 0.23 |
| $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ | 0.7130 ± 17 | 0.706 ± 5 |
| $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ | -0.4 ... -1.1 | -1.7 ... -2.5 |
| Ряд эволюции слюд | Биотит/протолитионит → Циннвальдит | Биотит → Лепидолит |
| Содержание Rb в амазоните | До 1284 г/т | До 7806 г/т |
| Соотношение между типоморфными примесями в цирконе | Hf < Th, U, Y, PЗЭ | Hf > Th, U, Y, PЗЭ |
| Типоморфные аксессуарные минералы | Минералы системы торит-ксенотим-циркон-коффинит, флюоцерит, бастнезит, алланит, пирохлор, самарскит, колумбит, монацит, касситерит, флюорит-(Y,HREE) | Топаз, микролит, танталит, монацит, касситерит, флюорит |
| Состав колумбита-танталита | Fe-колумбит | Mn-танталит |
| Температурный ряд дифференциации | 830 → 760 °C | 750 → 740 → 660 °C |
| $\lg f O_2$ по составу биотита | -19 ... -20 | -16 ... -19 |
| Тип гранитов по дискриминационным диаграммам и совокупности геохимических особенностей | A | S |