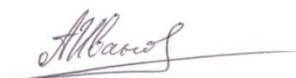


ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

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

Диссертация на соискание учёной степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научные руководители:

доктор геолого-минералогических наук
Баданина (Сырицо) Людмила Фёдоровна,

кандидат геолого-минералогических наук
Сальникова Екатерина Борисовна

Санкт-Петербург
2022

Оглавление

| | |
|--|----|
| Введение..... | 4 |
| Глава 1. Геологический очерк..... | 10 |
| 1.1. Редкометалльные граниты: эволюция генетических представлений..... | 10 |
| 1.2. Краткая геологическая характеристика Восточного Забайкалья | 15 |
| 1.3. Геологическое положение и строение Тургинского массива | 19 |
| Глава 2. Аналитические методики..... | 25 |
| Глава 3. Петрографическая характеристика пород Тургинского интрузива..... | 28 |
| Глава 4. Типоморфные особенности породообразующих и акцессорных минералов | 36 |
| 4.1. Породообразующие минералы | 36 |
| 4.1.1. Слюды | 36 |
| 4.1.2. Полевые шпаты | 44 |
| 4.2. Акцессорные минералы | 47 |
| 4.2.1. Циркон | 47 |
| 4.2.2. REE-Y-Th-U-Zr-силикат-фосфатная минерализация | 58 |
| 4.2.3. Фосфаты..... | 59 |
| 4.2.4. Фториды, фторкарбонаты и силикаты REE | 59 |
| 4.2.5. Танталониобаты | 60 |
| Глава 5. Закономерности распределения петрогенных и редких элементов | 64 |
| 5.1. Петрогенные элементы | 64 |
| 5.2. Редкие элементы..... | 68 |
| 5.2.1. Rb, Sr | 72 |
| 5.2.2. Li, F..... | 74 |
| 5.2.3. Ta, Nb | 77 |
| 5.2.4. Zr, Hf..... | 77 |
| 5.2.5. Редкоземельные элементы | 79 |
| 5.3. Состав расплава (по результатам изучения расплавных включений)..... | 82 |
| Глава 6. Результаты изотопно-геохимических и геохронологических исследований Тургинского массива (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb)..... | 88 |

| | |
|---|-----|
| 6.1. Rb-Sr, Sm-Nd изотопные исследования..... | 89 |
| 6.2. Результаты U-Pb (CA-ID-TIMS) геохронологических исследований циркона из гранитов Тургинского массива. Новый методический подход датирования высокоуранового метамиктного циркона. | 94 |
| Глава 7. Оценка условий формирования Тургинского интрузива | 111 |
| 7.1. Температурный режим..... | 111 |
| 7.2. Геодинамические условия | 116 |
| Глава 8. Лейкограниты Тургинского массива как особый подтип редкометальных плюмазитовых гранитов с агпаитовой акцессорной минерализацией..... | 121 |
| Заключение | 127 |
| Список литературы | 129 |

Введение

Актуальность работы

В настоящее время исследования пород, с которыми связаны месторождения стратегических металлов, являются приоритетным направлением 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 литий-фтористых гранитов существенного накопления лития и тантала. 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-базальтовой расплава высококальциевой 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 этого массива вскрывают его парадоксальную сущность: петрохимический состав тургинских пород соответствует плюмазитовому типу литий-фтористых гранитов, в то время как уникальная акцессорная минерализация более характерна для гранитов агпайтового 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-щелочности);
- 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 Научно-Исследовательского Института 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. Был применен комплексный подход к изучению гранитоидов Тургинского массива. В частности, определение содержаний главных элементов выполнено методом силикатного анализа, редких элементов – ICP-MS и РФА (XRF), определение щелочных элементов – методом фотометрии пламени, измерение содержаний фтора – методом ион-селективных электродов. Мономинеральные фракции были выделены электромагнитными методами и в тяжелых жидкостях. Микропримесный состав циркона определен при помощи масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS). 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. 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 редкометальных 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 с высокой дозой авторадационного облучения ($>6 \times 10^{-18}$ α-расп/г). Установлено, что порфиоровидные биотитовые граниты, которые ранее рассматривались в качестве «материнских» [Иванова, Сырицо, 2015, 2018; Иванова и др., 2018; Сырицо и др., 2021], являются останцами гранитоидов палеозойского ундинского комплекса. Впервые установлена и охарактеризована уникальная для плюмазитовых редкометальных гранитов акцессорная минерализация. На примере лейкогранитов Тургинского

массива предложено выделить особый подтип амазонитсодержащих плюмазитовых редкометальных гранитов повышенной щелочности с агпаитовой акцессорной минерализацией, являющихся дифференциатами А-типа гранитов.

Практическая значимость

Минералого-геохимические особенности выделяемого подтипа плюмазитовых редкометальных гранитов повышенной щелочности могут послужить критериями безрудности на Ta и Li при изучении подобных массивов на территории других редкометальных провинций фанерозоя (Казахстан, Монголия, Приморье) в оценке рудной продуктивности массивов. Усовершенствована методика U-Pb (CA-ID-TIMS) датирования метамиктизированного циркона плохой сохранности с высокой дозой авторадационного облучения, показана ее 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 молодежной 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 Молодежной научной конференции памяти К.О. Кратца «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии» в СПбГУ и КНЦ РАН, 2017 и 2019; на Всероссийской конференции молодых ученых «Современные проблемы геохимии – 2018», Иркутск, ИГХ СО РАН; на XXV Международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «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 молодежной 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 минералого-петрографического исследования пород, оцифровке картографического материала, интерпретации данных минералогических и химических анализов, анализе изотопных данных, разработке методики и проведении U-Pb геохронологических исследований, а также разработке геолого-генетической модели формирования Тургинского массива.

Объем 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. Во введении сформулированы цель и задачи, научная новизна, практическая значимость работы, представлены основные положения, выносимые автором на защиту. В первой главе рассматриваются известные модели формирования редкометальных Li-F гранитов, а также приводится геологическая характеристика Восточного Забайкалья и изученного в рамках диссертационного исследования Тургинского массива. Во второй главе изложены аналитические методики, задействованные при комплексном изучении Тургинского массива. В главе 3 приводится петрографическая характеристика пород, представленных в пределах объекта исследования. Глава 4 посвящена минералого-геохимическому описанию породообразующих и акцессорных минералов и интерпретации их петрогенетического значения. В главе 5 рассматриваются закономерности распространения петрогенных и рассеянных элементов в породах Тургинского массива и проводится сопоставление с геохимическими особенностями состава рудоносных массивов региона. Глава 6 отражает результаты изотопно-геохимических и геохронологических исследований Тургинского массива. Также в этой главе детально описана усовершенствованная методика U-Pb (CA-ID-TIMS) датирования метамиктного циркона, разработанная и впервые примененная автором в рамках выполнения диссертационного исследования. В главе 7 приводится оценка температурных и геодинамических условий формирования Тургинского массива. В главе 8 обобщены особенности редкометальных гранитов Тургинского массива, проведено сопоставление с известными рудоносными массивами Li-F гранитов изучаемого региона и обоснована необходимость выделения тургинских лейкогранитов в качестве особого подтипа – редкометальных амазонитсодержащих плюмазитовых гранитов с агапитовой акцессорной минерализацией, а также предложена возможная модель формирования Тургинского массива. В заключении сформулированы основные результаты проведенного исследования.

Благодарности

Работа выполнена на кафедре геохимии Института Наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета и в лаборатории изотопной геологии Института геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук. Автор выражает глубокую благодарность

научным руководителям: д.г.-м.н. Людмиле Федоровне 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. Акоюн, Е.Б. Борисовой за помощь в проведении минералогических исследований. Неоценимую помощь оказали сотрудники лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН Ю.В. Плоткина, Е.В. Толмачева, А.Б. Котов, М.В. Стифеева. Автор выражает признательность за проведение аналитических исследований В.Н. Бочарову, Н.С. Власенко, В.В. Шиловских, Н.И. Пономаревой. 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.

Защищаемые положения

1. В составе Тургинского интрузива выделены породы трех 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 монцитонитовиды пространственно сопряженного шахтаминского комплекса; (3) останцы биотитовых гранитов палеозойского ундинского комплекса с возрастом 261 ± 1 млн лет.

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

3. Особенности минерального и геохимического состава позволяют на примере Тургинского массива выделить особый геохимический подтип Li-F гранитов: плюмазитовые амазонитсодержащие колумбитоносные редкометальные граниты повышенной щелочности с

агпайтовым типом акцессорной и рудной минерализации. Своеобразие минерального состава лейкогранитов Тургинского массива заключается в высокожелезистом составе слюд, отсутствии топаза, «snow-ball» кварца и проявлении акцессорной минерализации, свойственной гранитам агпайтового ряда.

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).

Глава 1. Геологический очерк

1.1. Редкометальные граниты: эволюция генетических представлений

Массивы редкометальных гранитов (РГ) представляют собой малые интрузивные тела, часто штоко- и дайкообразной формы, характеризуются размером до первых км и пространственно приурочены к крупным гранитным плутонам. От обычных гранитов редкометальные Li-F граниты отличаются повышенными концентрациями литофильных элементов-примесей (как фтор, литий, рубидий, ниобий, тантал, гафний, олово), низкими концентрациями Sr, Ba, редкоземельных элементов (РЗЭ), Zr.

Впервые определение «редкометальные граниты» было предложено А.А. Беусом с соавторами [1962], выделившими рудоносную редкометальную формацию (Ta, Nb, Li, Rb, Be, Zr, REE, W, Sn) «апогранитов» – альбитизированных и грейзенизированных гранитов. Эти граниты считались метасоматическими породами, которые образуются в результате высокотемпературного постмагматического метасоматоза (амазонитизации, альбитизации и грейзенизации) обычных биотитовых и лейкократовых известково-щелочных гранитов (Беус рассматривает этот процесс на примере гранитов кукульбейского комплекса) и отвечают максимальной степени их метасоматического преобразования.

А. А. Беус и соавторы предложили следующее разделение апогранитов:

1.1. Мусковит-альбитовые апограниты в пределах материнской интрузии – с минералами Be, W, Mo (месторождения Спокойнинское, Нураталдинское).

1.2. Мусковит-альбитовые апограниты за пределами материнской интрузии – с минералами Be, с тантало-ниобатами (Верхне-Джалирское).

2. Литионит-амазонит-альбитовые апограниты — с минералами Ta (Этыкинское и Орловское).

3. Биотит-альбитовые апограниты – с минералами Nb и Zr (Лосевское, а также группа касситерит-колумбитовых месторождений в Нигерии).

4. Рибекит-альбитовые апограниты – с минералами Nb, Zr, Ta (Верхне-Эспинское, Улугтанзекское, а также Каффо и ряд других пирохлоровых месторождений в Нигерии).

Некоторое время концепция метасоматического происхождения РГ была ведущей. Однако со временем развернулась дискуссия о происхождении таких гранитов. Ряд исследователей допускал магматическую природу РГ – прежде всего, на основании результатов детального картирования изучаемых интрузивных тел, а также теоретических и экспериментальных исследований. Главным аргументом в пользу смены парадигмы на

магматическую стало обнаружение онгонитов – субвулканических дайковых аналогов редкометальных гранитов (литоинит-амазонит-альбитовых «апогранитов» по А.А. Беусу) [Коваленко и др., 1971]). Это были дайки топазсодержащих кварцевых кератофилов в районе Онгон-Хайрханского вольфрамового месторождения, впервые обнаруженные В. И. Коваленко, Н. В. Владыкиным и Ц. Цеденом в 1968 году и названные онгонитами [Коваленко и др., 1970, 1972; Коваленко, Коваленко, 1976]. В.И. Коваленко с соавторами предложили называть описанные ранее А.А. Беусом граниты редкометальными литий-фтористыми. По представлениям В.И. Коваленко [1977] редкометальные танталоносные литий-фтористые граниты образуются в результате максимально глубокой кристаллизационной дифференциации обычной гранитной магмы в специфических условиях, обеспечивающих поэтапное накопление в остаточном гранитном расплаве F, Li, Ta, Nb и других редких металлов. Возможность магматического генезиса редкометальных Li-F гранитов впервые была экспериментально обоснована в работах Н.И. Коваленко [1979], которая провела эксперименты по плавлению и кристаллизации типичных составов в системах «гранит-H₂O-HF», «онгонит-H₂O-HF», моделирующих происхождение расплавов Li-F гранитов. На основе результатов экспериментальных работ был разработан механизм образования таких гранитов. Несколько позднее полученные Н.И. Коваленко выводы были подтверждены и экспериментальными работами зарубежных ученых [Manning, 1981]. Представление о магматическом происхождении редкометальных гранитов подтверждается преобладанием геохимического, петрохимического и минералогического состава в ряду дифференциации: биотитовый гранит → лейкогранит → топазсодержащий Li-F гранит [Сырицо, 2002; Ступак и др., 2008; Щекина и др., 2013]. В качестве ключевого процесса глубокая дифференциация обычного гранитного расплава рассматривается и в работе [Collins et al., 1982].

Была также предложена «пегматитовая» модель формирования редкометального оруденения, предполагающая комбинацию магматического и метасоматического процессов. В книге «Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации» [1972] А. И. Гинзбургом предложена следующая классификация РГ:

1. Танталовые (колумбит-танталитовые, микролитовые, стрюверитовые) с отношением пятиокисей тантала и ниобия в среднем 1:1, содержащие в качестве попутных компонентов касситерит и литиевые слюды ряда протолинонит-циннвальдит-лепидолит, редко вольфрамит.

2. Тантало-ниобиевые (колумбитовые, пироксеновые, фергусонитовые) с содержанием пятиокисей тантала и ниобия порядка 1:10 (от 1:8 до 1:13). Попутными компонентами в таких гранитоидах постоянно являются богатый гафнием циркон, редкоземельные минералы (редкоземельный пироксенолор, гагаринит, флюоцерит, фтор-карбонаты редких земель, гадолинит и

др.) и криолит. Типичными темноцветными минералами являются рибекит, арфведсонит, реже эгирин и астрофиллит.

3. Вольфрам-бериллиевые, содержащие молибденит. Весьма характерно широкое распространение в этих гранитоидах мусковита, связанного с интенсивным развитием грейзенизации.

Наряду с гипотезой о формировании редкометальных гранитов в результате кристаллизационной дифференциации «стандартной» гранитной магмы появляется также представление о том, что для формирования редкометальных гранитов необходим изначально специализированный расплав, обогащенный редкими металлами и фтором. Важная роль фтора и других летучих при формировании редкометальных формаций подчеркивается многими исследователями [Christiansen et al., 1983; Dostal, Chatterjee, 1995 и др.].

В работе [Christiansen et al., 1988] образование обогащенного редкими металлами и фтором расплава предполагается преимущественно за счет слюдистой компоненты метаморфизованных пород гранулитовой фации. Эта идея получила развитие в работах В.И. Коваленко и В.С. Антипина [Коваленко и др., 2003; Антипин и др., 2019]. В работе [Антипин и др., 2019] показано, что формирование интрузий редкометальных Li-F гранитов не происходит в результате корового анатексиса с последующей дифференциацией. В настоящее время зарубежными [Cuney, Varbey, 2014], и вслед за ними российскими [Антипин, Перепелов, 2019]) исследователями предложен механизм формирования редкометальных магм, связанный с образованием $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-F}$ -содержащих флюидов в результате воздействия мантийного диапира на породы, претерпевшие гранулитовый метаморфизм в условиях низких давлений с разрушением остаточных гидроксилсодержащих минералов (слюды). Редкие элементы (Li, Rb, Sn, Ta, F) интенсивно накапливаются в процессе флюидно-магматической дифференциации.

В работах Г.П. Зарайского с соавторами обсуждается генезис РГ с привлечением результатов экспериментальных исследований. Предложенная ими концепция подразумевает обоюдное влияние на формирование руд магматического и гидротермально-метасоматического процессов. В качестве причины смены стандартных биотитовых и лейкократовых гранитов менее кремнекислыми и более щелочными литий-фтористыми гранитами рассматривается последовательное накопление в остаточном расплаве фтора и лития: обогащение системы фтором смещает котектические и эвтектические отношения в гранитном расплаве в менее кремнекислотную и более богатую полевыми шпатами область составов, что и приводит к закономерной смене обычных известково-щелочных гранитов субщелочными литий-фтористыми. В качестве наиболее информативного индикатора фракционирования гранитной магмы предложено Zr/Hf отношение, уменьшающееся в ряду дифференциатов гранитных пород. Параллельно с кристаллизацией и понижением Zr/Hf отношения в гранитах происходит

накопление Ta, Nb, Li, Rb и других литофильных редких металлов. Однако, по мнению авторов, для образования танталовых месторождений этого недостаточно, необходимо последующее дополнительное концентрирование тантала на гидротермально-метасоматическом этапе эволюции рудно-магматической системы (РМС) [Зарайский, 2004].

В настоящее время большое внимание уделяется роли жидкостной несмесимости при участии солевых и натрово-алюмо-фторидных фаз и водно-силикатных жидкостей в механизме концентрирования рудного вещества во флюидонасыщенных гранитах. Работы многих исследователей [Граменицкий, Щекина, 2001; Граменицкий и др., 2005; Баданина и др., 2010; Шаповалов и др., 2019] посвящены роли летучих и фтора в процессе экстракции и концентрирования рудных компонентов. Экспериментальные исследования в системе редкометалльный гранит– Na_2O – SiO_2 – H_2O показали, что концентраторами типичных рудных компонентов редкометалльных гранитов – Li, Rb, Cs, Be, Nb и Ta – являются, главным образом, водно-силикатные жидкости, сосуществующие с водным флюидом [Смирнов и др., 2017]. Экспериментальные исследования жидкостной несмесимости с участием летучих и фтора подтверждены на природном материале при изучении расплавных включений в кварце из редкометалльных гранитов. Так, на примере Орловского танталового месторождения показано, что процесс кристаллизационной дифференциации РМС на заключительных этапах сопровождается возникновением резкого различия между составом породы и алюмосиликатным расплавом. Резкое уменьшение в остаточном расплаве определенной группы элементов (Na, Al, Li, F, Ta, Nb) допускает вероятность отделения специфического гидросолевого алюмофторидного расплава, с которым в экспериментальных системах связана концентрация Nb, Ta и РЗЭ [Баданина и др., 2010].

В работе Ю.Б. Шаповалова с соавторами [2019] также показана ведущая роль в экстрагировании и концентрировании рудного вещества самостоятельной жидкой солевой фазы, возникающей при силикатно-солевом расщеплении магматических расплавов. По мнению авторов, для развития оруденения необходимо жидкостное расслаивание остаточных расплавов, которое достигается только в закрытых магматических системах, обеспечивающих накопление в них солевых компонентов в ходе кристаллизации магм. Агрессивный солевой расплав интенсивно экстрагирует и концентрирует отдельные рудные компоненты из остаточного силикатного расплава. В дальнейшем солевая фаза постепенно трансформируется в гидротермальный раствор, претерпевающий сложную эволюцию на постмагматической стадии развития. Рудные компоненты мигрируют в форме фторсодержащих комплексов и при изменении P-T условий, кислотности-щелочности растворов они отлагаются в зонах разгрузки. В этой работе также показано принципиальное отличие в распределении W и Ta, Nb, Sn в расплавных гранитно-солевых системах. Фторидная водно-солевая фаза является весьма

эффективным экстрагентом вольфрама, в то время как Ta, Nb и Sn полностью остаются в алюмосиликатном расплаве. При этом гидротермальный перенос Ta и Nb возможен только достаточно высококонцентрированными растворами (флюидами) HF и KF. В щелочных натриевых растворах вполне вероятен гидротермальный транспорт Nb, а для Ta он затруднен, что подтверждается приуроченностью месторождений Nb к щелочным породам. Формирование Ta месторождений связано с преобладающим концентрированием этого элемента в высокоглиноземистом Li-F расплаве при его остывании.

1.2. Краткая геологическая характеристика Восточного Забайкалья

Объектом исследования в рамках данной работы являются мезозойские интрузии редкометальных гранитов кукульбейского комплекса в пределах Восточного Забайкалья. Территория распространения этих пород находится в западной части Монголо-Охотской складчатой области, являющейся частью Центрально-Азиатского складчатого пояса. Центральное и Восточное Забайкалье известны многочисленными месторождениями редких металлов, входящими в состав расположенного здесь оловянно-вольфрамового пояса [Смирнов, 1944].

Монголо-Охотский складчатый пояс (МОСП) предложил выделять А.Е. Ферсман в 1926 году. Этот пояс протягивается на расстояние свыше 3000 км в виде непрерывной полосы мозаичных структур от Центральной Монголии через Забайкалье, Восточную Монголию и Приамурье до Охотского моря. Несмотря на существование принципиально различных схем тектонического районирования территории, большинство исследователей сходятся во мнении, что МОСП отвечает сложному коллажу разновозрастных террейнов различной геодинамической природы [Гордиенко и др., 2019]. Он наращивает аналогичные по строению палеозойские образования Центрально-Азиатского складчатого пояса к северо-востоку, где не менее тесно связан с мезозойско-кайнозойскими орогеническими структурами западно-тихоокеанской окраины. В западной части МОСП выделяются Хангайский, Центрально-Монгольский, Хэнтэй-Даурский, Агинский и Аргунский террейны (Рисунок 1).

Согласно мнению И.В. Гордиенко с соавторами [Гордиенко и др., 2019], мезозойский этап становления территории обусловлен закрытием Монголо-Охотского океанического бассейна и надвиганием на его структуры Сибирского континента с формированием зон «рассеянного» рифтогенеза и «распыленного» магматизма, при сочетании обстановок сжатия и растяжения. В этот период происходило «клавишное» закрытие Монголо-Охотского океана, орогенез продвигался с запада на восток по принципу «ножниц». Крупные гранитоидные батолиты рассматриваются как индикаторы коллизионных и сопряженных внутриплитных событий. В Восточном Забайкалье пик развития орогенеза связывается с серединой юры.

Согласно геодинамическим реконструкциям [Коваленко и др., 2002; Ярмолюк, Коваленко, 2003], магматизм в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) контролировался рядом горячих точек или мантийных плюмов. Источником этих плюмов в мезозое служила обогащенная мантия типа EM-II. В этот период в пределах Монголо-Забайкальской части ЦАСП сформировались несколько изолированных рифтовых областей, в строении которых выделяются и небольшие массивы литий-фтористых гранитов. К периферии

Восточно-Монгольской внутриплитной магматической области приурочен объект настоящего исследования.

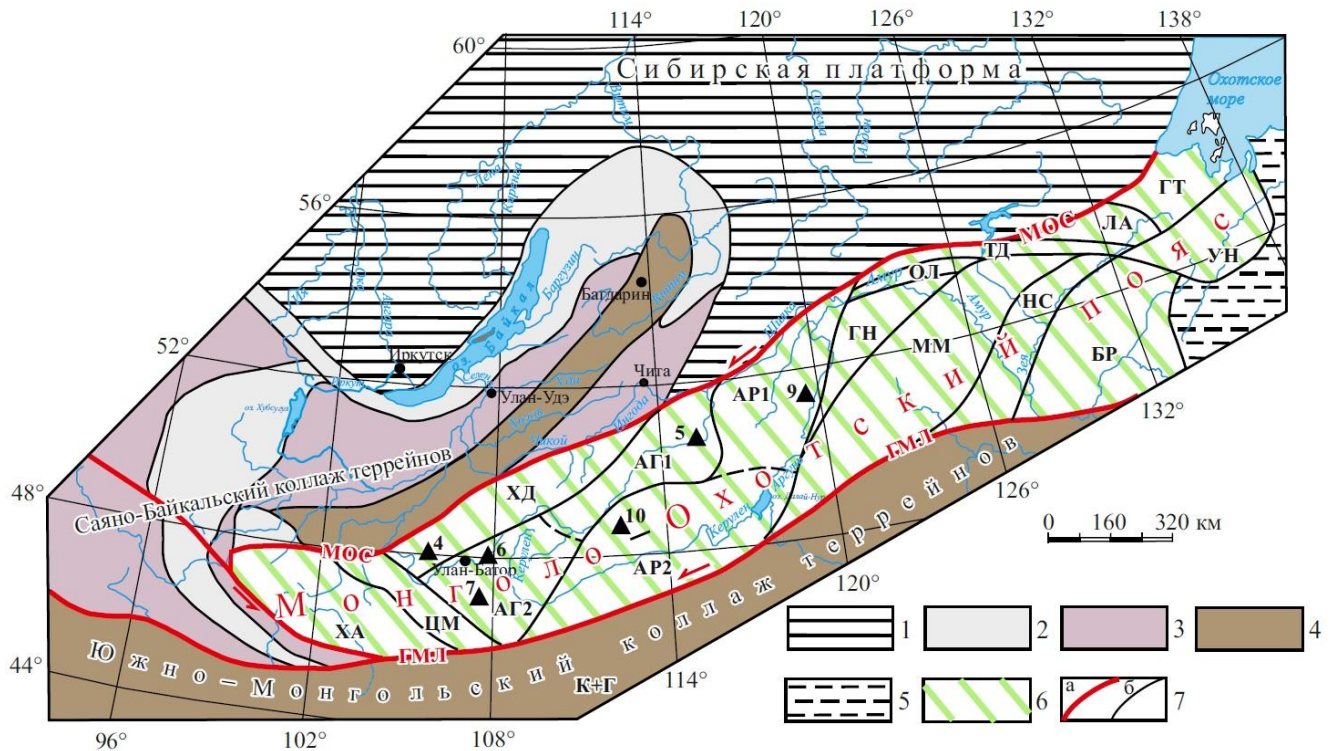


Рисунок 1. Схема тектонического районирования Монголо-Охотского орогенного пояса и смежных структур южного обрамления Сибирской платформы [Гордиенко и др., 2019].

1 – Сибирская платформа; 2 – 4 прилегающие аккреционно-коллизонные системы: 2 – байкальские (NP); 3 – каледонские (V-PZ1); 4 – герцинские (PZ2-3); 5 – киммерийские (MZ) Сихотэ-Алинского орогенного пояса; 6 – коллаж террейнов Монголо-Охотского складчатого пояса: АГ – Агинский (АГ1 – Восточно-Забайкальский субтеррейн, АГ2 – Восточно-Хэнтэйский субтеррейн), АР – Аргунский (АР1 – Северное Приаргунье, АР2 – Южное Приаргунье), БР – Буреинский, ГТ – Галамско-Тугурский, ЛА – Ланский, НС – Нора-Сухотинский, ОЛ – Олдойский, ГН – Гонжинский, ММ – Мамынский, ТД – Тукурингро-Джагдинский, УЛ – Ульбанский, ХА – Хангайский, ХД – Хэнтэй-Даурский, ЦМ – Центрально-Монгольский; 7 – крупные системы разломов, сутуры (а): МОС – Монголо-Охотская, ГМЛ – Главный Монгольский линейамент; границы складчатых сооружений и террейнов (б).

Редкометальное оруденение изучаемого региона связано с интрузиями плюмазитовых лейкогранитов известного кукульбейского комплекса. При этом интрузии и оруденение тяготеют к области распространения мощных терригенных толщ юры и к зонам крупных межблоковых разломов северо-восточного и северо-западного простирания, «редкометальные рудные поля контролируются скрытой линейной структурой близширотного простирания (системой сколов фундамента?) и ее пересечениями с разломами северо-восточной ориентировки» [Объяснительная записка..., 2002]. Таким образом, определяющим фактором строения рассматриваемой территории являются разрывные нарушения, они обуславливают ее мозаично-блочную структуру. К ним же территориально приурочены проявления процессов мезозойской тектоно-магматической активизации.

Кукульбейский комплекс является классическим представителем потенциально рудоносных лейкогранит-аляскитовых формаций, характерных для редкометальных провинций фанерозоя. По петрохимическому составу породы этого комплекса относятся к кислым и ультракислым субщелочным гранитам плюмазитового ряда. С гранитоидами этого комплекса связаны промышленные концентрации редких металлов, вольфрама, олова. Бiotитовые граниты, материнские для рядов дифференциатов этого комплекса, характеризуются вышекларковыми содержаниями фтора, калия, редких щелочных элементов, олова, вольфрама, бериллия, тантала и резко пониженными содержаниями бария и стронция. Эти закономерности прогрессируют в процессе дифференциации рудномагматических систем, связанных с литий-фтористыми гранитами. [Сырицо, 2002] Выделение подобных рудоносных комплексов характерно для всех редкометальных провинций фанерозоя: в Приморье – вознесенский, в Чехии – рудогорский, в Горном Алтае – калгутинский, в Китае – яньшанский и т.д.

На Рисунке 2 приведена схематическая геологическая карта кукульбейского рудного района.

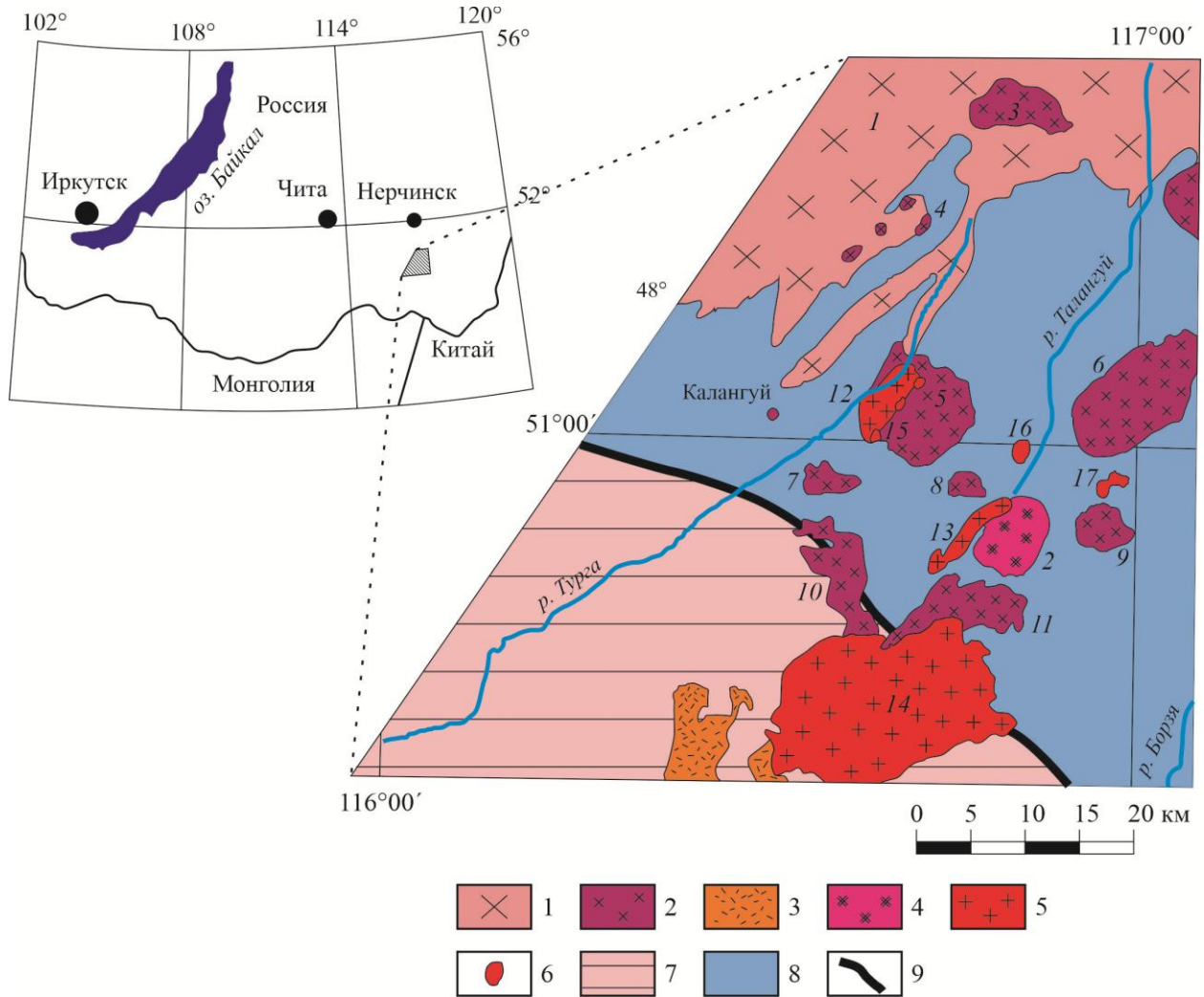


Рисунок 2. Схематическая геологическая карта кукульбейского рудного района по Г.П. Зарайскому и др. [2009] с дополнениями и изменениями. На врезке – схема географического расположения изучаемых массивов.

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.

1.3. Геологическое положение и строение Тургинского массива

Согласно тектоническому районированию Забайкалья [Гордиенко, 2019], изучаемый Тургинский массив расположен в пределах Аргунского террейна (Северное Приаргунье) в составе Монголо-Охотского складчатого пояса. Этот массив расположен в 350 км к юго-востоку от г. Читы, в долине реки Турги, являющейся притоком реки Шилки. Согласно Объяснительной записке к Государственной геологической карте, лист М-50-IX (Калангуй) [2001], Тургинский массив приурочен к Тургинско-Калангуйской рудной зоне с редкометально-золото-флюоритовой специализацией (Рисунок 3). Из промышленно значимых объектов на этой территории на расстоянии нескольких километров от изучаемого интрузива известны крупное Калангуйское месторождение флюорита, разрабатываемое с 1925 г. до конца 1980-х гг. [Котова, Котов, 1995], а также известный Этыкинский рудный узел с Та и Li рудами, приуроченный к Этыкинскому массиву амазонитовых гранитов, в ареале которого располагается кварцево-жильное W-Sn месторождение Старая Этыка.

Тургинский интрузив сложен двумя разновозрастными интрузивными комплексами. Согласно указанной выше объяснительной записке, эти комплексы предлагается выделять в виде Турга-Кулиндинского массива лейкогранитов кукульбейского комплекса и собственно Тургинского массива монцонитоидов шахтаминского комплекса. В настоящей работе сохранен исторически сложившийся термин «Тургинский массив» применительно к выходу обоих интрузивных комплексов.

Согласно Трошину Ю.П. [1978; 1983], полиформационный Тургинский интрузив площадью около 80 км² приурочен к ядру брахиантиклинальной складки, образованной нижнеюрскими отложениями ононской и ононско-борзинской серии, представленной аргиллитами, алевролитами, песчаниками, конгломератами. С северо-запада интрузив ограничивается взбросо-надвигом, падающим на юго-запад. Вдоль этого разлома он контактирует с нижнеюрскими осадочными породами, палеозойскими мраморами, известняками и доломитами и гранитоидами ундинского гранит-гранодиоритового комплекса.

Тургинский интрузив слагают породы двух интрузивных комплексов – монцонитоидов шахтаминского комплекса и гранитоидов кукульбейского комплекса. Главную (восток-юго-восточную) часть интрузива слагают породы шахтаминского комплекса. Северо-западная часть представлена выходом гранитов кукульбейского комплекса. По границе контакта пород этих комплексов прослеживаются выходы наиболее поздних пород кукульбейского комплекса – амазонитовых гранитов, образующих малые штоки и дайковые тела. На рисунке 4 приведена схема строения Тургинского интрузива.



Рисунок 3. Государственная геологическая карта Российской Федерации, издание второе, Приаргунская серия, лист М-50-IX (Калангуй). Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2001.

Шахтаминские породы характеризуются повышенной магнезиальностью, в северной части представлены монцонитами и диоритами, южнее и восточней переходят в гранодиориты.

В пределах кукульбейского комплекса Тургинского массива выделяются две разновидности пород, различающихся геологическим положением и содержаниями рассеянных и редких элементов, которые можно рассматривать в качестве фаз внедрения: протолитионитовые граниты (граниты с Li-сидерофиллитом) и амазонитовые граниты. Следует особо отметить, что до недавнего времени редкие и малые по площади выходы порфириовидных биотитовых гранитов, приуроченные к северной части массива и сохранившиеся в виде останцов, рассматривались в качестве наиболее ранних пород в составе кукульбейского комплекса [Сырицо и др., 2021; Иванова и др., 2018; Иванова и др., 2019]. По внешнему облику – текстурно-структурным особенностям, составу и соотношению породообразующих минералов – эти породы весьма сходны с так называемыми «исходными», «материнскими» для рядов дифференциатов рудоносных массивов кукульбейского комплекса. В отличие от известных рудоносных массивов региона, где биотитовые граниты формируют наиболее глубокие горизонты, в пределах Тургинского массива эти граниты залегают гипсометрически выше более поздних разновидностей пород, образуя лишь единичные останцы на современной дневной поверхности. В настоящей работе показано, что в пределах Тургинского массива порфириовидные биотитовые граниты являются породами палеозойского возраста и относятся к ундинскому комплексу. Так называемая «главная фаза» кукульбейского комплекса, представленная средне-равномернозернистыми протолитионитовыми гранитами, слагает основную часть массива. Амазонитовые граниты образуют отдельные штоки и рои даек, выходящие за пределы массива. Как видно из схемы строения Тургинского массива (Рисунок 4), на поверхности выхода лейкократовых гранитов кукульбейского комплекса отмечаются многочисленные останцы более древних пород, в том числе вмещающих метаосадочных пород, монцонитоидов шахтаминского комплекса, палеозойских гранитоидов ундинского комплекса.



Рисунок 4. 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.

В северной части обособленно выделяется участок под названием Джидокан (Рисунок 4). Северная половина его сложена сиенито-диоритами шахтаминского комплекса, а южная биотитовыми гранитами кукульбейского. В центральной же части участка расположен приуроченный к контакту двух комплексов выход кукульбейских амазонитовых гранитов.

Южным выступом Тургинского массива является выделяемый Ю.П. Трошиным [1978] отдельно небольшой гранодиорит-гранитный Бырохчинский массив.

В районе Тургинского массива интенсивно проявлена флюоритизация вплоть до формирования значимых рудопроявлений флюорита в пределах северо-западной части массива. Кроме того, в 7 км к юго-западу от Тургинского массива расположено Калангуйское флюоритовое месторождение.

К востоку от Тургинского массива на расстоянии около 15 км расположен Этыкинский массив амазонитовых гранитов, приуроченный к Талангуйскому разлому. По мнению Ю.П. Трошина [Трошин, 1978; Трошин и др., 1983], вся этыкинская серия пород представляет как бы верхнюю часть Тургинского массива.

Этыкинский массив танталоносных амазонит-альбитовых гранитов площадью несколько более 1 км² расположен между падами Верхняя Этыка и Гепка и приурочен к редкометальной ослабленной тектонической зоне, имеет изометричную форму [Ситнин и др., 1995]. Вмещающими породами являются песчано-сланцевые толщи. В восточном экзоконтакте вмещающие породы сильно изменены и превращены в топаз-кварц-слюдяные грейзены, которые выделяются в виде промышленного литиевого месторождения. На поверхности обнажены неравномерnozернистые амазонит-альбитовые породы с обилием пегматоидных кварц-амазонит-альбитовых обособлений, в том числе граниты с лепидолитом, характеризующиеся промышленным содержанием тантала. Согласно работам [Ситнин, Разина, 1963; Коваль, 1975], на глубоких горизонтах опорной скважины, пройденной в этом массиве, было установлено присутствие протолитионитовой разновидности пород, что позволяло предполагать зональное строение пород этого массива с традиционным рядом эволюции слюд от протолитионита до лепидолита. Этыкинское месторождение – это известное танталовое месторождение со средним содержанием Ta₂O₅ – 0.013 масс % в рудных зонах, где главными концентраторами тантала являются минералы группы колумбита-танталита, содержащие в среднем от 7 до 28 масс % Ta₂O₅ и 54-58 масс % Nb₂O₅, и микролит, содержащий 36-46 масс % Ta₂O₅ [Бескин и др., 1994].

К юго-востоку от Этыкинского массива находится Ачиканский гранодиорит-гранитный массив и одноименный массив амазонитовых гранитов.

Ю.П. Трошин [1978] считает, что несколько массивов в Восточном Забайкалье, в том числе и Тургинский, образуют два полукольца с радиусами до нескольких десятков километров. Диаметр и границей обеим дугам служит Газимур-Борзинский разлом и отчасти Агинский. Эти кольцевые структуры подчеркивают единую направленность зональности в разных массивах, которые кислыми лейкократовыми дифференциатами смотрят внутрь таких структур; магмоконтролирующие разломы и контактовые поверхности массивов также падают внутрь кольцевых структур. Внутри главного полукольца породы гранитных массивов отличаются повышенными содержаниями воды и фтора в биотитах [Трошин, 1978].

Используемый в настоящей работе в качестве модельного объекта для сравнения Орловский массив является сателлитом Хангилайского интрузива, расположенного в центральной части Агинского террейна. Центральный по положению Хангилайский интрузив сложен двуслюдяными и мусковитовыми гранитами, западный сателлит – Орловский массив – представляет собой дифференцированный массив Li-F гранитов с танталовой минерализацией, восточный сателлит – Спокойнинский – сложен вольфрамоносными мусковит-альбитовыми гранитами. Разрез Орловского массива в самом общем виде может быть представлен следующим образом: порфировидные биотитовые граниты → протолитионитовые граниты глубоких горизонтов → равномернозернистые порфиробластовые микроклин-альбитовые граниты с литиевым фенгит-мусковитом и snow-ball кварцем → равномернозернистые микроклин-альбитовые граниты с зеленым мусковитом → амазонит-альбитовые граниты с лепидолитом или циннвальдитом [Сырицо, 2002]. В апикальной части массива широко развиты процессы грейзенизации с образованием протолитионит-альбит-топазовых метасоматитов с бериллом.

Глава 2. Аналитические методики

Каменный материал, послуживший основой исследования, был собран во время полевых работ в 1988-2019 годах при участии Сырицо Л.Ф., Спиридонова А.А., Волковой Е.В., Баданиной Е.В. и других сотрудников СПбГУ, в том числе с участием автора настоящей работы. При изучении Тургинского массива был задействован комплекс аналитических методов (Таблица 1), включая разработку и апробацию новых методик. Аналитические данные о составе пород и породообразующих минералов по Тургинскому, Орловскому, Этыкинскому, Ачиканскому массивам любезно предоставлены научным руководителем Сырицо Л.Ф., а также Баданиной Е.В., Волковой Е.В., Абушкевичем В.С., в том числе опубликованные в работах [Абушкевич, Сырицо, 2007; Абушкевич, 2010; Баданина и др., 2010; Иванова и др., 2018; Сырицо, 2002; Сырицо и др., 2001; 2018; 2021].

Таблица 1. Методы исследований и объемы имеющихся аналитических данных.

| № | Тип работ | Объем работ |
|-----|---|--------------|
| 1. | Изучение и описание образцов пород | 90 образцов |
| 2. | Изучение и описание шлифов пород | 53 шлифа |
| 3. | Выделение мономинеральных фракций | 10 проб |
| 4. | Анализ петрохимического состава пород методом силикатного анализа | 34 пробы |
| 5. | Анализ редкоэлементного состава пород методом ICP-MS | 17 проб |
| 6. | Анализ содержания щелочей методом фотометрии пламени | 160 проб |
| 7. | Анализ содержания фтора методом ион-селективных электродов | 80 проб |
| 8. | Анализ полного химического состава слюд методом «мокрой химии» | 85 проб |
| 9. | Микронзондовый анализ состава слюд | 37 проб |
| 10. | Анализ примесного состава полевых шпатов | 6 проб |
| 11. | Определение номера плагиоклаза методом иммерсии | 6 проб |
| 12. | Микронзондовый анализ состава минералов | 15 пластинок |
| 13. | Микронзондовый анализ состава акцессорных минералов | 9 шайб |
| 14. | Оптическое изучение строения циркона и включений в нем | 360 зерен |
| 15. | SE, BSE, CL исследования циркона | 700 зерен |
| 16. | Рамановские исследования циркона | 103 зерна |
| 17. | Анализ полного химического состава цирконов на ионном микронзонде | 16 точек |
| 18. | Анализ состава регомогенизированных стекол расплавных включений в кварце | 3 пробы |
| 19. | Изотопно-геохимические исследования, Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb изотопные системы | 15 проб |

Определение содержаний главных элементов выполнено методом силикатного анализа, редких элементов – ICP-MS и РФА (XRF) (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург), определение щелочных элементов – методом фотометрии пламени, измерение содержаний фтора – методом ион-селективных электродов (кафедра геохимии, СПбГУ, Санкт-Петербург). Мономинеральные фракции были выделены в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) электромагнитными методами и в тяжелых жидкостях. Состав слюд определялся методом мокрой химии в лаборатории кафедры геохимии СПбГУ и на электронном микроанализаторе Cameca SX-100 в Геоисследовательском центре г. Потсдам, Германия. Исследования полированных пластинок пород и шайб с зернами акцессорных минералов, определение их состава проводились в Научном Парке СПбГУ. В ресурсном центре «Геомодель» состав минералов определялся на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N с энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-Max20, AzTec Energy 350 (параметры: $U = 20$ кВ, $I = 1.7$ нА, рабочее расстояние 10 мм, диаметр пучка 5 мкм, длительность накопления 30 с), аналитики Н.С. Власенко и В.В. Шиловских. Для ряда минералов определялись рамановские спектры на спектрометре Horiba Jobin-Yvon LabRam HR 800, оснащенный твердотельным лазером ($\lambda = 532.37$ нм, мощность 100 мВт) и микроскопом Olympus BX 41 с объективами 10x и 50x, диаметр анализируемого участка 2 мкм, накопление 50–100 с, аналитик В.Н. Бочаров. Изучение циркона методом катодолюминесценции проводилось в междисциплинарном ресурсном центре «Нанотехнологии» на сканирующем электронном микроскопе Zeiss SUPRA 40VP и в ИГГД РАН на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA3 (ускоряющее напряжение 15 кВ, рабочее расстояние 12.5–13 мм). Микропримесный состав циркона определен при помощи масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) (Cameca IMS-4f, ЯФ ФТИАН РАН, г. Ярославль) по стандартной методике. Размер участка зондирования 20 мкм, относительная ошибка измерения 10–15 %, порог обнаружения элементов 10 ppb. Определение состава плагиоклазов иммерсионным методом осуществлялось на кафедре минералогии СПбГУ под руководством Н.И. Пономаревой. Эксперименты по гомогенизации раскристаллизованных расплавных включений (РВ) в кварце выполнены Е.В. Баданиной в автоклавах высокого давления (порядка 200 МПа) в температурном интервале 720–750 °С с последующей закалкой («rapid quench technique»), длительность 24 часа, методика по [Баданина и др., 2010]. Полученные в результате экспериментов силикатные стекла были изучены методами электроннозондового (породообразующие элементы и F) (Геоисследовательский центр, г. Потсдам, Германия) и ионнозондового (редкие и редкоземельные элементы, В, H₂O) (Cameca IMS-4f, ЯФ ФТИАН РАН, Ярославль) микроанализа. Ток зонда составлял $5-7 \times 10^{-9}$ нА, диаметр сфокусированного пучка варьировал в пределах 10–15 мкм. Набор интенсивности производился в шести циклах с

общим временем 25–30 мин. Погрешность анализа составляет менее 10 отн. % для большинства элементов. При анализе характера распределения REE состав пород, циркона и расплавных включений в кварце нормировался на состав хондрита CI [McDonough, Sun, 1995].

Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные получены в ИГГД РАН. Навески около 100 мг растертых образцов с добавлением смешанных изотопных индикаторов ^{149}Sm - ^{150}Nd и ^{85}Rb - ^{84}Sr разлагались в тefлоновых бюксах в смеси $\text{HCl} + \text{HF} + \text{HNO}_3$ при температуре 110°C с проверкой полноты разложения под бинокуляром. Rb и Sr выделены по стандартной методике с использованием ионно-обменных смол. Редкоземельные элементы выделены посредством стандартной катионо-обменной хроматографии с помощью смолы Bio-Rad AG1-X8 200–400 меш, а Sm и Nd – с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100–150 меш) фирмы Eichrom по методике, близкой к [Richard et al., 1976]. Уровень холостого опыта составляет 0.03–0.2 нг для Sm и 0.1–0.5 нг для Nd, 0.2 нг Rb и 1.0 нг для Sr. Изотопные составы Sm, Nd, Rb и Sr измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115$ в Nd стандарте JNdi-1. Изотопные отношения Sr нормализованы к величине $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$. Точность определения концентраций Sm, Nd, Rb и Sr – $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.005\%$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - \pm 1\%$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - \pm 0.01\%$ (2σ). При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по [Jacobsen, Wasserburg, 1984] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и деплетированной мантии (DM) по [Goldstein, Jacobsen, 1988] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$).

Отобранные для U-Pb геохронологических исследований навески наиболее прозрачных кристаллов циркона (40-300 зерен) подвергались высокотемпературному отжигу в муфельной печи «SNOL E5CC» в керамических или кварцевых тиглях при температуре 850°C и 900°C в течение 48 часов [Mattinson, 2005]. Последующая кислотная обработка $\text{HF} + \text{HNO}_3$ 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]. Для изотопных исследований использовали трассер ^{202}Pb - ^{235}U . Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме при помощи счетчика ионов. Точность определения U/Pb отношений и содержаний U, Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проведена при помощи программ «PbDAT», «ISOPLOT» [Ludwig, 1991; 2003]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада U [Steiger, Jager, 1976]. Поправки на обычный Pb введены в соответствии с модельными величинами [Stacey, Kramers, 1975].

Глава 3. Петрографическая характеристика пород Тургинского интрузива

Лейограниты ундинского комплекса

Лейкократовые порфиroidные биотитовые граниты гипидиоморфнозернистой структуры с размером вкрапленников КПШ до 2-3 см (Рисунки 5, б) рассматриваются в настоящей работе в качестве останцов пород палеозойского ундинского комплекса. Порода состоит из примерно равных количеств калиевого полевого шпата, плагиоклаза (№ 23-26, в меньшей мере № 10-12) и кварца с небольшим содержанием (до 3 %) пластинчатого биотита аннит-сидерофиллитового ряда с насыщенной бурой окраской. КПШ не сдвойникован, решетка редка, характерны пертиты распада. Кроме крупных вытянутых пластинок биотита в породе присутствуют агрегаты мелкочешуйчатой слюды с обилием многочисленных включений акцессорных железистых и титансодержащих минералов – магнетита, ильменита, титанита, рутила, в составе которого установлена примесь ниобия (до 1.86 масс %). В целом парагенезис акцессорных минералов ранней фазы типичен для гранитов «ильменит-магнетит-монацитового» типа, для которого характерны циркон, монацит, ксенотим, ильменорутил, гранат, апатит, флюорит, оксиды железа.



Рисунок 5. Порфиroidный биотитовый гранит ундинского комплекса.

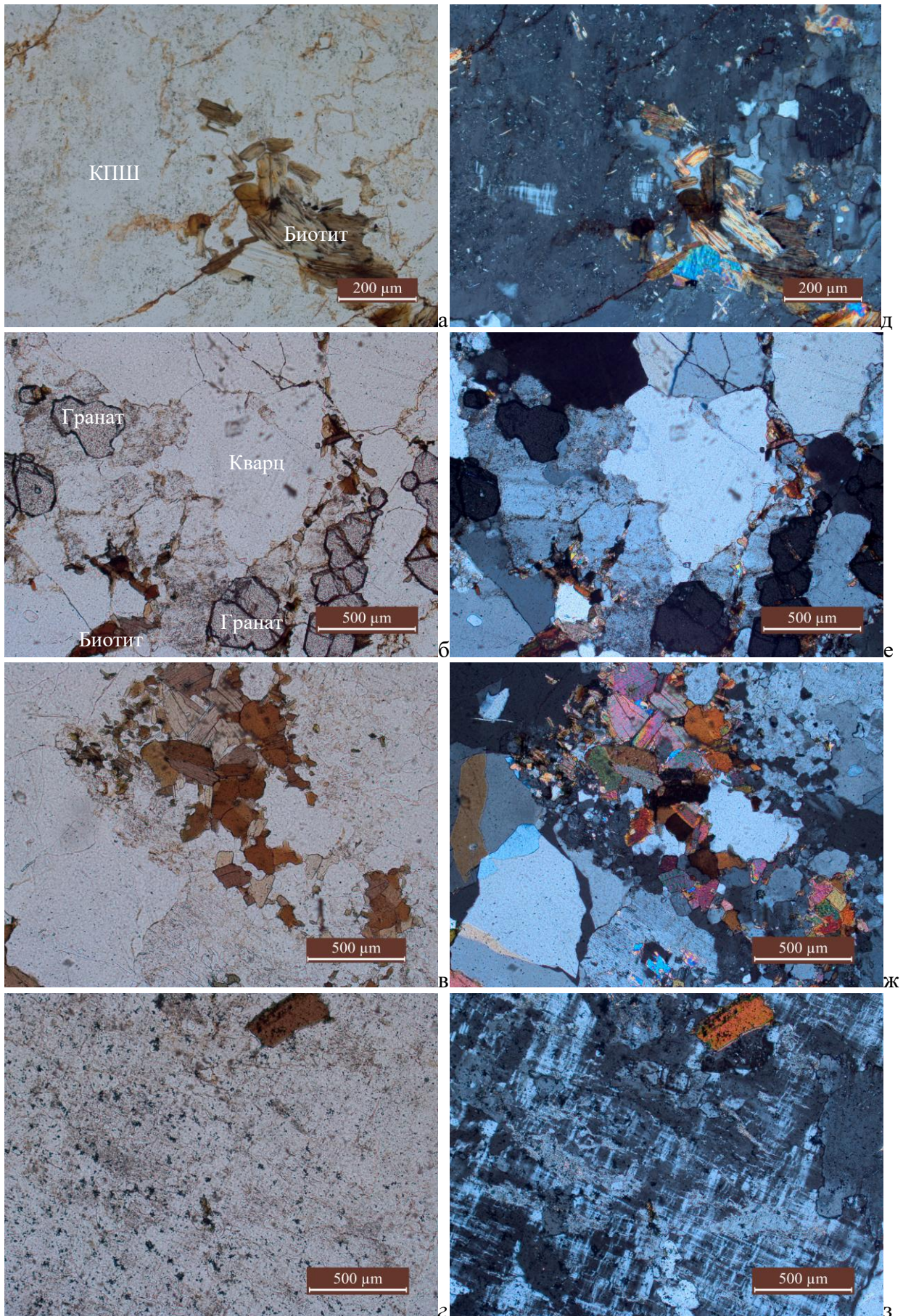


Рисунок 6. Порфиroidные биотитовые граниты в шлифах в проходящем неполяризованном (а-г) и поляризованном (д-з) свете.

Монцитойды шахтаминского комплекса

Главную часть массива шахтаминского комплекса составляют мелко и среднезернистые гранодиориты, граносиениты, местами порфировидные с вкрапленниками КПШ до 3-5 см (Рисунок 7). Порода состоит из плагиоклаза № 25-27 (~ 35 %), КПШ (~ 25 %), кварца (~ 20 %), примерно равных количеств (~ 10 %) роговой обманки и железистого биотита (истонит-сидерофиллитового ряда). Акцессорные минералы представлены гранатом, цирконом, флюоритом, магнетитом, ильменитом. В заметных количествах присутствует сфен. В эндоконтактных частях массива получили развитие более меланократовые породы, соответствующие биотит-роговообманковым диоритам и монцодиоритам. Эти породы характеризуются мелкозернистой структурой, массивной текстурой, состоят из плагиоклаза (~ 35 %), КПШ (~ 20 %), кварца (~ 15 %), роговой обманки (~ 5 %), биотита (~ 15 %). Состав акцессорных минералов сходен с составом акцессориев в гранодиоритах, отмечается большее количество флюорита.



Рисунок 7. Диорит (а) и гранодиорит (б) шахтаминского комплекса.

Лейкограниты кукульбейского комплекса

Главная фаза представлена среднеравнозернистыми гранитами с темным и светлым кварцем и обильными выделениями темноокрашенной (до черной) слюды, иногда образующей скопления изогнутых пластинок наполненных включениями рудных минералов. Порода состоит из КПШ (35 %), плагиоклаза № 2-4 (25 %), кварца (30 %) и Li-содержащего сидерофиллита (до 10 %) (Рисунки 8, 9). Кварц гороховидный, преимущественно темный мориноподобный. Калиевый полевой шпат, нередко с микроклиновой решеткой, замещается альбитом, что свидетельствует о весьма значительном проявлении процесса альбитизации. Акцессорная минерализация отличается разнообразием, в породе присутствуют циркон

(циртолит), флюорит, рутил и ильменорутит, ильменит, гематит, галенит, монацит, ксенотим, Fe-колумбит, торит, уранинит, другие минералы U, Th и Nb, в том числе из системы торит-ксенотим-циркон-коффинит, минералы групп пирохлора и самарскита, а также, фториды, фторкарбонаты и силикаты легких РЗЭ - флюоцерит, бастнезит, паризит, алланит. Редкоземельная и Th-U минерализация является ведущей для рассматриваемых гранитов. Th-U-Nb геохимическая специализация помимо обилия главных минералов-концентраторов этих элементов сказывается на составе многих других минералов. Так, в ильменорутиле из этой разновидности пород содержание ниобия достигает 8.97 масс %. В составе циркона установлено содержание ThO_2 и UO_2 в среднем до 3 и 7 масс % оксидов соответственно в метамиктных и губчатых по структуре ядер, в отдельных случаях до 15-20 масс %, с образованием самостоятельных U-Th фаз в виде микровключений [Иванова и др., 2018]. Одной из ярких особенностей протолитионитовых гранитов является обилие гематитовых кайм по торийсодержащим минералам (гематит диагностирован по данным СЭМ и рамановской спектроскопии).

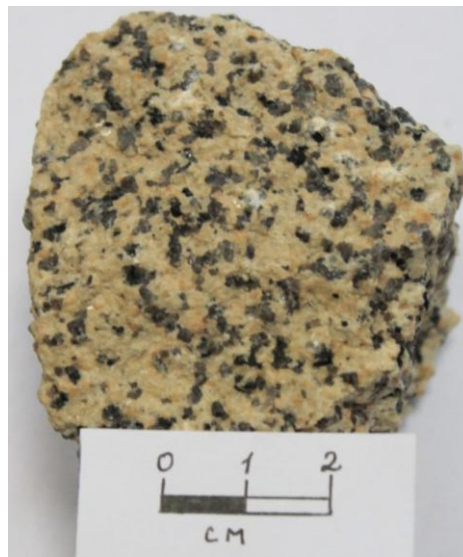


Рисунок 8. Протолитионитовый гранит кукульбейского комплекса.

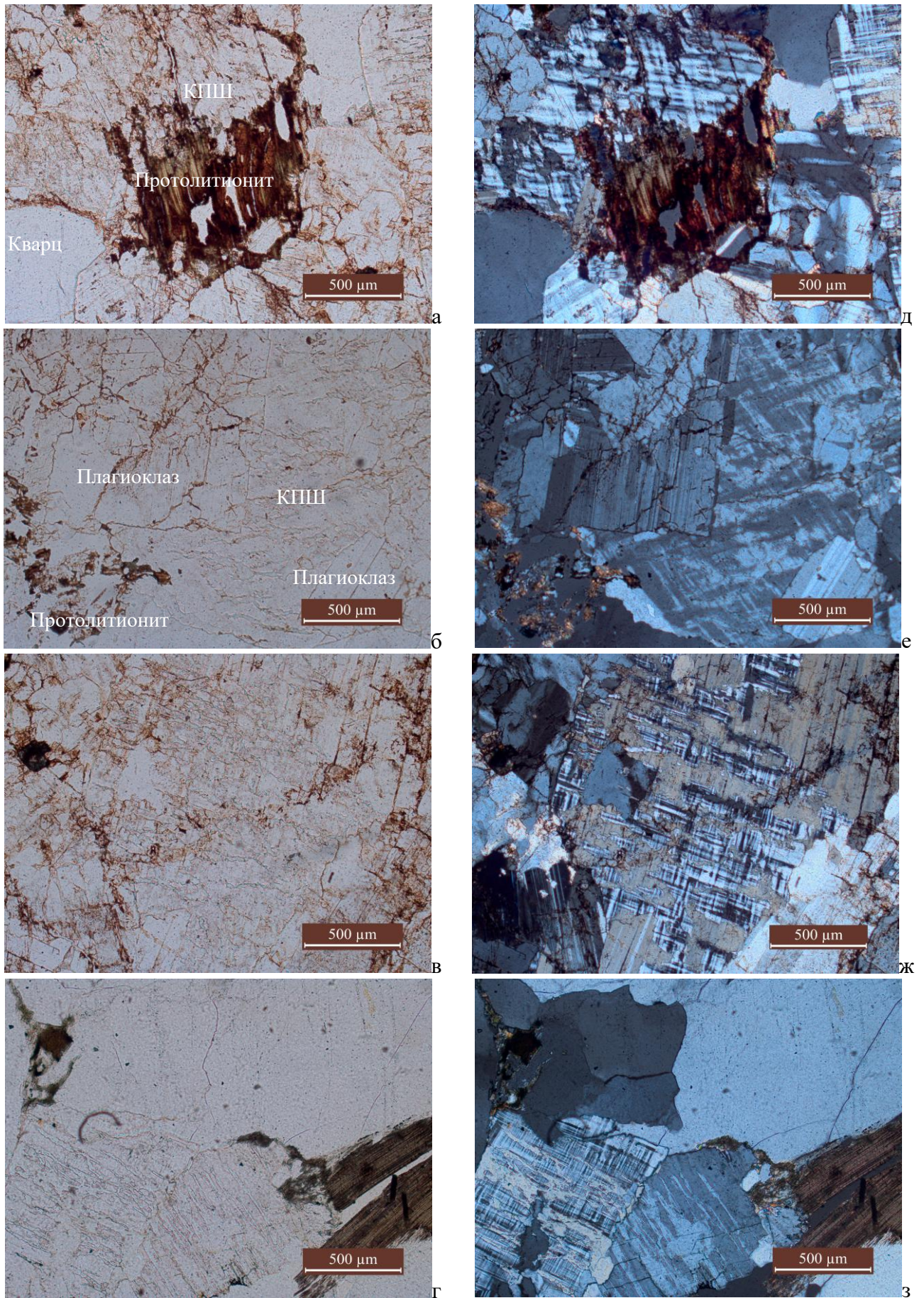


Рисунок 9. Протолитионитовые граниты в шлифах в проходящем неполяризованном (а-г) и поляризованном (д-з) свете.

Завершающая фаза кукульбейского комплекса представлена средне-мелкоравномернозернистыми породами литионит-амазонит-альбитового состава с характерным гороховидным кварцем (Рисунки 10, 11). Эти породы сложены микроклином (30 %), альбитом № 0-2 (25 %), кварцем (35 %), слюдой протолитионит-циннвальдитового состава (5 %) при широко варьирующем соотношении породообразующих минералов в разных участках Тургинского массива. Особенностью петрографического облика тургинских амазонитовых гранитов по сравнению с амазонитовыми гранитами рудоносных массивов является отсутствие топаза и типичной для них структуры выделения кварца в виде «снежного кома» («snow-ball quartz»). Наиболее распространенным типом слюды является протолитионит, в меньшей мере циннвальдит с максимальным содержанием лития до 2.17 масс % Li_2O . Эта разновидность пород характеризуется наибольшим разнообразием и количеством акцессорных минералов, в составе которых можно выделить два парагенезиса: с одной стороны, характерного для рудоносных амазонитовых гранитов (Орловский, Этыкинский массивы) – ильменорутил, колумбит (но Fe-колумбит и нет танталита), монацит, ксенотим, флюорит, гематит, касситерит, сфалерит, и, с другой – парагенезиса акцессорных минералов REE-Th-U-Nb специализации, типичного исключительно для Турги (алланит, минералы системы торит-ксенотим-циркон-коффинит, минералы групп пирохлора и самарскита, флюоцерит, бастнезит, паризит, стибнит, ближе не определенный силикат Y (предположительно иттриалит)).

В пределах разных участков интрузива меняется степень окраски амазонита от интенсивно зеленого до серо-белого, распространенность акцессорных минералов. В северной части на участке Джидокан (Рисунок 10, г) амазонитовые граниты средне-мелкоравномернозернистые. Кварц прозрачный, часто гороховидный. Плаггиоклаз представлен белым сахаровидным альбитом. Амазонит полупрозрачный слабоокрашенный. Слюда – в маленьких агрегативных скоплениях чешуек 1-3 мм, темная, в шлифах – светло-зеленая. Есть участки с «дендритовой» структурой за счет вкраплений рудного минерала. Циркон представлен редкими единичными зернами.

На участке Бырохча (Рисунок 10, а) порода преимущественно светло-розового цвета, средне-мелкоравномернозернистая. Кварц прозрачный. Плаггиоклаз представлен белым сахаровидным альбитом. Чешуйки слюды ровные размером до 3 мм. Амазонит преимущественно светло-серый. Среди аксессуаров широко представлены РЗЭ-U-Th-содержащие минералы.

Породы участка Кулинда (Рисунок 10, в) светло-серые мелкоравномернозернистые, с массивной текстурой, со слабоокрашенным амазонитом. Слюда темная, в мелких агрегатах до 1 мм. Плаггиоклаз представлен белым сахаровидным альбитом.

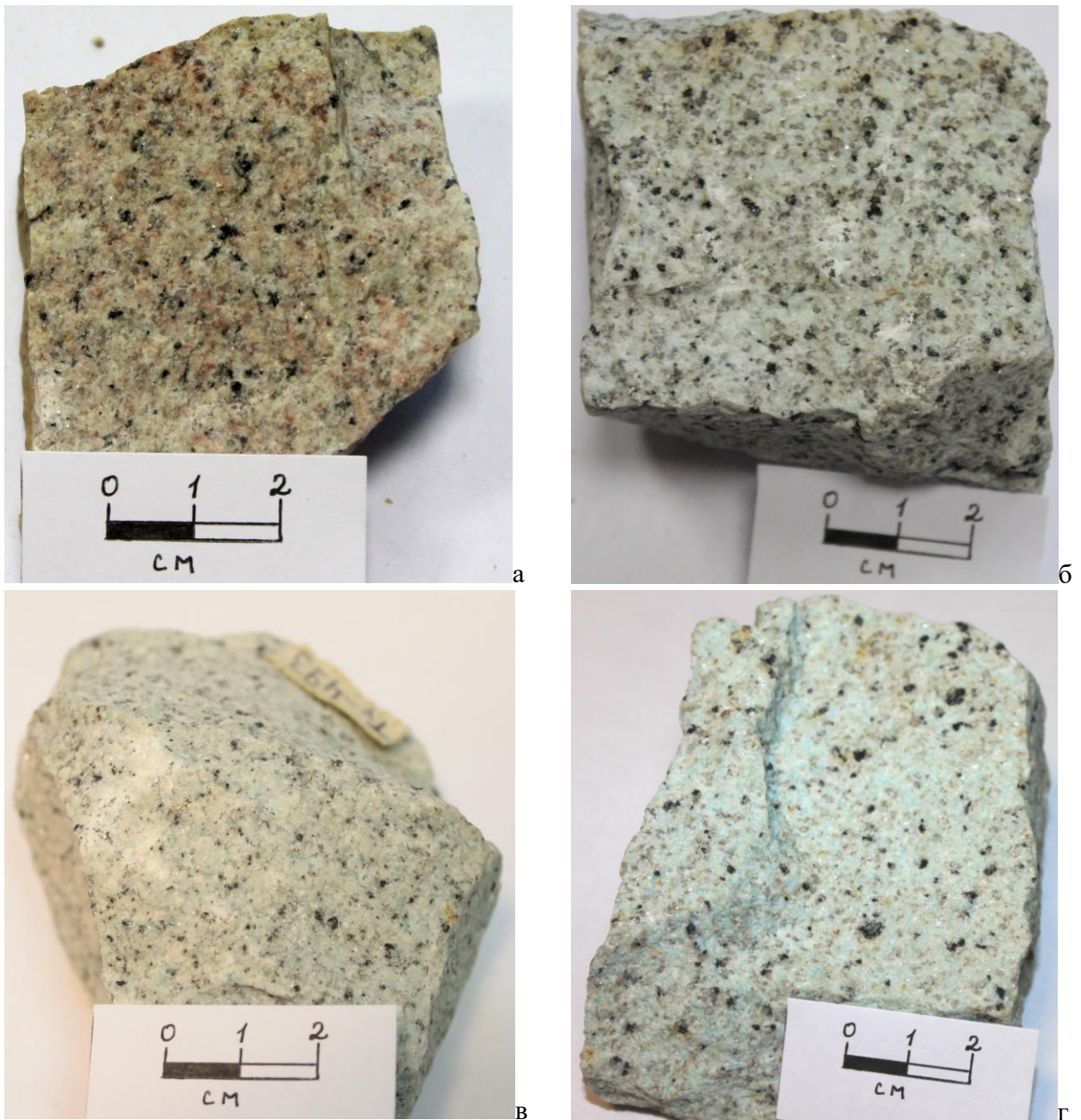


Рисунок 10. Амазонит-альбитовые граниты кукульбейского комплекса.
а, б – участок Бырохча; в – участок Кулинда; г – участок Джидокан.

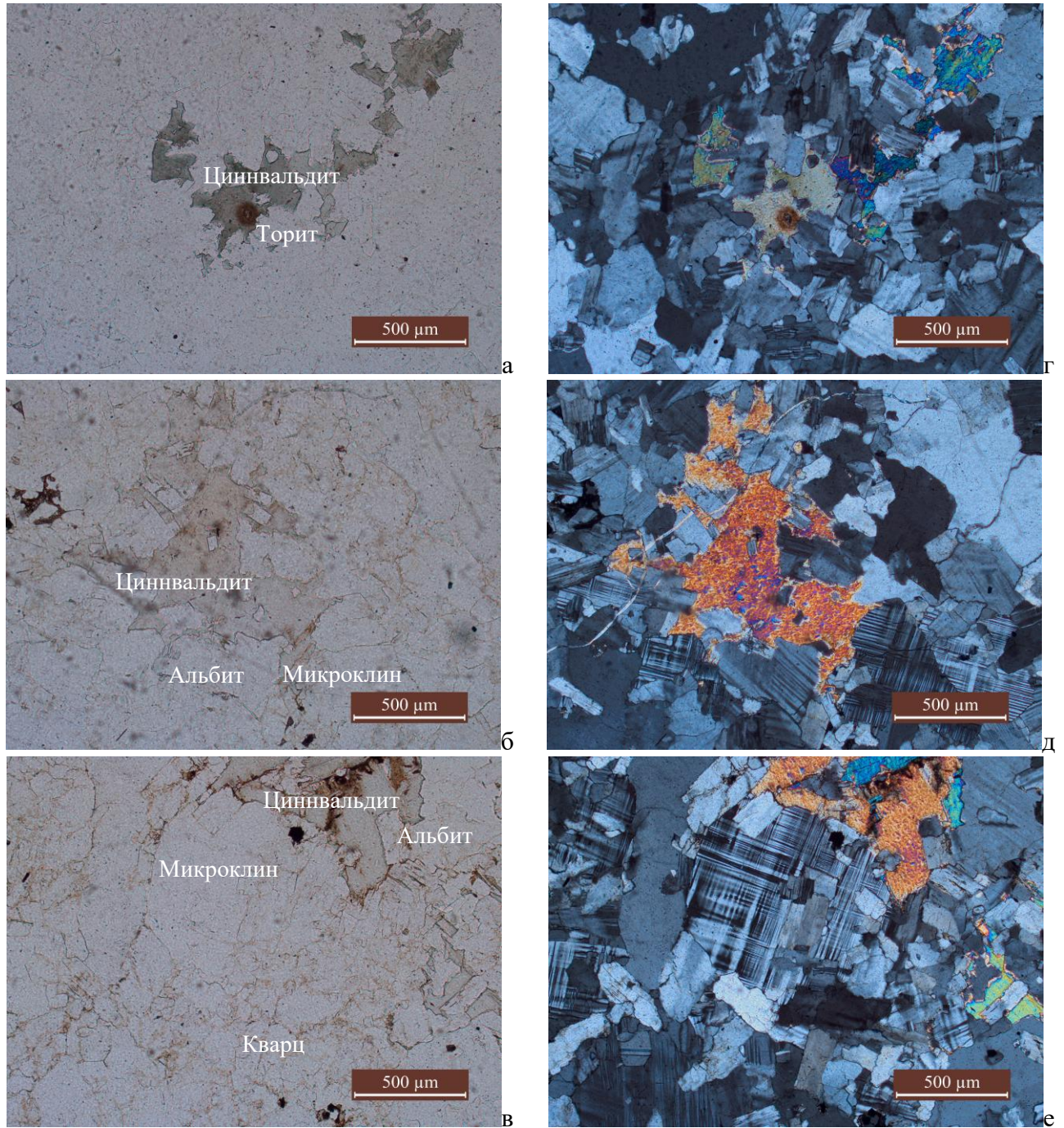


Рисунок 11. Амазонит-альбитовые граниты в илифах в проходящем неполяризованном (а-в) и поляризованном (г-е) свете.

Глава 4. Типоморфные особенности породообразующих и акцессорных минералов

4.1. Породообразующие минералы

4.1.1. Слюды

В порфиридных биотитовых гранитах ундинского комплекса слюда представлена биотитом темно-коричневой окраски. При изучении шлифов под поляризационным микроскопом отмечается плеохроизм от светлых до темных оттенков коричневого. Для слюды характерны «лоскутковые» скопления отдельных чешуек. Многочисленны включения Th-Zr-минералов (до 30 %). Минеральные включения представлены цирконом, Се-монацитом, F-апатитом, рутилом с примесью Nb, ильменитом, магнетитом, титанитом, а также минералами-силикатами, в состав которых входят Sr, La, Sn.

В диоритах и гранодиоритах шахтаминского комплекса слюды представлены темно-бурым биотитом размером от долей мм до 3-5 мм, преимущественно в виде ровных чешуек без включений. По отдельным направлениям в породах иногда прослеживается слабая ориентировка пластинок слюды.

В протолитионитовых гранитах кукульбейского комплекса слюда представлена темноокрашенным биотитом с зеленоватым оттенком. В шлифах прослеживается сильный плеохроизм от коричневого цвета к зеленому. Зеленый оттенок слюды усиливается по мере нарастания интенсивности процессов замещения более литиевой разновидностью. Минеральные включения представлены цирконом, ильменитом, Се-монацитом, флюоритом, Nb-рутилом, колумбитом, циртолитом, уранинитом, флюоцеритом, монацитом, а также фторкарбонатами РЗЭ и танталониобатами. Особенностью включений циркона, рутила и колумбита является их приуроченность к участкам замещения ранней коричневой слюды темно-зеленым, почти черным сидерофиллитом.

В поздних амазонитовых гранитах резко преобладает мелкочешуйчатая слюда темно-зеленого цвета. Слюды имеют состав близкий к циннвальдитовому. Чешуйки слюды ровные, без изгибов, размером около 1 мм. В целом процентное содержание слюды в амазонитовых гранитах резко падает. Минеральные включения представлены цирконом, Y-торитом, монацитом, флюоцеритом, цирконом, циртолитом, магнетитом, бастнезитом. В пределах Джидоканского купола на севере массива слюда имеет темно-зеленый цвет без заметных включений. Слюда в амазонитовых гранитах участка Бырохча имеет светло-серый цвет.

Химический состав слюд из всех разновидностей пород в пределах Тургинского массива приведен в Таблице 2. В таблице приведены наиболее характерные составы. Для микронзондовых анализов содержания лития оценивались по эмпирическим формулам Г. Тишendorфа [Tischendorf, 1997]. Для триоктаэдрических слюд использовалась оценка концентрации лития по содержанию кремнезема по формуле $Li_2O \text{ (масс \%)} = (0.289 \cdot SiO_2) - 9.658$.

Таблица 2. Химический состав слюд Тургинского интрузива*, масс %.

| Комплекс | Ундинский | Шахтаминский | Кукульбейский | | | |
|----------------------------------|-----------------------------------|--------------|---------------------------|---------------|----------------------|-------------|
| | Порфириовидные биотитовые граниты | Гранодиориты | Протолитионитовые граниты | | Амазонитовые граниты | |
| Слюда | биотит | биотит | сидерофиллит | протолитионит | протолитионит | циннвальдит |
| SiO ₂ | 35.26 | 38.36 | 35.3 | 38.88 | 41.3 | 42.96 |
| TiO ₂ | 3.35 | 2.26 | 1.55 | 0.85 | 0.36 | 0.3 |
| Al ₂ O ₃ | 18.36 | 13.71 | 12.38 | 18.77 | 19.38 | 21.32 |
| Fe ₂ O ₃ | 4.61 | 5.38 | 5.13 | 3.39 | 4 | 2.01 |
| FeO | 19.57 | 11.15 | 23.07 | 19.73 | 17.59 | 12.78 |
| MnO | 0.35 | 0.25 | 0.44 | 0.98 | 0.79 | 2.05 |
| MgO | 5.99 | 14.39 | 0.55 | 0.73 | 0.35 | 0.31 |
| CaO | 0 | 1.41 | 0.28 | 0 | 0.11 | 0 |
| Na ₂ O | 0.73 | 0.54 | 0.22 | 0 | 0.23 | 0.57 |
| K ₂ O | 10.46 | 7.92 | 6.22 | 10.35 | 8.8 | 9.38 |
| Li ₂ O | 0.532 | 0.087 | 0.506 | 1.578 | 1.6 | 2.16 |
| Rb ₂ O | 0.16 | 0.075 | 0.153 | 0.218 | 0.65 | 0.9 |
| Cs ₂ O | 0.019 | 0.006 | 0.029 | 0.025 | 0.056 | 0.18 |
| F | 1.03 | 0.326 | 0.905 | 1.332 | 5 | 5.43 |
| Кристаллохимические коэффициенты | | | | | | |
| Si | 2.63 | 2.85 | 3.07 | 2.96 | 3.09 | 3.14 |
| Al (IV) | 1.37 | 1.15 | 0.93 | 1.04 | 0.91 | 0.86 |
| z | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 |
| Ti | 0.19 | 0.13 | 0.1 | 0.05 | 0.02 | 0.02 |
| Al (VI) | 0.25 | 0.04 | 0.33 | 0.65 | 0.79 | 0.98 |
| Fe ³⁺ | 0.26 | 0.3 | 0.34 | 0.19 | 0.22 | 0.11 |
| Fe ²⁺ | 1.22 | 0.69 | 1.68 | 1.26 | 1.1 | 0.78 |
| Mn | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.06 | 0.05 | 0.13 |
| Mg | 0.67 | 1.58 | 0.07 | 0.08 | 0.04 | 0.03 |
| Li | 0.16 | 0.03 | 0.18 | 0.48 | 0.48 | 0.64 |
| y | 2.77 | 2.77 | 2.73 | 2.78 | 2.71 | 2.68 |
| F | 0.24 | 0.08 | 0.25 | 0.32 | 1.18 | 1.26 |
| OH | 1.76 | 1.92 | 1.75 | 1.68 | 0.82 | 0.74 |
| f | 68.96 | 38.41 | 96.58 | 94.6 | 97.14 | 96.35 |
| L | 25.27 | 18.03 | 19.76 | 27.27 | 27.73 | 31.12 |

Примечание: f – железистость, L – глиноземистость. * – [Сырицо, 2002; Борзина и др., 2015; Борзина, 2016, неопубл. данные Л.Ф. Сырицо].

Особенностью тургинских слюд является аномально высокое суммарное содержание железа (железистость достигает 97.52 %) при крайне низком содержании магния и повышенном содержании редких щелочных элементов и фтора. Общая направленность изменения химического состава слюд Тургинского массива соответствует традиционному для РГ

уменьшению содержания TiO_2 , MgO , CaO и увеличению содержания SiO_2 , Al_2O_3 , Li_2O , F . В слюдах Тургинского массива максимальное накопление лития соответствует 2.2–2.87 масс % Li_2O и фтора 4.81 масс %, в то время как в слюдах рудоносного Орловского массива эти значения достигают 5.98 масс % и 9.0 масс %. Высокофтористые и высоколитиевые слюды, характерные для поздних фаз развития рудоносных массивов, в Тургинском массиве отсутствуют. На Рисунке 12 видно, что в процессе дифференциации происходит совместное накопление лития и фтора, однако оно не достигает уровня накопления этих элементов в слюдах рудоносных массивов.

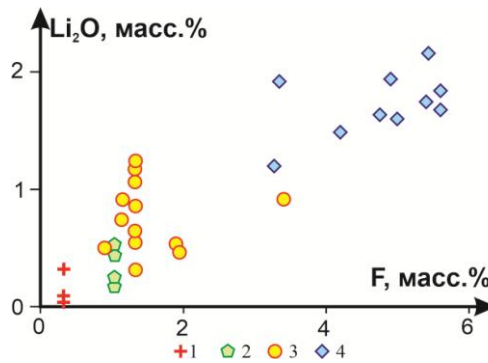


Рисунок 12. Содержания лития и фтора в слюдах пород Тургинского массива.

1 – монцитонитовые шахтаминского комплекса; 2 – порфириовидные биотитовые граниты ундинского комплекса; кукульбейский комплекс; 3 – протолитионитовые граниты, 4 – амазонитовые граниты.

Для классификации слюд используется тройная диаграмма Mg^{2+} - R^{3+} - R^{2+} М.Фостер. Как видно из Рисунка 13, слюды биотитовых гранитов ундинского комплекса являются железистыми биотитами, слюды шахтаминского комплекса соответствуют магниальным биотитам. Слюды главной фазы кукульбейского комплекса Тургинского массива соответствуют максимально железистому составу биотита – Li-содержащему сидерофиллиту. Слюды амазонитовых гранитов классифицируются как Li-сидерофиллиты, в меньшей мере циннвальдиты. В отличие от слюд протолитионитовых гранитов главной фазы они обогащены компонентой R^{3+} .

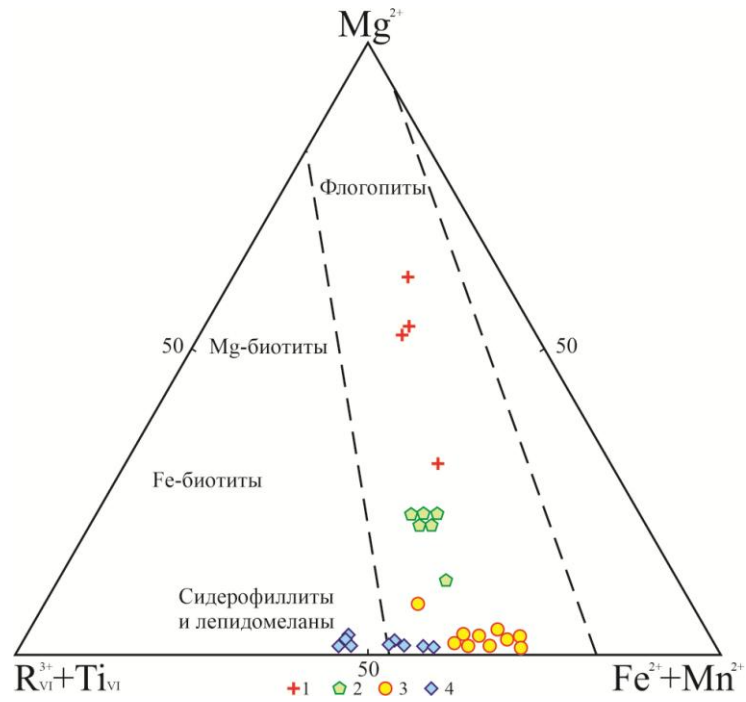


Рисунок 13. Состав слюд Тургинского массива на тройной диаграмме по [Foster, 1960].

1 – монцонитоиды шахтаминского комплекса; 2 – порфиридные биотитовые граниты ундинского комплекса; кукульбейский комплекс; 3 – протолитионитовые граниты, 4 – амазонитовые граниты.

Как показывает расположение фигуративных точек минерального состава биотитов на минеральной диаграмме В.Д. Козлова (Рисунок 14), как для Тургинского поля, так и для Орловского характерно тяготение к сидерофиллитовой составляющей.

Слюды ундинского комплекса представлены железистым биотитом с примесью (до 20%) истонитового компонента. Биотиты шахтаминского комплекса содержат примерно в равной пропорции смесь всех минералов, концентрируясь в центральной части диаграммы. Слюды главной фазы кукульбейского комплекса представлены сидерофиллитами широкого поля составов с вариациями Fe от 42 % до 66 %.

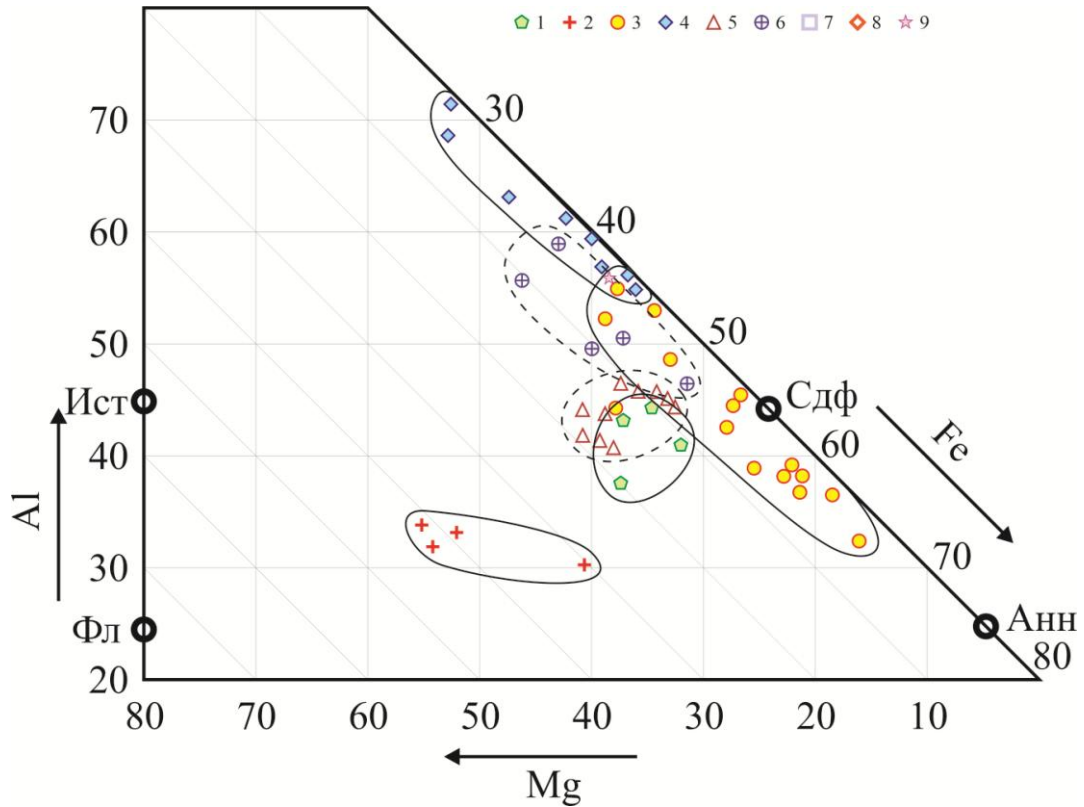


Рисунок 14. Минеральный состав биотитов и протолитионитов на диаграмме [Козлов и др., 1978].

Слюды Тургинского массива: шахтаминский комплекс, гранодиориты: 1 – биотит; кукульбейский комплекс: биотитовые граниты: 2 – биотит, протолитионитовые граниты: 3 – Li-сидерофиллит, амазонитовые граниты: 4 – циннвальдит; слюды Хангилайского и Орловского массивов: биотитовые граниты: 5 – биотит; протолитионитовые граниты: 6 – Li-сидерофиллит; слюды Ачиканского массива: 7 – Li-сидерофиллит. Ист – истонит, Фл – флогопит, Сдф – сидерофиллит, Анн – аннит.

Для установления рядов эволюции Li-Fe-слюд традиционно рассматривается диаграмма П.В. Коваля и И.Л. Лapidеса [1972] R^{3+} -Li- R^{2+} (Рисунок 15), отражающая соотношения между главными катионами октаэдрической координации. Классической схемой эволюции для литий-фтористых гранитов является последовательность биотит → протолитионит → циннвальдит → лепидолит. Она характерна для литионит-амазонит-альбитового типа пород. В качестве примеров массивов такого типа можно рассматривать Тургинский, Этыкинский и Ачиканский массивы Газимуро-Аргунской зоны Восточного Забайкалья. Более сложную схему эволюции слюд демонстрирует Орловский массив, расположенный в Агинской зоне. Здесь смена минералов группы слюд представлена рядом биотит → протолитионит → Li-фенгит-мусковит → мусковит → Fe-лепидолит → лепидолит.

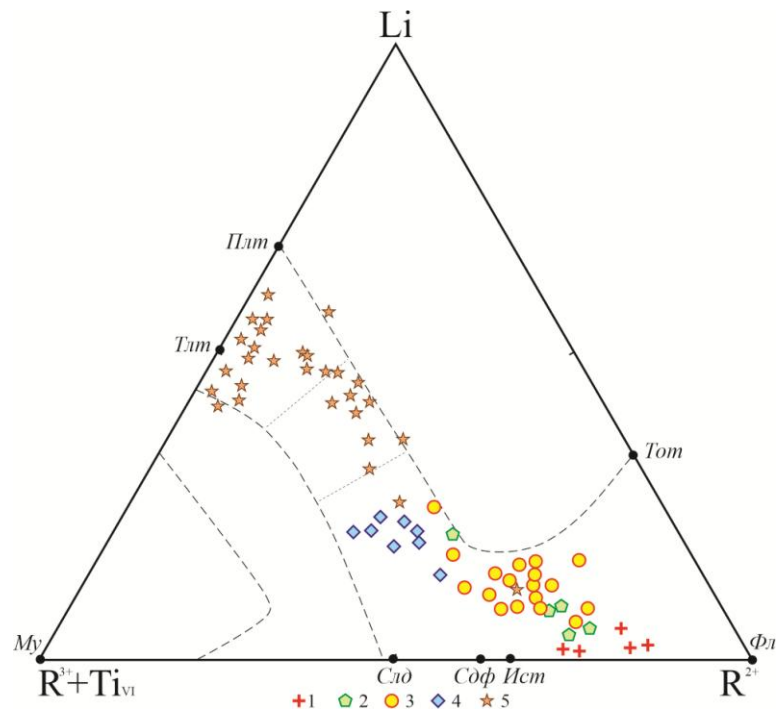


Рисунок 15. Состав слюд Тургинского, Этыкинского и Ачиканского массивов на диаграмме соотношения катионов октаэдрической координации на диаграмме П.В. Коваля и др. [1972]. Миналы слюд: Плт – полилитонионит, Тлт – трилитонионит, Сдф – сидерофиллит, Слд – селадонит, Ист – истонит, Фл – флогопит, Му – мусковит, Тот – тайниолит. 1–4 – Тургинский интрузив: шахтаминский комплекс: 1 – диориты, гранодиориты; ундинский комплекс: 2 – порфириовидные биотитовые граниты, кукульбейский комплекс: 3 – протолитонионитовые граниты, 4 – амазонитовые граниты. 5 – Этыкинский и Ачиканский массивы.

При изучении микропримесного состава слюд особое внимание было уделено таким элементам, как ниобий, тантал, олово, торий и цирконий. Слюды пород шахтаминского комплекса отличаются минимальными содержаниями примесных элементов.

Слюды кукульбейских гранитов демонстрируют следующую картину распределения примесей. Ниобий накапливается в слюдах протолитонионитовых гранитов до максимальных содержаний 665 г/т, в то время как в слюдах амазонитовых гранитов происходит резкое уменьшение концентрации Nb до 250 г/т. При этом возникает так называемая «геохимическая вилка», поскольку в породе концентрация Nb постепенно увеличивается вплоть до 80 г/т. Резкое обеднение слюд ниобием можно объяснить обильным развитием самостоятельных Nb-фаз, прежде всего колумбита. Сходную по характеру картину распределения демонстрирует и торий. Содержание тантала (64 г/т) практически не меняется в слюдах обеих разновидностей пород.

Для рудоносных танталовых редкометальных систем характерно постепенное уменьшение Nb/Ta отношения в ряду дифференциатов как в валовом составе пород, так и в слюдах. Слюды Тургинского массива в целом подтверждают эту тенденцию, однако демонстрируют лишь небольшое снижение Nb/Ta от 10 в протолитонионитовых гранитах до 5-7 в амазонитовых гранитах, что существенно превышает значения, типичные для слюд рудоносных

массивов, где отношение существенно меньше 1. Таким образом, примесный состав слюд подтверждает представление о повышенной щелочности Тургинского массива.

В отношении олова слюды Тургинского массива демонстрируют постепенное его накопление от 92 до 196 г/т в ряду дифференциатов. Слюды рудоносных массивов региона характеризуются снижением концентраций Sn, что возможно связано с формированием самостоятельного Sn-оруденения, отсутствующего в пределах Тургинского массива.

По составу слюд можно судить о физико-химических условиях кристаллизации расплава. Глиноземистость биотитов определяется температурой и режимом кислотности-щелочности [Маракушев, Тарарин, 1965; Иванов, 1970], в случае малых различий в глубинности формирования главным является второй из этих факторов. Сопоставление по составу биотитов с лейкогранитами Хангилайско-Орловского узла свидетельствует о более высокой щелочности тургинского расплава и широком диапазоне ее колебаний в процессе кристаллизации.

Согласно исследованиям [Ague, Brimhall, 1987], высокая железистость биотита обусловлена восстановительными условиями формирования гранитоидных расплавов, что отражает участие углеродистого вещества в составе протолита. В связи с этим обстоятельством примечательно положение точек состава биотитов на диаграмме $T - fO_2$ [Wones, Eugster, 1965; Негрей, 1983]. Рисунок 16 демонстрирует резкую оторванность поля, отвечающего протолитионитовым гранитам главной фазы Тургинского массива. Точки состава биотитов соответствуют очень низким значениям фугитивности кислорода и свидетельствуют о существенно восстановительных условиях. Такое обособленное положение может быть обусловлено большей глубинностью формирования расплава и резким сбросом парциального давления водяного пара (сухостью расплава).

Следует отметить, что в соответствии с обсуждаемой диаграммой протолитионитовые граниты Тургинского массива классифицируются как низкотемпературные. Такие температурные параметры соответствуют постмагматическому процессу. Однако в соответствии с данными иных геотермометров (см. главу 7) температура кристаллизации этих гранитов достигает 810–850 °С. Вероятно, столь существенное расхождение между геотермометрами обусловлено аномальной железистостью тургинских биотитов и повышенными содержаниями в них Li и F, что накладывает ограничения на применение этого геотермометра.

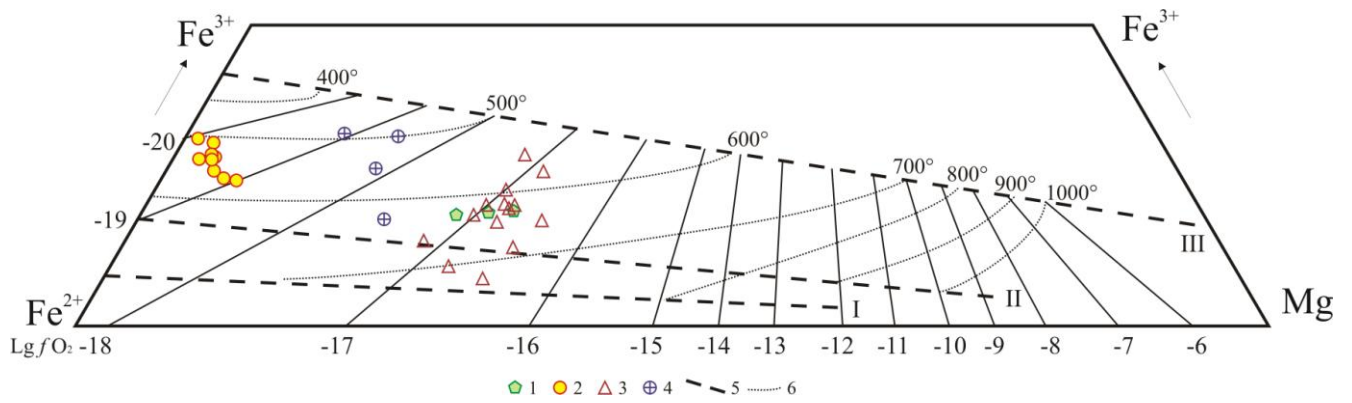


Рисунок 16. Положение составов биотитов на диаграмме $T-fO_2$ по [Wones, Eugster, 1965; Негрей, 1983] при $P(H_2O)=1.035$ кБар по материалам Сырицо Л.Ф. и Волковой Е.В.

Поля составов биотитов Тургинского (1-2), Хангилайского (3) и Орловского (4) массивов: 1 – порфиroidные биотитовые граниты ундинского комплекса, кукульбейский комплекс; 2 – протолитионитовые граниты, 3 – порфиroidные биотитовые граниты; 4 – двуслюдяные протолитионитовые граниты; 5 – линии буферных равновесий: I – кварц-магнетит-фаялит, II – никель-бузенин, III – магнетит-гематит; 6 – линии значений температуры; сплошные линии – значения fO_2 .

4.1.2. Полевые шпаты

Калиевый полевой шпат присутствует в породах как в виде мелкозернистой основной массы, так и в виде крупных порфировидных вкрапленников. В поздних дифференциатах КПШ представлен амазонитом, слабо окрашенным зеленым или же полупрозрачным серовато-белым. Слабая окрашенность амазонита в пределах Тургинского массива является его отличительной особенностью, в то время как рудоносные редкометальные граниты Этыкинского массива характеризуются обилием ярко-зеленого амазонита, для Орловского массива типична ярко-голубая окраска амазонита.

Данные по содержанию элементов-примесей в полевых шпатах Тургинского, а также Этыкинского, Ачиканского и Орловского массивов приведены в Таблицах 3 и 4.

КПШ порфировидных биотитовых гранитов ундинского комплекса (проба Ту-486) содержат 640 г/т Rb, 200 г/т Sr и >500 г/т Ва. КПШ гранодиоритов шахтаминского комплекса (проба Ту-815) содержат 320 г/т Rb и 842 г/т Sr.

Как видно из Рисунка 17, в рядах дифференциатов от ранних пород к поздним в КПШ происходит синхронное накопление рубидия и снижение содержания стронция. При этом КПШ протолитионитовых гранитов в Тургинском массиве отличается от КПШ в аналогичных гранитах Орловского массива гораздо меньшими содержаниями стронция при схожем содержании рубидия. Для КПШ Орловского массива характерно плавное уменьшение содержания Sr, а накопление Rb достигает больших значений.

Данные по содержанию рассеянных элементов в составе амазонитов различных массивов Восточного Забайкалья приведены также в Таблице 4. По содержанию рубидия и свинца в амазоните Тургинский массив контрастно отличается от рудоносных, концентрация Rb составляет здесь лишь 1284 г/т, Pb – 116 г/т, в то время как для Орловских и Этыкинских амазонитов содержание Rb варьирует в интервале 3874-7806 г/т, Pb – 240-884 г/т.

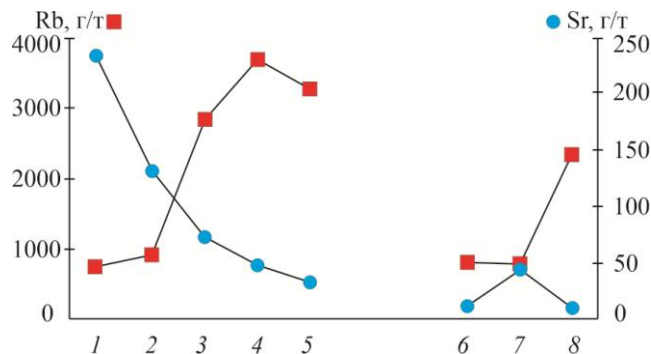


Рисунок 17. Синхронное накопление Rb и уменьшение содержания Sr в КПШ в рядах дифференциатов Тургинского и Орловского массивов.

Орловский массив: 1 – биотитовые граниты, 2 – протолитионитовые граниты, 3 – порфиробластовые граниты, 4 и 5 – амазонитовые граниты; Тургинский массив: 6 – протолитионитовые граниты, 7 (дайки) и 8 – амазонитовые граниты.

Таблица 3. Содержание элементов-примесей в полевых шпатах (Mi – микроклин, Pl – плагиоклаз) Тургинского, Этыкинского и Ачиканского массивов.

| Разновидности пород | № пробы | Минерал | Рентгено-спектральный флуоресцентный анализ, г/т | | | | Количественный спектральный анализ, г/т | |
|---|---------|---------|--|------|------|-----|---|------|
| | | | Pb | Fe | Rb | Sr | Sr | Ba |
| Тургинский массив | | | | | | | | |
| Биотитовые граниты (останцы ундинского комплекса) | Ту-486 | Mi | 106 | 2194 | 640 | 111 | 200 | >500 |
| | | Pl | 58 | | 197 | 147 | 140 | 280 |
| Протолитионитовые граниты | Ту-467 | Mi | 84 | 2691 | 977 | - | 12 | 90 |
| | | Pl | 83 | | 478 | 1 | 27 | 58 |
| | Ту-474 | Mi | - | 1565 | 651 | 16 | 8 | 19 |
| | Э-1726 | Pl | - | | 390 | 9 | 16 | 17 |
| Амазонитовые граниты | Ту-508 | Mi | 73 | 2409 | 718 | - | 64 | 80 |
| | | Pl | 52 | | 143 | 26 | 28 | 32 |
| | Ту-525 | Mi | - | 1188 | 716 | 16 | 48 | 80 |
| | Ту-451 | Mi | - | 3825 | 926 | 28 | 20 | 46 |
| | Ту-543 | Mi | 134 | 1045 | 2326 | | 11 | 64 |
| | | Pl | 102 | | 330 | | 13 | 15 |
| | Ту-494 | Mi | | 586 | 1190 | | 9 | 28 |
| | | Pl | | | | | 8 | 16 |
| Ачиканский массив | | | | | | | | |
| Амазонитовые граниты | Ач-1968 | Mi | 203 | 1833 | 1887 | - | 18 | 72 |
| | | Pl | 33 | | 127 | 10 | 10 | 13 |
| Этыкинский массив | | | | | | | | |
| Амазонитовые граниты | Э-2250 | Mi | 112 | 682 | 2227 | - | 12 | 45 |
| | | Pl | 60 | | 171 | 3 | 4 | 10 |

Примечание. Данные приведены по неопубликованным материалам Л.Ф. Сырицо.

Таблица 4. Содержание элементов-примесей в составе амазонитов Орловского, Этыкинского и Тургинского массивов, г/т.

| Интрузив | Проба | Цвет амазонита | Rb | Ba | Sr | Pb |
|------------|---------|----------------|------|----|-----|-----|
| Орловский | Орл 1-А | зеленый | 7806 | 25 | 4.6 | 279 |
| | Орл 1-Б | зеленый | 5154 | 0 | 2.2 | 245 |
| | Орл 1-Б | белый | 3874 | 0 | 4.6 | 240 |
| Этыкинский | Эт 2-1 | зеленый | 7656 | 43 | 17 | 884 |
| | Эт 2-2 | голубой | 5934 | 19 | 10 | 706 |
| Тургинский | Тур-1 | голубой | 1284 | 25 | 10 | 116 |

Примечание. Данные приведены по неопубликованным материалам Л.Ф. Сырицо.

Плагиоклазы в рассматриваемых породах встречаются двух типов – первичные и вторичные, возникшие в процессе альбитизации гранитов. Процессы альбитизации очень характерны для редкометальных гранитов. В рамках настоящей работы были проведены исследования по определению номера плагиоклаза как иммерсионным методом по углу преломления, так и путем пересчета по данным микронзондового анализа. Полученные данные приведены в Таблице 5.

Большой разброс в значениях между двумя методами и заниженные значения для ранних типов пород, можно объяснить, во-первых, наличием вторичного плагиоклаза альбитового состава и сложностью при вычленении первичных зерен, во-вторых, наличием косых сечений кристаллов при проведении определений в иммерсионных жидкостях. Для кукульбейских гранитов характерно присутствие исключительно кислых плагиоклазов: уже в главной фазе номер плагиоклаза соответствует № 2-4 до чистого альбита в наиболее поздних амазонитовых гранитах.

Примесный состав плагиоклазов из гранитов кукульбейского комплекса (Тургинский, Этыкинский, Ачиканский массивы) приведен в таблице 3. Плагиоклазы шахтаминского комплекса (проба Ту-815) содержат 42 г/т Rb и 821 г/т Sr. Плагиоклазы ундинского комплекса (проба Ту-486) содержат 197 г/т Rb, 147 г/т Sr и 280 г/т Ba.

Таблица 5. Содержание анортитовой составляющей в плагиоклазах Тургинского массива.

| Комплекс | Породы | Проба | номер плагиоклаза, иммерсионный метод | номер плагиоклаза, микронзондовый анализ | Принятый номер плагиоклаза для группы пород |
|---------------|---------|---------|---------------------------------------|--|---|
| Шахтаминский | | Ту-815 | 25-27 | | 25 |
| Ундинский | Бт гр | Ту-488 | 4-6 | 26 | 23 |
| | | Ту-829 | 3-6 и 22-23 | 12 | |
| Кукульбейский | Прт гр | Ту-842 | 5-8 | 4 | 2-4 |
| | | Ту-467 | | 4 | |
| | | Ту-472 | | 2 | |
| | | Ту-4255 | | 3 | |
| | Амаз гр | Ту-493 | | 0-2 | 0-2 |
| | | Ту-838 | | 0-2 | |
| | | Ту-436 | | 0-2 | |
| | | Ту-826 | 6-8 | | |
| | | Ту-834 | 5-8 | | |

4.2. Акцессорные минералы

Граниты Тургинского массива характеризуются нетипичной для Li-F гранитов изучаемого региона акцессорной минерализацией. В гранитах этого массива обнаружено обилие редких фторидов (флюоцерит), фторкарбонатов (бастнезит и паризит), и силикатов (алланит и (?) иттриалит) РЗЭ, а также (Y,REE,U,Th)-(Nb,Ta,Ti)-оксидов (пирохлор, самарскит). Проявление этой минерализации характерно как для протолитионитовых гранитов главной фазы, так и для амазонитовых гранитов.

В протолитионитовых гранитах наряду с типичным для литий-фтористых редкометальных плюмазитовых гранитов набором минералов (циркон, флюорит, оксиды железа, монацит, ксенотим, ильменорутил) проявляется обилие минералов LREE, U, Th, Nb, F: Fe-колумбит, минералы группы пирохлора и самарскита, фергусонит, циртолит, торит и другие минералы изоструктурной группы REE-Y-Th-U-Zr-силикат-фосфатов, уранинит, флюоцерит, бастнезит, паризит, алланит. Редкие фториды, фторкарбонаты и силикаты легких РЗЭ и Y в гранитах Тургинского массива описаны впервые для редкометальных литий-фтористых гранитов этого региона [Борзина и др., 2015; Борисова и др., 2018; Иванова и др., 2019]. В амазонитовых гранитах поздней фазы среди акцессориев помимо описанных выше минералов отмечены касситерит, сфалерит, стибнит, возрастает роль HREE – как и на породном уровне, появляется Y-флюорит и силикат Y (предположительно иттриалит $Y_2Si_2O_7$).

Ниже обсуждаются некоторые особенности химизма минералов из гранитов Тургинского массива.

4.2.1. Циркон

Циркон $ZrSiO_4$ является широко распространенным и одним из наиболее информативных акцессорных минералов. Он служит важным индикатором условий минералообразования, геотермометром и геохронометром. Циркон из пород Тургинского массива демонстрирует широкое разнообразие состава (Таблица 6).

Циркон для исследования был выделен из всех разновидностей пород, слагающих Тургинский интрузив, были использованы выборки по 70–180 кристаллов для каждой разновидности пород с размером зерен от 30 до 350 мкм. Результаты исследований методами оптической и электронной микроскопии позволили описать морфологию кристаллов (Рисунки 18-21, 47-48).

Циркон из порфировидных биотитовых гранитов ундинского комплекса представлен идиоморфными зернами с $K_{удл} = 1.5-6.0$ при длине 50–350 мкм (Рисунок 18). Циркон прозрачный и полупрозрачный, бесцветный и светло-коричневой окраски. В цирконе присутствуют расплавные и флюидные включения. Минеральные включения представлены апатитом, ксенотимом и монацитом, обогащенным торием.

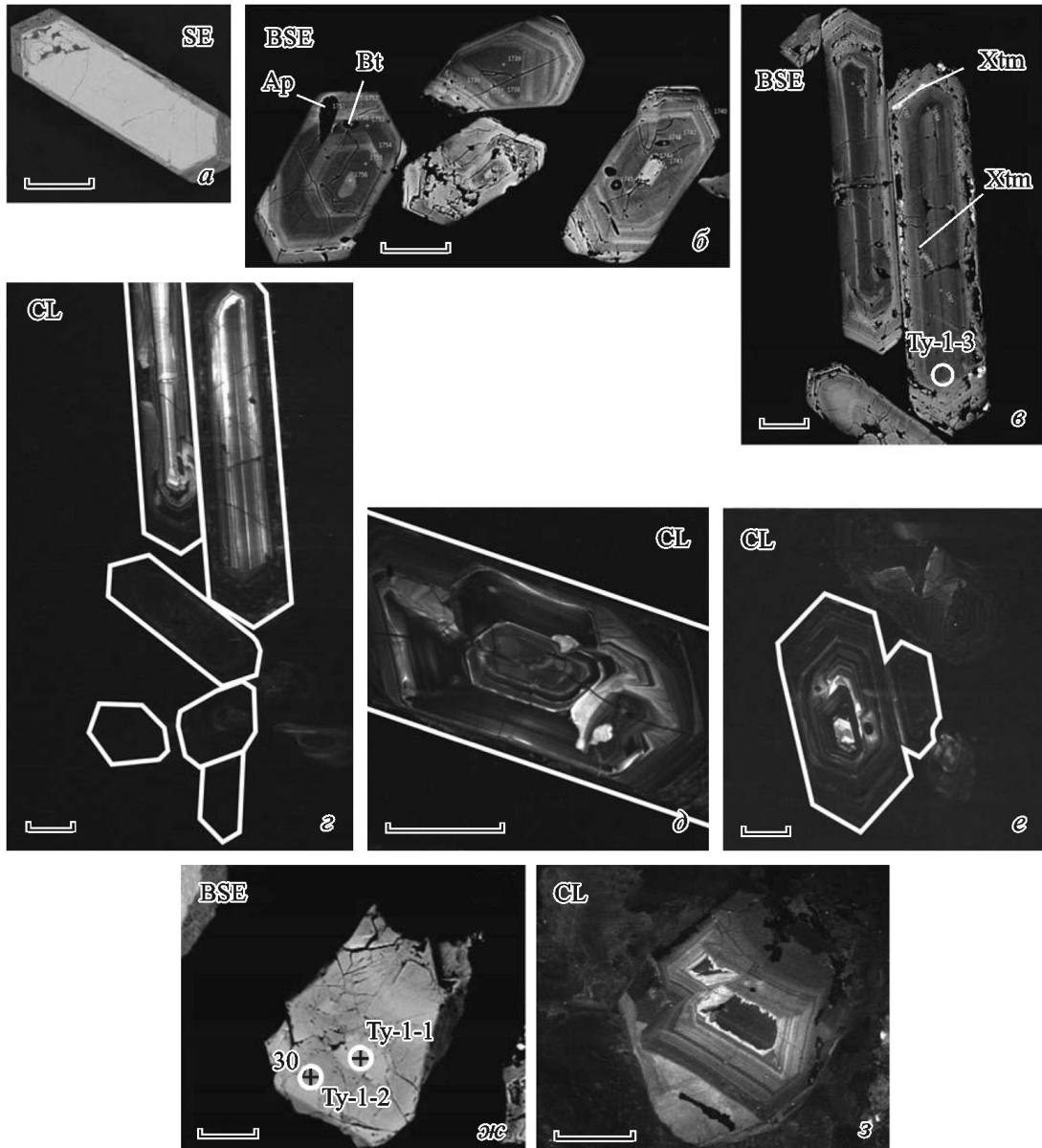


Рисунок 18. Циркон из порфировидных биотитовых гранитов ундинского комплекса. Ap – апатит, Bt – биотит, Xtm – ксенотим. Белыми линиями показаны контуры некоторых зерен циркона. Масштабная шкала – 50 мкм.

Циркон из монцонитов шахтаминского комплекса представлен игольчатыми кристаллами ($K_{удл} = 3-5$ размером 100–300 мкм) и дипирамидальными зернами размером 30–100 мкм (Рисунок 19, а, б). Кристаллы прозрачные, бесцветные, единичные зерна чуть желтоватые. Характерно обилие крупных темных минеральных включений (преимущественно ильменит, апатит, слюда). Присутствуют расплавные и флюидные включения. Ограничение кристаллов представлено призмами {100}, {110} и дипирамидами {101}, {211}. По данным катодолюминесцентного исследования циркон характеризуется осцилляторной зональностью и секториальностью. Результаты микрозондовых измерений свидетельствуют о крайне малом содержании примесных компонентов, из которых основным является гафний, содержание 0.7–1.7 масс % HfO_2 .

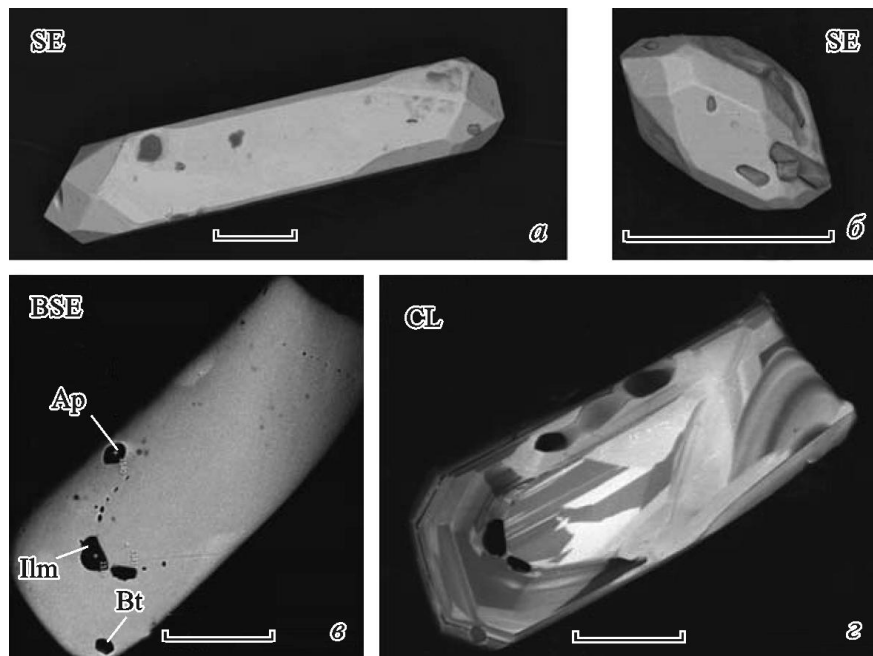


Рисунок 19. Циркон из пород шахтаминского комплекса.
Минеральные включения: апатит (Ap), слюда (Bt), ильменит (Ilm). Масштабная шкала – 50 мкм.

Циркон из протолитионитовых гранитов кукульбейского комплекса представлен идиоморфными призматическими кристаллами (Рисунок 20, а). Размер кристаллов варьирует от 100–300 мкм до 1 мм, $K_{удл} = 1.7–3.0$. Цирконы полупрозрачные и непрозрачные, окрашены в темно-бурый цвет, светлых и прозрачных зерен меньше 10 %. Минеральные включения в цирконе представлены торитом, ксенотимом, монацитом, флюоритом, турмалином, ильменитом, магнетитом, галенитом (Рисунок 20). Также присутствуют расплавные и флюидные включения. В центральных частях кристаллов часто наблюдаются метамиктизированные участки (Рисунок 20, д, е, з, и). Отмечается обогащенность центральных частей кристаллов ураном до 3–5 масс % UO_2 (в отдельных случаях до 15–20 масс %) и торием до 1–2 масс % ThO_2 , присутствие самостоятельной минеральной фазы – обогащенного ураном торита. Повышенная концентрация гафния характерна для центральных и внешних частей (до 2 масс % HfO_2), более низкие ее значения – в центральных частях (0.7–1.2 масс % HfO_2).

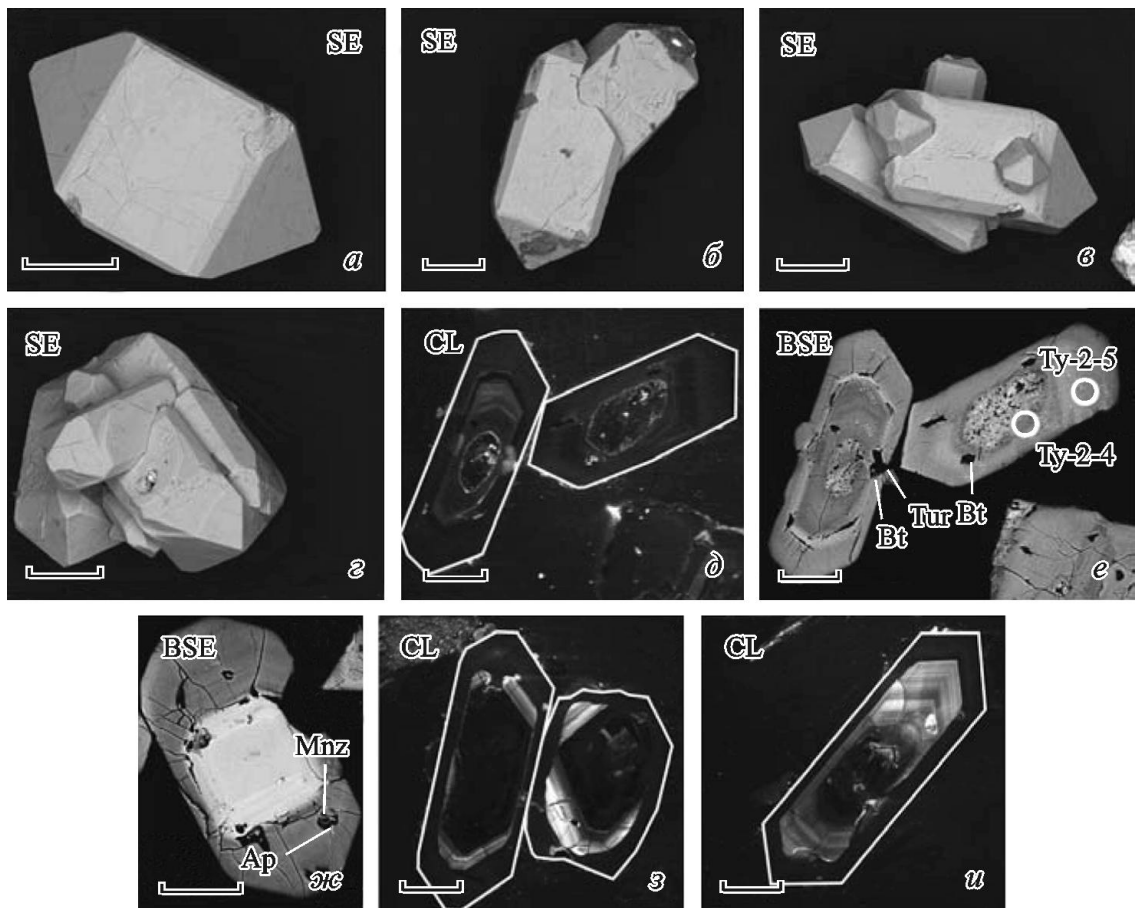


Рисунок 20. Циркон из протолитионитовых гранитов.

Mnz – монацит, Tur – турмалин, Ap – апатит, Bt – биотит. Белыми линиями показаны контуры некоторых зерен циркона. Масштабная шкала – 50 мкм.

Циркон из амазонитовых гранитов Тургинского массива представлен идиоморфными призматическими кристаллами с $K_{удл} = 2.0-3.0$ и размером 50–200 мкм (Рисунок 21, а). Кристаллы непрозрачные и полупрозрачные, цвет их изменяется от белого до коричневого. Среди минеральных включений наиболее распространены торит, монацит и другие минералы минералов тория, урана, редких земель (Рисунок 21). Примесь тория обычно составляет 1–2 масс % ThO_2 , урана – 2–7 масс % UO_2 , гафния – 2–3 масс % HfO_2 . В краевых частях содержание гафния может достигать 7 масс % HfO_2 .

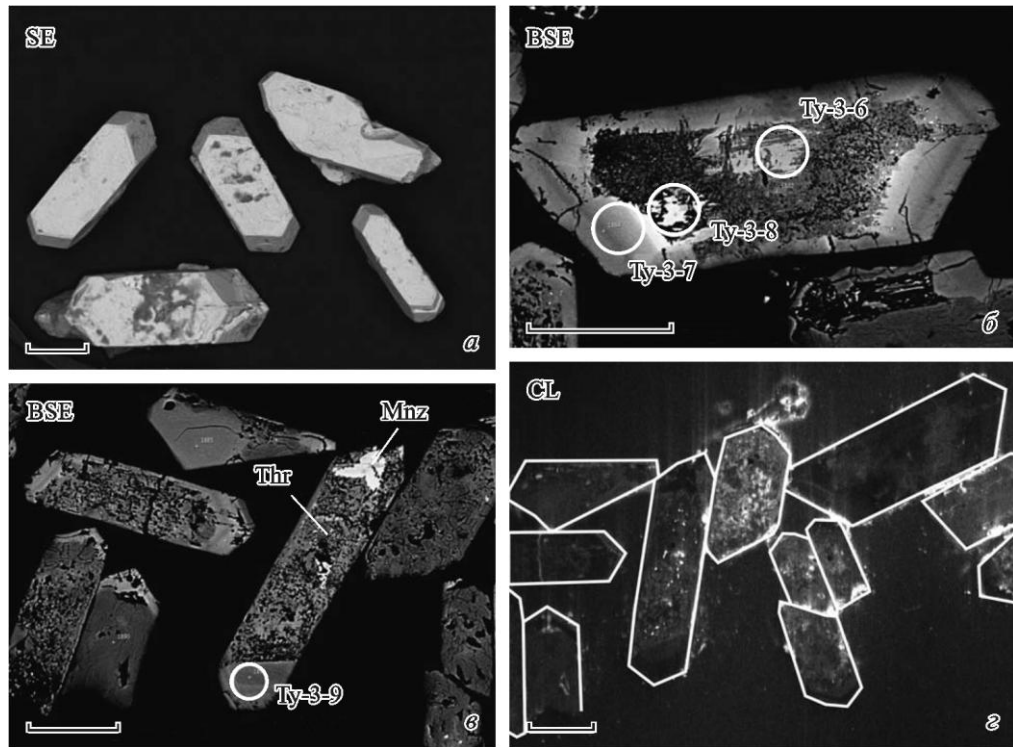


Рисунок 21. Циркон из амазонитовых гранитов кукульбейского комплекса. Mnz – монацит, Thr – торит. Белыми линиями показаны контуры некоторых зерен циркона. Масштабная шкала – 50 мкм.

Таблица 6. Редкоэлементный состав циркона из гранитов Тургинского и Этыкинского массивов, г/т.

| Элемент | Тургинский массив | | | | | | | | | Этыкинский массив | | | | | | |
|---------|-----------------------------------|--------|--------|---------------------------|--------|----------------------|--------|--------|--------|----------------------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|
| | Порфиоровидные биотитовые граниты | | | Протолитионитовые граниты | | Амазонитовые граниты | | | | Амазонитовые граниты | | | | | | |
| | Ту-829 | | | Ту-842 | | Ту-834 | | | | Э-522 | | | | Э-2250 | | |
| | Ту-1-1 | Ту-1-2 | Ту-1-3 | Ту-2-4 | Ту-2-5 | Ту-3-6 | Ту-3-7 | Ту-3-8 | Ту-3-9 | Э-13 | Э-14 | Э-15 | Э-16 | Э-10 | Э-11 | Э-12 |
| центр | край | край | центр | край | центр | край | край | центр | центр | край | центр | край | центр | промеж | край | |
| Hf | 12735 | 12759 | 8359 | 9875 | 15999 | 14518 | 20030 | 16477 | 15077 | 72968 | 124579 | 46329 | 49701 | 11764 | 11228 | 12319 |
| B | 1.43 | 1.39 | 0.68 | 2.28 | 2.22 | 16.05 | 14.33 | 10.59 | 1.80 | 7.47 | 8.48 | 2.63 | 1.51 | 5.85 | 0.42 | 9.43 |
| Li | 7.64 | 2.36 | 7.86 | 15.91 | 145.50 | 12.64 | 7.55 | 7.67 | 5.21 | 16.30 | 7.91 | 16.27 | 16.69 | 4.03 | 6.29 | 11.40 |
| P | 828 | 299 | н.о. | н.о. | 914 | 1595 | 955 | 2728 | н.о. | 579 | 1247 | 562 | 635 | н.о. | н.о. | н.о. |
| Ca | 100 | 86.0 | 41.0 | 181 | 161 | 1505 | 972 | 1827 | 103 | 237 | 658 | 625 | 53.7 | 631 | 36.3 | 372 |
| Ti | 58.5 | 19.8 | 6.21 | 19.3 | 48.2 | 123 | 70.8 | 22.0 | 5.62 | 9.18 | 61.2 | 4.43 | 1.86 | 341 | 12.2 | 259 |
| Sr | 5.74 | 2.65 | 4.46 | 13.1 | 7.03 | 36.0 | 36.6 | 152 | 10.6 | 104 | 118 | 156 | 10.3 | 22.4 | 3.49 | 14.6 |
| Y | 8415 | 3009 | 10189 | 22978 | 9137 | 12472 | 11133 | 25162 | 19180 | 1103 | 2869 | 3597 | 3158 | 6863 | 6947 | 7314 |
| Nb | 940 | 394 | 367 | 525 | 607 | 2489 | 1753 | 947 | 448 | 451 | 2160 | 450 | 464 | 201 | 35.6 | 228 |
| Cs | 17.7 | 10.3 | 7.84 | 148 | 11.3 | 9.11 | 11.2 | 8.86 | 11.4 | 10.5 | 4.52 | 4.42 | 2.52 | 30.5 | 3.43 | 33.7 |
| Ba | 0.03 | 0.04 | 3.28 | 13.6 | 0.04 | 0.05 | 0.06 | 0.04 | 3.01 | 0.05 | 0.06 | 0.05 | 0.04 | 32.5 | 1.34 | 32.7 |
| Th | 2052 | 912 | 2703 | 5649 | 1365 | 12008 | 3420 | 10156 | 9219 | 1285 | 6065 | 10982 | 7481 | 1155 | 224 | 1023 |
| U | 15903 | 6095 | 12817 | 22098 | 12131 | 31787 | 14209 | 47244 | 42779 | 14610 | 6949 | 73080 | 58248 | 8105 | 10579 | 11379 |
| La | 4.30 | 4.49 | 0.51 | 7.46 | 8.99 | 7801 | 262 | 113 | 10.2 | 5.35 | 13.2 | 0.39 | 0.23 | 25.0 | 1.07 | 19.4 |
| Ce | 130 | 35.9 | 68.5 | 280 | 50.0 | 2553 | 3437 | 1658 | 438 | 88.6 | 301 | 26.0 | 19.2 | 200 | 7.24 | 146 |
| Pr | 2.77 | 2.88 | 0.77 | 6.94 | 5.16 | 376 | 162 | 76.1 | 4.76 | 11.0 | 37.0 | 1.00 | 0.39 | 26.7 | 0.94 | 19.0 |
| Nd | 16.4 | 14.9 | 10.5 | 56.4 | 28.5 | 1602 | 669 | 331 | 32.7 | 41.9 | 147 | 12.3 | 5.89 | 147 | 6.24 | 106 |
| Sm | 30.7 | 13.5 | 37.8 | 120 | 38.0 | 687 | 430 | 291 | 96.2 | 49.5 | 187 | 73.4 | 41.0 | 107 | 7.49 | 68.7 |
| Eu | 0.17 | 0.26 | – | 1.00 | 0.64 | 7.59 | 3.57 | 1.62 | – | 0.47 | 0.81 | 0.38 | 0.05 | 12.7 | 0.42 | 8.82 |
| Gd | 177 | 61.7 | 245 | 551 | 173 | 789 | 636 | 704 | 420 | 71.2 | 250 | 217 | 139 | 201 | 44.4 | 133 |
| Dy | 842 | 290 | 1052 | 2232 | 825 | 1768 | 1471 | 3251 | 3127 | 690 | 1704 | 2264 | 1772 | 644 | 421 | 622 |
| Er | 1444 | 524 | 1615 | 3474 | 1431 | 3136 | 2168 | 5784 | 6077 | 1513 | 2265 | 3148 | 3178 | 1297 | 1350 | 1277 |

| Элемент | Тургинский массив | | | | | | | | | Этыкинский массив | | | | | | |
|----------------------------------|---------------------------------|--------|--------|---------------------------|--------|----------------------|--------|--------|--------|----------------------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|
| | Порфиroidные биотитовые граниты | | | Протолитионитовые граниты | | Амазонитовые граниты | | | | Амазонитовые граниты | | | | | | |
| | Ту-829 | | | Ту-842 | | Ту-834 | | | | Э-522 | | | | Э-2250 | | |
| | Ту-1-1 | Ту-1-2 | Ту-1-3 | Ту-2-4 | Ту-2-5 | Ту-3-6 | Ту-3-7 | Ту-3-8 | Ту-3-9 | Э-13 | Э-14 | Э-15 | Э-16 | Э-10 | Э-11 | Э-12 |
| центр | край | край | центр | край | центр | край | край | центр | центр | край | центр | край | центр | промеж | край | |
| Yb | 2222 | 838 | 1967 | 5031 | 2351 | 7538 | 4780 | 11500 | 12871 | 6452 | 7760 | 9068 | 10223 | 3088 | 3866 | 3727 |
| Lu | 291 | 114 | 254 | 623 | 309 | 922 | 598 | 1398 | 1584 | 744 | 786 | 922 | 1119 | 458 | 594 | 568 |
| U/Th | 7.75 | 6.68 | 4.74 | 3.91 | 8.89 | 2.65 | 4.15 | 4.65 | 4.64 | 11.37 | 1.15 | 6.65 | 7.79 | 7.02 | 47.23 | 11.12 |
| Eu/Eu* | 0.007 | 0.027 | – | 0.012 | 0.024 | 0.031 | 0.021 | 0.011 | – | 0.024 | 0.011 | 0.009 | 0.002 | 0.264 | 0.070 | 0.281 |
| Ce/Ce* | 9.11 | 2.42 | 26.45 | 9.41 | 1.78 | 0.36 | 4.04 | 4.33 | 15.21 | 2.79 | 3.30 | 10.07 | 15.51 | 1.87 | 1.75 | 1.84 |
| ΣREE | 5160 | 1900 | 5251 | 12383 | 5220 | 27180 | 14617 | 25108 | 24661 | 9667 | 13451 | 15732 | 16498 | 6206 | 6299 | 6695 |
| LREE | 184 | 72.0 | 118 | 472 | 131 | 13027 | 4964 | 2471 | 582 | 197 | 686 | 113 | 67.0 | 518 | 23.0 | 368 |
| HREE | 4976 | 1828 | 5133 | 11911 | 5089 | 14153 | 9653 | 22637 | 24079 | 9470 | 12765 | 15619 | 16431 | 5688 | 6275 | 6327 |
| Lu _N /La _N | 652 | 245 | 4798 | 805 | 331 | 1.14 | 22.0 | 119 | 1496 | 1340 | 574 | 22776 | 46872 | 176 | 5348 | 282 |
| Yb _N /La _N | 761 | 275 | 5677 | 993 | 385 | 1.42 | 26.9 | 150 | 1858 | 1775 | 865 | 34227 | 65429 | 182 | 5319 | 283 |
| Sm _N /La _N | 11.43 | 4.81 | 118.69 | 25.76 | 6.77 | 0.14 | 2.63 | 4.12 | 15.10 | 14.82 | 22.69 | 301.38 | 285.46 | 6.85 | 11.21 | 5.67 |

Примечание. н.о. – не определялось; прочерк – ниже предела обнаружения. $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N * Gd_N)^{0.5}$, $Ce/Ce^* = Ce_N / (La_N * Pr_N)^{0.5}$. Данные опубликованы в [Иванова и др., 2018].

Для оценки соотношения главных примесей в составе циркона используется тройная диаграмма $Hf-(Th+U)-(Y+REE)$ [Алексеев и др., 2013] (Рисунок 22). Как видно из таблицы 6 и рисунка 22, ведущей тенденцией эволюции состава циркона в ряду дифференциатов пород Тургинского массива является увеличение в примесном составе доли $Th+U$ (от 35 % до 45 %), в меньшей степени $Y+REE$. Доля гафния уменьшается и в амазонитовых гранитах составляет лишь 15 %. Поле составов циркона Этыкинского массива на рассматриваемой диаграмме распадается на два отдельных, при этом циркон апикальной рудной зоны характеризуется аномально высоким содержанием U и Th , что вероятно связано с процессом послемагматического метасоматоза, максимально здесь проявившегося. Циркон Этыкинского массива по соотношению главных примесей близок к циркону Тургинского массива. U/Th отношение в ряду дифференциатов Тургинского массива уменьшается от 3.9–8.9 в протолитионитовых гранитах до 2.6–4.7 в амазонитовых гранитах.

В цирконе Орловского массива прослеживается тенденция изменения примесного состава не по разновидностям пород, а по зонам внутри кристаллов, общая для всех дифференциатов. Для центральных зон характерна преобладающая роль гафния с последующим возрастанием роли $Y+REE$ и $Th+U$ в зонах магматической осцилляторной зональности, а также внешних каймах.

По суммарному содержанию РЗЭ циркон Тургинского массива контрастно отличается от циркона гранитов рудоносного Орловского массива. Накопление РЗЭ в цирконе Тургинского массива происходит до 25100 г/т, что существенно больше, чем в пределах Орловского массива (до 13350 г/т).

Характер распределения РЗЭ в цирконе порфиroidных биотитовых гранитов ундинского комплекса типичен для магматических цирконов ($Lu_N/La_N = 245-4798$).

Распределение РЗЭ в цирконе из редкометальных гранитов Тургинского массива (Рисунок 23) характеризуются довольно высокой (до 26.5) положительной Se -аномалией, что интерпретируется как свидетельство их магматического происхождения [Hoskin, Schaltegger, 2003]. В цирконе высокое по сравнению с Орловским массивом суммарное содержание РЗЭ. В ряду дифференциатов прослеживается тенденция к увеличению суммарного содержания РЗЭ с преимущественным накоплением легких РЗЭ и слабое «выполаживание» спектров распределения, сглаживание Se -аномалии. Эти закономерности аналогичны тенденциям, характерным для эволюции состава циркона интрузивных серий с $Li-F$ гранитами на Дальнем Востоке [Алексеев и др., 2013].

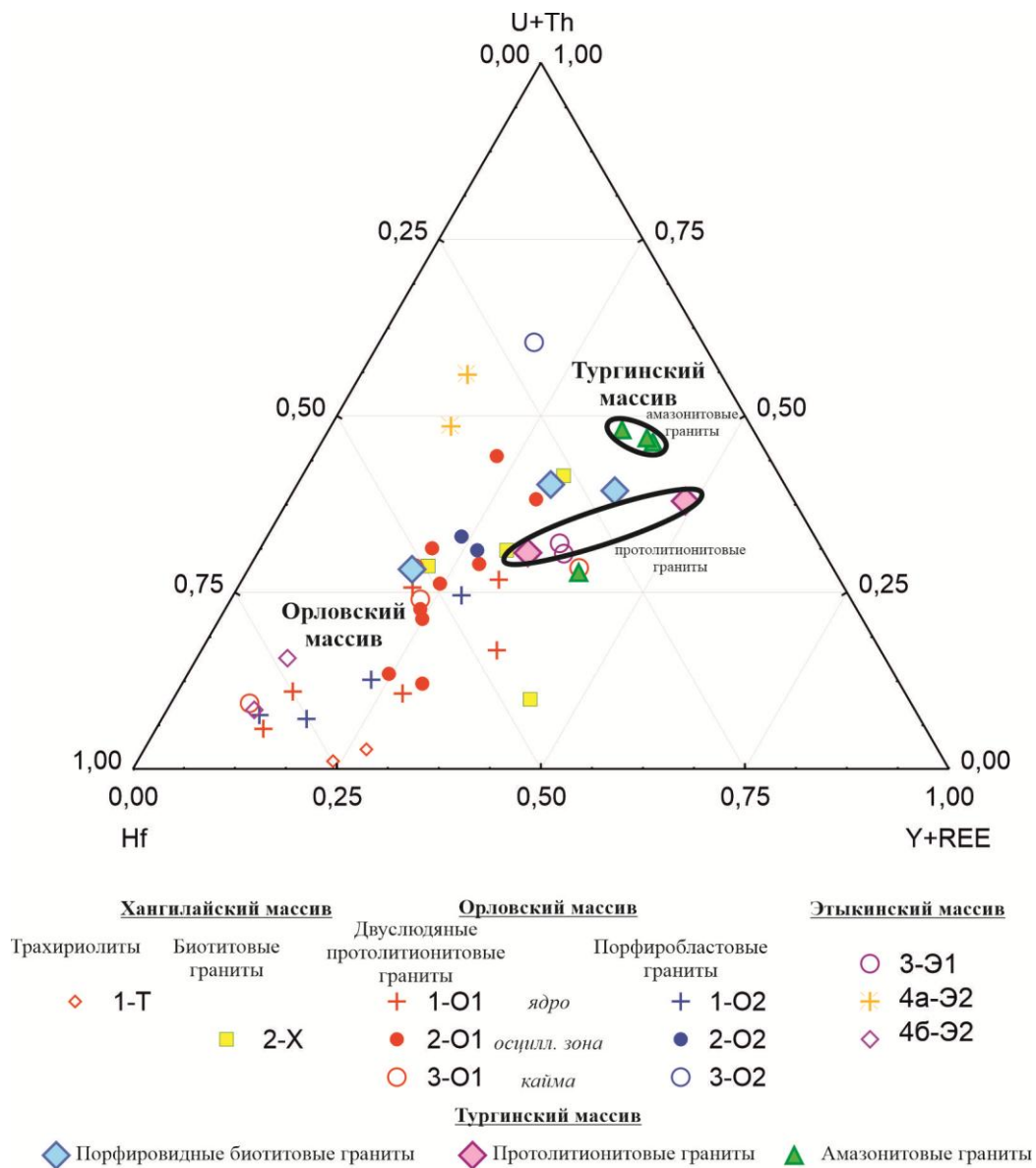


Рисунок 22. Микропримесный состав циркона из Тургинского, Этыкинского и Орловского массивов на тройной диаграмме $Hf - Th+U - Y+REE$. По [Иванова и др., 2018] и материалам Е.В. Баданиной, Л.Ф. Сырицо, А.М. Акопян.

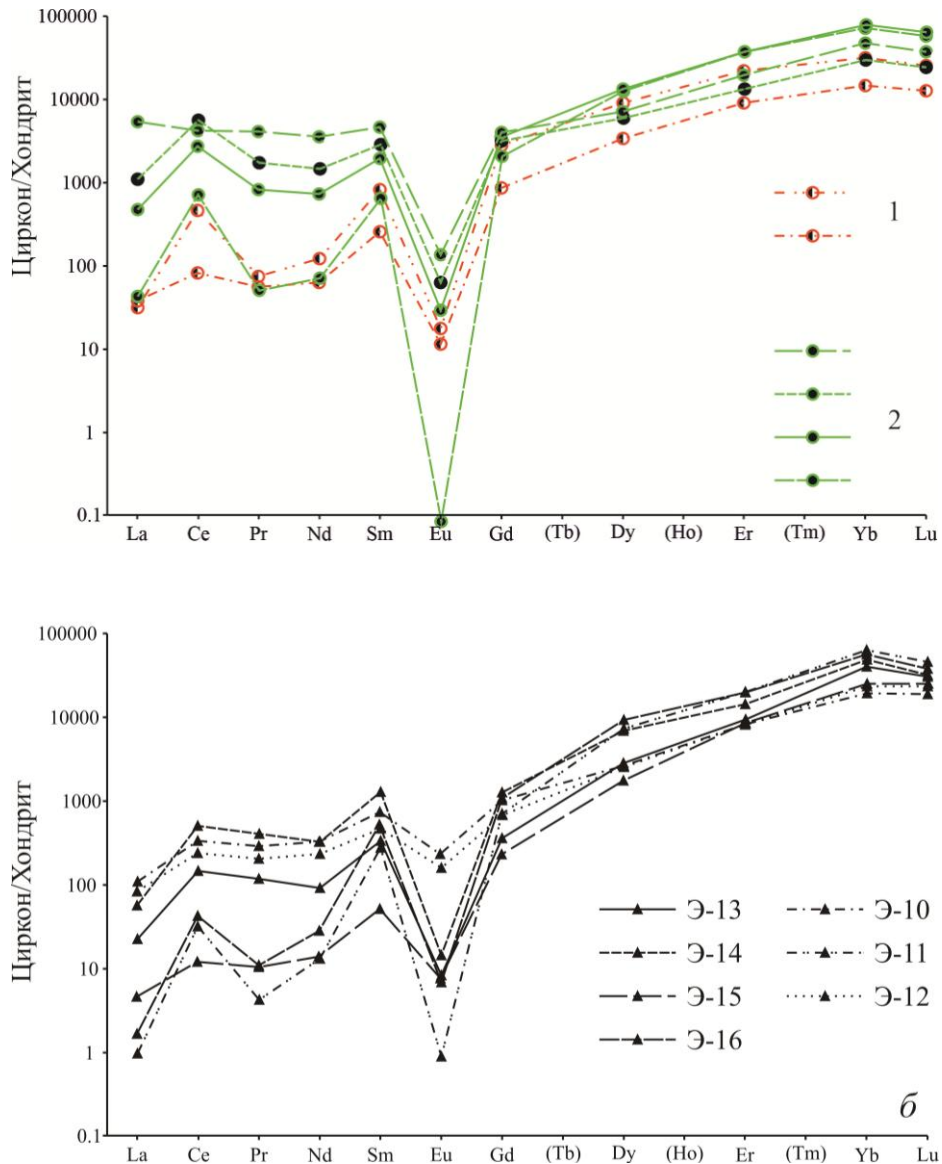


Рисунок 23. Распределение РЗЭ в цирконе из Тургинского (а) и Этыкинского (б) массивов. Тургинский массив: Ту-1 – протолитионитовые граниты, главная фаза; Ту-2 – амазонитовые граниты; Этыкинский массив: амазонитовые граниты. Нормирование по CI [McDonough, Sun, 1995].

На диаграмме Е. Пеллетера [Pelletier et al., 2007], где выделены поля магматического и гидротермального циркона на основе $Ce/Ce^*-(Sm/La)_N$ отношений, точки, отвечающие составу циркона Тургинского массива, занимают специфическое положение, промежуточное между полями циркона магматического и гидротермального происхождения (Рисунок 24). Прослеживается общий линейный тренд в направлении уменьшения Ce-аномалии и отношения $(Sm/La)_N$ от центральных частей к каймам.

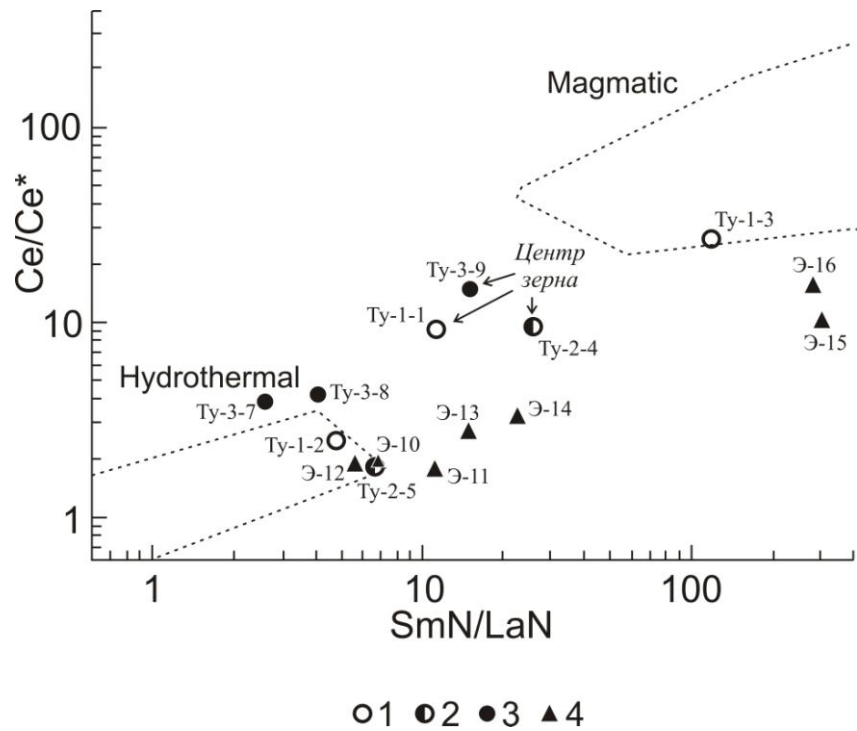


Рисунок 24. Положение циркона из Тургинского и Этыкинского массивов на диаграмме $Sm_N/LaN - Ce/Ce^*$, поля магматических и гидротермальных цирконов выделены по Е. Пеллетеру [Pelleter et al., 2007].

Тургинский массив: Ту-1 – порфиридные биотитовые граниты; Ту-2 – протолитионитовые граниты, главная фаза; Ту-3 – амазонитовые граниты; Этыкинский массив: Э-522, Э-2250 – амазонитовые граниты.

4.2.2. REE-Y-Th-U-Zr-силикат-фосфатная минерализация

В отличие от типичных плюмазитовых гранитов, где монацит является основным (до 60-90 %) концентратом Th и LREE [Förster, 2006], а алланит и торит отсутствуют, граниты Тургинского массива содержат большое количество последних. Во всех типах гранитов изучаемого массива обнаружены фосфаты и силикаты Zr, Th, U, REE, Y в виде самостоятельных фаз и в виде включений. Минералогию REE-Y-Th-U-Zr-силикат-фосфатной системы удобно рассматривать в рамках промежуточных изоструктурных (тетраэдрических) твердых растворов в системе торит-ксенотим-циркон-коффинит [Förster, 2006]. Максимальное распространение этих минералов проявляется в протолитионитовых гранитах. Торит и гематит часто образуют «футляровидные» агрегаты, внутренняя часть которых выполнена торитом, а гематит представлен оторочкой толщиной порядка 30 мкм (Рисунок 25). Это явление, вероятно, отражает высокую железистость расплава на этапе формирования пород главной фазы, которое фиксируется в общем составе пород и замещении биотита Li-сидерофиллитом. В гранитах главной фазы развит преимущественно торит с примесью U, Y и W. В породе много U-Th-обогащенного циркона (циртолита). Отсутствие примеси LREE объясняется, скорее всего, обилием здесь собственных LREE-минералов. В амазонитовых гранитах усиливается роль HREE и здесь преимущественно распространен торит с ксенотимовой изоморфной примесью.

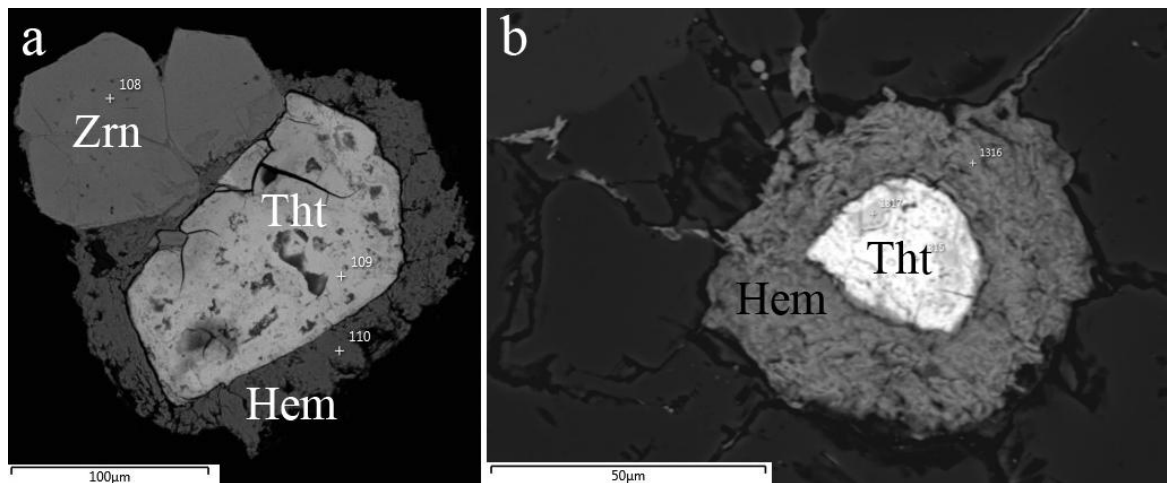


Рисунок 25. «Футляровидные» агрегаты торита и гематита.
 а – частая ассоциация торита с цирконом; б – торит с гематитом в полевом шпате

4.2.3. Фосфаты

В тургинских гранитах распространен преимущественно монацит, ксенотим встречается реже. Вероятно, это связано с общим преобладанием легких РЗЭ в составе минералообразующих сред или особенной ролью комплексов LREE. В монаците из протолитионитовых гранитов ведущая роль у легких РЗЭ, монациты из амазонитовых гранитов имеют максимум содержаний РЗЭ и Y. Этот факт является необычным, так как для монацитов из редкометальных гранитных (Erzgebirge) массивов наблюдается обратная тенденция [Förster, 1996].

4.2.4. Фториды, фторкарбонаты и силикаты REE

Флюорит присутствует во всех типах гранитов изучаемого массива. В протолитионитовых гранитах содержание этого минерала очень высокое. Однако, если в гранитах главной фазы состав его соответствует стандартному беспримесному флюориту, то в амазонитовых гранитах присутствует уже Y-флюорит (содержание Y_2O_3 до 5 масс %). В гранитах главной фазы нередки замещения флюорита флюоцеритом.

Флюоцерит $(La,Ce)F_3$ присутствует в протолитионитовых и амазонитовых гранитах. В протолитионитовых гранитах иногда образует хорошо ограненные идиоморфные дипирамидальные кристаллы размером 100-120 мкм, в амазонитовых гранитах такие хорошо ограненные кристаллы не обнаружены. Флюоцерит нередко замещает флюорит и замещается бастнезитом (Рисунок 26, а). Состав в целом выдержанный (31.22-45.63 масс % Ce_2O_3 , 9.06-27.44 масс % La_2O_3 , 8.16-18.58 масс % Nd_2O_3 , 2.57-4.79 масс % Pr_2O_3). Во флюоцерите из амазонитовых гранитов установлено небольшое увеличение роли Th до 8.23 масс %, Ca до 2.1 масс %, Si до 4.26 масс % в числе примесей. Часто фиксируется наличие кислорода вплоть до 8 масс %. Во многих случаях флюоцерит замещается бастнезитом, образуя псевдоморфозы бастнезита по флюоцериту. Согласно исследователям амазонитовых гранитов Северного Тянь-Шаня [Фельдман и др., 1973], наличие в гранитоидах флюоцерита свидетельствует о повышенной щелочности в пределах плюмазитового петрохимического типа. Авторы называют флюоцерит «типоморфным минералом одного из подтипов редкометальных гранитов, а именно плюмазитовых амазонитосодержащих колумбитоносных гранитов».

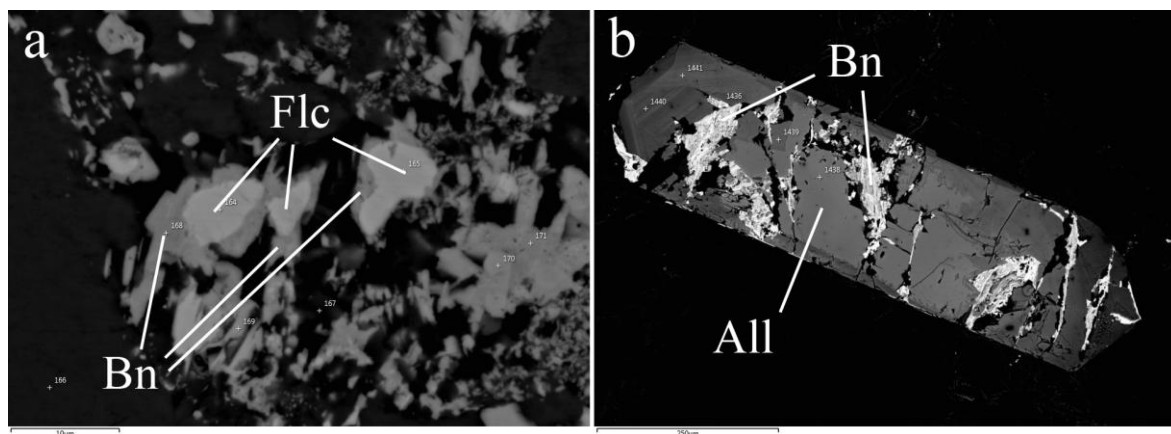


Рисунок 26. Характер взаимоотношений REE-минералов.
 а – развитие бастнезита по флюоцериту; б – развитие бастнезита по алланиту.
 flc – fluocerite, bn – bastnaesite, all – allanite

Фторкарбонаты бастнезит $(Ce,La,Y)CO_3F$ и паризит $Ca(Ce,La)_2(CO_3)_3F_2$ относятся к наиболее поздней парагенетической ассоциации, развиваются преимущественно по флюоцериту и алланиту $((TR,Ca)_2(Al,Fe)_3[Si_2O_7][SiO_4]O[O,OH])$. Согласно результатам микронзондового анализа в протолитионитовых и амазонитовых гранитах преимущественно распространен бастнезит-(Ce) с содержанием (в масс %): F – 4.06-8.99, Ce_2O_3 – 31.85-50.5, Nd_2O_3 – 4.34-26.71, Pr_2O_3 – 1.91-4.93, Sm_2O_3 – 0-6.37, Ca – 0-4.66, Y_2O_3 – 0-5.8, Th – 0-8.07. Можно предположить следующую последовательность формирования минералов: флюорит → флюоцерит → бастнезит; а также алланит → бастнезит (Рисунок 26).

4.2.5. Танталониобаты

Идентификация $(Y,REE,U,Th)-(Nb,Ta,Ti)$ оксидов проводилась по данным об их составе по каноническим переменным [Ercit, 2005]. В протолитионитовых и амазонитовых гранитах Тургинского массива установлено наличие минералов группы пироклора и самарскита. Эти минералы (в том числе ишикаваит (?) $UFeNb_2O_8$) часто ассоциируют с колумбитом (Рисунок 27). При этом для рудоносных массивов региона типичны микролит и пироклор, в то время как для гранитов Тургинского массива больше характерен самарскит.

В Тургинском массиве минералы группы колумбита-танталита (CGM) представлены исключительно **ферроколумбитом** $Fe^{2+}Nb_2O_6$ с низкими содержаниями Mn и Ta. Для CGM из рудоносных массивов характерно присутствие колумбита и микролита с высоким содержанием Mn и Ta [Melcher et al., 2017]. Часто встречается в сростках с касситеритом и минералами группы самарскита (Рисунок 27), иногда встречается в ассоциации с цирконом, пироклором, монацитом, торитом, ильменитом, может развиваться по трещинам в слюде. Обнаружены «прожилки» вольфрамооксиолита (?) в колумбите.

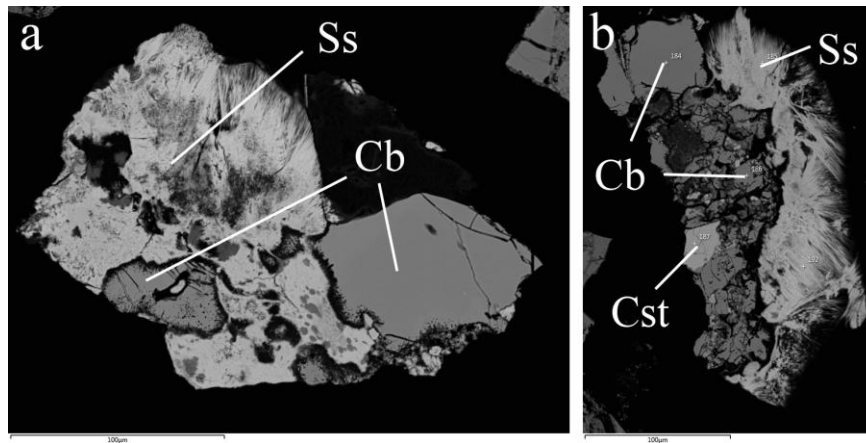


Рисунок 27. Fe-колумбит в ассоциации с минералом группы самарскита;
Cb – колумбит, Cst – касситерит, Ss – минерал группы самарскита

Кристаллы колумбита однородны по составу и почти не содержат примесей. Вариации основных катионов и их соотношения в колумбите следующие (в масс %): Ta_2O_5 0.5–19.8; Nb_2O_5 59.3–77.2; FeO 13.4–19.5; MnO 2.2–8.0; $Ta/(Ta+Nb)=0.01–0.25$ (среднее 0.07), $Mn/(Mn+Fe)=0.10–0.37$ (среднее 0.26). Из примесей преобладают титан до 2.9 масс % TiO_2 (среднее 1.2) и вольфрам до 5.4 масс % WO_3 (среднее 2.5), иногда присутствуют олово до 0.8 масс % SnO_2 (преимущественно в протолитионитовых гранитах). Колумбит из протолитионитовых гранитов демонстрирует некоторую вариацию по $Mn/(Mn+Fe)=0.22\pm 0.09$ при $Ta/(Ta+Nb)=0.04\pm 0.02$, а колумбит из амазонитовых гранитов – по $Ta/(Ta+Nb)=0.09\pm 0.06$ при постоянной марганцовистости 0.27 ± 0.02 (Рисунок 28). Отмечены относительно повышенные содержания Ta в колумбитах из амазонитовых гранитов северного участка Джидокан.

Проведен сравнительный анализ состава колумбитов из РГ Тургинского массива с минералами той же группы из аналогичных РГ Орловского и Этыкинского массивов, являющихся известными Ta-месторождениями, а также Майкульского массива (Казахстан), не содержащего, как и Тургинский массив, промышленных концентраций Ta, и Зашихинского массива, являющегося крупнейшим месторождением Ta щелочно-гранитного типа.

Для колумбитов Майкульского массива характерны значения марганцовистости $Mn/(Mn+Fe)=0.28–0.37$, танталистости $Ta/(Ta+Nb)=0.04–0.17$, содержания элементов-примесей (в масс %): титана 1.00 TiO_2 , вольфрама 0.46 WO_3 , скандия 0.28 Sc_2O_3 и олова 0.17 SnO_2 [Поваренных, 2008].

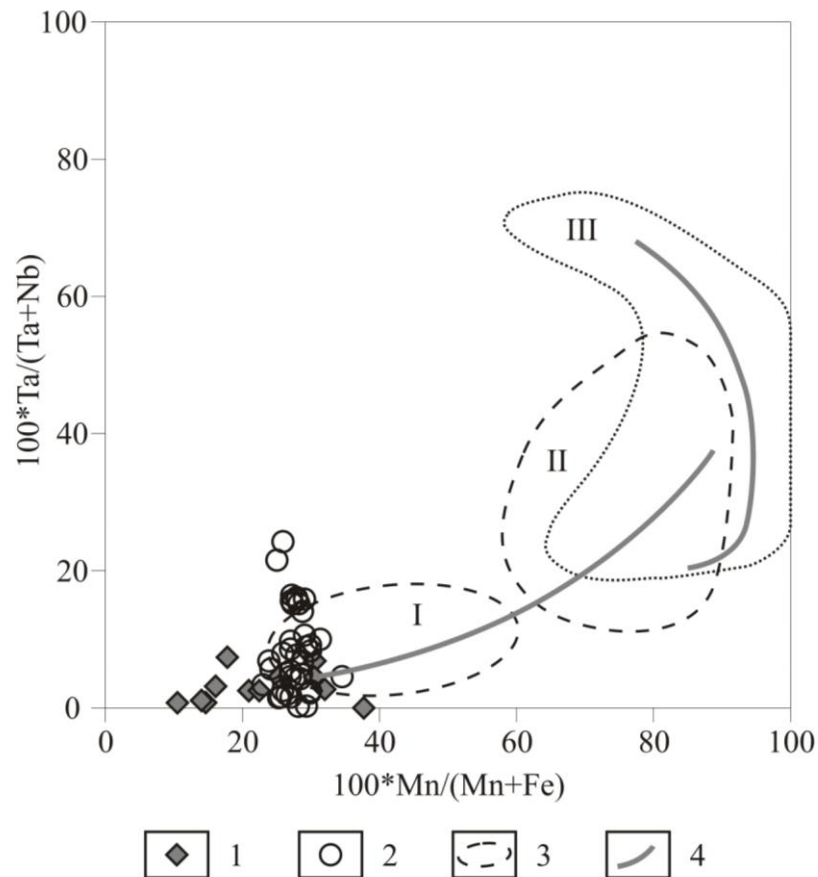


Рисунок 28. Распределение фигуративных точек составов минералов группы колумбита-танталита (CGM) из гранитов Тургинского массива.

1 – протолитионитовые граниты, 2 – амазонитовые граниты;

3: I – область распределения фигуративных точек составов CGM из Майкульского массива и ранних фаз и фаций Этыкинского массива, II – то же из поздних фаций Этыкинского массива, III – то же из поздних фаций Орловского массива; 4 – тренды изменения составов CGM (по [Поваренных, 2008]).

Для колумбитов-танталитов Орловского массива характерны средние значения $Mn/(Mn+Fe)=0.89$ и $Ta/(Ta+Nb)=0.44$ [Поваренных, 2008]. При этом в протолитионитовых гранитах глубоких горизонтов присутствует Fe-колумбит с $Mn/(Mn+Fe)=0.5$ и $Ta/(Ta+Nb)$ до 0.5, а в рудоносных амазонитовых гранитах он сменяется Mn-колумбитом-танталитом с $Mn/(Mn+Fe)=0.8-1$ и $Ta/(Ta+Nb)$ до 0.7 [Вэнь, Баданина, 2010]. Содержание элементов-примесей меняется (в масс %) от 0.6-5.7 TiO_2 , 0.44-2.47 WO_3 , 0.05-1.91 SnO_2 в протолитионитовых гранитах до 0.12-0.95 TiO_2 , 0.05-2.47 WO_3 , 0.05-2.44 SnO_2 в амазонитовых гранитах.

Колумбиты-танталиты Этыкинского массива обладают широкой вариацией состава с $Ta/(Ta+Nb)=0.04-0.53$ (среднее 0.2), $Mn/(Mn+Fe)=0.29-0.9$ (среднее 0.66). Для ранних фаз и фацальных разновидностей свойственен манганоколумбит с отношениями $Ta/(Ta+Nb)=0.11$, $Mn/(Mn+Fe)=0.44$ и относительно пониженными содержаниями (масс %) олова (0.03 SnO_2), скандия (0.42 Sc_2O_3), вольфрама (0.48 WO_3) и титана (0.48 TiO_2). А для поздних фаций РГ характерен манганоколумбит с более высокими значениями танталистости ($Ta/(Ta+Nb)=0.3$) и

марганцовистости ($Mn/(Mn+Fe) = 0.78$), повышенными содержаниями (масс %) олова ($0.2 SnO_2$), скандия ($0.75 Sc_2O_3$), вольфрама ($1.52 WO_3$) и титана ($2.11 TiO_2$) [Поваренных, 2008].

Колумбиты Тургинского массива не обнаруживают значимой эволюции химического состава и наиболее близки к колумбитам Майкульского массива РГ, который предложено считать лишь потенциально рудоносным на тантал [Альперович-Ландо, Виноградова, 2005]. Сходство между массивами отмечается и на породном уровне: амазонитовые граниты не содержат промышленных концентраций Та, слюды представлены протолитионитом-циннвальдитом, интенсивность проявления альбитизации и акцессорной минерализации в них значительно слабее, чем в танталоносных Li-F гранитах. В дифференциатах рудоносных Орловского и Этыкинского массивов для колумбита-танталита установлены тренды эволюции, выражающиеся в существенном возрастании марганцовистости, а затем и танталистости [Вэнь, Баданина, 2010; Поваренных, 2008]. Кроме того, выделяются колумбиты двух генераций: ранней – первичной магматогенной (онгонитовой), и поздней – высокотемпературной гидротермально-автометасоматической; последние характеризуются наибольшей танталистостью [Поваренных, 2008]. Вероятно, именно меньшая степень фракционирования и постмагматического преобразования обусловили отсутствие эволюции состава колумбита в пределах Тургинского массива.

Однако представляет интерес сопоставление химического состава колумбитов Тургинского массива не только с минералами группы колумбита-танталита из рудоносных гранитоидов щелочноземельного ряда, но и с колумбитами редкометальных щелочных гранитов. Согласно М.Ю. Поваренных [2008], по содержанию основных катионов (Та, Nb, Fe, Mn), а также по характеристическим отношениям $Ta/(Ta+Nb)$, $Mn/(Mn+Fe)$ образцы минералов группы колумбита-танталита из следующего ряда объектов разных формационных типов: карбонатиты – щелочные редкометальные граниты – редкометальные граниты щелочноземельного ряда – гранитные пегматиты – весьма значительно отличаются друг от друга. В этом ряду средние значения танталистости и марганцовистости постепенно возрастают от 0.02 до 0.93.

Для сопоставления были взяты колумбиты Зашихинского месторождения – одного из крупнейших танталовых редкометальных месторождений щелочно-гранитного типа [Владыкин и др., 2016]. Сравнительный анализ показал, что по составу колумбиты Тургинского массива сходны с колумбитами из массива щелочных РГ, имеющими средние значения характеристических отношений $Mn/(Mn+Fe)=0.29$ и $Ta/(Ta+Nb)=0.14$.

Глава 5. Закономерности распределения петрогенных и редких элементов

5.1. Петрогенные элементы

По петрохимическому составу и повышенному содержанию литофильных редких элементов и фтора лейкограниты Тургинского интрузива отвечают геохимическому типу редкометальных плюмазитовых гранитов (РПГ) по Л.В. Таусону [1970]. Особенностью этих пород в пределах Тургинского интрузива является сходство петрохимического состава выделяемых разновидностей, в то время как для рудоносных массивов (например, Орловского) характерен больший контраст между разновидностями лейкогранитов в ряду дифференциатов.

Породы кукульбейского комплекса в пределах Тургинского массива отвечают составу субщелочных лейкогранитов, относятся к типу пород, пересыщенных глиноземом, классу пересыщенных кремнекислотой, группе богатой щелочами (Рисунки 29, 30). Эти породы характеризуются низким содержанием фемичных и щелочноземельных компонентов, устойчиво повышенными содержаниями всей гаммы флюофильных элементов, содержат молекулярный избыток Al_2O_3 над $(CaO+Na_2O+K_2O)$ (Рисунок 30). Средний состав пород приведен в Таблице 7. Протолитионитовые граниты главной фазы отличаются высокой железистостью (2.27 ± 1.17 масс % FeO_{tot}), пониженными глиноземистостью (соответственно 12.77 ± 0.52 масс % Al_2O_3) и магнезиальностью (0.21 ± 0.10 масс % MgO) (Таблица 7). В ряду дифференциатов прослеживается слабо выраженная тенденция уменьшения на уровне десятых долей процента содержаний титана, кальция и магния ($0.11 \rightarrow 0.02$ масс % для титана; $0.41 \rightarrow 0.17$ масс % для кальция), а также изменения в соотношении натрия и калия в амазонитовых гранитах. Индекс плюмазитовости A/CNK варьирует в пределах 1–1.24.

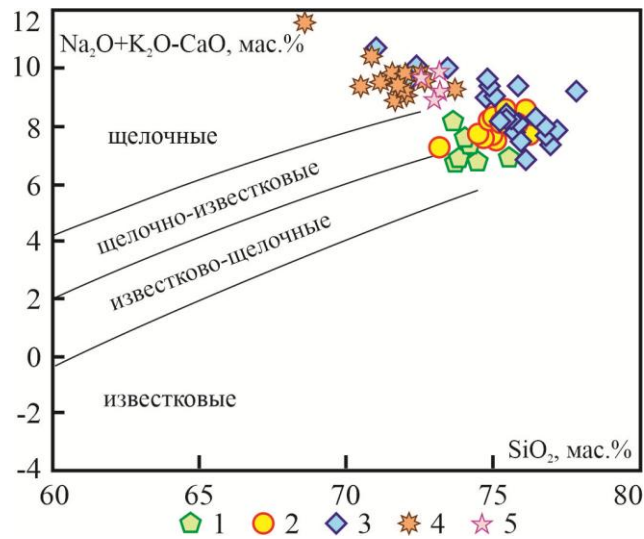


Рисунок 29. Состав гранитов Восточного Забайкалья на классификационной диаграмме по [Frost et al., 2001].

Тургинский массив: 1 – порфиридные биотитовые граниты ундинского комплекса, 2 – протолитионитовые (Li-сидерофиллитовые) граниты, 3 – амазонитовые граниты; 4 – амазонитовые граниты Этыкинского массива, 5 – амазонитовые граниты Ачиканского массива.

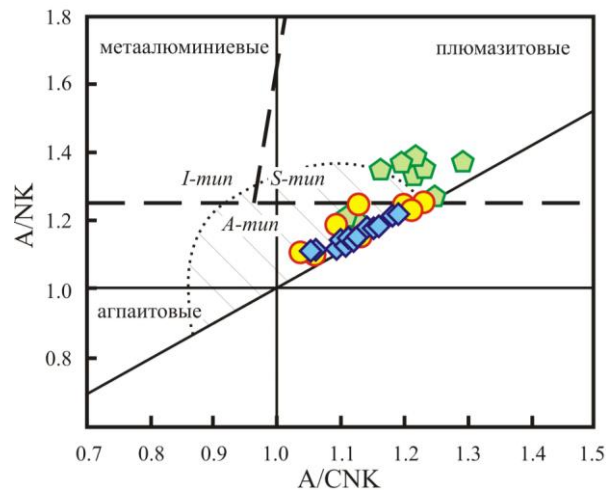


Рисунок 30. Соотношение глиноземистости гранитов Тургинского массива на диаграмме [Maniar, Piccolli, 1989].

Сплошные линии разделяют поля агпаитовых, нормальных и плюмазитовых пород, пунктирные – поля гранитов I-, S- и A-типов по [Maeda, 1990], штриховкой показано поле постороженных гранитов по [Maniar, Piccolli, 1989]. Условные обозначения аналогичны Рисунку 29.

Таблица 7. Петрохимический состав гранитов Тургинского массива, масс %.

| Компонент | Порфиридные биотитовые граниты (ундинский комплекс) | ± | Протолитионитовые граниты | ± | Амазонитовые граниты | ± |
|--------------------------------|---|-------|---------------------------|------|----------------------|------|
| SiO ₂ | 74.32 | 0.75 | 75.04 | 0.80 | 75.49 | 1.52 |
| TiO ₂ | 0.13 | 0.03 | 0.11 | 0.01 | 0.03 | 0.01 |
| Al ₂ O ₃ | 13.83 | 0.35 | 12.77 | 0.52 | 13.63 | 0.95 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.71 | 0.20 | 0.96 | 0.81 | 0.35 | 0.17 |
| FeO | 0.91 | 0.37 | 1.31 | 0.44 | 0.87 | 0.11 |
| MnO | 0.05 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.04 | 0.01 |
| MgO | 0.39 | 0.16 | 0.21 | 0.10 | 0.27 | 0.10 |
| CaO | 0.55 | 0.26 | 0.41 | 0.28 | 0.17 | 0.08 |
| Na ₂ O | 3.41 | 0.19 | 3.56 | 0.34 | 4.63 | 0.85 |
| K ₂ O | 4.57 | 0.30 | 4.86 | 0.37 | 4.05 | 0.55 |
| P ₂ O ₅ | 0.03 | 0.001 | | | 0.02 | 0.00 |
| Число проб | n=9 | | n=12 | | n=19 | |

Примечание. Данные приведены по [Сырицо и др., 2021] и неопубликованным материалам Л.Ф. Сырицо.

Как видно из Таблицы 7 и Рисунка 31, на уровне рассмотрения петрогенных элементов процесс фракционирования в ряду дифференциатов Тургинского массива проявляется очень слабо и выражается в практически неизменном содержании кремнекислоты (от 75.04±0.80 до 75.49±1.52 масс %) при очень слабом увеличении глиноземистости от 12.77±0.52 до 13.63±0.95 масс % и инверсии Na/K отношения в сторону преобладания натрия. В целом для ряда дифференциатов характерно практически неизменное значение суммы Na₂O+K₂O (8.46±0.38 масс % в протолитионитовых и 8.69±0.63 масс % в амазонитовых гранитах). Диаграмма кремнекислотность-щелочность (Рисунок 31) показывает, что тренды дифференциации рудоносных массивов и Тургинского массива характеризуются различной направленностью, и поля составов амазонитовых гранитов занимают на диаграмме обособленное положение, весьма отдаленное. В породах Орловского массива содержание SiO₂ уменьшается (от 73.67±0.57 до 71.38±0.81 масс %) при увеличении содержания Al₂O₃ (от 13.39±0.09 до 16.25±0.09 масс %) и некотором возрастании Na₂O+K₂O (от 8.02±0.30 до 9.72±1.56 масс %).

Таким образом, тренды дифференциации пород Тургинского и рудоносных Орловского и Этыкинского массивов отличаются противоположным характером развития в координатах SiO₂ – Na₂O+K₂O.

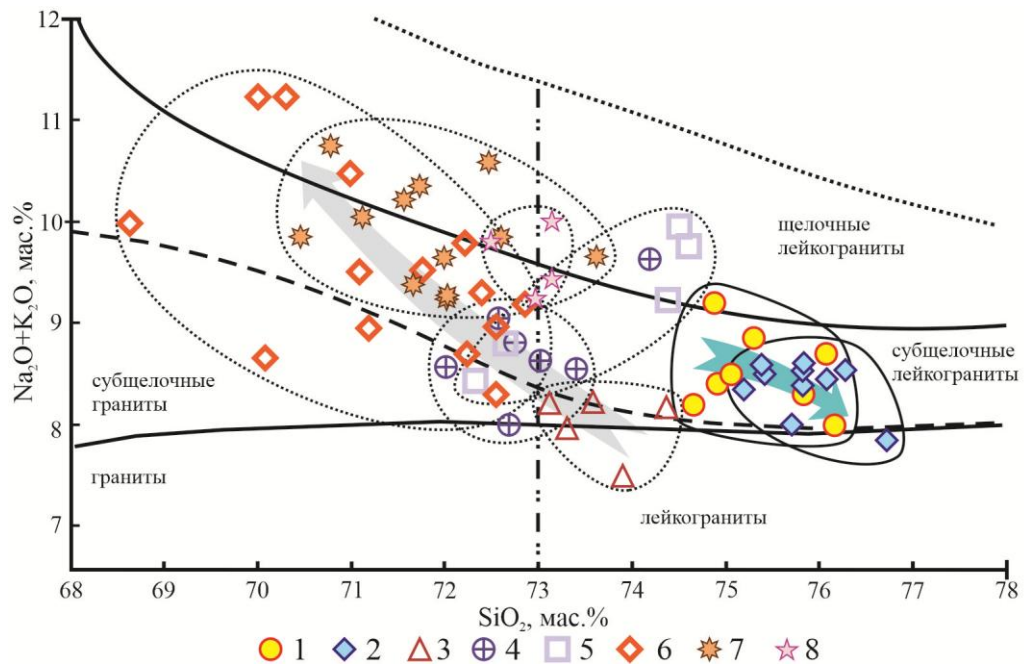


Рисунок 31. Классификационная петрохимическая диаграмма в координатах кремнекислотность-щелочность по [Классификация, 1981].

1-2 – Тургинский массив: 1 – протолитионитовые (Li-сидерофиллитовые) граниты, 2 – амазонитовые граниты, 3-6 – Хангилайский и Орловский массивы: 3 – биотитовые граниты, 4 – протолитионитовые граниты, 5 – порфиробластовые граниты, 6 – амазонитовые граниты; 7 – амазонитовые граниты Этыкинского массива, 8 – амазонитовые граниты Ачиканского массива. Серая стрелка – тренд развития Орловского массива, синяя стрелка – Тургинского массива.

5.2. Редкие элементы

Вариации содержаний редких и малых элементов в дифференциатах Тургинского массива приведены в Таблице 8. Для большей информативности рассматриваются как отдельные элементы, так и отношения геохимически родственных (Zr/Hf, Nb/Ta) или контрастных (Rb/Sr) пар элементов. Построены также мультиэлементные диаграммы распределения редких элементов (Рисунки 32, 33).

Как видно из Рисунка 32, породы ундинского комплекса, представленные в пределах Тургинского массива, отличаются от пород основного объема Верхнеундинского батолита [Козлов и др., 2003] повышенным содержанием литофильных редких элементов: Li, Rb, Sn, Nb, U, Th, Pb, несколько пониженные содержания Sr и Ba могут быть показателями высокой степени дифференциации этих пород. Это может быть связано с общей гетерогенностью батолита или с поздним воздействием внедрившегося высокотемпературного флюидонасыщенного гранитоидного расплава.

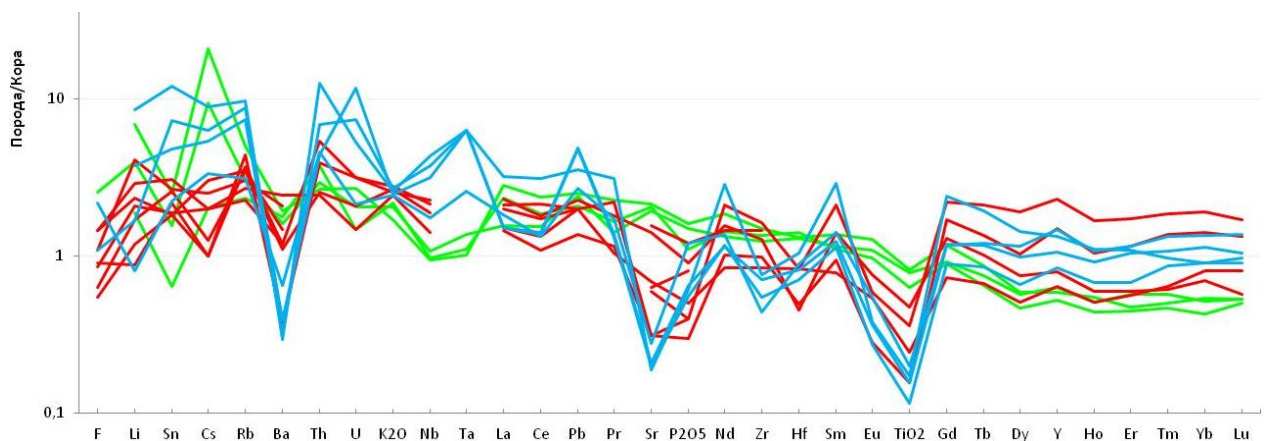


Рисунок 32. Характер распределения редких элементов в представленных в пределах Тургинского интрузива монзонитоидах шахтаминского комплекса (зеленый) и порфировидных биотитовых гранитах ундинского комплекса (голубой), а также биотитовых гранитах поздних фаз Верхнеундинского батолита по [Козлов и др., 2003] (красный). Состав нормирован на средний состав континентальной коры по [Rudnick et al., 2003].

Породы шахтаминского комплекса в пределах Тургинского массива отличаются высоким содержанием бария (от 730 до 879 г/т) и стронция (от 616 до 686 г/т), а также элементов группы железа: V от 48 до 78 г/т, Cr от 121 до 484 г/т, Co от 9.4 до 18 г/т, Ni от 37 до 78 г/т. Повышенное содержание Ba, Sr и целого спектра сидерофильных элементов свидетельствует о более глубинном происхождении пород этого комплекса в сравнении с кукульбейским.

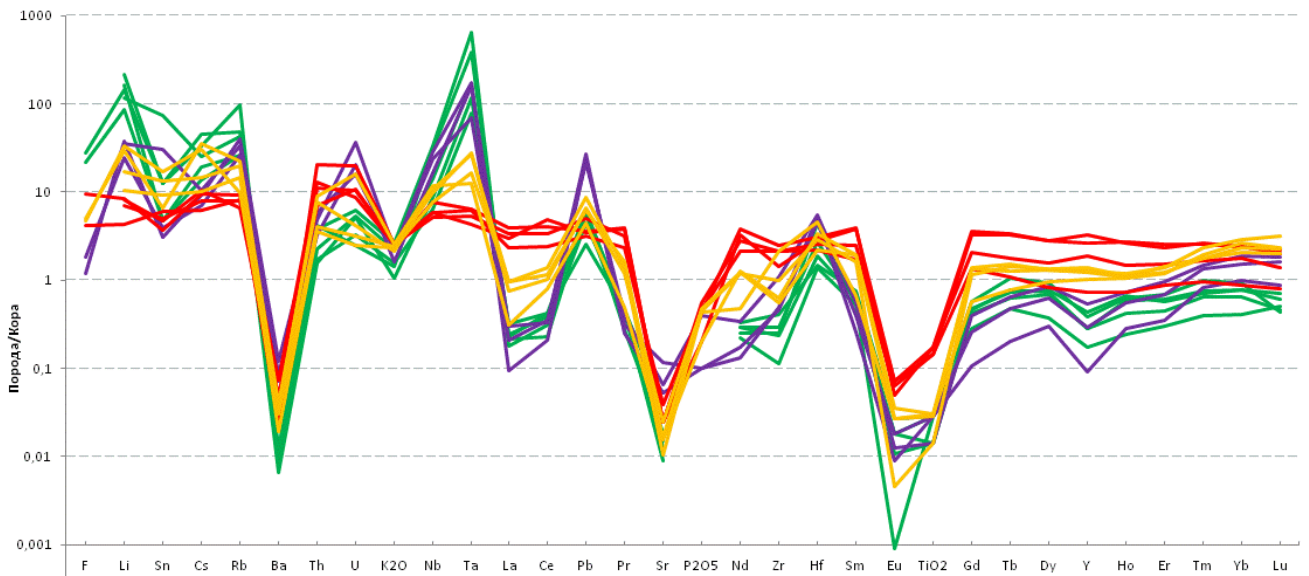


Рисунок 33. Характер распределения редких элементов в протолитионитовых (красный) и амазонитовых (желтый) гранитах Тургинского массива, амазонитовых гранитах Орловского (зеленый) и Этыкинского (фиолетовый) массивов.

Состав нормирован на средний состав континентальной коры по [Rudnick et al., 2003].

Граниты кукульбейского комплекса характеризуются резкими минимумами по Ba ($21.7 \pm 9.0 \rightarrow 14.3 \pm 4.2$ г/т), Sr ($13.4 \pm 8.5 \rightarrow 7.6 \pm 4.2$ г/т), Eu, Ti, которые прогрессируют к поздней фазе (Рисунок 33). Содержания элементов группы железа в этом комплексе на порядок ниже соответствующих значений для шахтаминских монцонитоидов (V 9-3 г/т, Cr 50-11 г/т, Co 0.4-1.2 г/т, Ni 2.2-8.3 г/т). Эти закономерности типичны для лейкогранитов. Максимумы при нормировании на состав континентальной коры [Rudnick et al., 2003] выделяются для Li, Cs, Rb, Ta, Nb, Th, U, Pb.

Таблица 8. Редкоземельный состав пород Тургинского интрузива, г/т.

| Элемент | Шахтаминский комплекс | | | Ундинский комплекс | | | Кукульбейский комплекс | | | | | |
|---------|-----------------------|--------|--------|-----------------------------------|--------|--------|---------------------------|--------|--------|----------------------|--------|--------|
| | Гранодиориты | | | Порфириовидные биотитовые граниты | | | Протолитионитовые граниты | | | Амазонитовые граниты | | |
| | Ту-1943 | Ту-817 | Ту-816 | Ту-540 | Ту-829 | Ту-483 | Ту-476 | Ту-466 | Ту-474 | Ту-542 | Ту-494 | Ту-543 |
| F | 0.14 | – | – | 0.12 | – | 0.06 | 0.23 | – | 0.53 | 0.28 | – | 0.26 |
| Li | 63 | 109 | 30 | 13 | 135 | 27 | 69 | 111 | 133 | 465 | 274 | 540 |
| Be | 16 | 7.7 | 5.8 | 2.3 | 13 | 12 | 5.6 | 6.4 | 7.0 | 4.8 | 6.7 | 9.3 |
| Rb | 153 | 245 | 114 | 153 | 473 | 428 | 398 | 391 | 459 | 1080 | 959 | 486 |
| Cs | 19 | 41 | 4.0 | 6.7 | 18 | 13 | 12 | 16 | 19 | 70 | 29 | 60 |
| Sr | 616 | 686 | 652 | 88 | 60 | 64 | 7.5 | 12 | 8.0 | 5.0 | 3.4 | 7.9 |
| Ba | 730 | 879 | 805 | 294 | 134 | 178 | 20 | 33 | 11 | 18 | 8.8 | 14 |
| Zn | 60 | 184 | 37 | 20 | 51 | 26 | 78 | 39 | 117 | 45 | 113 | 93 |
| Ta | 0.96 | 0.71 | 0.77 | 1.8 | 4.4 | 4.4 | 3.0 | 4.4 | 4.5 | 19 | 12 | 20 |
| Nb | 8.6 | 7.6 | 7.7 | 14 | 34 | 25 | 47 | 46 | 62 | 85 | 62 | 78 |
| W | 12 | 5.9 | 5.6 | 1.4 | 0.90 | 1.6 | 2.0 | 1.7 | 2.9 | 2.0 | 1.2 | 2.4 |
| Sn | 19 | 41 | 4.0 | 6.7 | 18 | 13 | 10 | 8.4 | 6.4 | 11 | 23 | 29 |
| Zr | 163 | 196 | 179 | 58 | 100 | 72 | 190 | 279 | 332 | 83 | 129 | 74 |
| Hf | 4.8 | 4.8 | 5.2 | 3.3 | 3.8 | 2.6 | 10 | 8.1 | 11 | 12 | 11 | 8.0 |
| Mo | 2.6 | 4.2 | 1.1 | 3.8 | 20 | 12 | 0.87 | 0.95 | 1.8 | 0.36 | 0.60 | 0.60 |
| Pb | 26 | 28 | 23 | 30 | 39 | 52 | 38 | 35 | 40 | 69 | 94 | 73 |
| Th | 16 | 15 | 21 | 26 | 70 | 24 | 62 | 72 | 114 | 43 | 20 | 22 |
| U | 2.6 | 3.5 | 1.9 | 2.8 | 6.9 | 15 | 13 | 11 | 25 | 5.4 | 3.2 | 4.1 |
| Y | 12 | 11 | 9.9 | 20 | 25 | 16 | 50 | 14 | 61 | 24 | 27 | 23 |
| La | 31 | 56 | 46 | 37 | 64 | 30 | 60 | 47 | 78 | 19 | 19 | 15 |
| Ce | 66 | 101 | 79 | 57 | 133 | 59 | 211 | 105 | 172 | 50 | 59 | 44 |
| Pr | 6.9 | 11 | 8.1 | 8.4 | 15 | 6.4 | 18 | 11 | 20 | 7.8 | 6.9 | 5.9 |
| Nd | 26 | 37 | 29 | 27 | 57 | 23 | 65 | 42 | 77 | 25 | 24 | 24 |
| Sm | 4.5 | 5.4 | 4.3 | 5.5 | 11 | 4.4 | 15 | 6.8 | 15 | 7.5 | 6.3 | 7.7 |
| Eu | 1.2 | 1.4 | 1.1 | 0.60 | 0.42 | 0.30 | 0.08 | 0.07 | 0.05 | 0.03 | 0.01 | 0.04 |
| Gd | 3.4 | 4.3 | 3.3 | 4.4 | 8.8 | 3.3 | 12 | 4.9 | 13 | 5.0 | 4.2 | 5.1 |
| Tb | 0.45 | 0.52 | 0.39 | 0.70 | 1.2 | 0.51 | 1.9 | 0.66 | 2.0 | 0.77 | 0.87 | 0.91 |
| Dy | 2.1 | 2.1 | 1.7 | 3.5 | 5.2 | 2.4 | 10 | 3.0 | 10 | 4.6 | 4.8 | 4.7 |
| Ho | 0.39 | 0.42 | 0.34 | 0.70 | 0.85 | 0.52 | 2.1 | 0.57 | 2.0 | 0.93 | 0.87 | 0.84 |

| | | | | | | | | | | | | |
|----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Er | 1.2 | 0.99 | 0.93 | 2.2 | 2.3 | 1.4 | 5.4 | 1.8 | 4.9 | 2.9 | 2.6 | 3.0 |
| Tm | 0.16 | 0.14 | 0.13 | 0.30 | 0.27 | 0.24 | 0.72 | 0.27 | 0.73 | 0.65 | 0.49 | 0.50 |
| Yb | 0.98 | 1.0 | 0.81 | 2.2 | 1.7 | 1.7 | 4.5 | 1.6 | 4.6 | 5.5 | 4.0 | 4.4 |
| Lu | 0.16 | 0.16 | 0.15 | 0.31 | 0.29 | 0.27 | 0.65 | 0.24 | 0.60 | 0.94 | 0.61 | 0.68 |
| Σ REE | 144 | 222 | 175 | 150 | 301 | 134 | 408 | 225 | 400 | 131 | 134 | 117 |
| (La/Yb) _n | 21.44 | 37.36 | 38.54 | 11.40 | 25.18 | 12.00 | 8.99 | 19.13 | 11.39 | 2.34 | 2.26 | 3.92 |
| Eu/Eu* | 0.90 | 0.86 | 0.84 | 0.36 | 0.12 | 0.23 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.003 |
| Rb/Sr | 0.25 | 0.36 | 0.17 | 1.73 | 2.87 | 6.72 | 51.35 | 31.79 | 57.66 | 214.9 | 284.6 | 61.75 |
| Zr/Hf | 33.96 | 40.75 | 34.49 | 17.61 | 25.97 | 27.34 | 18.29 | 34.36 | 29.12 | 6.66 | 11.94 | 9.29 |
| Ta/Nb | 0.11 | 0.09 | 0.10 | 0.13 | 0.13 | 0.17 | 0.06 | 0.09 | 0.07 | 0.22 | 0.19 | 0.25 |

Примечание. $Eu/Eu^* = Eu_n / (Sm_n \times Gd_n)^{0.5}$, $(La/Nb)_n$ – отношение хондрит-нормализованных значений по [Taylor, McLennan, 1985]. Прочерк – не определялось. Данные опубликованы в [Сырицо и др., 2021].

5.2.1. Rb, Sr

Как известно, уровни концентрации Rb и Sr отражают степень фракционирования флюидонасыщенной гранитоидной системы, что наглядно видно на Рисунке 34 на примере высокодифференцированной Хангилай-Орловской системы. Здесь отчетливо прослеживается ряд дифференциатов, характеризующийся трендом накопления Rb при стерилизации по Sr. Максимальные содержания Rb характерны для амазонитовых гранитов, которые дают широкий разброс по уровням концентрации этого элемента от 960 до 3676 г/т при резком обеднении по Sr (9-12 г/т).

Диаграмму в координатах Rb-Sr можно считать наиболее информативной при оценке степени фракционирования флюидонасыщенных расплавов. Методика Rb-Sr индикации магматитов Восточного Забайкалья была разработана коллективом авторов [Сырицо и др., 1989]. Rb по своим кристаллохимическим свойствам близок к K, рассеивается в породообразующих калиевых минералах, не образует собственных минералов. В магматическом процессе Rb концентрируется в остаточном расплаве. В гранитах происходит увеличение содержания Rb от ранних фаз к поздним и от высокотемпературных фаций к низкотемпературным [Сырицо, 2002]. Противоположный характер распределения имеет Sr. Для него характерна тенденция к уменьшению концентрации при увеличении степени фракционирования магмы. Это обусловлено тем, что при кристаллизации породы Sr прежде всего замещает ион Ca и входит вместо него в состав плагиоклазов, и только на поздних этапах может захватываться из остаточного расплава K-содержащими минералами.

На Рисунке 34 хорошо прослеживается оторванность поля порфиридных биотитовых гранитов Тургинского массива от протолитионитовых и амазонитовых гранитов. Тот факт, что они не образуют единого линейного тренда, безусловно, подтверждает принадлежность изучаемых гранитов к различным магматическим комплексам. Вместе с тем, поле состава биотитовых гранитов Тургинского массива является как бы продолжением поля составов биотитовых гранитов Верхнеундинского батолита, что может свидетельствовать о более высокой степени фракционирования и принадлежности тургинских пород к наиболее поздним дифференциатам пород ундинского комплекса. При содержании Rb 256 ± 58 г/т эти биотитовые граниты характеризуются довольно высокой деплетированностью по Sr (101 ± 21 г/т), сопоставимой с биотитовыми гранитами Хангилая, являющихся «материнскими» для рудоносных редкометальных гранитов.

Как видно из Рисунка 34, в координатах содержаний Rb-Sr точки, отвечающие составу шахтаминского комплекса Тургинского интрузива, образуют обособленное поле со значениями Sr от 430 до 840 г/т. Концентрация Rb варьирует в монцитоидах от 79 до 238 г/т.

Шахтаминские породы в обрамлении Орловского массива на рассматриваемой диаграмме занимают аналогичное положение. Таким образом, можно предполагать однородность состава шахтаминского монцонитоидного комплекса в пределах изучаемого региона, несмотря на его фациальность и многофазность. Относительно широкая вариация состава монцонитоидов по Rb при этом может в ряде случаев отражать степень воздействия на них редкометальных расплавов.

Породы главной фазы кукульбейского комплекса Тургинского массива отличаются резкой деплетированностью по Sr (12 ± 5 г/т) при относительно невысоком для литий-фтористых гранитов содержании Rb (310 ± 40 г/т). В амазонитовых гранитах, напротив, прослеживается широкая вариация по Rb (от 640 до 1325 г/т) при отсутствии вариации Sr (от 3 до 13 г/т). Отличительной особенностью массива является крайне низкое содержание Sr, в главной фазе концентрация его составляет 12 ± 5 г/т против 89 ± 14 г/т в аналогичных протолитионитовых гранитах Орловского массива.

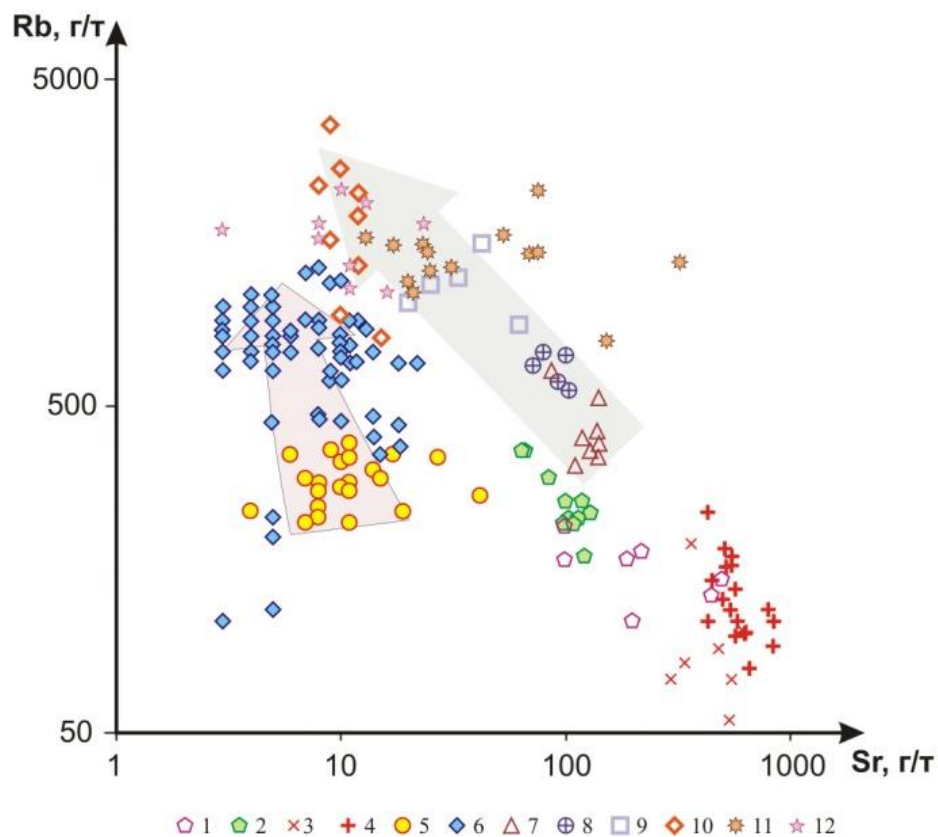


Рисунок 34. Уровни концентрации Rb и Sr в дифференциатах Тургинского, Хангилайского, Орловского, Этыкинского, Ачиканского массивов, Верхнеундинского батолита.

Ундинский комплекс: 1 – граниты Верхнеундинского батолита [Козлов и др., 2003], 2 – порфировидные биотитовые граниты Тургинского массива; шахтаминский комплекс: 3 – монцониты Хангилайско-Орловского рудного узла; 4 – монцониты 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.

В координатах содержаний Rb-Sr поля составов, соответствующие дифференциатам Орловского массива, расположены выше фигуративных точек Тургинского массива и образуют плавный линейный тренд, характеризующийся накоплением рубидия при постепенном снижении содержания стронция. Орловские Li-F граниты изначально богаче литофильными редкими элементами, особенно заметно это в отношении рубидия. Другая особенность – значительный масштаб накопления рубидия при существенном сбросе содержания стронция. Концентрация рубидия в кварц-амазонит-альбитовых гранитах Орловского интрузива достигает максимальных значений в 3676 г/т, в то время как для амазонитовых гранитов Тургинского интрузива эта цифра составляет лишь 1325 г/т. Уникальным является состав гранитов Этыкинского массива. Амазонитовые граниты Этыки демонстрируют широкий разброс значений содержаний Rb и Sr, что, вероятно, связано с аномально высоким содержанием редких щелочных элементов в расплаве на ранних этапах, при этом накопление Rb шло быстрее стерилизации по Sr.

Таким образом, если для рудоносного массива мы видим типичное линейное в координатах Rb-Sr развитие рудномагматической системы с постепенным снижением концентрации стронция и существенным накоплением рубидия, то в случае безрудного Тургинского интрузива фиксируется довольно слабое концентрирование рубидия в процессе дифференциации при практически полном отсутствии изменений по стронцию. Система изначально стерилизована по стронцию, фракционирование прослеживается только по рубидию, но при этом не достигает уровня рудоносных гранитов.

5.2.2. Li, F

Для редкометальных гранитов Турги, как и для редкометальных гранитов в целом, характерно совместное накопление лития и фтора (Рисунок 35). Породы главной фазы содержат 82 ± 19 г/т Li и от 0.03 до 0.53 (в среднем 0.12 ± 0.07) масс % F. Амазонитовые граниты отражают естественное накопление лития и фтора и характеризуются более широкой вариацией концентрации Li при среднем значении 229 ± 78 масс % и F от 0.06 до 0.27 (в среднем 0.17 ± 0.07) масс %. Однако содержание Li и F в тургинских породах почти на порядок ниже, чем в породах рудоносных массивов (Рисунки 35, 36).

Особого внимания заслуживает исключительно широкий разброс содержаний фтора в протолитионитовых гранитах главной фазы Тургинского массива. Аномальное обогащение фтором (до 1 масс %) (Рисунок 35) характерно для пород приразломных зон (пробы Ту-4253 – Ту-4258) (см. Рисунок 4). При этом на этих участках не коррелируются зависимости Rb/Sr-F и Rb/Sr-Li, что подчеркивается нарушением на уровне состава пород линейности зависимости Li-

F, остающейся на минеральном уровне ненарушенной в составе слюд (Рисунок 12). Такая картина может отражать неоднократное воздействие фтора на породы массива и свидетельствовать о более позднем «подтоке» фтора по системе разломов. Вероятное обогащение фтором находит подтверждение в многочисленных флюоритовых рудопроявлениях, локализованных в экзоконтакте Тургинского массива [Трошин, 1978; Объяснительная записка..., 2002]. Стоит также отметить, что в нескольких километрах от описываемого участка локализовано крупное Калангуйское месторождение флюорита. Очевидно, в данной регионе происходила активная проработка фтором, наиболее ярко проявившаяся в зоне с широким развитием разрывных нарушений.

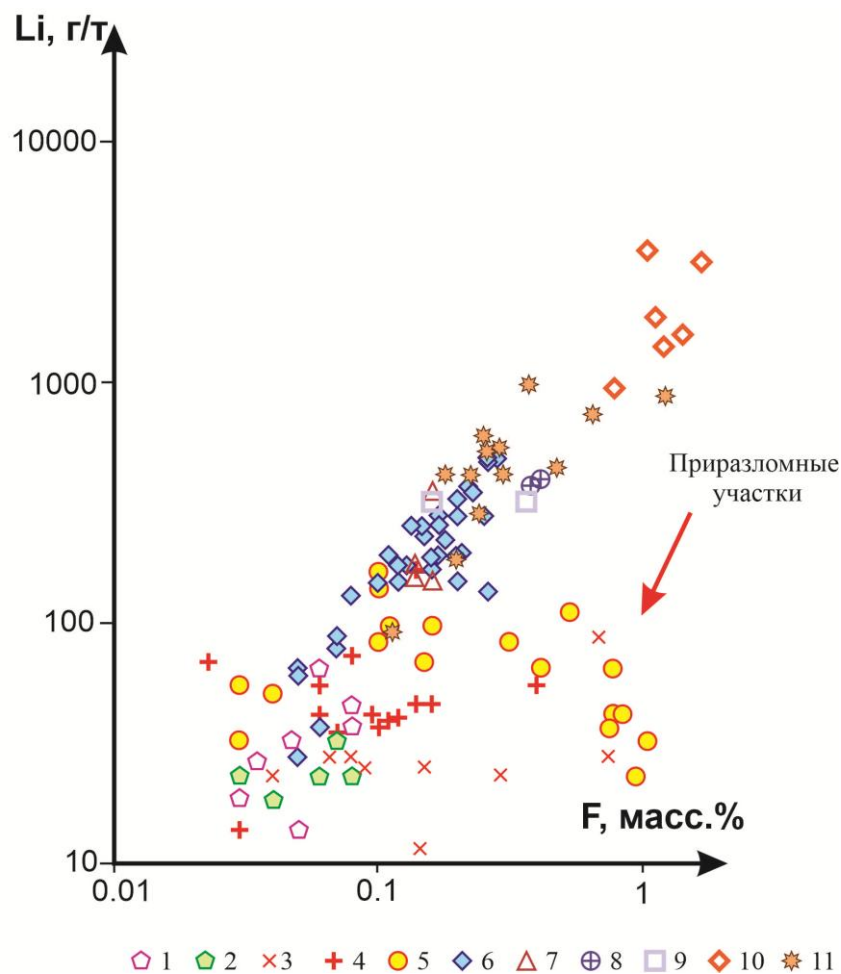


Рисунок 35. Уровни концентрации лития и фтора в рядах дифференциатов Тургинского, Хангилайского, Орловского, Этыкинского массивов.

Ундинский комплекс: 1 – граниты Верхнеундинского батолита [Козлов и др., 2003], 2 – порфиридные биотитовые граниты Тургинского массива; шахтаминский комплекс: 3 – монзониты Хангилайско-Орловского рудного узла; 4 – монзониты 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.

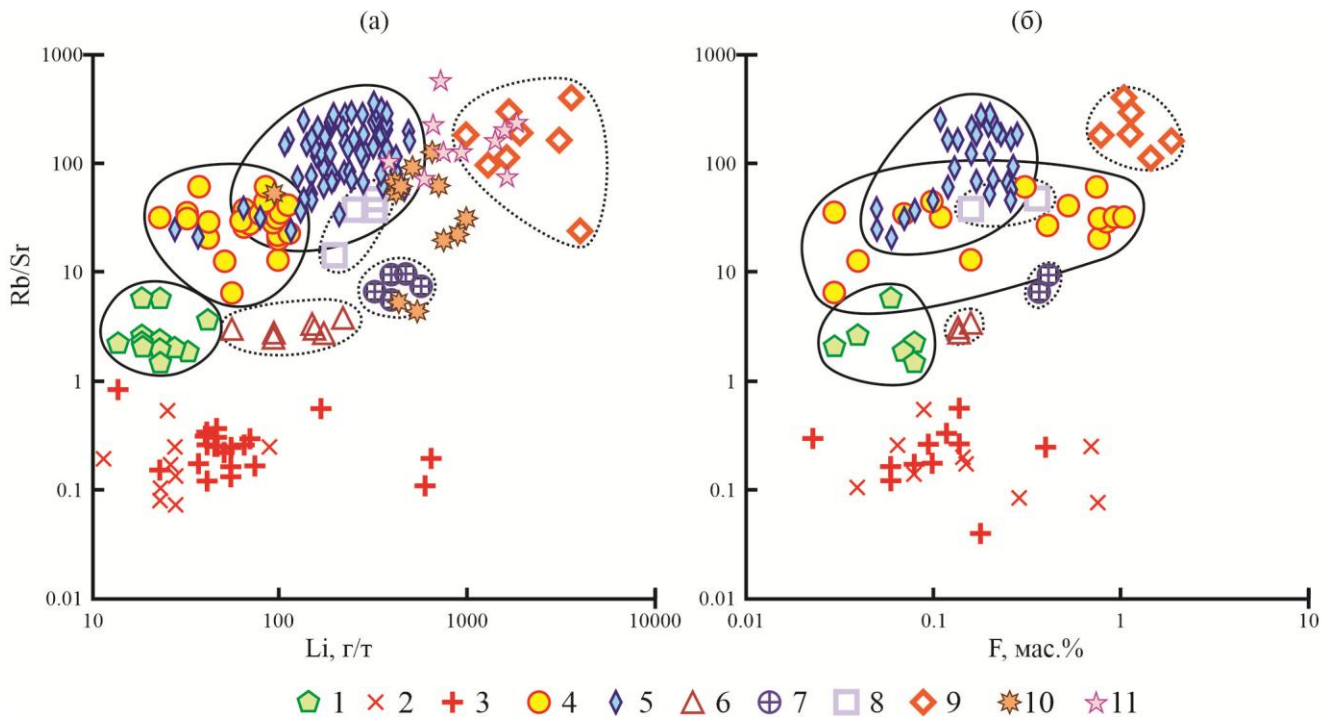


Рисунок 36. Изменение концентрации лития (а) и фтора (б) в ряду дифференциатов Тургинского, Этыкинского, Ачиканского и Орловского интрузивов относительно индекса геохимической дифференциации.

Ундинский комплекс: 1 – порфириновые биотитовые граниты Тургинского массива; шахтаминский комплекс: 2 – монциты Хангилайско-Орловского рудного узла; 3 – монциты Тургинского массива; кукульбейский комплекс: 4-5 – Тургинский массив: 4 – протолитионитовые (Li-сидерофиллитовые) граниты, 5 – амазонитовые граниты, 6-9 – Хангилайский и Орловский массивы: 6 – биотитовые граниты, 7 – протолитионитовые граниты, 8 – порфиробластовые граниты, 9 – амазонитовые граниты, 10 – амазонитовые граниты Этыкинского массива, 11 – амазонитовые граниты Ачиканского массива.

Ундинские порфириновые биотитовые граниты в пределах Тургинского массива характеризуются содержаниями Li в среднем около 23 ± 5 г/т, что сопоставимо с содержанием Li в стандартных палингенных гранитоидах известково-щелочного ряда, а также совпадает по содержаниям с известными составами Верхнеундинского батолита.

Породы шахтаминского комплекса в приконтактных зонах с редкометальными гранитами Тургинского интрузива характеризуются довольно высокими содержаниями Li (38 ± 21 г/т) и F (870 ± 350 г/т), сопоставимыми с породами главной фазы кукульбейского комплекса. Можно предположить позднюю их проработку при внедрении кукульбейской интрузии.

В пределах Орловского массива содержание фтора составляет 1.1–1.9 масс % F, литий накапливается от 149 ± 44 г/т Li в биотитовых гранитах до 1345 ± 1198 г/т Li в рудоносных амазонитовых гранитах. Амазонитовые граниты рудоносных Этыкинского и Ачиканского массивов тоже содержат Li в количестве 1136 ± 443 г/т и 964 ± 446 г/т, соответственно.

Приведенные данные свидетельствуют о непосредственной связи редкометального оруденения с первоначальной обогащенностью литием и фтором и значительным совместным их накоплением в процессе кристаллизационной дифференциации. Максимальные содержания

Li зафиксированы для Орловского массива. Сопоставление трех массивов (Тургинского, Этыкинского, Орловского) показало, что распределение Li в них носит различный характер: минимальное содержание в Тургинском массиве, несколько более высокое – в Этыкинском, максимальное – в Орловском. Граниты Тургинского интрузива изначально обеднены литием и фтором в сравнении с рудоносными массивами Восточного Забайкалья.

5.2.3. Ta, Nb

Главным рудным компонентом рудоносных массивов РГ в Восточном Забайкалье является тантал, накапливающийся совместно с ниобием. Особенностью Тургинского массива является изначально крайне низкое содержание этих элементов и очень слабо выраженное накопление Ta и Nb, составляющее лишь до 16 ± 5 г/т для тантала и до 88 ± 25 г/т для ниобия. По сравнению с Тургинским интрузивом в Орловском массиве накопление тантала прослеживается от 3-6 г/т в биотитовых гранитах материнского Хангилайского массива до максимальных содержаний в амазонитовых гранитах (среднее 226 ± 42 г/т Ta), Nb от 16 до 269 г/т (среднее 167 ± 62 г/т), соответственно. Этыкинский массив характеризуется концентрацией тантала до 160 ± 63 г/т и ниобия до 154 ± 27 г/т.

Nb/Ta отношение является индикатором щелочности, преобладание Nb свидетельствует о более щелочной обстановке. При формировании Орловского танталового месторождения этот показатель снижается от 5.0 в биотитовых гранитах до 0.9 в амазонитовых гранитах, в то время как в Этыкинском массиве отношение Nb/Ta в амазонитовых гранитах выше и составляет в среднем 2.3. В ряду тургинских дифференциатов Nb/Ta варьирует от 12.9 в протолитионитовых гранитах до 6.2 в амазонитовых гранитах. Величина отношения Nb/Ta здесь существенно выше типичной для редкометальных гранитов региона. Это обстоятельство с большой вероятностью отражает изменение условий кристаллизации тургинских гранитов в сторону повышения щелочности минералообразующей среды в сравнении с классическими литий-фтористыми гранитами.

5.2.4. Zr, Hf

Высокое концентрирование тугоплавких элементов (Zr, Hf, P3Э) является отличительной чертой редкометальных гранитов Тургинского массива, особенно это характерно для протолитионитовых гранитов главной фазы (Рисунок 37): концентрация Zr достигает здесь 190–330 г/т и незначительно уменьшается в амазонитовых гранитах (широкий диапазон с

содержанием Zr в пределах 56–358 г/т). Рудоносный Орловский массив характеризуется значительно более низкими содержаниями циркония и других тугоплавких элементов. Как известно, высокие содержания тугоплавких элементов типичны для агпайтовых пород. Их существенное концентрирование в гранитах Тургинского массива также может указывать на обстановку повышенной щелочности.

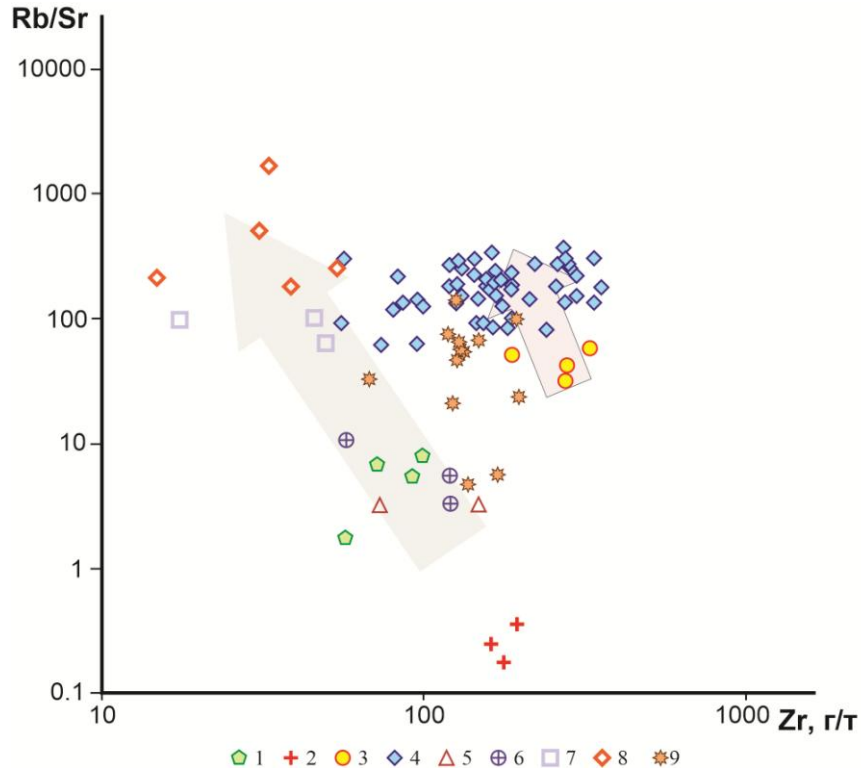


Рисунок 37. Изменение концентрации циркония в породах Тургинского и Орловского массивов относительно индекса геохимической дифференциации.

Ундинский комплекс: 1 – порфириновые биотитовые граниты Тургинского массива; шахтаминский комплекс: 2 – монцонитоиды Тургинского массива; кукульбейский комплекс: 3-4 – Тургинский массив: 3 – протолитионитовые (Li-сидерофиллитовые) граниты, 4 – амазонитовые граниты; 5-8 – Хангилайский и Орловский массивы: 5 – биотитовые граниты, 6 – протолитионитовые граниты, 7 – порфиробластовые граниты, 8 – амазонитовые граниты; 9 – амазонитовые граниты Этыкинского массива. Стрелками показаны тренды развития Орловского и Тургинского массивов.

Рядом исследователей [Зарайский и др., 2009] было предложено использовать для гранитных пород индекс Zr/Hf как надежный показатель фракционирования и рудоперспективности редкометальных гранитов. Zr/Hf отношение уменьшается по мере возрастания степени фракционирования. Однако в Тургинском интрузиве данный показатель в 2.5 раза превышает значение, характеризующее рудоносные амазонитовые граниты. На классификационно-прогнозной диаграмме $Zr/Hf-SiO_2$ (Рисунок 42) Зарайского и др. [2009] только амазонитовые граниты Орловского и частично Этыкинского массивов попадают в поле танталовых месторождений. Точки, отвечающие составу амазонитовых гранитов Тургинского массива, расположены выше, при значениях Zr/Hf в диапазоне 7–17. Таким образом, на основании величины индекса Zr/Hf можно предполагать, что в пределах Тургинского массива

не достигается наиболее глубокая дифференциация магмы, необходимая для формирования альбититовых месторождений тантала, поскольку согласно мнению авторов диаграммы, для образования месторождений тантала значение индекса Zr/Hf не должно превышать пяти.

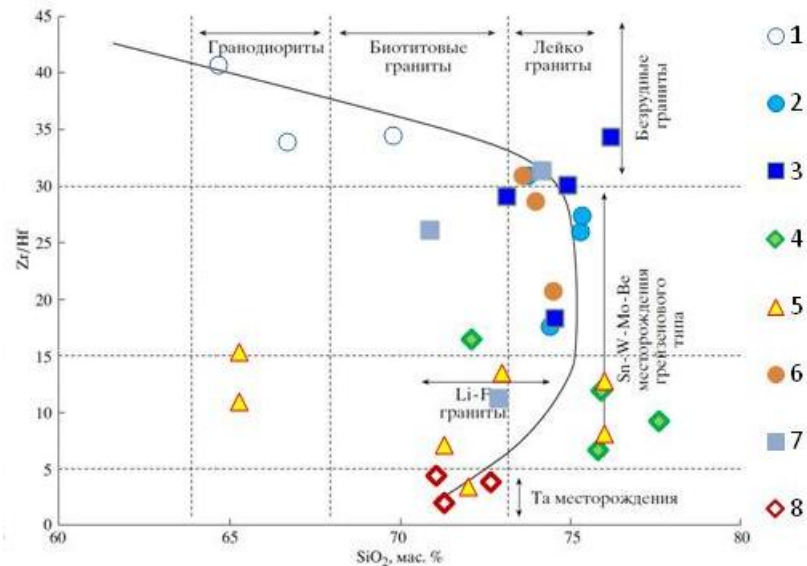


Рисунок 38. Положение точек состава пород Тургинского, Орловского и Этыкинского массивов на классификационно-прогнозной диаграмме $Zr/Hf-SiO_2$ по [Зарайский и др., 2009]. Тургинский массив: 1 – породы шахтаминского комплекса, 2 – порфировидные биотитовые граниты ундинского комплекса; кукульбейский комплекс: 3 – протолитионитовые граниты, 4 – амазонитовые граниты; 5 – Этыкинский массив; Орловский массив: 6 – биотитовые граниты, 7 – двуслюдяные протолитионитовые граниты, 8 – амазонитовые граниты.

5.2.5. Редкоземельные элементы

Как видно из Таблицы 8 и Рисунка 39, в рассматриваемых интрузивных комплексах пород уровни концентрации редкоземельных элементов достаточно близки и варьируют в пределах Тургинского массива в интервале 71–408 г/т. Различия между ними проявляются в характере распределения в них РЗЭ и степени их изменения в процессе фракционирования.

Порфировидные биотитовые граниты ундинского комплекса характеризуются преобладанием легких элементов над тяжелыми и наличием небольшой европиевой аномалии, сумма РЗЭ 134-301 г/т, La/Yb от 12 до 37. Следует отметить, что характер распределения РЗЭ в останцах Тургинского массива идентичен характеру распределения РЗЭ в породах Верхнеундинского батолита (Рисунки 32, 39в). Но такие же особенности характерны и для биотитовых гранитов Хангилая (Рисунки 33, 39а). По-видимому, характер распределения РЗЭ в биотитовых гранитах различных комплексах пород и типах гранитоидов не является надежным дискриминационным фактором и отражает общекоровые закономерности.

Шахтаминские породы характеризуются квазилинейным распределением со значительным преобладанием легких земель, La/Yb отношение от 32 до 57, европиевая аномалия отсутствует, суммарное содержание РЗЭ в пределах от 145 до 222 г/т.

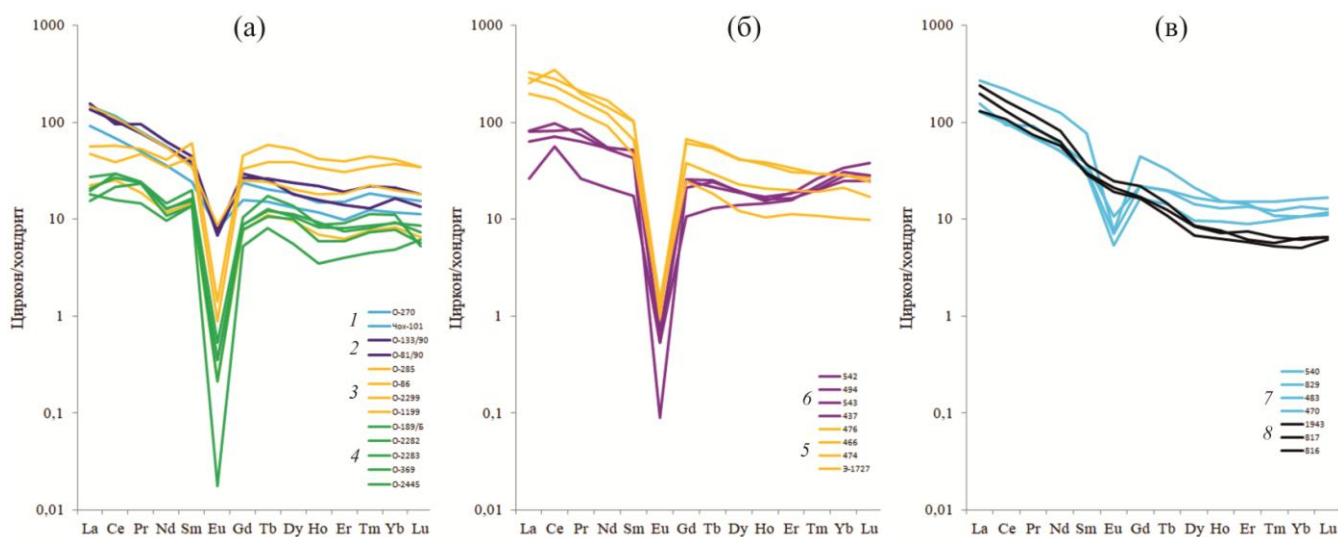


Рисунок 39. Распределение редкоземельных элементов в дифференциатах Хангилайского и Орловского (а), Тургинского (б, в) массивов. Орловский массив: 1 – биотитовые граниты, 2 – двуслюдяные протолитионитовые граниты, 3 – порфиробластовые граниты, 4 – амазонитовые граниты. Тургинский массив: 5 – протолитионитовые граниты, 6 – амазонитовые граниты, 7 – порфиroidные биотитовые граниты ундинского комплекса, 8 – породы шахтаминского комплекса. Состав нормирован на состав хондрита CI [McDonough, Sun, 1995].

В кукульбейских лейкогранитах Турги редкоземельные элементы накапливаются вплоть до 337 ± 86 г/т в главной фазе, в процессе фракционирования происходит закономерное уменьшение их содержания в амазонитовых гранитах до 113 ± 29 г/т. Для этих пород характерно наличие контрастной отрицательной европиевой аномалии, в амазонитовых гранитах слабо проявляются небольшие тетраэд-эффекты, происходит большее обогащение тяжелыми элементами (La/Yb=1-5). Характер распределения РЗЭ в лейкогранитах Тургинского массива сходен с характером эталонного для кукульбейского комплекса Соктуйского массива, что по мнению В.Д. Козлова [Козлов, 2009] подтверждает их принадлежность к данному комплексу гранитоидов.

Указанные особенности распределения РЗЭ в редкометальных гранитах Тургинского массива существенно отличаются от закономерностей, присущих рудоносным массивам (Рисунок 39). Так, в Хангилай-Орловском узле суммарное содержание редкоземельных элементов в породах заметно ниже. В исходных биотитовых гранитах оно составляет 100-187 г/т и в процессе дифференциации резко падает вплоть до 30-47 г/т в амазонитовых гранитах. Характер распределения РЗЭ в породах Орловского массива отличается меньшей долей легких РЗЭ (La/Yb отношение меняется от 8-11 в биотитовых гранитах до 2-5 в амазонитовых гранитах). В порфиробластовых гранитах резко возрастает доля тяжелых РЗЭ. В отличие от

Тургинского массива, на Орловском месторождении выявлены яркие тетрад-эффекты, что контрастно отличает особенности распределения РЗЭ в поздних дифференциатов Орловского массива от аналогичных пород Тургинского массива [Баданина и др., 2010] и свидетельствует об их максимальной дифференцированности.

5.3. Состав расплава (по результатам изучения расплавных включений)

Заслуживают внимания результаты изучения состава гомогенизированных стекол расплавных включений в кварце (Таблица 9, Рисунки 40, 41). Эксперименты по гомогенизации раскристаллизованных расплавных включений выполнены в автоклавах высокого давления (порядка 200 МПа) в температурном интервале 720–750 °С с последующей закалкой («rapid quench technique»). Целью эксперимента являлась оценка соотношения магматического и метасоматического процессов в генезисе нестандартных протолитионитовых гранитов Тургинского массива. Полученные данные, безусловно, подтверждают представление о формировании геохимической специфики гранитов Тургинского массива именно на магматическом этапе.

Как видно из Таблицы 9, состав этого расплава изначально обогащен Zr, Nb, РЗЭ, Th, U относительно типичных Li-F гранитов Орловского массива. Примечательно, что в процессе кристаллизационного фракционирования содержание этих элементов, составляющих специфику Тургинского массива, резко уменьшается. Это обстоятельство является отражением их интенсивного перехода из расплава в кристаллизующуюся породу, что обусловило, в свою очередь, максимально яркое проявление связанной с данными элементами акцессорной минерализации. Характер распределения РЗЭ в одном из расплавных включений (Ту-842-2) в кварце из протолитионитовых гранитов, отражающий состав остаточной порции расплава, из которой выкристаллизовывались самые поздние фазы, почти идеально соответствует среднему редкоземельному составу амазонитовых гранитов (Рисунок 41, а). Таким образом, преемственность этих двух разновидностей гранитов несомненна. Вместе с тем, следует отметить неоднородность полученных данных о составе расплава. Одной из причин существенного разброса содержаний элементов является, безусловно, методическая сложность работы с включениями минералообразующих сред. Другой причиной может являться пространственная гетерогенность в процессе кристаллизации твердой фазы.

Таблица 9. Сопоставление редкоземельного состава порфировидных биотитовых гранитов ундинского комплекса, биотитовых, протолитионитовых и амазонитовых гранитов кукульбейского комплекса Тургинского и Орловского массивов в породе и расплаве, г/т.

| | Тургинский массив | | | | | | | | Орловский массив | | | |
|-----------|--------------------|---------|---------------------------|----------|----------|-----------|-----------|-------|----------------------|---------|--------------------|----------------------|
| | Ундинский комплекс | | Кукульбейский комплекс | | | | | | | | | |
| | Биотитовые граниты | | Протолитионитовые граниты | | | | | | Амазонитовые граниты | | Биотитовые граниты | Амазонитовые граниты |
| | Порода | Расплав | Порода | Расплав | | | | | Порода | Расплав | Расплав | Расплав |
| n=4 | Ty-829 | n=4 | Ty-842-2 | Ty-842-3 | Ty-842-5 | Ty-842-1* | Ty-842-4* | n=4 | Ty-494* | X-343** | O-253-1** | |
| B | | 61.2 | 0.2 | 0.7 | 1.2 | 27.0 | 2.0 | 0.0 | 2.3 | 4.9 | 464 | 392 |
| Be | 13.3 | 20.7 | 9.8 | 8.2 | 5.5 | 22.9 | 6.5 | 4.5 | 6.9 | 20.2 | 13.7 | 24.2 |
| Li | 135 | 177 | 110 | 513 | 424 | 675 | 421 | 228 | 361 | 489 | 1220 | 4625 |
| Rb | 473 | 567 | 394 | 693 | 505 | 1920 | 504 | 399 | 812 | 958 | 415 | 6397 |
| Cs | 17.6 | 57.0 | 16.9 | | | | | | 45.0 | 42.3 | 56.2 | 313 |
| Sr | 60.1 | 3.9 | 9.0 | 9.4 | 12.9 | 11.4 | 19.8 | 10.9 | 5.4 | 2.2 | 32.0 | 0.5 |
| Ba | 134.0 | 3.0 | 21.7 | 19.6 | 35.9 | 41.1 | 38.2 | 20.6 | 14.3 | 7.1 | 33.23 | 2.6 |
| Ti | 719 | 112 | 634 | 368 | 149 | 3970 | 554 | 172 | 94 | 213 | | |
| Ta | 4.4 | 6.3 | 3.9 | 54.7 | 9.9 | 20.4 | 9.5 | 2.0 | 14.7 | 32.6 | 5.6 | 11.6 |
| Nb | 34.3 | 76.4 | 49.3 | 120 | 55.4 | 594 | 163 | 43.2 | 80.2 | 357 | 15.4 | 116 |
| W | 0.9 | 6.8 | 2.0 | 6.6 | 5.3 | 19.2 | 2.8 | 2.5 | 1.7 | 2.0 | 2.6 | 61.8 |
| Mo | 1.2 | 1.2 | 1.5 | 15.4 | 8.3 | 5.5 | 1.8 | 0.8 | 0.5 | 0.1 | | |
| Zr | 100.0 | 31.9 | 270.3 | 56.9 | 16.6 | 12.3 | 12.7 | 8.1 | 141.2 | 1.1 | 32.2 | 13.5 |
| Hf | 3.9 | 4.5 | 9.8 | 4.6 | 2.0 | 5.4 | 1.7 | 1.1 | 12.0 | 0.2 | 2.4 | 4.4 |
| U | 6.9 | 43.0 | 16.0 | 20.9 | 7.2 | 18.5 | 24.5 | 2.8 | 8.3 | 0.4 | 5.2 | 6.8 |
| Th | 69.7 | 36.9 | 71.7 | 62.2 | 30.2 | 5.9 | 19.4 | 8.4 | 33.8 | 0.2 | 5.9 | 5.0 |
| Pb | 38.6 | 25.2 | 41.8 | 17.6 | 17.8 | 57.3 | 17.7 | 173.0 | 71.2 | 29.1 | 27.9 | 39.0 |
| Y | 25.3 | 77.7 | 40.2 | 39.3 | 27.6 | 70.2 | 15.6 | 3.5 | 23.4 | 0.7 | 14.0 | 62.3 |
| La | 64.10 | 42.10 | 63.26 | 21.10 | 30.10 | 70.20 | 5.81 | 2.86 | 14.86 | 0.45 | 9.86 | 0.05 |
| Ce | 133.00 | 104.00 | 157.78 | 35.30 | 26.70 | 79.30 | 7.94 | 4.60 | 46.70 | 2.88 | 4.69 | 0.62 |
| Pr | 15.30 | 11.30 | 16.23 | 5.34 | 9.43 | 11.10 | 1.68 | 0.85 | 5.75 | 0.18 | | 0.05 |
| Nd | 56.80 | 49.30 | 60.18 | 22.60 | 38.00 | 47.70 | 8.42 | 3.28 | 20.84 | 0.63 | 6.14 | 0.21 |
| Sm | 11.30 | 13.70 | 11.64 | 5.41 | 9.63 | 13.90 | 2.67 | 0.92 | 6.03 | 0.16 | 1.44 | 0.47 |
| Eu | 0.42 | 0.02 | 0.07 | 0.03 | 0.10 | 0.05 | 0.10 | 0.10 | 0.03 | 0.03 | 0.14 | 0.01 |

| | | | | | | | | | | | | |
|--------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|
| Gd | 8.85 | 14.60 | 9.49 | 4.95 | 7.90 | 16.50 | 2.33 | 0.54 | 4.12 | 0.29 | 1.11 | 0.92 |
| Tb | 1.16 | | 1.42 | | | | | | 0.76 | | | |
| Dy | 5.16 | 12.50 | 7.24 | 4.99 | 5.31 | 13.50 | 2.74 | 0.71 | 4.39 | 0.18 | 1.42 | 7.56 |
| Ho | 0.85 | | 1.45 | | | | | | 0.86 | | | |
| Er | 2.27 | 7.21 | 3.82 | 2.78 | 2.30 | 7.23 | 1.57 | 0.43 | 2.78 | 0.04 | 0.88 | 14.83 |
| Tm | 0.27 | | 0.55 | | | | | | 0.55 | | | |
| Yb | 1.72 | 6.01 | 3.55 | 2.73 | 1.85 | 5.76 | 1.40 | 0.51 | 4.71 | 0.09 | 1.02 | 32.62 |
| Lu | 0.29 | 0.91 | 0.48 | 0.43 | 0.39 | 1.03 | 0.21 | 0.09 | 0.73 | 0.01 | | 3.72 |
| REE | 301.49 | 261.65 | 337.14 | 105.66 | 131.70 | 266.27 | 34.88 | 14.88 | 113.08 | 4.95 | 26.70 | 61.06 |
| Zr/Hf | 25.97 | 7.15 | 27.55 | 12.29 | 8.43 | 2.28 | 7.43 | 7.19 | 11.74 | 7.01 | 13.66 | 7.39 |
| Nb/Ta | 7.80 | 12.22 | 12.70 | 2.19 | 5.57 | 29.12 | 17.18 | 22.15 | 5.45 | 10.95 | 2.78 | 10.05 |
| Rb/Sr | 7.87 | 146.51 | 43.78 | 73.57 | 39.15 | 168.42 | 25.45 | 36.61 | 150.31 | 441.47 | 12.97 | 13607 |

Примечание. Состав расплава определен при помощи масс-спектрометрии вторичных ионов в Ярославле (ЯФ ФТИАН РАН); * – анализы с низкой степенью достоверности, возможно, отражающие технические ошибки, ** – по [Баданина и др., 2010].

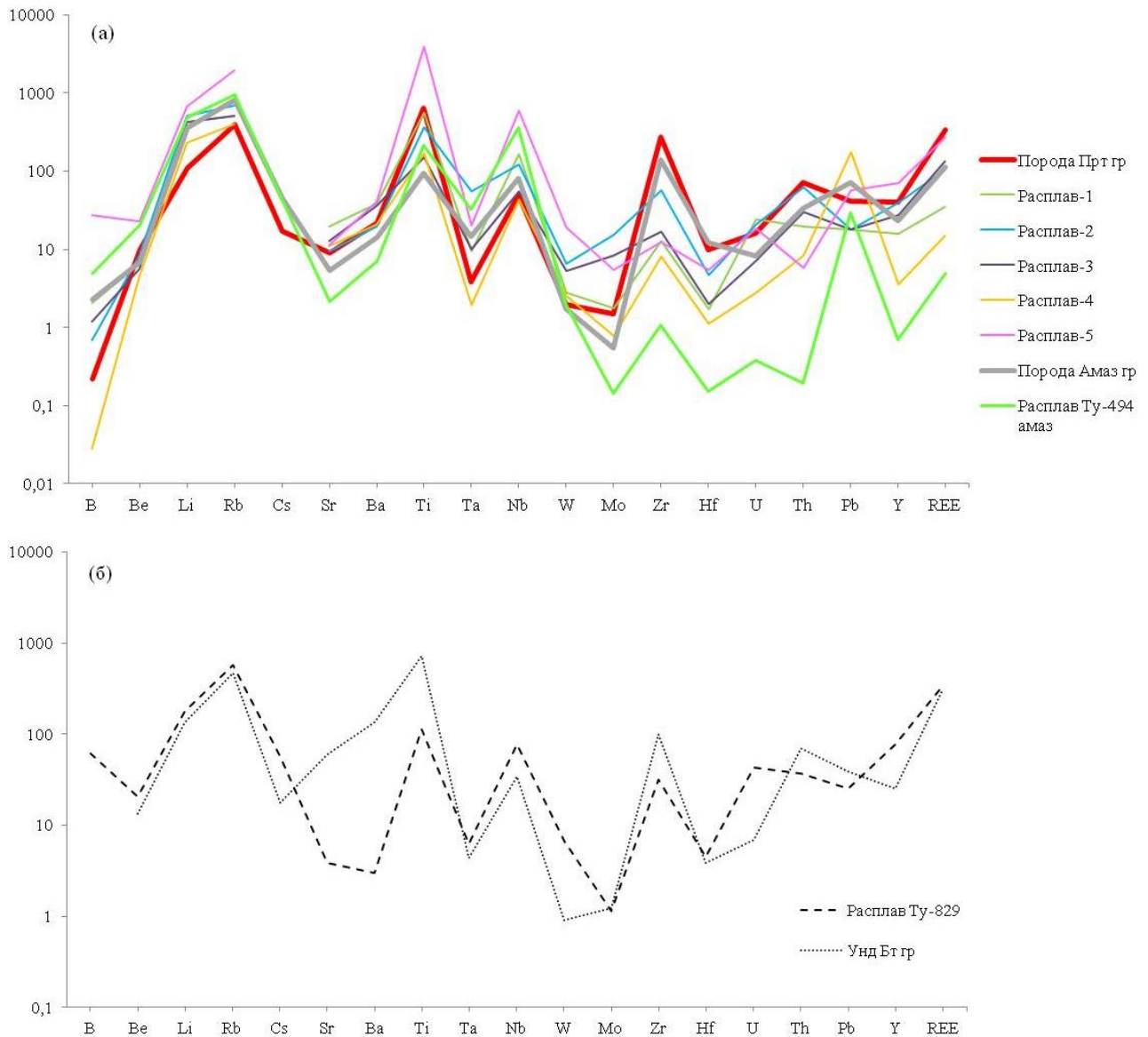


Рисунок 40. Состав расплавных включений (г/т) в породах Тургинского массива в соответствии с Таблицей 9:

а – граниты кукульбейского комплекса, б – граниты ундинского комплекса. Утолщенными линиями показан средний состав протолитионитовых (красный) и амазонитовых (серый) гранитов, порфировидных биотитовых гранитов (длинный пунктир, черный).

Состав расплава протолитионитовых гранитов демонстрирует обеднение расплава относительно состава породы такими элементами, как Zr, Hf, Th, U, РЗЭ (Рисунок 40, а). Это обстоятельство подтверждает активный их переход в кристаллизующуюся твердую фазу именно на данном этапе, сопровождаемый обильным развитием специфической акцессорной минерализации агпаитового характера. Вместе с тем, Li, Rb, Ta, Nb, W, Mo накапливаются в остаточном расплаве, что соответствует модели фракционирования редкометальных гранитов, где концентрирование данных элементов происходит в самых поздних дифференциатах. При этом состав расплава отражает геохимическую специфику Тургинского массива, проявленную на породном уровне. В расплавных включениях гранитов рудоносного Орловского массива

содержание Li и Rb выше почти на порядок, а содержание РЗЭ, напротив, на порядок или два ниже, чем на Тургинском массиве (Таблица 9).

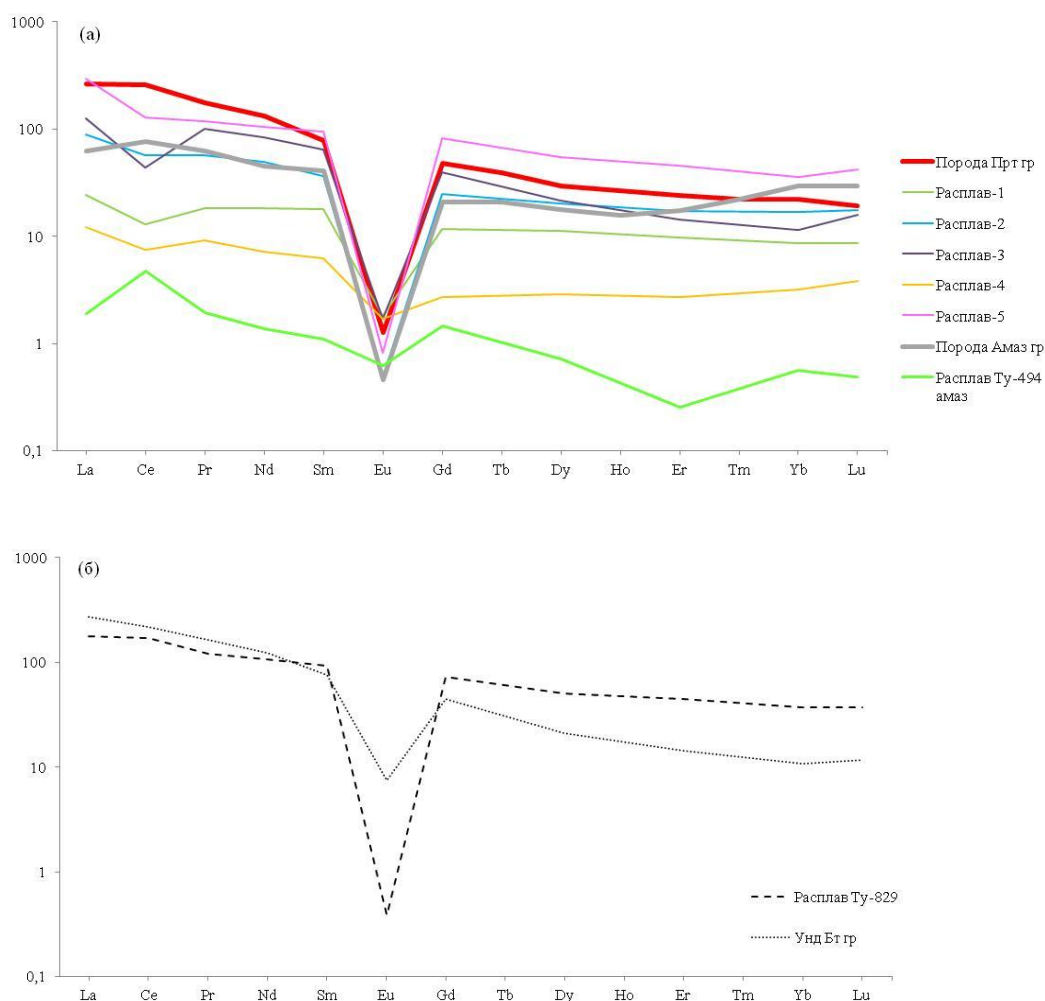


Рисунок 41. Характер распределения РЗЭ в расплавных включениях пород Тургинского массива в соответствии с таблицей 9: а – граниты кукульейского комплекса, б – граниты ундинского комплекса. Утолщенными линиями показан средний состав протолитионитовых (красный) и амазонитовых (серый) гранитов, порфириовидных биотитовых гранитов (длинный пунктир, черный). Состав нормирован на состав хондрита С1 [McDonough, Sun, 1995].

Для порфириовидных биотитовых гранитов ундинского комплекса установлена некоторая обогащенность остаточных порций расплава (в сравнении со средним составом породы) как крупноионными литофильными элементами – Li, Rb, Cs, так и высокозарядными элементами – РЗЭ, Nb, U, при резкой деплетированности по Sr, Ba (Рисунок 40, б). Характер распределения РЗЭ (Рисунок 41, б) демонстрирует небольшой дефицит тяжелых лантаноидов, а также наличие хорошо выраженной Eu-аномалии. Данные о составе расплава пород этого комплекса получены впервые. Можно предположить, что подобная картина распределения редких элементов служит свидетельством высокого редкометалльного потенциала пород ундинского комплекса при развитии процесса глубокой дифференциации расплава. По данным В.Д. Козлова [2003], лейкограниты заключительной фазы Верхнеундинского батолита, выделяющиеся повышенной

щелочностью, демонстрируют слабое концентрирование РЗЭ на фоне безрудности основного объема батолита. Возможно, ундинский комплекс обладает большим потенциалом, нежели принято считать в настоящее время.

Таким образом, уникальные геохимические особенности гранитов Тургинского массива проявляются и взаимно подтверждаются на всех уровнях изучения вещества: расплавленном, минеральном, породном.

Глава 6. Результаты изотопно-геохимических и геохронологических исследований Тургинского массива (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb)

Для Восточного Забайкалья известен целый ряд работ различных исследователей, посвященных изотопно-геохимическим и геохронологическим исследованиям редкометалльных гранитов. Однако для Тургинского массива имеющиеся данные неоднозначны. В таблице 10 приведены некоторые возрастные характеристики массивов редкометалльных гранитов Восточного Забайкалья, включая полученные в рамках выполнения настоящего исследования.

Таблица 10. Возраст редкометалльных гранитов Восточного Забайкалья

| Массив | Метод определения | Возраст, млн лет | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ | Авторы | |
|----------------|------------------------|------------------|------------------------------------|-------------------------|-------------------------------------|
| Орловский | Rb-Sr | 142.9±1.8 | 0.706±5 | Костицын и др., 2004 | |
| | U-Pb (SRIMP) | 140.6±2.9 | | Абушкевич, Сырицо, 2007 | |
| | U-Pb (ID-TIMS) | 145±1 | | Баданина и др., 2021 | |
| Этыкинский | Rb-Sr (ВИ) | 142.1±0.8 | 0.708±4 | Костицын и др., 2004; | |
| | Rb-Sr (ВИ) | 139 | 0.7152 | Сырицо, 2002 | |
| | Rb-Sr (МИ) | 142±5 | 0.7152 | Сырицо, 2002 | |
| Тургинский | Ундинский комплекс | U-Pb (ID-TIMS) | 261±1 | Иванова и др., 2020 | |
| | Шахтаминский комплекс | Rb-Sr (ВИ) | 158 | 0.7078 | Сырицо, 2002 |
| | | Rb-Sr | 159.2±3.7 | 0.7067±7 | Сырицо, неопубл. данные |
| | Кукульбейский комплекс | Rb-Sr (ВИ) | 133.8±1.2 | 0.71768±22 | Абушкевич, 2009; Сырицо и др., 2021 |
| | | Rb-Sr (ВИ) | 139±2 | 0.7138 | Сырицо, 2002 |
| | | Rb-Sr (ВИ) | 132±4 | 0.7126±8 | Сырицо, 2002 |
| | | Rb-Sr (ВИ) | 143±5 | 0.7104±35 | Шергина, неопубл. данные |
| | | Rb-Sr (МИ) | 133±3 | 0.7024±13 | Шергина, неопубл. данные |
| | | U-Pb (SIMS) | 153±4 | | Удоратина и др., 2017 |
| U-Pb (ID-TIMS) | 146±4 и 141±1 | | Иванова и др., 2021 | | |

Примечание. ВИ – изохрона по валовым составам пород, МИ – минеральная изохрона.

6.1. Rb-Sr, Sm-Nd изотопные исследования

Для оценки времени формирования пород шахтаминского комплекса Тургинского интрузива были проведены Rb-Sr исследования породообразующих минералов (КПШ, плагиоклаз, амфибол, биотит) и валовой пробы граносиенита (Ту-815). Результаты измерений приведены в Таблице 11 и на Рисунке 42. Полученные изотопные составы Rb и Sr указанных минералов и вала породы образуют на диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ большой разброс, не позволяющий построить единую изохрону. Тем не менее, эти данные заслуживают внимания. Так, двухточечная изохрона для плагиоклаза и калиевого полевого шпата соответствует возрасту 159 млн лет, что совпадает с возрастом формирования граносиенитов главной фазы шахтаминского массива – 158 ± 1 млн лет при $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) = 0.7068 \pm 0.0002$ [Сырицо, 2002], в то время как изохрона для амфибола, биотита и вала породы отвечает возрасту 132 млн лет. Полученные данные в целом соответствуют двум возрастным этапам развития монцонитоидного и лейкогранитового магматизма в регионе Восточного Забайкалья. При этом лейкогранитовый расплав мог вызвать прогрев вмещающих монцонитов, что сказалось, прежде всего, на изотопной системе биотита и амфибола. Содержание стронция в этих минералах очень невелико, и поэтому диффузия изотопов стронция существенно сказывается на их Rb-Sr изотопной системе. Кроме того, у биотита из всех проанализированных минералов самая низкая температура закрытия Rb-Sr изотопной системы – порядка 300 °С. В то время как полевые шпаты, являясь основными концентраторами стронция в этих породах, могли не зафиксировать нарушение закрытости системы. Полученное значение первичного $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения для пород шахтаминского комплекса составляет 0.7081, что совпадает с опубликованными данными и свидетельствует о том, что источником вещества служил базальтоидный расплав, сильно контаминированный коровым веществом [Сырицо, 2002]. По литературным данным [Костицын и др., 2004] для глубинных базальтоидов характерны крайне низкие значения первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Таблица 11. Изотопный состав Rb и Sr в шахтаминских породах Тургинского интрузива.

| | Минеральный состав | Концентрация Rb, ppm | Концентрация Sr, ppm | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | +/-2σ |
|--------|--------------------|----------------------|----------------------|---------------------------------|---------------------------------|-------|
| Ту-815 | вал | 147.2 | 654.3 | 0.6510 | 0.708169 | 8 |
| | КПШ | 319.5 | 841.8 | 1.0983 | 0.709240 | 6 |
| | плагиоклаз | 41.6 | 821.0 | 0.1466 | 0.707086 | 9 |
| | амфибол | 14.1 | 32.6 | 1.2495 | 0.709247 | 6 |
| | биотит | 840.0 | 7.70 | 334.2081 | 1.331515 | 12 |

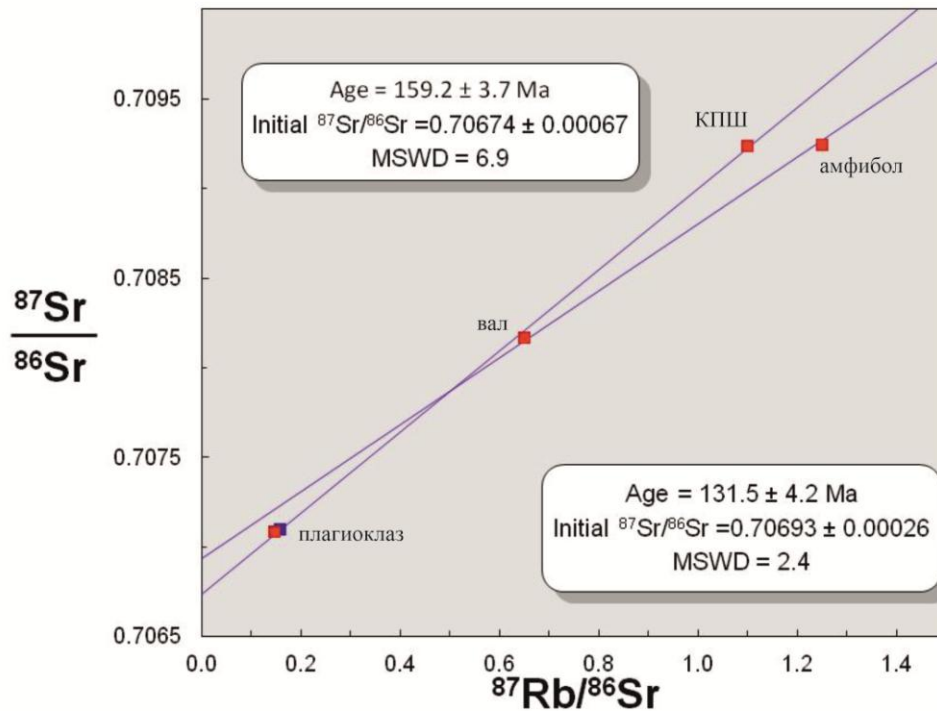


Рисунок 42. Диаграмма в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Rb}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для пробы Ту-815 пород шахтаминского комплекса Тургинского массива: валовый состав породы, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, амфибол, биотит.

Данные по кукульбейским гранитам Тургинского массива получены В.С. Абушкевичем. На диаграмме в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Rb}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ точки валовых составов протолитионитовых гранитов главной фазы (проба Ту-476) и амазонитовых гранитов (пробы Ту-437, Ту-542) Тургинского массива образуют изохронную зависимость и определяют возраст формирования массива равным 135 ± 1 млн лет при $\text{СКВО} = 0.00036$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) = 0.7130 \pm 34$ (Рисунок 43, Таблица 12), что свидетельствует о близком временном интервале формирования выделенных разновидностей слагающих его пород. Согласно литературным данным [Костицын и др., 2004; Абушкевич, Сырицо, 2007] Тургинский массив является единственным среди массивов редкометальных плюмазитовых гранитов Забайкалья, лейкограниты которого характеризуются сравнительно высоким значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ в диапазоне 0.7133–0.7145 (Таблица 12). В то же время работами В.И. Коваленко, Ю.А. Костицына [Коваленко и др., 1999; Костицын и др., 2004] и Л.Ф. Сырицо [Абушкевич, Сырицо, 2007; Сырицо и др., 2012] для многих массивов РПГ этого региона установлены существенно более низкие величины первичного изотопного отношения стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$, не превышающие 0.707. В качестве возможных причин аномального значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ в Тургинском массиве можно допустить изначальную обогащенность субстрата стронцием или контаминацию веществом с высоким $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношением.

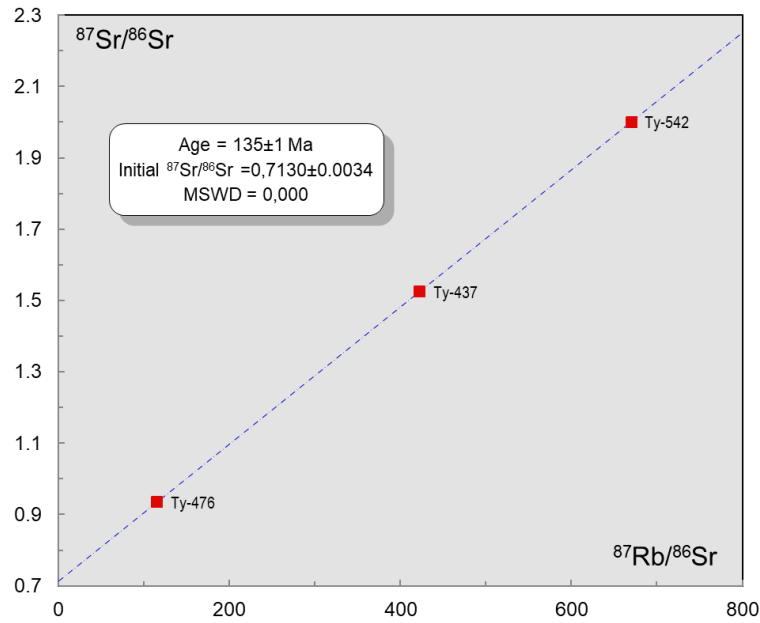


Рисунок 43. Диаграмма в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Rb}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для валовых проб пород интрузивных фаз Тургинского массива: Ty-476 - протолитионитовые граниты главной фазы; Ty-437, Ty-542 - амазонитовые граниты (по материалам [Сырицо и др., 2021]).

Таблица 12. Изотопный состав Rb и Sr в породах Тургинского интрузива.

| | № обр | Rb, г/т | Sr, г/т | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | $\pm 2\sigma$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ |
|---------------------------|---------|---------|---------|---------------------------------|---------------------------------|---------------|------------------------------------|
| Граносиениты | Ty-1943 | 148.8 | 629.6 | 0.6836 | 0.707857 | 4 | 0.706399 |
| | Ty-1967 | 146.8 | 227.4 | 1.868 | 0.712429 | 3 | 0.708844 |
| Биотитовые граниты | Ty-540 | 208.7 | 107.5 | 5.626 | 0.728385 | 4 | 0.717589 |
| Протолитионитовые граниты | Ty-476 | 351.0 | 9.01 | 115.17 | 0.934269 | 13 | 0.713277 |
| Амазонитовые граниты | Ty-542 | 1194.4 | 6.00 | 670.13 | 2.000388 | 11 | 0.714525 |
| | Ty-437 | 708.4 | 5.24 | 422.36 | 1.524352 | 9 | 0.713906 |

Примечание. Данные опубликованы в [Сырицо и др., 2021].

Результаты Sm-Nd исследований (Таблица 13) показывают, что граниты Тургинского массива характеризуются широкими вариациями отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, (0.1197–0.1976). При этом значения величины $\epsilon\text{Nd}_{(140)}$ изменяются от -0.4 в главной фазе до -1.1 и -0.9 в амазонитовых гранитах. Отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в амазонитовых гранитах Тургинского массива достигает 0.1976 (при $\epsilon\text{Nd}_{(140)} = -0.9$), что в сочетании с резкой деплетированностью по Sr указывает на специфический для редкометальных Li-F гранитов характер кристаллизационной дифференциации. Близкие к нулю значения $\epsilon\text{Nd}_{(140)}$ могут свидетельствовать о добавке ювенильного вещества в источник родоначальных для гранитов расплавов. Граниты ундинского комплекса имеют более «коровые» характеристики ($\epsilon\text{Nd}_{(260)} = -1.7$).

Таблица 13. Изотопный состав Sm и Nd в породах Тургинского интрузива.

| | № обр | возраст | Sm | Nd | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $\pm 2\sigma$ | $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ | $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ | T_{DM} |
|---------------------------|---------|---------|-------|-------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------|---------------------------|---------------------------|-----------------|
| Граносиениты | Ty-1943 | 160 | 4.526 | 25.80 | 0.1060 | 0.512515 | 4 | -2.4 | -0.5 | 900 |
| | Ty-1967 | 160 | 12.99 | 42.01 | 0.1868 | 0.512619 | 12 | -0.4 | -0.2 | - |
| Биотитовые граниты | Ty-540 | 260 | 5.426 | 26.50 | 0.1237 | 0.512429 | 3 | -4.1 | -1.7 | 1222 |
| Протолитионитовые граниты | Ty-476 | 140 | 9.38 | 38.23 | 0.1483 | 0.512575 | 7 | -1.2 | -0.4 | - |
| Амазонитовые граниты | Ty-542 | 140 | 6.291 | 31.78 | 0.1197 | 0.512512 | 9 | -2.5 | -1.1 | 1036 |
| | Ty-437 | 140 | 0.843 | 2.578 | 0.1976 | 0.512592 | 14 | -0.9 | -0.9 | - |

Примечание. Данные опубликованы в [Сырицо и др., 2021].

Положение точек состава кукульбейских гранитов Тургинского массива на диаграмме в координатах $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ (Рисунок 44), по-видимому, отражает возможное смешение различных источников (обогащенное мантийное, нижнекоровое, верхнекоровое вещество).

При обобщении изложенных выше данных возникает проблема неоднозначной интерпретации изотопно-геохимических характеристик кукульбейских пород Тургинского массива. В связи с очень высоким содержанием Rb изотопный состав Li-F гранитов, по мнению Ю.А. Костицына [Коваленко и др., 1999; Костицын и др., 2004], во многих случаях не столько отражает состав исходных магм, сколько характеризует величину Rb/Sr и продолжительность кристаллизации расплава. Скорее всего, высокое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ отражает длительную эволюцию источника на фоне аномально высоких отношений Rb/Sr. Это может объяснять сильный сдвиг точек состава тургинских пород вправо на диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ в область смешения с верхнекоровым субстратом, в то время как известные модели формирования редкометальных гранитов [Cuney, Barbey, 2014; Антипин и др., 2019] подразумевают плавление нижнекоровых гранулитов. Sm-Nd система, напротив, указывает на вклад ювенильного вещества в источник при формировании Тургинского массива, обусловивший нестандартную геохимическую специализацию и минерализацию.

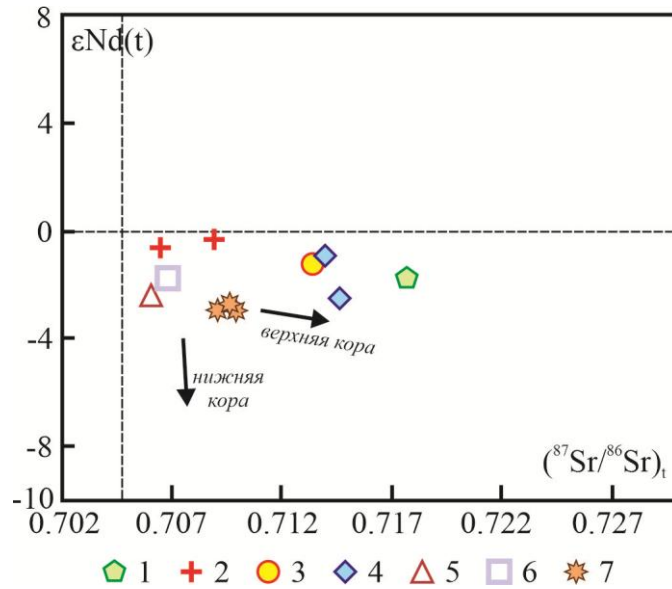


Рисунок 44. Диаграмма в координатах $\epsilon_{Nd}(t)$ – $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ для гранитов Тургинского, Хангилайского, Орловского, Этыкинского массивов по [Нойманн, 1997].

1-4 – Тургинский массив: 1 – порфиroidные биотитовые граниты ундинского комплекса, 2 – монцонитоиды шахтаминского комплекса; кукульбейский комплекс: 3 – протолитионитовые граниты, 4 – амазонитовые граниты; 5 – биотитовые граниты Хангилайского массива; 6 – амазонитовые граниты Орловского массива; 7 – амазонитовые граниты Этыкинского массива.

6.2. Результаты U-Pb (CA-ID-TIMS) геохронологических исследований циркона из гранитов Тургинского массива. Новый методический подход датирования высокоуранового метамиктного циркона.

При проведении исследования обозначилась необходимость достоверной оценки возраста формирования каждой из разновидностей пород, описанных в пределах Тургинского массива. До недавнего времени порфиroidные биотитовые граниты, представленные в виде небольших останцов, предлагалось выделять в качестве ранней фазы кукульбейского комплекса [Иванова, 2018; Сырицо и др., 2021], однако такое представление резко противоречило общепризнанным закономерностям развития редкометальных литий-фтористых систем по ряду признаков [Иванова, 2018].

Для оценки возраста гранитов Тургинского массива были проведены U-Pb геохронологические исследования циркона. Дискордантные U-Pb возрасты циркона обуславливаются главным образом миграцией изотопов Pb и U из его кристаллической решетки. Миграционная способность радиогенных изотопов свинца зависит от состояния кристаллической решетки и, соответственно, от степени радиационных изменений структуры циркона [Holland, Kupf, 1950; Cherniak et al., 1991]. Для уменьшения дискордантности во многих случаях используется методика предварительной кислотной обработки («химическая абразия») [Макеев, 1981; Mattinson, 1994], которая часто сопровождается высокотемпературным отжигом (CA-ID-TIMS) [Mattinson, 2005]. В результате предварительной обработки восстанавливается кристалличность цирконов с низкой и средней степенью радиационных повреждений, удаляются нарушенные участки зерен, а также минеральные и флюидные включения. Как правило, для «химической абразии» используется циркон с хорошей или средней степенью сохранности кристаллической структуры. Метамиктизированные цирконы, имеющие высокую степень радиационных повреждений ($>6.0 \cdot 10^{18}$ α -расп/г), обычно считаются непригодными для использования такого подхода [Mattinson, 2005; Huyskens et al., 2016; Widmann et al., 2019]. Однако результаты экспериментальных исследований свидетельствуют о том, что, используя оптимальные параметры предварительной «химической абразии» (время экспозиции, температура отжига и кислотной обработки), для метамиктизированных цирконов возможно получить достоверные оценки U-Pb возраста.

В процессе изучения Тургинского массива проведены U-Pb геохронологические исследования циркона из трех разновидностей пород: порфиroidных биотитовых гранитов, протолиитонитовых гранитов и амазонитовых гранитов.

Выбранные для U-Pb геохронологических исследований кристаллы циркона подвергались предварительной кислотной обработке, в том числе сопровождавшейся предварительным высокотемпературным отжигом в муфельной печи «SNOL E5CC» в керамических и кварцевых тиглях при температуре 850 °С и 900 °С в течение 48 часов [Mattinson 2005]. Выщелачивание проводилось в тefлоновых бомбах в течение 2-6 часов в смеси 35% HF + 15% HNO₃ (5:1) при температуре 160 °С – 230 °С. После предварительной обработки циркон был проанализирован по стандартной методике [Krogh, 1973].

Циркон из **порфиридных биотитовых гранитов** представлен идиоморфными кристаллами с $K_{удл} = 1.5-6.0$ при длине 50–350 мкм (Рисунок 45, I-IV). Ограничение кристаллов определяется комбинацией призм {100}, {110} и дипирамид {111}, {311}. Циркон прозрачный и полупрозрачный, бесцветный и светло-коричневой окраски. В цирконе присутствуют расплавные, флюидные и твердофазные включения. Катодоллюминесцентные исследования (Рисунок 45, V-VIII) показывают наличие тонкой осцилляторной зональности.

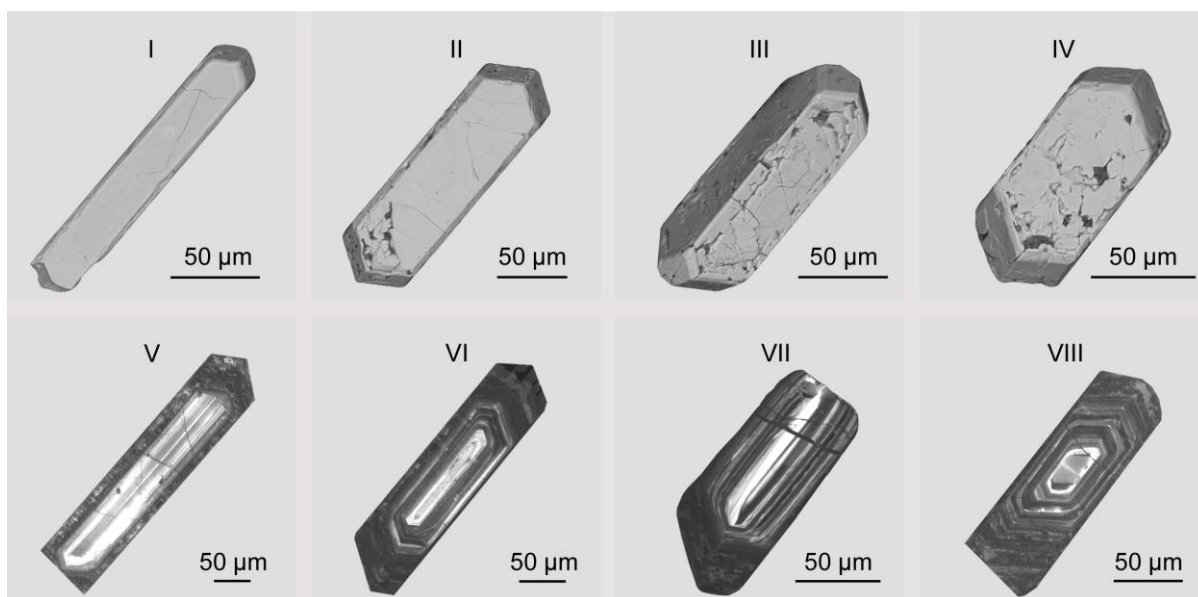


Рисунок 45. Микрофотографии кристаллов циркона из порфиридных биотитовых гранитов ундинского комплекса (проба Ту-829), отобранных для U-Pb геохронологических исследований, выполненные в режимах вторичных электронов (I–IV) и катодоллюминесценции (V–VIII).

Циркон из порфиридных биотитовых гранитов был подвергнут кислотной обработке в течение 2 часов при 220 °С, сопровождаемой предварительным высокотемпературным отжигом. Были проанализированы две пробы порфиридных биотитовых гранитов из разных локаций: Ту-829 (северный участок в районе г. Джидокан) и Ту-490 (центральный участок). Обе пробы представляют собой граниты, максимально схожие внешне с петротипическими гранитами первой фазы литий-фтористых систем кукульбейского комплекса в Восточном Забайкалье.

Результаты изотопных исследований приведены в Таблице 14 и отражены на Рисунке 46. Для пробы Ту-829 конкордантная оценка возраста формирования изученных биотитовых гранитов, полученная для двух навесок циркона (№ 2 и 3 в Таблице 14), соответствует 261 ± 1 млн лет (СКВО = 0.56, вероятность = 0.45). Нижнее пересечение дискордии, рассчитанной для трех точек изотопного состава циркона (№ 1-3), с конкордией соответствует возрасту 259 ± 2 млн лет (СКВО = 0.0023, верхнее пересечение 806 ± 99 млн лет). Точка 1 обладает большей дискордантностью в связи с пробоподготовкой без применения химической абразии, что отражается в значительно повышенном содержании обыкновенного Pb. Остальные точки, как видно из рисунка и таблицы, характеризуются гораздо меньшей степенью дискордантности за счет эффективного воздействия кислотной обработки с предшествующим высокотемпературным отжигом. Для пробы Ту-490 верхнее пересечение дискордии с конкордией соответствует возрасту 270 ± 6 млн лет (СКВО = 2.8). Общая дискордия для порфириовидных биотитовых гранитов дает оценку возраста в 259 ± 2 млн лет (СКВО = 0.15, верхнее пересечение 804 ± 99 млн лет). Отклонение точек 6-8 от дискордии объясняется, по всей видимости, наличием в анализируемых кристаллах недорастворенных включений.

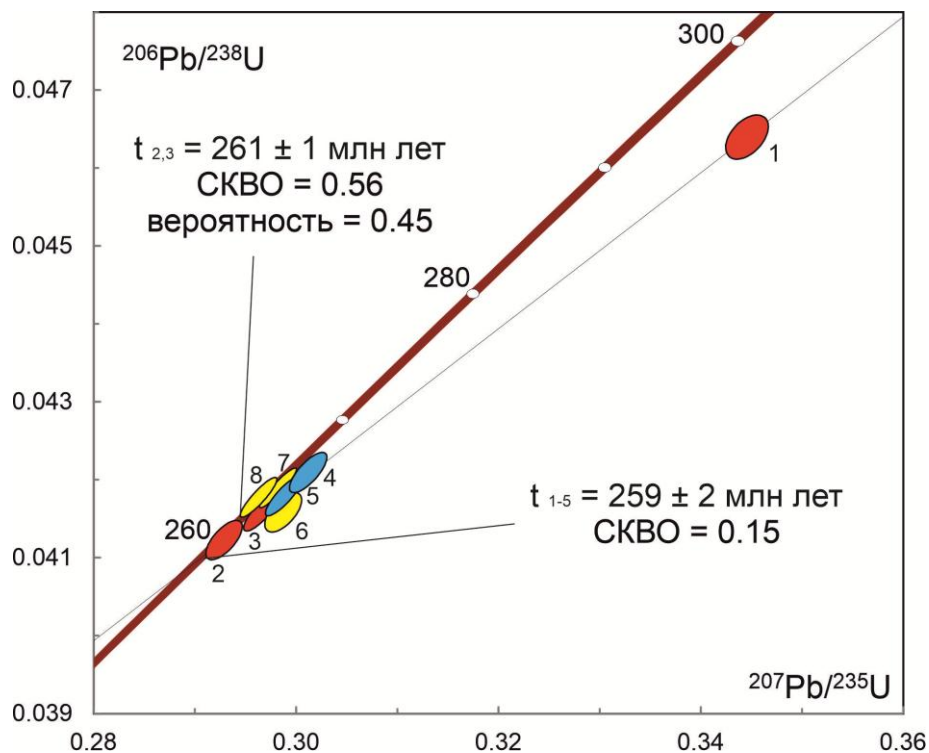


Рисунок 46. Диаграмма с конкордией для порфириовидных биотитовых гранитов Тургинского массива.

Номера точек соответствуют таблице 14.

Таблица 14. Результаты U-Pb изотопных исследований циркона из порфировидных биотитовых гранитов ундинского комплекса.

| Номер п/п | Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона | U/Pb | Pb _c /Pb _t | Изотопные отношения | | | | | Rho | Возраст, млн. лет | | |
|--------------|---|------|----------------------------------|--------------------------------------|---|---|-------------------------------------|-------------------------------------|------|-------------------------------------|-------------------------------------|--------------------------------------|
| | | | | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a | ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb |
| Проба Ту-829 | | | | | | | | | | | | |
| 1/908 | 100-150 мкм, 100 (77) крист., призм., прозр. и полупрозр., бесцв. и светло-коричн., кисл.обр.=2.0 | 13.0 | 0.39 | 104 | 0.0539±2 | 0.1208±1 | 0.3446±14 | 0.0464±1 | 0.47 | 301±1 | 292±1 | 365±9 |
| 2/909 | 100-150 мкм, 100 (36) крист., призм., коричн., полупрозр., ВО, кисл.обр.=2.0 | 21.3 | 0.13 | 374 | 0.0515±1 | 0.09581±1 | 0.2929±6 | 0.0412±1 | 0.68 | 261±1 | 260±1 | 264±3 |
| 3/938 | 100-150 мкм, 200 (100) крист., призм., коричн., полупрозр., ВО, кисл.обр.=2.0 | 23.0 | 0.06 | 805 | 0.0517±1 | 0.0808±1 | 0.2967±3 | 0.0416±1 | 0.84 | 264±1 | 263±1 | 273±2 |
| Проба Ту-490 | | | | | | | | | | | | |
| 4/1084 | 100-150 мкм, 4 крист., идиоморф., игольч., бесцв., прозр. | 23.2 | 0.03 | 674 | 0.0519±1 | 0.0997±1 | 0.3012±11 | 0.0421±1 | 0.76 | 267±1 | 266±1 | 281±5 |
| 5/1 | 100-150 мкм, 38 крист., призм., коричн., полупрозр., ВО, кисл.обр.=2.0 | 23.7 | 0.03 | 1274 | 0.0518±1 | 0.0817±1 | 0.2988±3 | 0.0418±1 | 0.86 | 265±1 | 264±1 | 279±2 |
| 6/8 | 100-150 мкм, 23 крист., призм., коричн., полупрозр., ВО, кисл.обр.=2.0 при 230°C | 23.4 | 0.02 | 829 | 0.0521±1 | 0.1170±1 | 0.2987±6 | 0.0416±1 | 0.61 | 265±1 | 263±1 | 290±4 |
| 7/96-1 | 100-150 мкм, 70 крист., призм., коричн., полупрозр., ВО, кисл.обр.=2.0, алиquota 2/3 | 23.6 | 0.03 | 1781 | 0.0516±1 | 0.0911±1 | 0.2982±3 | 0.0419±1 | 0.93 | 265±1 | 265±1 | 269±1 |
| 8/96-2 | 100-150 мкм, 70 крист., призм., коричн., полупрозр., ВО, кисл.обр.=2.0, алиquota 1/3 | 21.6 | 0.11 | 493 | 0.0514±1 | 0.0911±1 | 0.2963±9 | 0.0418±1 | 0.90 | 264±1 | 264±1 | 261±3 |

Примечания: ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U – ²⁰⁶Pb/²³⁸U; Pb_c – обычный Pb; Pb_t – общий Pb; ВО – высокотемпературный отжиг циркона; кисл.обр.=2.0 – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы). Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

К северу от Тургинского массива расположен обширный 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). Совокупность имеющихся данных о возрасте и химическом составе изученных биотитовых гранитов, ранее выделяемых в качестве ранней фазы в составе кукульбейских гранитов Тургинского массива и проявленных на северном его участке в районе горы Джидокан и на центральном участке, позволяет рассматривать их в качестве аналогов гранитов позднепалеозойского ундинского комплекса.

Циркон из **протолитионитовых гранитов** Тургинского массива (проба Ту-0467/сб) образует идиоморфные полупрозрачные и непрозрачные призматические кристаллы темно-коричневого цвета, ограничение которых определяется комбинацией пирамиды $\{111\}$ и призмы $\{110\}$ (Рисунок 47, I–II). Размеры кристаллов циркона изменяются от 100–300 мкм до 1 мм ($K_{удл} = 1.7–3.0$). Они характеризуются осцилляторной зональностью (Рисунок 47; IV, VI–VIII). В центральных частях кристаллов часто наблюдаются метамиктизированные участки (Рисунок 47, III, V, VII; а также см. ниже Рисунок 50, I, III, IV), обогащенные ураном (до 3–5 масс % UO_2) и торием (до 1–2 масс % ThO_2). В цирконе также присутствуют расплавные и флюидные включения. Последние локализованы преимущественно в метамиктизированных участках кристаллов (Рисунок 50; I, III, IV).

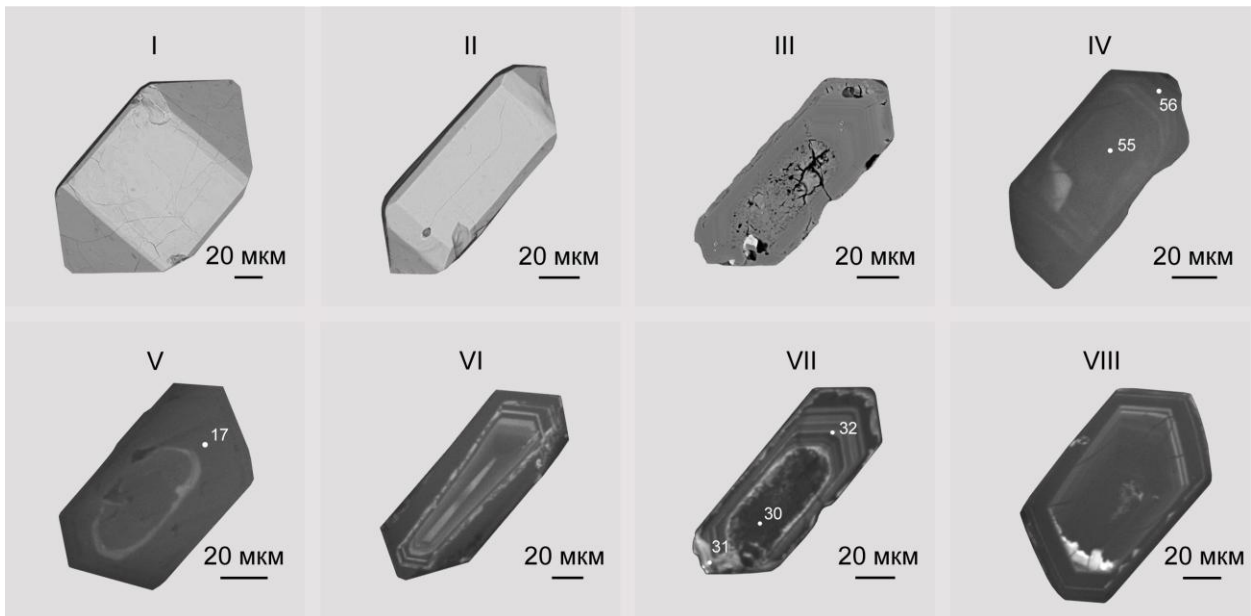


Рисунок 47. Микрофотографии кристаллов циркона из протолитионитового гранита Тургинского массива (проба Ту-0467/сб), отобранных для U-Pb геохронологических исследований, выполненные в режимах вторичных электронов (I–II), обратноотраженных электронов (III) и катодолюминесценции (IV–VIII).

Кристаллы циркона после высокотемпературного отжига при 850 °C (VI, VII) и 900 °C (VIII). Цифрами обозначены участки кристаллов циркона, для которых получены рамановские спектры.

Циркон из **амазонитовых гранитов** Тургинского массива (проба Ту-832) представлен непрозрачными и полупрозрачными идиоморфными кристаллами белого и коричневого цвета, ограниченными призмой {100} и дипирамидой {111} (Рисунок 48, I–II). Размер кристаллов изменяется от 50 до 200 мкм ($K_{удл} = 2.0–3.0$). В них присутствуют расплавные и многочисленные флюидные включения (Рисунок 51). Результаты катодлюминесцентных исследований (Рисунок 48) и рамановской спектроскопии свидетельствуют о высокой степени их метамиктности. Среднее содержание ThO_2 в цирконе из амазонитовых гранитов составляет 1–2 масс %, а UO_2 – 2–7 масс %.

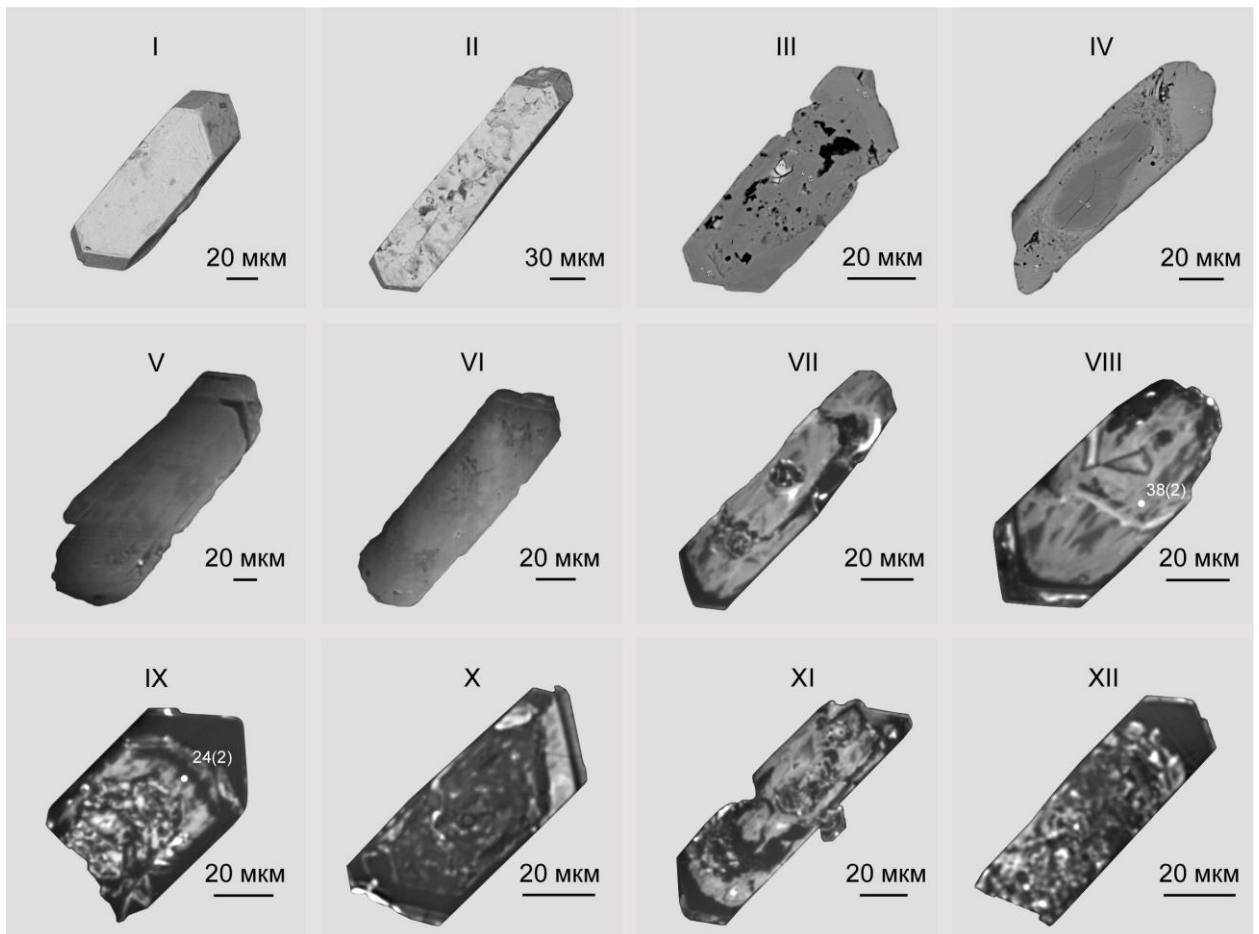


Рисунок 48. Микрофотографии кристаллов циркона из амазонитовых гранитов Тургинского массива (проба Ту-832), отобранных для U-Pb геохронологических исследований, выполненные в режимах вторичных электронов (I–II), обратноотраженных электронов (III–IV) и катодлюминесценции (V–XII).

Кристаллы циркона после отжига при 850 °C (VII–IX) и 900 °C (X–XII). Цифрами обозначены участки кристаллов циркона, для которых получены рамановские спектры.

Циркон из протолитионитовых и амазонитовых гранитов отличается очень высоким содержанием урана, что обуславливает слишком высокую степень радиационных повреждений кристаллической решетки и затрудняет его применение в геохронологических исследованиях. По формуле, приведенной в работе [Nasdala et al., 2001], для изученных цирконов на основании

данных о содержаниях U и Th рассчитана доза их авторадационного облучения (D_α). Для циркона из протолитионитовых гранитов значение D_α составляет 6.0×10^{18} – 1.1×10^{19} α -расп/г, а для циркона из амазонитовых гранитов – 7.0×10^{18} – 2.3×10^{19} α -расп/г (Рисунок 49). Такие высокие значения D_α свидетельствуют об интенсивном проявлении в них процессов радиационно-индуцированной метамиктизации. Например, при $D_\alpha > 6 \times 10^{18}$ α -расп/г содержание аморфной фазы в цирконе превышает 80% [Zhang, Salje, 2001]. Как правило, прямые U-Pb геохронологические исследования таких цирконов не позволяют получить надежной геохронологической информации. В связи с указанными особенностями циркона из гранитов Тургинского массива потребовалось проведение дополнительных исследований по разработке методики. Был поставлен ряд экспериментов для выявления оптимальных условий (температура отжига и параметры предварительной кислотной обработки: время экспозиции, температура, дополнительная очистка при помощи ультразвука), при которых возможно получение достоверной оценки возраста по метамиктизированному циркону (Таблицы 15, 16).

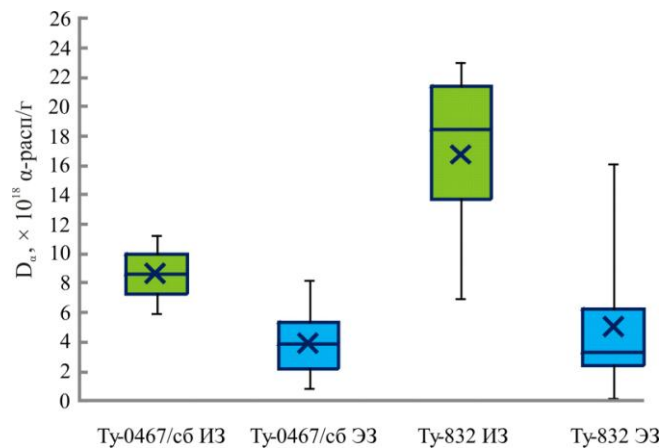


Рисунок 49. Блочная диаграмма, отражающая дозу авторадационного облучения D_α по [Nasdala et al., 2001], рассчитанную на основании данных о содержании U и Th по данным микронзондового (голубой цвет) и ионнозондового (зеленый цвет) анализов для циркона из протолитионитовых (1) и амазонитовых (2) гранитов Тургинского массива.

Таблица 15. Результаты U-Pb изотопных исследований циркона из протолитионитовых гранитов Тургинского массива.

| Номер п/п | Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона | U/Pb | Pb _c /Pb _t | Изотопные отношения | | | | | Rho | Возраст, млн лет | | |
|------------------|--|------|----------------------------------|--------------------------------------|---|---|-------------------------------------|-------------------------------------|------|-------------------------------------|-------------------------------------|--------------------------------------|
| | | | | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a | ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb |
| проба Ту-0467/сб | | | | | | | | | | | | |
| 1/913 | 100-300, 45 крист., призм., ВО=850°C, кисл.обр.=2.0 при 220°C | 42.3 | 0.13 | 382 | 0.0493±1 | 0.0632±1 | 0.1463±3 | 0.0215±1 | 0.62 | 139±1 | 137±1 | 163±4 |
| 2/939 | 100-300, 300 крист., призм., ВО=850°C, кисл.обр.=2.0 при 220°C | 47.2 | 0.09 | 622 | 0.0492±2 | 0.0737±1 | 0.1485±6 | 0.0219±1 | 0.52 | 141±1 | 140±1 | 156±8 |
| 3/974 | 100-300, 140 крист., призм., ВО=850°C, кисл.обр.=2.0 при 230°C | 45.2 | 0.03 | 1589 | 0.0491±1 | 0.0671±1 | 0.1518±2 | 0.0224±1 | 0.89 | 143±1 | 143±1 | 153±2 |
| 4/1030 | 100-300, 100 крист., призм., ВО=900°C, кисл.обр.=2.0 при 230°C | 32.3 | 0.32 | 135 | 0.0492±2 | 0.0714±1 | 0.1494±7 | 0.0220±1 | 0.46 | 140±1 | 141±1 | 157±10 |
| 5/910 | 100-300, 46 крист., призм., светло-коричн. полупрозрач., ВО=850°C, кисл.обр.=2.0 при 220°C | 31.5 | 0.23 | 195 | 0.0515±2 | 0.0959±1 | 0.1755±7 | 0.0247±1 | 0.40 | 164±1 | 158±1 | 262±9 |
| 6/981 | 100-300, 180 крист., призм., ВО=850°C, кисл.обр.=4.0 при 220°C | 18.8 | 0.50 | 77 | 0.0505±8 | 0.0916±1 | 0.1869±30 | 0.0268±1 | 0.43 | 174±3 | 171±1 | 217±35 |
| 7/1016 | 100-300, 100 крист., кор.-призм., коричн., ВО=900°C, кисл.обр.=2.0 при 230°C | 37.6 | 0.14 | 413 | 0.0495±1 | 0.0779±1 | 0.1610±3 | 0.0236±1 | 0.92 | 152±1 | 150±1 | 172±2 |

Примечания: ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U – ²⁰⁶Pb/²³⁸U; Pb_c – обычный Pb; Pb_t – общий Pb; ВО – высокотемпературный отжиг циркона; кисл.обр.=2.0 – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы). Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

Таблица 16. Результаты U-Pb изотопных исследований циркона из амазонитовых гранитов Тургинского массива.

| Номер п/п | Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона | U/Pb | Pb _c /Pb _t | Изотопные отношения | | | | | Rho | Возраст, млн лет | | |
|------------------------------------|---|------|----------------------------------|--------------------------------------|---|---|-------------------------------------|-------------------------------------|------|-------------------------------------|-------------------------------------|--------------------------------------|
| | | | | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a | ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb |
| проба Ту-832, амазонитовые граниты | | | | | | | | | | | | |
| 1/983 | <75, 230 крист., призм., ВО=850°C, кисл.обр.=4.0 при 180°C | 46.5 | 0.04 | 1368 | 0.0498±1 | 0.0176±1 | 0.1553±2 | 0.0226±1 | 0.85 | 146±1 | 144±1 | 188±2 |
| 2/1015 | <75, 40 крист., дл.-призм., ВО=900°C, кисл.обр.=4.0 при 180°C + УЗ 10 мин | 34.2 | 0.29 | 180 | 0.0501±2 | 0.0155±1 | 0.1568±8 | 0.0227±1 | 0.50 | 148±1 | 145±1 | 200±11 |
| 3/1069 | <75, 180 крист., призм., ВО=850°C, кисл.обр.=4.0 при 180°C | 48.6 | 0.01 | 3546 | 0.0491±1 | 0.0140±1 | 0.1509±2 | 0.0223±1 | 0.89 | 143±1 | 142±1 | 154±1 |
| 4/982 | <75, 190 крист., призм., ВО=850°C, кисл.обр.=2.0 при 220°C | 33.0 | 0.16 | 330 | 0.0498±3 | 0.0268±1 | 0.1882±13 | 0.0274±1 | 0.50 | 175±1 | 174±1 | 186±15 |
| 5/1014 | <75, 70 крист., дл.-призм., коричн., полупрозрач., ВО=900°C, кисл.обр.=6.0 при 180°C | 15.4 | 0.73 | 44 | 0.0505±8 | 0.0106±1 | 0.1353±24 | 0.0194±1 | 0.36 | 129±2 | 124±1 | 219±40 |
| 6/1070 | <75, 240 крист., дл.-призм., коричн., полупрозрач., ВО=850°C, кисл.обр.=6.0 при 160°C | 48.0 | 0.01 | 3241 | 0.0492±1 | 0.0141±1 | 0.1531±2 | 0.0226±1 | 0.84 | 145±1 | 144±1 | 158±2 |

Примечания: ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U – ²⁰⁶Pb/²³⁸U; Pb_c – обычный Pb; Pb_t – общий Pb; ВО – высокотемпературный отжиг циркона; кисл.обр.=2.0 – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы). Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам. УЗ – ультразвуковая очистка с 3N HNO₃ при проведении кислотной обработки после HF.

Выбранные для U-Pb геохронологических исследований микронавески наиболее прозрачных кристаллов циркона (40-300 зерен) подвергались высокотемпературному отжигу при температуре 850 °С и 900 °С в течение 48 часов (Рисунки 50, 51). Последующая кислотная обработка HF + HNO₃ проводилась в течение 2–6 часов при температуре 160 °С, 180 °С, 220 °С и 230 °С.

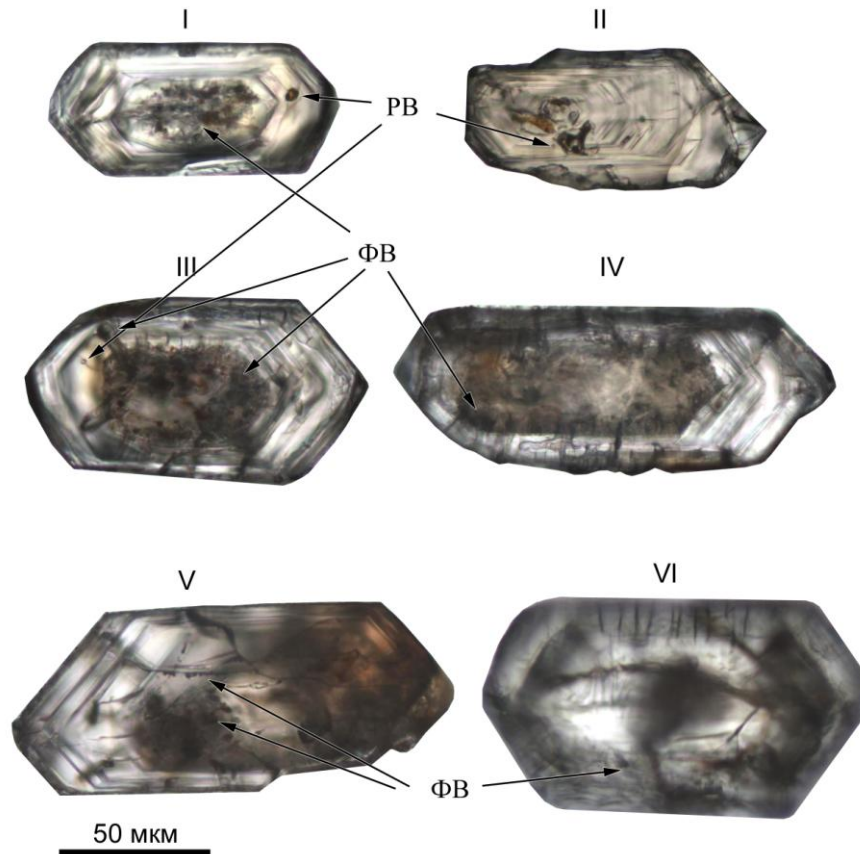


Рисунок 50. Микрофотографии кристаллов циркона из протолитионитовых гранитов Тургинского массива в проходящем свете до (I–II) и после отжига при температуре 850 °С (III–IV) и 900 °С (V–VI). РВ – расплавные включения, ФВ – флюидные включения.

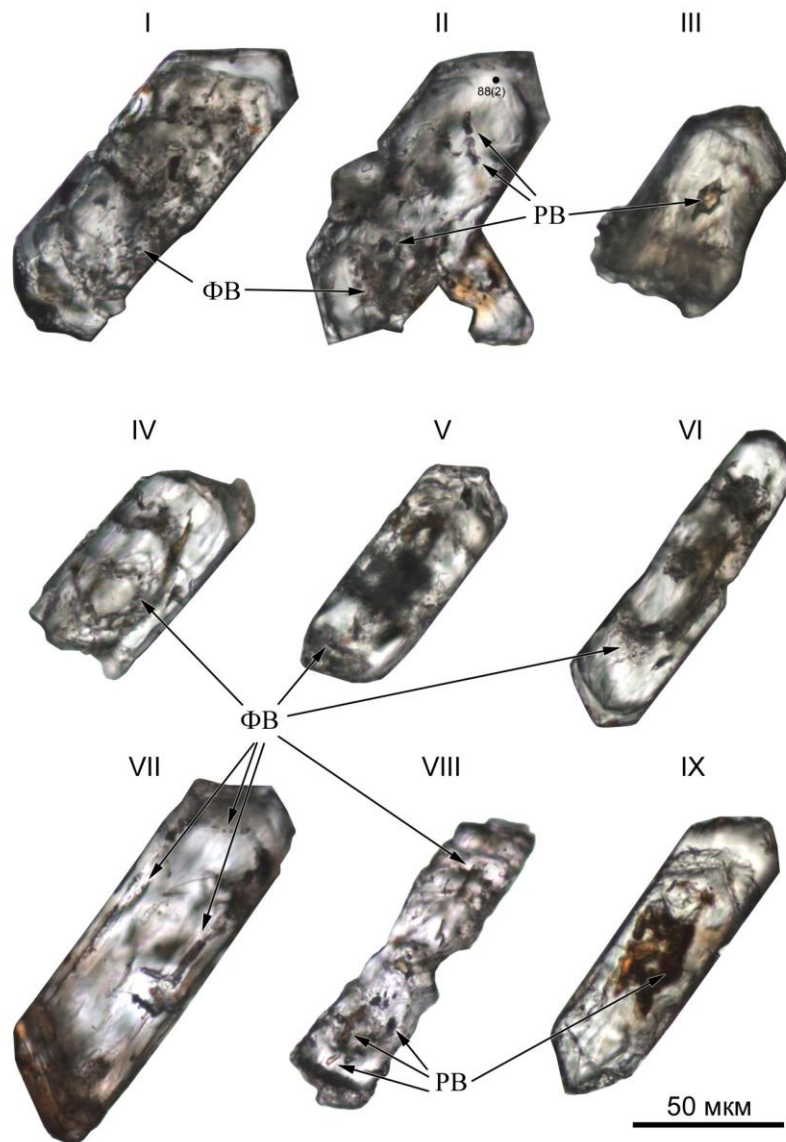


Рисунок 51. Микрофотографии кристаллов циркона из амазонитовых гранитов Тургинского массива в проходящем свете до (I–III) и после отжига при температуре 850 °С (IV–VI) и 900 °С (VII–IX). РВ – расплавные включения, ФВ – флюидные включения. Цифрами обозначены точки анализа рамановской спектроскопии.

В соответствии с работой [Mattinson, 2005], в качестве основного принято значение температуры отжига 850 °С. Согласно литературным данным [Widmann et al., 2019], при температуре свыше 915 °С происходит рекристаллизация аморфных доменов. С целью максимального улучшения кристалличности слабоповрежденных участков без достижения рекристаллизации сильноповрежденных доменов и, как следствие, сохранения большего количества материала после кислотной обработки при проведении некоторых экспериментов температура отжига была поднята до 900 °С (№ 4, 7 в Таблице 15 и № 2, 5 в Таблице 16).

Видимые изменения кристаллов циркона проявились во всех случаях в незначительном увеличении их прозрачности, изменении окраски (появление ярко выраженного рыжего оттенка), а также значительном повышении интенсивности катодолюминесценции (Рисунок 47, VI–VIII; Рисунок 48, VII–XII), что позволяет предполагать частичное восстановление их

кристалличности. Это подтверждается исследованиями с помощью рамановской спектроскопии (Рисунки 52, 53). В качестве индикатора рассматривался пик со значением рамановского сдвига в области 1008 см^{-1} (Рисунок 52), отвечающий наиболее структурно-чувствительной колебательной моде ν_3 (SiO_4) силикатного иона SiO_4 в цирконе [Nasdala et al., 2001, 2004]. Сдвиг максимума моды может быть обусловлен радиационным расширением решетки циркона, образованием твердых растворов и локальными напряжениями, а сильное расширение полосы ν_3 характерно для циркона с высокой степенью повреждения структуры [Щапова и др., 2017, 2018].

Циркон из протолитионитовых и амазонитовых гранитов в результате воздействия высокотемпературного отжига демонстрирует ярко выраженный тренд смещения положения пика моды ν_3 (SiO_4) в более высокочастотную область (в сторону значения 1008 см^{-1} , стандартного для высококристаллического циркона) по шкале рамановского сдвига и уменьшения ширины полосы (Рисунок 53, а). Для циркона из протолитионитовых гранитов это смещение происходит в среднем от 991 ± 3 до $999 \pm 2 \text{ см}^{-1}$ (ширина полосы изменяется от 27 ± 16 до $15 \pm 6 \text{ см}^{-1}$). Разница между отжигом $850 \text{ }^\circ\text{C}$ и $900 \text{ }^\circ\text{C}$ незначительна, однако при отжиге $900 \text{ }^\circ\text{C}$ поле получается компактней (Рисунок 53, а), с меньшим разбросом точек, что может свидетельствовать о большей эффективности высокой температуры для восстановления кристалличности. Для циркона из амазонитовых гранитов наблюдается смещение пика моды ν_3 (SiO_4) в среднем от 989 ± 3 до $996 \pm 2 \text{ см}^{-1}$ (ширина полосы изменяется от 48 ± 24 до $19 \pm 4 \text{ см}^{-1}$) (Рисунок 53, б). Описанные закономерности соответствуют исследованиям зарубежных ученых [Nasdala et al., 1995, 1998, 2004; Widmann et al., 2019; Geisler et al., 2001 и др.].

К сожалению, для многих из изученных кристаллов циркона пики моды ν_3 (SiO_4) на рамановских спектрах не проявлены (Рисунок 52, в, е) из-за высокой степени радиационных повреждений, а также наложенной флюоресценции, обусловленной высокими содержаниями U, Th и REE. Кроме того, на всех рамановских спектрах циркона из гранитов Тургинского массива зафиксированы нехарактерные для этого минерала пики моды ν_1 (UO_4)²⁺ в области около 810 см^{-1} (Рисунок 52), что может быть связано с U в кристаллической решетке или присутствием микровключений торбернита [Щапова и др., 2017, 2018].

Оптимальным для изученных цирконов предполагается отжиг при температуре $850 \text{ }^\circ\text{C}$. Увеличение температуры отжига до $900 \text{ }^\circ\text{C}$, вероятно, приводит к более полному восстановлению кристалличности нарушенных зон и повышению их устойчивости к выщелачиванию, что требует более длительной и, возможно, более высокотемпературной кислотной обработки для эффективного удаления метамиктной фазы. Прослеживается корреляция между увеличением температуры отжига до $900 \text{ }^\circ\text{C}$ и ростом доли обыкновенного свинца при уменьшении значения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношения в анализируемых пробах (Таблицы 15,

16). Эта закономерность может рассматриваться как подтверждение избыточной рекристаллизации зон с потерями радиогенного свинца.

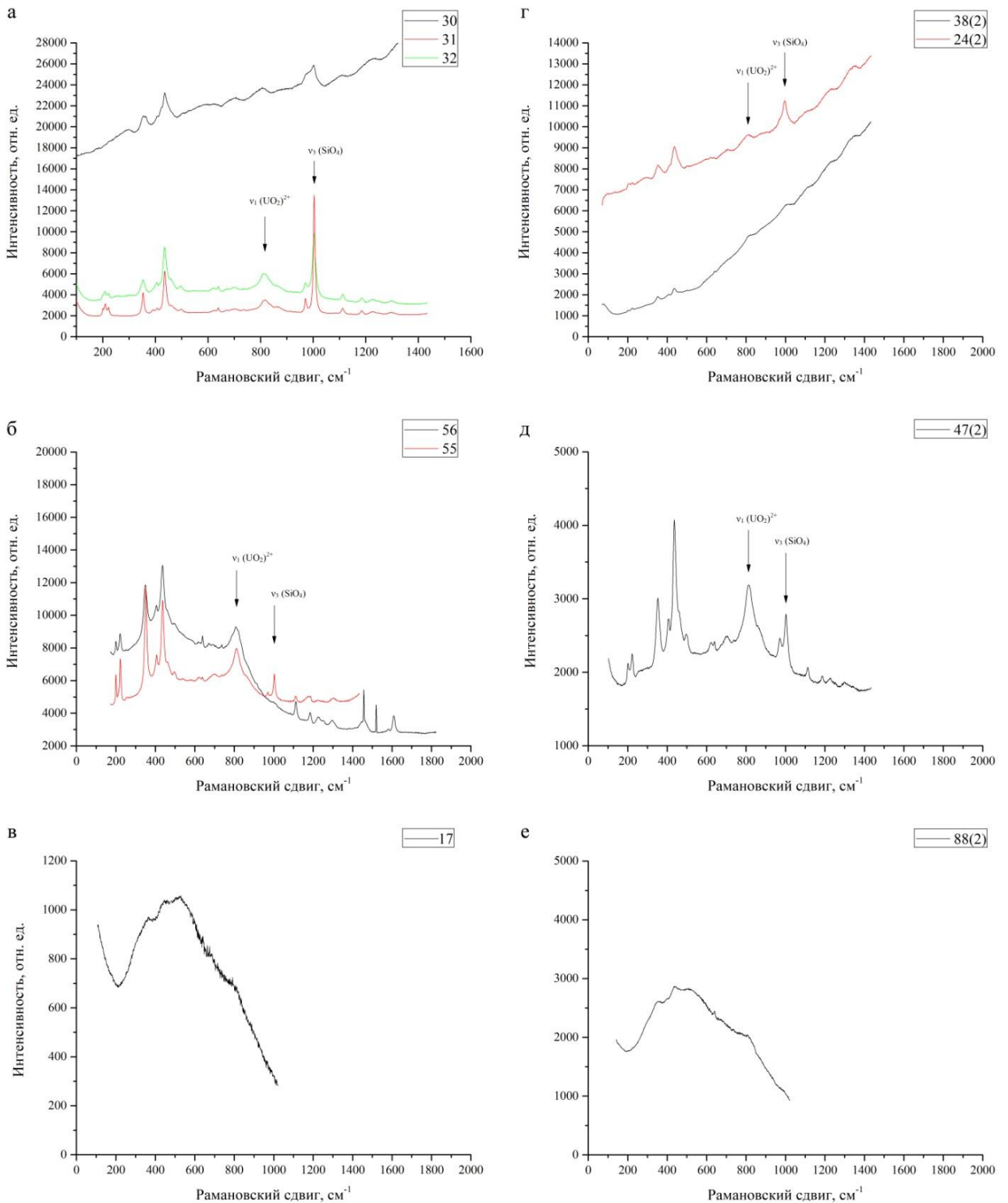


Рисунок 52. Спектры рамановского рассеяния циркона из протолитонитовых (а–в) и амазонитовых (г–е) гранитов Тургинского массива.

55, 56, 17, 88(2) – до отжига; 30, 31, 32, 24(2), 38(2) – после отжига при 850°C; 47(2) – после отжига при 900°C. Точки анализа указаны на Рисунках 47, 48, 51.

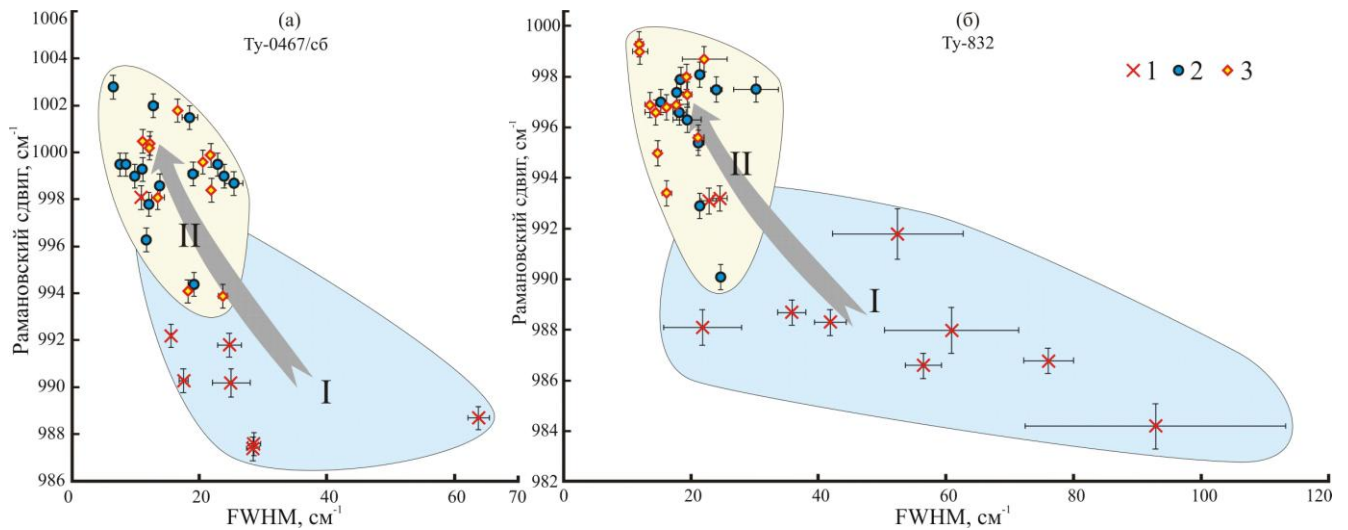


Рисунок 53. Соотношение ширины (*FWHM* – полная ширина на половине высоты пика) и положения полосы $\nu_3(\text{SiO}_4)$ циркона из протолитионитовых (а) и амазонитовых (б) гранитов Тургинского массива по данным рамановской спектроскопии до высокотемпературного отжига (поле I) и после (поле II).

1 – до отжига, 2 – после отжига при 850 °С, 3 – после отжига при 900 °С.

В целях наиболее эффективного удаления метамиктной фазы проводилась серия экспериментов, в рамках которых изменялись параметры предварительной кислотной обработки (температура и длительность экспозиции). В большинстве случаев в результате кислотной обработки сохранялись лишь мелкие фрагменты (5–20 мкм) кристаллов циркона (Рисунок 54). При этом циркон из амазонитовых гранитов, обработанный в течение 2 часов при температуре 220 °С, растворился практически полностью. В ходе экспериментов были определены оптимальные условия предварительной кислотной обработки, обеспечивающие, с одной стороны, сохранность минимального количества анализируемого материала, а с другой стороны, практически полное удаление метамиктной фазы.

Циркон из протолитионитовых гранитов Тургинского массива подвергался кислотной обработке при температурах 220 °С и 230 °С в течение 2 и 4 ч (Таблица 15). В результате обработки в течение 2 ч, скорее всего, были удалены как нарушенные авторадацией участки кристаллов циркона, так и микровключения U- и Th-содержащих минералов. Кристаллические остатки циркона после обработки в течение 2 ч в целом характеризуются низкой долей обыкновенного Pb (Таблица 15), а точки их изотопного состава располагаются на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 146 ± 4 млн лет (СКВО – 0.067, нижнее пересечение отвечает нулю) (Рисунок 55, а). Увеличение длительности кислотной обработки до 4 ч (№ 6, Таблица 15) привело к практически полному растворению кристаллов циркона и, соответственно, к резкому уменьшению количества доступного для исследований материала и существенному увеличению погрешности определений U/Pb отношений.

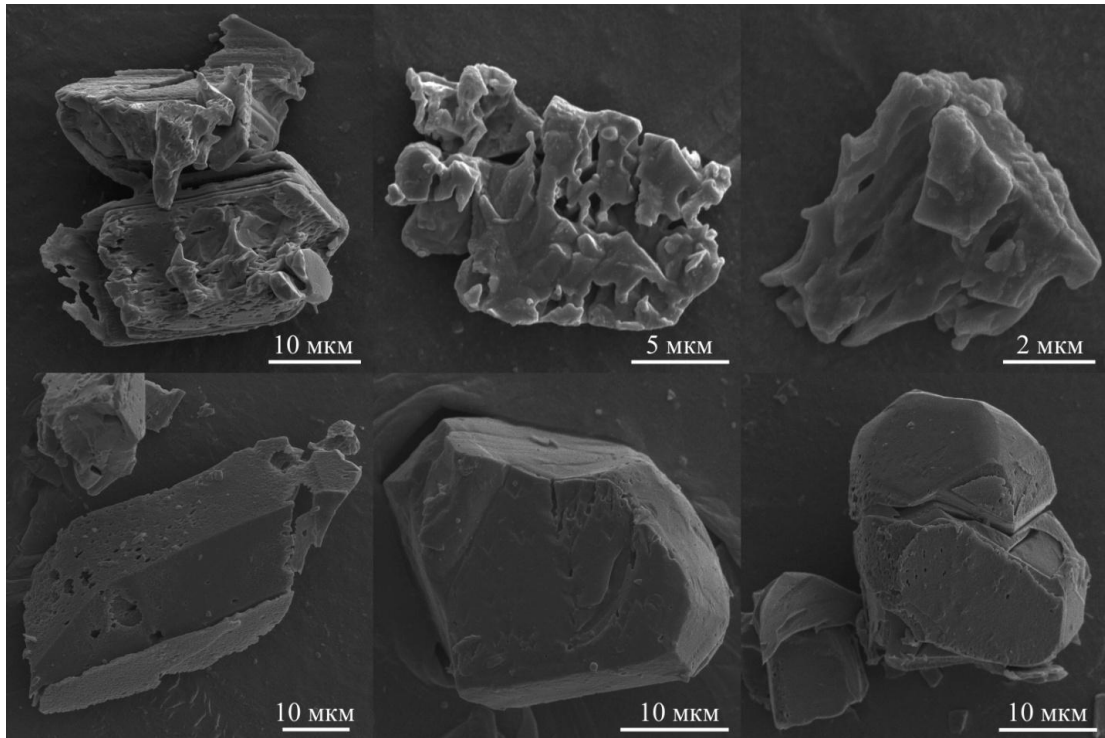


Рисунок 54. Микрофотографии мелкокристаллического остатка циркона из протолитионитовых гранитов Тургинского массива после кислотной обработки с экспозицией 2 ч при температуре 230 °С.

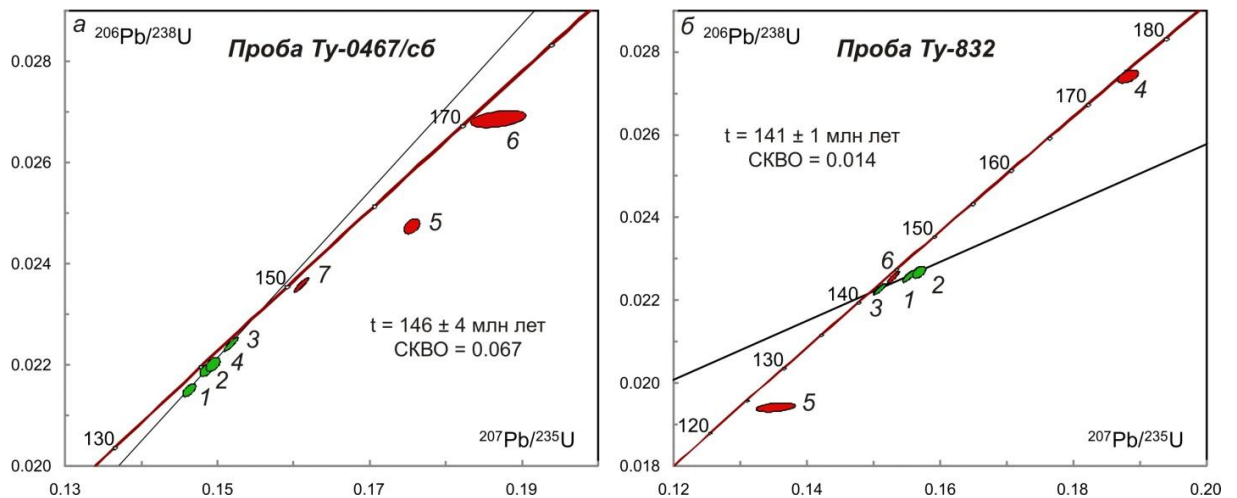


Рисунок 55. Диаграммы с конкордией для циркона из протолитионитовых (а) и амазонитовых (б) гранитов Тургинского массива редкометальных гранитов.

Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам в Таблице 15 и 16.

Циркон из амазонитового гранита Тургинского массива характеризуется более высокой способностью к растворению по сравнению с цирконом из протолитионитового гранита, что согласуется с более высокой дозой его авторадикационного облучения. Для этого циркона отбиралась мелкая фракция <74 мкм, в которой по визуальным наблюдениям были наиболее сохранены и кристаллические зерна, а из нее – только максимально прозрачные длинно-призматические кристаллы. В связи с очень высокой степенью поврежденности кристаллов

требуется как можно больше, оптимально – несколько сотен для одной навески. Чем больше зерен, тем выше $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Оптимальные условия предварительной кислотной обработки – 4 ч при температуре 180 °С. При этом образуется мелкокристаллический остаток со значительной долей слабо фрагментированных зерен, но все они очень сильно протравлены. При повышении температуры до 220 °С (№ 4 в Таблице 16) или увеличении времени экспозиции до 6 ч (№ 5, Таблица 17) происходит слишком сильное растворение, что отражается в значительном сокращении объема кристаллического остатка и увеличении погрешности определений U/Pb отношений, а значит и возрастании степени дискордантности. Обработка при температуре 160 °С в течение 6 часов (№ 6 в Таблице 16), напротив, не обеспечивает достаточной проработки и удаления всего поврежденного материала. Ультразвуковая чистка (в соответствии с работой [Widmann et al., 2019]) в течение 10 мин с 3N HNO₃ после выщелачивания в HF+HNO₃ предположительно не эффективна (№ 2 в Таблице 16). В то же время нельзя исключать, что увеличение температуры отжига до 900 °С может способствовать частичному восстановлению кристалличности нарушенных зон и повышению их устойчивости к кислотной обработке (№ 2 и 5, Таблица 16). Оптимальным для этого циркона предполагается предварительный отжиг при температуре 850 °С.

Как видно на Рисунке 55, б, положение точек изотопного состава остатков циркона после обработки при оптимальных условиях (экспозиция 4 ч при температуре 180 °С) аппроксимируется дискордией, нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 141 ± 1 млн лет (СКВО – 0.014, верхнее пересечение отвечает 1575 ± 470 млн лет).

В пределах погрешностей оценки возраста цирконов из гранитов Тургинского массива (146 ± 4 и 141 ± 1 млн лет), полученные с использованием модифицированной методики химической абразии, согласуются с известными оценками возраста формирования редкометальных гранитов кукульбейского комплекса: 142.1 ± 0.6 млн лет, Rb-Sr метод [Костицын и др., 2004], 140.3 ± 2.6 млн лет и 140.6 ± 2.9 млн лет – U-Pb метод по циркону [Абушкевич, Сырицо, 2007]. Таким образом, проведенное исследование позволило уточнить имеющиеся данные о возрасте формирования литий-фтористых гранитов Тургинского массива, которые существенно различались: 133.8 ± 1.2 млн лет, Rb-Sr метод [Сырицо и др., 2021]; 143 ± 5 млн лет, Rb-Sr метод [Шергина, неопубл. данные]; 152.7 ± 3.9 млн лет, U-Pb (SIMS) по циркону [Удоратина и др., 2017].

Методический подход, разработанный в процессе изучения циркона из гранитов Тургинского массива, являются важным результатом. Полученный опыт работы с высокоурановым сильно метамиктизированным цирконом открывает новые возможности для U-Pb геохронологических исследований. В рамках проведенного исследования впервые продемонстрирована принципиальная возможность использования высокоуранового

метамиктизированного циркона с высокой степенью радиационных повреждений для U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований. Показано, что для циркона с высокой дозой авторadiационного облучения возможен подбор оптимальных условий высокотемпературного отжига и кислотной обработки, обеспечивающих, с одной стороны, практически полное удаление метамиктной фазы, а с другой – получение достаточного количества материала для U-Pb (ID-TIMS) датирования. Такими условиями для изученного циркона с $D_\alpha \gg 2 \times 10^{18}$ α -расп/г предложено считать высокотемпературный отжиг в течение 48 ч при температуре 850°C и выщелачивание в смеси 35% HF + 15% HNO₃ (5:1) при температуре 180 °C с экспозицией 4 ч.

Глава 7. Оценка условий формирования Тургинского интрузива

7.1. Температурный режим

Учитывая выявленные геохимические особенности формирования Тургинского массива, отличные от известных рудоносных массивов, особое внимание было уделено оценке температурного режима кристаллизации. Для оценки температур слагающих его пород использовались различные геотермометры, в том числе:

- по степени насыщения силикатного расплава Zr [Watson, Harrison, 1983];
- по уровню концентрации Ti в цирконе – геотермометр «Ti-in-Zircon» [Ferry, 2006];
- по коэффициенту распределения Gd в сосуществующем монаците и ксенотиме [Gratz, Heinrich, 1998];
- по двуполевошпатовому геотермометру [Рябчиков, 1965];
- по соотношению железистости и глиноземистости слюд [Иванов, 1970].

Несмотря на погрешности указанных методов, все они однозначно фиксируют общие тенденции (Таблица 17). Наиболее полные данные получены при использовании методики по степени насыщения силикатного расплава Zr [Watson, Harrison, 1983]. Эта методика подразумевает определение температур по распределению циркония между расплавом и цирконом. Погрешность метода составляет 35 °С. Поскольку изучаемые породы являются интрузивными полнокристаллическими, в рамках исследования принято допущение о равенстве содержания циркония в расплаве его концентрации в породе. Температура кристаллизации порфировидных биотитовых гранитов ундинского комплекса укладывается в интервал 710–740 °С. Для гранитоидов шахтаминского комплекса пород установлены температуры 780–900 °С. Формирование протолитионитовых гранитов кукульбейского комплекса происходило при высокой температуре кристаллизации породы, варьирующей в интервале 810–850 °С. Амазонитовым гранитам соответствуют значения температур в пределах 720–750 °С, отражающие снижение температуры кристаллизации при переходе от главной фазы к заключительной. Заслуживает внимания то обстоятельство, что амазонитовые граниты Орловского рудоносного массива характеризуются более низкотемпературным режимом кристаллизации (620–710 °С).

Таблица 17. Температуры кристаллизации дифференциатов Тургинского, Этыкинского, Ачиканского и Орловского массивов.

| Массив | Комплекс | Разновидность пород | Температура формирования пород, °С | | | | | | | | |
|-------------------------|------------------------|---------------------------------|---|---|--|------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|----------------------|------------------------------------|---------|
| | | | По [Watson, Harrison, 1983]*, графическое определение | По [Watson, Harrison, 1983]* и [Z. Salehi et al., 2014] | По [Watson, Harrison, 1983], расчет по формуле | Ti в цирконе [Ferry, 2007]** | КПШ-Пл по Барту [Рябчиков, 1965б] | КПШ-Пл по Рябчикову [Рябчиков, 1965а] | По Bt [Иванов, 1970] | По Gd в Mnz и Xt [Gratz, Heinrich] | |
| Тургинский | Шахтаминский комплекс | Монцонитоиды | 780-800 | 765-785 | 793 | | | | 790 | | |
| | Ундинский комплекс | Порфиroidные биотитовые граниты | 710-740 | 705-750 | 728 | 810 | 300-340 | <400 | >750 | 720-800 | |
| | Этыкинский, Ачиканский | Кукульбейский комплекс | Протолитионитовые граниты | 800-860 | 810-855 | 834 | 852 | 300-340 | <400 | 560-650 | >820 |
| | | | Амазонитовые граниты | 720-840 | 730-850 | 758 и 791 | 754 | 300-340 | <400 | <500 | 700-800 |
| Хангилайский, Орловский | Кукульбейский комплекс | Амазонитовые граниты | 710-770 | 710-780 | 780 | 695 | | | | | |
| | | Биотитовые граниты | 730-790 | 730-780 | 755 | | | | 550-720 | | |
| | | Протолитионитовые граниты | 695-780 | 700-770 | 743 | 730 | | | 510-660 | | |
| | | Порфиробластовые граниты | 630-680 | 630-700 | 663 | 740 | | | 540-590 | | |
| | | Амазонитовые граниты | 600-710 | 650-700 | 665 | | | | <500 | | |

Примечание. * погрешность определения ± 35 °С; ** геотермометр применялся при содержании Ti <30 ppm. Данные приведены по материалам [Баданина и др., 2010; Иванова и др., 2018; Сырицо, 2002; Сырицо и др., 2021; Борзина, 2016; Борисова и др., 2018; неопубл. данные Л.Ф. Сырицо].

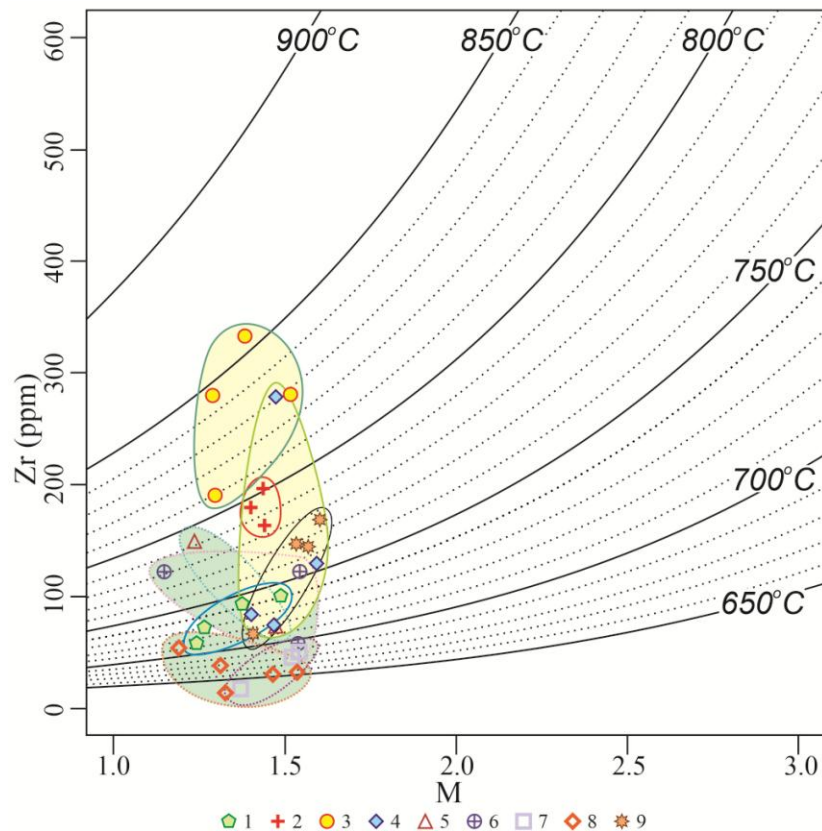


Рисунок 56. Температуры кристаллизации пород Тургинского, Хангилайского, Орловского, Этыкинского и Ачиканского массивов; диаграмма в координатах Zr-M по [Watson, Harrison, 1983]. $M=(Na+K+2Ca)/(Al \times Si)$. Ундинский комплекс: 1 – порфириновые биотитовые граниты Тургинского массива; шахтаминский комплекс: 2 – монцитониты Тургинского массива; кукульбейский комплекс: 3-4 – Тургинский массив (желтые поля): 3 – протолитионитовые (Li-сидерофилитовые) граниты, 4 – амазонитовые граниты; 5-8 – Хангилайский и Орловский массивы (зеленые поля): 5 – биотитовые граниты, 6 – протолитионитовые граниты, 7 – порфириобластовые граниты, 8 – амазонитовые граниты; 9 – амазонитовые граниты Этыкинского и Ачиканского массивов.

Описанные выше определения относятся к графическому методу по Ватсону и Харрисону [Watson, Harrison, 1983] (Рисунок 56). В упомянутой статье приведена также математическая формула определения температуры по коэффициенту распределения Zr между расплавом и цирконом:

$$\ln D_{Zr}^{zir/liq} = \{ -3.8 - [0.85(M - 1)] \} + 12900/T$$

где $D_{Zr}^{zir/liq}$ – коэффициент распределения между цирконом и расплавом; M – коэффициент, рассчитываемый по формуле $M=(Na+K+2Ca)/(Al \times Si)$; T – температура в градусах Кельвина.

По этой формуле также были рассчитаны значения температуры кристаллизации пород. Результаты вычислений также приведены в таблице 17 и отражают зависимости, описанные выше по графическому анализу.

В работе [Salehi et al., 2014] к описанной выше методике по [Watson, Harrison, 1983] приводится также упрощенная диаграмма Zr-SiO₂ с нанесенными изотермами. Результаты оценки температурного режима с применением данной диаграммы отражены на Рисунке 57.

Полученные температурные диапазоны с небольшими вариациями совпадают с приведенными выше для диаграммы в координатах Zr-M.

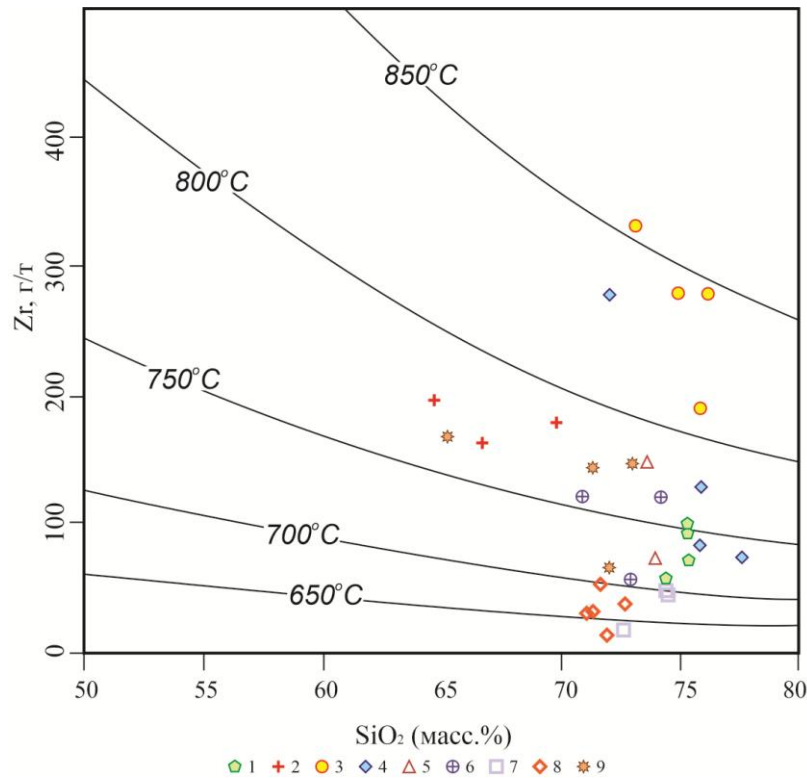


Рисунок 57. Температуры кристаллизации пород Тургинского и Орловского интрузивов; диаграмма в координатах Zr-SiO₂ по [Salehi et al., 2014].

Ундинский комплекс: 1 – порфировидные биотитовые граниты Тургинского массива; шахтаминский комплекс: 2 – монцитонитовиды Тургинского массива; кукульбейский комплекс: 3-4 – Тургинский массив: 3 – протолитионитовые (Li-сидерофиллитовые) граниты, 4 – амазонитовые граниты; 5-8 – Хангилайский и Орловский массивы: 5 – биотитовые граниты, 6 – протолитионитовые граниты, 7 – порфиробластовые граниты, 8 – амазонитовые граниты; 9 – амазонитовые граниты Этыкинского и Ачиканского массивов.

По литературным данным [Коваленко, 1979; Сырицо, 2002] типичные температуры кристаллизации литий-фтористых гранитов оцениваются в 600-650 °С. Данные, полученные в рамках настоящего исследования по методу Уатсона-Харрисона, заметно выше упомянутых. Возможно, это связано с большей щелочностью магматической системы редкометальных гранитов в сравнении с теми гранитоидами, по которым была разработана методика.

Методика определения температур с применением геотермометра «Ti в цирконе» приведена в работе Ферри [Ferru, 2007]. Расчеты проводились при граничном содержании Ti до 30 г/т. Согласно этим данным температура кристаллизации протолитионитовых гранитов – 810 °С, амазонитовых гранитов – 760 °С. Температура кристаллизации амазонитовых гранитов Этыкинского массива соответствует 700 °С.

По коэффициенту распределения Gd в сосуществующем монаците и ксенотиме можно оценить температуру кристаллизации [Gratz, Heinrich, 1998]. Для протолитионитовых гранитов > 820 °С, для амазонитовых гранитов фазы 750±50 °С.

Двуполевошпатовый геотермометр подразумевает графическое определение температур на различных диаграммах по коэффициентам N_1 и N_2 , отражающим распределение Na (альбитовой составляющей) между калиевым полевым шпатом и плагиоклазом. В рамках настоящей работы были проведены анализы состава полевых шпатов в плоскополированных пластинках при помощи сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N на базе ресурсного центра «Геомодель» в СПбГУ. Но опыт использования данного геотермометра для исследуемого объекта признан неудачным ввиду сильной альбитизации пород. Полученные температурные значения очень низкие (около 300°C) и отвечают вторичным метасоматическим изменениям. Также необходимо принять во внимание погрешность в определении концентраций натрия микронзондовым анализом из-за частичного выгорания этого элемента под действием лазера и общую значительную погрешность при использовании энергодисперсионного спектрометра. Для получения корректных результатов рекомендуется использование полевых шпатов из вкрапленников в максимально неизмененных образцах и определение содержания щелочей в мономинеральных фракциях методом фотометрии пламени.

Температуры, рассчитанные по составу биотитов [Иванов, 1970], оказались заниженными, что может свидетельствовать о повторном закрытии системы в результате наложенных преобразований или же об ограничениях использования данного геотермометра применительно к высокожелезистым биотитам с присутствием лития и фтора.

7.2. Геодинамические условия

Геодинамические условия формирования Тургинского массива оценивались на основе общепринятых дискриминационных диаграмм. Наиболее широко известными являются диаграммы Дж. Пирса [Pearce et al., 1984], использующие соотношения Rb, Y, Nb, Yb, Ta (Рисунок 58). Эти диаграммы дают скорее области составов источников и тектонические условия их образования, а не геодинамические режимы гранитообразования. Вместе с тем, для синколлизийных, островодужных, внутриплитных гранитоидов и плагиогранитов океанических хребтов источники и тектонические режимы обнаруживают явную корреляцию между собой, что позволяет идентифицировать типичные для этих обстановок гранитоиды [Туркина, 2014]. На этих диаграммах посторогенные граниты не могут быть отделены от островодужных и синколлизийных гранитов.

Как видно из Рисунка 58, породы шахтаминского комплекса тяготеют к области островодужных пород. Граниты кукульбейского комплекса занимают весьма специфическое положение на границе полей внутриплитного и синколлизийного режимов на дискриминационной диаграмме Дж. Пирса. Это можно интерпретировать как формирование гранитов на этапе перехода к внутриплитной обстановке с сохранением черт коллизийного режима, что согласуется с представлением ряда исследователей [Гордиенко и др., 2019] о пике орогенеза в Забайкалье при закрытии Монголо-Охотского океана в середине юры.

Уточнение геодинамической обстановки возможно при помощи диаграммы Н. Харриса [1986] для гранитов (Рисунок 59), в основу построения которой положены отношения Rb/Hf и Rb/Ta. Эта диаграмма может использоваться для разделения гранитов А-типа различной геодинамической специфики. Согласно этой диаграмме шахтаминские породы отвечают островодужной обстановке. Порфировидные биотитовые граниты ундинского комплекса характеризуются как синколлизийные. Фигуративные точки состава кукульбейских гранитов Тургинского массива приурочены к полю поздне- и постколлизийных гранитов.

Таким образом, можно полагать, что кукульбейские граниты формировались в посторогенных условиях, связанных с закрытием Монголо-Охотского океана.

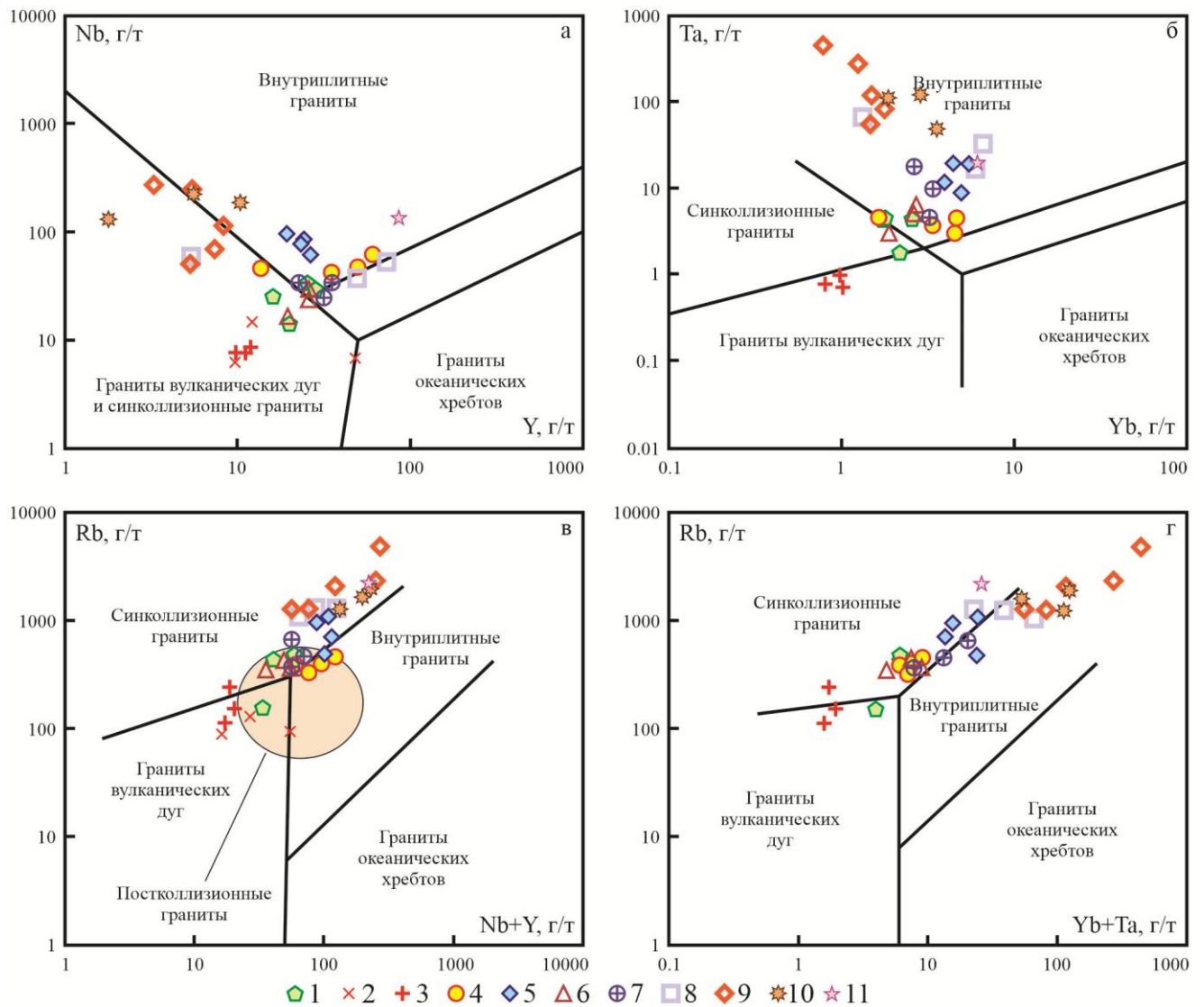


Рисунок 58. Положение точек составов пород Тургинского, Хангилайского, Орловского, Этыкинского, Ачиканского массивов на дискриминационных диаграммах Дж. Пирса [1984; 1996].

Ундинский комплекс: 1 – порфировидные биотитовые граниты Тургинского массива; шахтаминский комплекс: 2 – монзониты Хангилайско-Орловского рудного узла; 3 – монзониты Тургинского массива; кукульбейский комплекс: 4-5 – Тургинский массив: 4 – протолитионитовые (Li-сидерофиллитовые) граниты, 5 – амазонитовые граниты, 6-9 – Хангилайский и Орловский массивы: 6 – биотитовые граниты, 7 – протолитионитовые граниты, 8 – порфиробластовые граниты, 9 – амазонитовые граниты, 10 – амазонитовые граниты Этыкинского массива, 11 – амазонитовые граниты Ачиканского массива.



Рисунок 59. Положение точек составов пород Тургинского и Орловского интрузивов на дискриминационной диаграмме Н. Харриса [1986].

Ундинский комплекс: 1 – порфириновые биотитовые граниты Тургинского массива; шахтаминский комплекс: 2 – монцитониты Тургинского массива; кукульбейский комплекс: 3–4 – Тургинский массив: 3 – протолигнитовые граниты, 4 – амазонитовые граниты; 5–8 – Хангилайский и Орловский массивы: 5 – биотитовые граниты, 6 – протолигнитовые граниты, 7 – порфириновые граниты, 8 – амазонитовые граниты.

Принадлежность гранитов Тургинского массива к А-типу, проявляющаяся на рассмотренных геодинамических диаграммах, находится в согласии с петрогеохимическими особенностями этих пород. Характерная черта А-гранитов – это, прежде всего, высокая железистость, обогащение высокочargedными элементами (Nb, Ta, Zr, Y) в сочетании с низкими концентрациями Sr, P, Ti, что определяет резкие минимумы на мультиэлементных спектрах [Туркина, 2014]. А-граниты включают как породы нормального и субщелочного, так и щелочного ряда, характеризующиеся различным соотношением высокочargedных элементов. На мультиэлементных спектрах (Рисунок 33) и в Таблицах 7, 8 видно, что граниты Тургинского массива, и особенно протолигнитовые граниты, отличаются повышенной железистостью, высокими концентрациями высокочargedных элементов и калия и низкими концентрациями стронция, титана, фосфора. Формирование А-гранитов связывается с плавлением или дифференциацией при более низкой активности H_2O и фугитивности O_2 в сравнении с другими типами гранитоидов. Рассчитанные для Тургинского массива по составу биотита значения фугитивности кислорода отличаются крайне низкими значениями ($\lg f_{O_2} = -19 \dots -20$), что также является аргументом в пользу их принадлежности к А-типу. Происхождение А-гранитов связывают [Туркина, 2014]: 1) с фракционированием щелочно-базальтовых расплавов; 2) с частичным плавлением ферродиоритов или базитов, образовавшихся при андерплейтинге мантийных расплавов; 3) с плавлением нижнекоровых тоналитовых или диоритовых источников, подвергавшихся или нет предшествующему плавлению или дегидратации.

Для идентификации гранитов *A*-типа и отделения их от гранитов других типов используются диаграммы Дж. Вейлина [Whalen et al., 1987]. Фигуративные точки состава протолитионитовых гранитов главной фазы Тургинского массива и частично амазонитовых гранитов ложатся в область *A*-гранитов (Рисунок 60). Дифференциаты Орловского и Этыкинского массивов приурочены к полю фракционированных кислых гранитов FG.

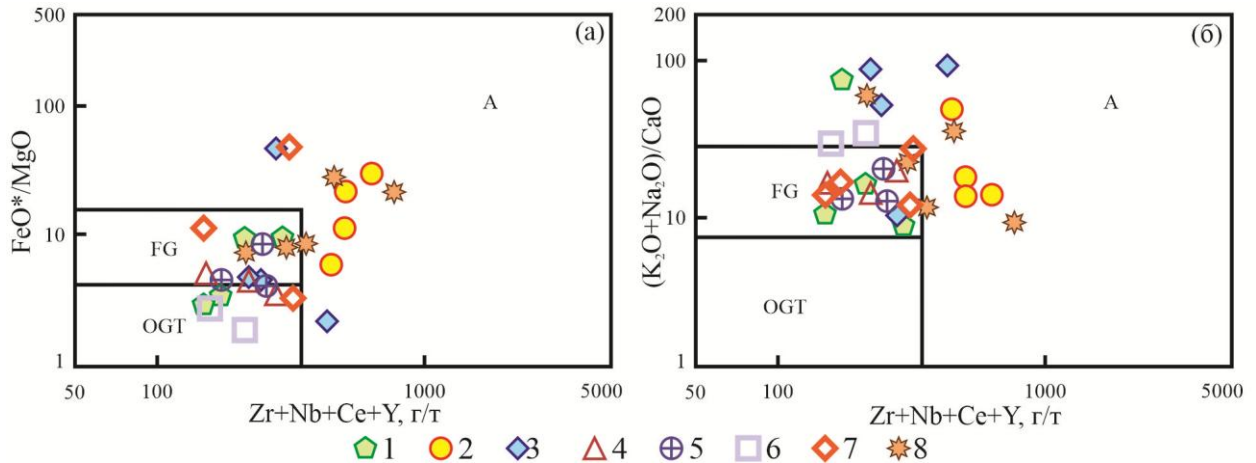


Рисунок 60. Положение точек составов пород Тургинского, Хангилайского, Орловского, Этыкинского массивов на диаграммах Дж. Вейлина [1987]. Ундинский комплекс: 1 – порфириновые биотитовые граниты Тургинского массива; кукульбейский комплекс: 2-3 – Тургинский массив: 2 – протолитионитовые граниты, 3 – амазонитовые граниты; 4-7 – Хангилайский и Орловский массивы: 4 – биотитовые граниты, 5 – протолитионитовые граниты, 6 – порфиробластовые граниты, 7 – амазонитовые граниты; Этыкинский и Ачиканский массивы: 8 – амазонитовые граниты.

Принадлежность тургинских пород к *A*-типу гранитов подтверждается положением их состава на диаграммах Дж. Маеды [Maeda, 1990] (Рисунок 30), Дж. Вэйлина [Whalen et al., 1987] (Рисунок 60) и А.В. Гребенникова [Гребенников, 2014] (Рисунок 61). При этом необходимо упомянуть, что редкометальные плюмазитовые граниты рудоносных массивов традиционно относят к *S*-типу [Сырицо, 2002]. Согласно дискриминационной диаграмме для классификации магматических пород *A*-типа на основе петрохимического состава (Рисунок 61), лейкограниты Тургинского массива приурочены к полю A_2 – «кислые магматические ассоциации, проявленные в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентального типов» [Гребенников, 2014], – при этом локализация их соответствует обстановке внутриконтинентальных рифтов и областей континентальных горячих точек. Это обстоятельство согласуется с геодинамическими реконструкциями [Коваленко и др., 2002; Ярмолюк 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, а также областей внутриконтинентального рифтогенеза.

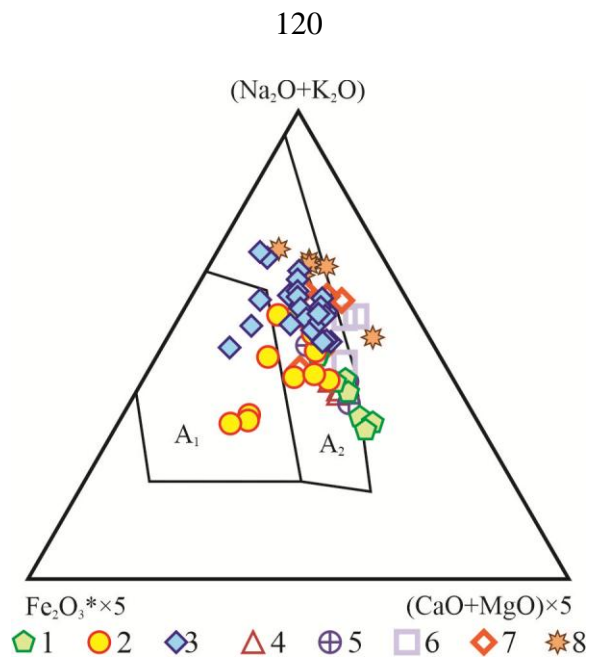


Рисунок 61. Положение точек составов пород Тургинского, Хангилайского, Орловского, Этыкинского массивов на диаграмме А.В. Гребенникова [2014].

Ундинский комплекс: 1 – порфировидные биотитовые граниты Тургинского массива; кукульбейский комплекс: 2-3 – Тургинский массив: 2 – протолитионитовые граниты, 3 – амазонитовые граниты; 4-7 – Хангилайский и Орловский массивы: 4 – биотитовые граниты, 5 – протолитионитовые граниты, 6 – порфиробластовые граниты, 7 – амазонитовые граниты; Этыкинский и Ачиканский массивы: 8 – амазонитовые граниты.

Глава 8. Лейкограниты Тургинского массива как особый подтип редкометальных плюмазитовых гранитов с агпаитовой акцессорной минерализацией

Проведенные исследования дают основания полагать, что Тургинский массив амазонитовых гранитов представляет собой нехарактерный для Забайкалья геохимический тип редкометальных гранитов. В отличие от известных в регионе массивов литий-фтористых гранитов он не демонстрирует существенного концентрирования тантала, лития, фтора и по сути своей является безрудным на эти элементы. Наиболее ярким примером рудных объектов является Орловский массив, где максимально полно проявлен ряд дифференциатов пород от исходных биотитовых гранитов до рудоносных амазонитовых гранитов эндоконтактной зоны. В пределах Тургинского массива представлены только протолитионитовые граниты главной фазы и амазонитовые граниты заключительной фазы. Наиболее ранние биотитовые граниты, здесь не обнаружены, что затрудняет проведение сопоставления состава исходных пород. Тем не менее, целый ряд установленных минералого-петрографических и геохимических особенностей (Таблица 18) позволяет выделять граниты Тургинского массива в качестве особого геохимического подтипа литий-фтористых гранитов и предполагать особый путь их формирования.

Сопоставление рядов дифференциатов изучаемых массивов вскрывает ряд общих закономерностей эволюции их составов и отличительных черт. Общей закономерностью эволюции состава является уменьшение фемичности и основности пород, накопление характерной ассоциации литофильных редких элементов – Li, Rb, Cs, F, Ta, Nb, Sn. Принципиальное различие заключается в уровнях их концентрации, значительно более низких в Тургинском массиве. Однако главную особенность дифференциации Тургинского массива составляет принципиально иной характер распределения петрогенных элементов – Si, Al, суммарного содержания щелочей. Если в ряду дифференциатов рудоносных массивов происходит последовательное уменьшение кремнекислотности при синхронном возрастании глиноземистости и щелочности ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), то в Тургинском массиве, напротив, увеличивается содержание кремнекислоты при постоянстве A/CNK и суммарного содержания щелочей.

Таблица 18. 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 ± 0.63, 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/протолигионит → Циннвальдит | Биотит → Лепидолит |
| Содержание Rb в амазоните | До 1284 г/т | До 7806 г/т |
| Соотношение между типоморфными примесями в цирконах | Hf < Th, U, Y, PЗЭ | Hf > Th, U, Y, PЗЭ |
| Типоморфные акцессорные минералы | Минералы системы торит-ксенотим-циркон-коффинит, флюоцерит, бастнезит, алланит, пироклор, 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 |

Специфической особенностью развития Тургинского массива является повышенное содержание в гранитах ассоциации тугоплавких элементов – Zr, Hf, РЗЭ, U, Th (Zr до 270 ± 59 г/т, РЗЭ до 337 ± 93 г/т, U до 16 ± 6 г/т, Th до 72 ± 31 г/т), что противоречит традиционному представлению о плюмазитовых Li-F системах и более характерно для агпайтовых.

Такая нетипичная специализация выражается и в уникальном парагенезисе акцессорных минералов. К их числу относятся: высокожелезистый колумбит, минералы системы торит-ксенотим-циркон-коффинит, минералы групп пирохлора и самарскита, фториды, фторкарбонаты и силикаты РЗЭ. Акцессорные минералы такого типа являются типоморфными для подщелоченных расплавов агпайтового ряда [Савельева и др., 2016; Владыкин и др., 2016]. Накопление в их составе легких REE и CO_2 роднит их с минерализацией в агпайтовых породах. Подобная акцессорная минерализация известна в амазонитовых гранитах Северного Тянь-Шаня [Луговской и др., 1972]. Флюоцерит одного из этих массивов – Курментинского – был детально описан Л.Г. Фельдманом с соавторами [1973]. В этой работе предлагается рассматривать флюоцерит в качестве типоморфного минерала нового геохимического подтипа колумбитоносных амазонитовых гранитов повышенной щелочности. При этом отмечается, что «флюоцерит более характерен для плюмазитовых пород (хотя и несколько повышенной щелочности)», а для агпайтовых гранитоидов типоморфным минералом является гагаринит. В Тургинском массиве отсутствуют топаз и snow-ball кварц, типоморфные для известных танталоносных массивов редкометальных гранитов.

Ряд признаков позволяет предполагать помимо изначальных различий состава расплава и кристаллизующихся из него пород еще и меньшую степень фракционирования. К таким признакам можно отнести слабое концентрирование Rb, Li, F, низкие Rb/Sr и высокие Zr/Hf отношения, эволюцию слюд лишь до протолионита±циннвальдита; присутствие исключительно Fe-колумбита, а также значительное содержание флюорита [Савина, 2003] при отсутствии топаза.

Специфика происхождения гранитов Тургинского массива и отличие их от классических плюмазитовых Li-F гранитов региона помимо различной геохимической специализации проявляется в значительно более высоких температурах кристаллизации, повышенном значении первичного изотопного отношения стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) = 0.7130 \pm 17$ вместо $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) = 0.707$, характерного для известных массивов редкометальных гранитов).

В различных вариантах классификации редкометальных гранитов, исходя из разных принципов, лейкограниты, подобные Тургинским, уже выделялись ранее. Так, в соответствии с парагенетическим анализом А.А. Беусом с соавторами [1962] выделялся биотит-альбитовый тип апогранитов с минералами Nb и Zr (малакон, Fe-колумбит). Исходя из геохимической специализации и состава акцессорных минералов А.М. Гребенниковым [1971] среди Li-F

гранитов Забайкалья выделялись вольфрамоносные, танталосные и ниобий-фторосные 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. Выделенному на примере Тургинского массива гибриднему подтипу ближе всего соответствуют амазонитовые редкометалльные граниты Северного Тянь-Шаня, изученные Г.П. Луговским и Л.Г. Фельдманом с соавторами [1972; 1973] и классифицированные как геохимический подтип плюмазитовых амазонитосодержащих колумбитосных гранитов повышенной щелочности с фторидами и фторкарбонатами редких земель.

Положение точек состава гранитов Тургинского массива на различных дискриминационных геохимических диаграммах (Рисунки 58-59) свидетельствует об их формировании в посторогенных условиях. Особенности геохимического состава указывают на принадлежность тургинских пород к *A*-типу гранитов, что подтверждается положением их состава на классификационных диаграммах (Рисунки 60, 61), в то время как редкометалльные плюмазитовые граниты рудоносных массивов (например, Орловского) традиционно относят к *S*-типу. Согласно дискриминационной диаграмме для классификации магматических пород *A*-типа на основе петрохимического состава [Гребенников, 2014] (Рисунок 61) лейкограниты Тургинского массива соответствуют обстановке внутриконтинентальных рифтов и областей континентальных горячих точек, что подтверждает представление об активной деятельности мантийных плюмов, контролируемых Центрально-Азиатским горячим полем мантии, и формировании приуроченных к ним зон рифтогенеза.

Таким образом, результаты выполненного исследования позволяют рассматривать Тургинский массив в качестве нехарактерного для Забайкалья геохимического подтипа редкометалльных гранитов, в котором, при сходной с рудоносными массивами (Орловский, Этыкинский массивы) плюмазитовости петрохимического состава, проявляется рудная и акцессорная минерализация, типичная для агпайтовых пород и отражающая REE-Zr-Th специализацию пород.

На данном этапе исследований генезис Тургинского массива представляется неоднозначным.

Ю.П. Трошиным [Трошин и др., 1983] высказывалась идея о «формировании биотитовых и амазонитовых гранитов в ореольном пространстве интрузии монцодиоритовой магмы за счет отделения лейкократового Li-F расплава от меланократового остатка». Однако с учетом возрастных соотношений есть основания предполагать обратный характер взаимоотношений этих комплексов, а именно воздействие кукульбейского расплава (141 ± 1 млн

лет) на породы шахтаминского комплекса (159 млн лет). Это проявляется, прежде всего, в нарушении изотопной системы монцонитоидов при внедрении кукульбейского расплава, а также в обогащении литием и фтором шахтаминских гранитоидов из приконтактной области в результате поздней проработки. О генетическом единстве шахтаминского и кукульбейского комплексов упоминает в своей работе также В.Д. Козлов [2011], однако лишь применительно к западной половине Агинской тектонической зоны Забайкалья, в то время как кукульбейские интрузии восточной окраины, в его представлении, непосредственно с магматическими очагами шахтаминского комплекса не связаны.

Результаты геохронологических исследований подтверждают принадлежность лейкогранитов Тургинского массива к кукульбейскому гранит-лейкогранитовому комплексу пород. Идея о внедрении принципиально нового комплекса повышенной щелочности с REE-Zr-Th-U-Nb геохимической специализацией представляется маловероятной. Столь существенные отличия Тургинского массива от рудоносных (прежде всего, Орловского), возможно, связаны с локальными условиями формирования: процессом контаминации с шахтаминскими монцонитоидами и гранитоидами палеозойского удинского комплекса, вмещающими терригенно-карбонатными толщами.

Более сложным представляется вариант модели формирования Тургинского массива, согласно которому допускается вероятность воздействия ювенильной субстанции, способной к тепловому и вещественному воздействию. С таким представлением хорошо согласуется непосредственная приуроченность Тургинского массива к шовной зоне границ Агинского и Аргунского террейнов. В изучаемом регионе в качестве такой субстанции можно представить базальтоидные расплавы шошонит-латитового ряда, известные в изучаемом регионе в виде акатуевского комплекса. Судя по данным Л.В. Таусона с соавторами [1984], эти расплавы отличаются высокой щелочностью, аномально высоким содержанием фтора, сопоставимым с содержанием в лейкогранитах кукульбейского комплекса, высоким суммарным содержанием REE (150–480 г/т), циркония (среднее содержание для забайкальской латитовой серии – 311 г/т), гафния (7.4 г/т), ниобия (15.6 г/т), тантала (1.0 г/т). Не случайно в рудных узлах, связанных с редкометальными гранитами, проявляется интенсивное развитие полихронных дайковых поясов с участием субщелочных базальтоидных пород [Трошин и др., 1983; Абушкевич, Сырицо, 2007], которые предшествуют, сопровождают и завершают формирование массивов редкометальных плюмазитовых гранитов. В этом варианте в качестве причины появления в редкометальных плюмазитовых гранитах Тургинского массива специфической акцессорной минерализации, и в том числе обилия фторидов и фторкарбонатов REE, можно рассматривать воздействие базитовых расплавов, и прежде всего фтора, на вмещающие карбонатные породы. Для верификации такого представления необходимо изучение геохимии карбонатных толщ и

изотопии углерода установленных фторкарбонатных акцессорных минералов. Необходимо также отметить, что на участие углеродистого вещества указывает в соответствии с исследованиями [Ague, Brimhall, 1987] и высокая железистость биотита, отражающая восстановительные условия.

На примере монгольских гранитоидов в работе [Антипин и др., 2019] продемонстрировано различие редкометальных Li-F гранитов центральной части магматического ареала (Монголо-Забайкальская гранитоидная провинция) и его периферической зоны. Авторы показали, что литофильными элементами максимально обогащены Li-F граниты краевых зон, в то время как в центральной части магматического ареала концентрирование этих элементов в редкометальных гранитах проявлено слабо. И, что особо примечательно, в интрузиях центральной части ареала фиксируется обогащение высокозарядными элементами (Zr, Hf, Nb, Zn, Th, U). Высокое содержание этих элементов может указывать на глубинный источник их накопления. Формирование редкометальной магмы обусловлено воздействием мантийного диапира на биотитсодержащий гранулитовый субстрат, приводящим к образованию $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-F}$ -содержащих флюидов. При этом «доля участия вещества мантийного флюида в гранитных расплавах последовательно возрастает при низких степенях плавления корового протолита и может приводить к формированию обогащенных высокозарядными элементами гранитных магм» [Антипин и др., 2019].

Подобную модель формирования можно предполагать и для Тургинского массива. Обогащение его Li-F гранитов высокозарядными элементами, агапитовый характер акцессорной минерализации, высокие значения ϵ_{Nd} , высокие температуры кристаллизации – все эти особенности подчеркивают их более мантийный характер в сравнении с классическими редкометальными гранитами региона. В.В. Ярмолук в своих работах показал, что в пределах одной магматической провинции могут сосуществовать и субдукционные механизмы магнообразования, и внутриплитные плюмовые [Ярмолук и др., 2016; Ярмолук и др., 2019]. Вероятно, родоначальная для Тургинского массива магма возникла в результате активного взаимодействия мантийного плюма, послужившего источником тепловой энергии и базальтоидного вещества, с нижнекоровым субстратом, что и объясняет иную геохимическую специализацию Тургинского массива в сравнении с классическими плюмазитовыми Li-F гранитами региона, при формировании которых преобладали процессы орогенного магматизма.

Заключение

Возраст формирования пород монцонитоидного шахтаминского комплекса Тургинского интрузива соответствует 159 млн лет (Rb-Sr), в то время как 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. Установлено, что порфиридные биотитовые граниты апикальной части Тургинского массива являются останцами палеозойского ундинского гранитоидного комплекса с возрастом 261 ± 1 млн лет.

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, в том числе отсутствием структур snow-ball кварца, топаза, высокожелезистым составом слюд (Li-сидерофиллит). Для них характерна более высокая температура кристаллизации: протолитионитовые граниты – $810\text{--}850$ °C, амазонитовые граниты – $720\text{--}750$ °C, в отличие от $600\text{--}710$ °C, присущих амазонитовым гранитам Орловского массива. На условия повышенной щелочности 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 (флюоцерит), фторкарбонатов (бастнезит, паризит) и силикатов (алланит, иттриалит) редкоземельных элементов, минералов изоструктурной группы торит-ксенотим-циркон-коффинит в системе REE-Y-Th-U-Zr-силикат-фосфатов, а также (Y,REE,U,Th)-(Nb,Ta,Ti)-оксидов (пироклор, самарскит, Fe-Nb колумбит). Граниты характеризуются нетипичной геохимической специализацией, проявляющейся в обогащении высокочargedными элементами (PЗЭ, Zr, Nb, U, Th) при отсутствии сколь-либо значимого накопления традиционных для редкометальных гранитов этого 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 в отличие от традиционных Li-F гранитов региона, классифицируемых как граниты S-типа. Результаты выполненных исследований дают основание рассматривать граниты Тургинского массива в качестве особого подтипа Li-F

amazonitсодержащих гранитов плюмазитового состава с агпаитовой акцессорной и рудной минерализацией.

Указанные минералогические и геохимические особенности Li-F гранитов Тургинского массива в сочетании с повышенными значениями ϵNd соответствуют более глубинному характеру источника вещества в сравнении с классическими редкометальными гранитами региона. Учитывая одновозрастность редкометальных массивов региона, различие в их геохимической специализации не противоречит отнесению всех массивов Li-F гранитов Восточного Забайкалья к единому магматическому комплексу – кукульбейскому. Вариации состава пород этого комплекса могут быть обусловлены в том числе изменчивостью доли участия мантийного флюида в гранитных расплавах.

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, как показано в работе [Антипин и др., 2019], обуславливает изменение геохимической специализации и обогащение высокозарядными 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 границ Агинского и Аргунского террейнов, тесную ассоциацию с монцитоидами, 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 датирования методом CA-ID-TIMS с использованием высокоуранового циркона со значительной степенью радиационных повреждений.

Список литературы

1. Абушкевич, В.С. Изотопно-геохимическая модель формирования Li-F-гранитов Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье / В.С. Абушкевич, Л.Ф. Сырицо. – СПб.: Наука, 2007. 148 с.
2. Абушкевич, В.С. Ювенильная компонента в изотопных системах (Sr, Nd) редкометалльных гранитов полиформационных интрузивов (Восточное Забайкалье) / В.С. Абушкевич, Л.Ф. Сырицо. // Новые горизонты в изучении процессов магмо и рудообразования: материалы научной конференции. – М.: ИГЕМ РАН, 2010. – С.326-327.
3. Алексеев, В.И. Циннвальдитизация биотита как признак метасоматоза, сопутствующего внедрению литий-фтористых гранитов / В.И. Алексеев, Ю.Б. Марин, Т.Ф. Семенова [и др.] // Современная минералогия: от теории к практике. Материалы XI съезда РМО. – 2010. – С. 6-8.
4. Алексеев, В.И. Эволюция циркона в посторогенных интрузивных сериях с литий-фтористыми гранитами Дальнего Востока / В.И. Алексеев, Е.В. Полякова, М.М. Мачевариани [и др.] // ЗРМО. – 2013. – Ч. СХLII. – № 3. – С. 1–27.
5. Альперович-Ландо, Е.В. Перспективы поисков месторождений тантала в юго-западном Прибалхашье / Е.В. Альперович-Ландо, Е.А. Виноградова // Горно-геологический журнал. – 2005. – № 5. – С. 19-23.
6. Антипин, В. С. Позднепалеозойский редкометалльный гранитоидный магматизм Южного Прибайкалья / В.С. Антипин, А.Б. Перепелов // Петрология. – 2011. – Т. 19. – №. 4. – С. 386-398.
7. Антипин, В.С. Редкометалльные граниты в различных зонах раннемезозойского ареала магматизма: геохимические и петрогенетические особенности (Монголия) / В.С. Антипин, А.Б. Перепелов, Д. Одгэрэл // Доклады Академии наук. – 2019. – Т. 485. – №. 3. – С. 335–340.
8. Баданина, Е.В. Возрастные и изотопно-геохимические характеристики редкометалльного оруденения, связанного с Li-F плюмазитовыми гранитами Восточного Забайкалья / Е.В. Баданина, Л.Ф. Сырицо, А.А. Иванова, Н.Г. Ризванова // Петрология и геодинамика геологических процессов: Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых). В 3-х томах. 06–13 сентября 2021 г. – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2021. – Т. 1. – С. 51-53.

9. Баданина, Е.В. Состав расплава Li-F гранитов и его эволюция в процессе формирования рудоносного Орловского массива в Восточном Забайкалье / Е.В. Баданина, Л.Ф. Сырицо, Е.В. Волкова [и др.] // Петрология. – 2010. – Т. 18. – №2. – С. 139–167.
10. Бескин, С. М. Редкометалльные гранитовые формации / С. М. Бескин, В.Н. Ларин, Ю.Б. Марин // Недра. – 1979. – Т. 280. – С. 5.
11. Бескин, С.М. Так что же такое «редкометалльный гранит»? : история вопроса, терминология, типы, суждение о генезисе / С.М. Бескин, Ю.Б. Марин, В.В. Матиас [и др.] // ЗВМО. – 1999. – Ч. 128. – № 6. – С. 28.
12. Бескин, С.М. Этыкинское редкометалльное рудное поле в Восточном Забайкалье (Восточная Сибирь) / С.М. Бескин, В.Е. Загорский, Л.Г. Кузнецова [и др.] // Геология рудных месторождений, 1994. – Т. 36. – № 4. – С. 310-325.
13. Беус, А.А. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты) / А.А. Беус, Э.А. Северов, А.А. Ситнин, К.Д. Субботин. – АН СССР. – 1962.
14. Борзина, А.П. Химический состав слюд Тургинского интрузива в Восточном Забайкалье и его петрогенетическое значение: выпускная квалификационная работа бакалавра: 05.03.01 / Александра Петровна Борзина. – СПб.: СПбГУ, ИНоЗ, 2016 г.
15. Борзина, А.П. Химический состав слюд Тургинского интрузива в Восточном Забайкалье и их петрогенетическое значение / А.П. Борзина, Л.Ф. Баданина, Е.В. Волкова // Вопросы естествознания. – 2015. – №4(8). – С.20-25.
16. Борисова, Е.Б. Акцессорные минералы Тургинского массива амазонитовых гранитов в Восточном Забайкалье / Е.Б. Борисова, А.А. Иванова, Е.В. Баданина // Новое в познании процессов рудообразования: Восьмая Российская молодежная научно-практическая Школа, Москва, 26-30 ноября 2018 г. Сборник материалов. – Электрон. дан. (1 файл: 45 Мб) – М.: ИГЕМ РАН, 2018.
17. Булах, А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов / Андрей Глебович Булах – 2 изд. – М.: Недра, 1967. – 141с.
18. Владыкин, Н.В. Геохимические особенности редкометалльных гранитов Зашихинского массива, Восточный Саян / Н.В. Владыкин, Н.В. Алымова, В.В. Перфильев // Петрология. – 2016. – Т. 24. – № 5. – С. 554–568.
19. Возраст и источники редкометалльных гранитоидных рудных узлов Забайкалья и Приморья: развернутый научный отчет по проекту РФФИ № 09-05-01222 / Абушкевич В.С. – СПб., 2009.
20. Вэнь, Ц. Сравнительный анализ колумбитов-танталитов из месторождений гранитов восточного Забайкалья и юго-восточного Китая / Ц. Вэнь, Е.В. Баданина // Материалы

- молодежной научной конференций, посвященной памяти К.О.Кратца. г. Санкт-Петербург. 18-25 октября 2010 г. – 2010. – Т.1. – С. 169–172.
21. Гинзбург, А.И. Проблемы редкометальных гранитов / А.И. Гинзбург // Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. – М.: Недра, 1972. – С. 7-27.
 22. Гордиенко, И.В. Строение Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема выделения Амурского микроконтинента / И.В. Гордиенко, Д.В. Метелкин, Л.И. Ветлужских // Геология и геофизика. – 2019. – Т. 60. – № 3. – С. 318–341.
 23. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Приаргунская. Лист М-50-IX (Калангуй). Объяснительная записка / Составители И.Г. Рутштейн, Г.И. Богач, Е.Л. Винниченко [и др.]. Редактор Г.Я. Абрамович. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. – 156 с. – (МПР РФ, ГГУП «Читагеолсъемка»).
 24. Граменицкий, Е. Н. К геохимии тантала, ниобия, циркония и гафния в гранитах и щелочных породах фтористого профиля по экспериментальным данным / Е. Н. Граменицкий, Т. И. Щекина // Геохимия. – 2001. – №. 6. – С. 621-635.
 25. Граменицкий, Е.Н. Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами / Е.Н. Граменицкий, Т.И. Щекина, В.Н. Девятова. – М.: ГЕОС, 2005. – 186 с.
 26. Гребенников, А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики / А.В. Гребенников // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 9. – С. 1356–1373.
 27. Гребенников, А.М. Вольфрамоносные, танталоносные и ниобий-фтороносные типы гранитоидов и сопровождающие их продуктивные формации (на примере Восточного Забайкалья) / А.М. Гребенников // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. – Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1971. – С. 51–59.
 28. Гребенщикова, В.И. Геохимия фанерозойских гранитоидных батолитов Восточной Сибири и их роль в формировании золотого оруденения: автореф. дис.... д-ра геол.-мин.наук: 25.00.09 / Валентина Ивановна Гребенщикова. – Иркутск, 2004. – 41 с.
 29. Замятин, Д.А. JPD-анализ как основа для исследования строения зерен циркона с микронным пространственным разрешением при геохронологических построениях / Д.А. Замятин, С.Л. Вотяков, Ю.В. Щапова // Докл. АН. – 2019. – Т. 485. – № 4. – С. 479–483.
 30. Зарайский, Г.П. Условия образования редкометальных месторождений, связанных с гранитоидным магматизмом / Г.П. Зарайский // Смирновский сборник-2004. – М.: Фонд им. Акад. В.И. Смирнова, 2004. – С. 105-192.

31. Зарайский, Г.П. Цирконий-гафниевый индикатор фракционирования редкометалльных гранитов / Г.П. Зарайский, А.М. Аксюк, В.Н. Девятова [и др.] // Петрология. – 2009. – Т. 17. – № 1. – С. 28–50.
32. Иванов, В.С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах / В.С. Иванов // Изв. АН СССР. – Сер. геол. – 1970. – № 7. – С. 25.
33. Иванова, А.А. U-Pb (ID-TIMS) датирование высокоурановых метамиктизированных цирконов: новые возможности известных подходов / А.А. Иванова, Е.Б. Сальникова, А.Б. Котов [и др.] // Петрология. – 2021а. – Т. 29. – № 6. – С. 656-667.
34. Иванова, А.А. Возможности использования U-Pb (CA-ID-TIMS) геохронологических исследований для датирования высокоуранового метамиктного циркона / А.А. Иванова, Е.Б. Сальникова, А.Б. Котов [и др.] // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. – 2021б. – Т. 498. – №1. – С. 37–41.
35. Иванова, А.А. Геохимические особенности Тургинского массива амазонитовых гранитов в Восточном Забайкалье / А.А. Иванова, Л.Ф. Сырицо // 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.
36. Иванова, А.А. Геохимические предпосылки безрудности Тургинского массива амазонитовых гранитов в Восточном Забайкалье / А.А. Иванова, Л.Ф. Сырицо // Вопросы естествознания, 2018. – № 3 (17). – С. 65-70.
37. Иванова, А.А. Нестандартный путь эволюции Тургинского массива редкометалльных гранитов в Восточном Забайкалье / А.А. Иванова // Новое в познании процессов рудообразования: Восьмая Российская молодежная научно-практическая Школа, Москва, 26-30 ноября 2018 г. Сборник материалов. – Электрон. дан. (1 файл: 45 Мб). – М.: ИГЕМ РАН, 2018.
38. Иванова, А.А. Особенности акцессорной минерализации Тургинского массива амазонитсодержащих Li-F гранитов в Восточном Забайкалье и ее петрогенетическое значение / А.А. Иванова, Л.Ф. Сырицо // Материалы X Всероссийской молодежной научной конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования». – Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2019. – С. 94-96.
39. Иванова, А.А. Результаты U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований циркона из гранитоидов удинского комплекса (Восточное Забайкалье) / А.А. Иванова, Е.Б. Сальникова // Материалы XI Всероссийской молодежной научной конференции

- «Минералы: строение, свойства, методы исследования». – Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2020. – С. 103.
40. Иванова, А.А. Температурный режим формирования Тургинского интрузива редкометалльных плюмазитовых гранитов в Восточном Забайкалье / А.А. Иванова, Л.Ф. Сырицо // Материалы Шестой Российской молодежной научно-практической Школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования», 28 ноября – 2 декабря 2016г. – М.: ИГЕМ РАН, 2016.
41. Иванова, А.А. Циркон полиформационного Тургинского массива с амазонитовыми гранитами (Восточное Забайкалье) и его петрогенетическое значение / А.А. Иванова, Л.Ф. Сырицо, Е.В. Баданина, А.М. Сагитова // ЗРМО. – 2018. – Ч. 147. – № 6. – С. 1–21.
42. Интерпретация геохимических данных // Под ред. Е. В. Складорова. – М: Интермет Инжиниринг, 2001. – 288 с.: ил.
43. Классификация и номенклатура магматических горных пород. – М., 1981. – 160 с.
44. Коваленко, В.И. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов / В. И. Коваленко, Ю. А. Костицын, В. В. Ярмолюк [и др.] // Петрология. – 1999. – Т. 7. – № 4. – С. 401-429.
45. Коваленко, В.И. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 2. Петрология и геохимия / В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк, Е.Б. Сальникова [и др.] // Петрология. – 2003. – Т. 11. – № 3. – С. 227-254.
46. Коваленко, В.И. Онгониты – субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов / В.И. Коваленко, Н.И. Коваленко // Труды совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. – М.: Наука, 1976. – Вып. 15. – 127 с.
47. Коваленко, В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитов / В.И. Коваленко. – Новосибирск: Наука, 1977. – 206 с.
48. Коваленко, В.И. Топазсодержащий кварцевый кератофир (онгонит) – новая разновидность субвулканических жильных магматических пород / В.И. Коваленко, М.И. Кузьмин, В.С. Антипин [и др.] // Докл. АН СССР. – 1971. – Т. 199. – № 2. – С. 430-433.
49. Коваленко, В.И. Эпохи формирования, геодинамическое положение и источники редкометалльного магматизма Центральной Азии / В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк, Н.В. Владыкин [и др.] // Петрология. – 2002. – Т. 10. – № 3. – С. 227–253.
50. Коваленко, Н.И. Экспериментальное исследование условий образования редкометалльных литий-фтористых гранитов / Н.И. Коваленко – М.: Наука, 1979. – 152 с.

51. Коваль, П.В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов / П.В. Коваль. – Новосибирск.: Наука, 1975. – 255 с.
52. Коваль, П.В. Состав биотитов гранитоидов Восточного Забайкалья / П.В. Коваль, М.И. Кузьмин, В.С. Антипин [и др.] // Геохимия. – 1972. – №8. – С.957-970.
53. Козлов, В.Д. Редкоземельные элементы как индикаторы источников рудного вещества, степени дифференциации и рудоносности интрузий редкометалльных гранитов (Восточное Забайкалье) / В.Д. Козлов // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 1. – С. 38-53.
54. Козлов, В.Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций / В.Д. Козлов – М.: Наука, 1985. – 304 с.
55. Козлов, В.Д. Геохимия, изотопная геохронология и генетические черты Верхнеундинского гранитоидного батолита (Восточное Забайкалье) / В.Д. Козлов, С.В. Ефремов, С.И. Дриль [и др.] // Геохимия. – 2003. – № 4. – С. 408–424.
56. Козлов, В.Д. Особенности редкоэлементного состава и генезиса гранитоидов шахтаминского и кукульбейского редкометалльного комплексов Агинской зоны Забайкалья / В.Д. Козлов // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 5. – С. 676—689.
57. Козлов, В.Д. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья / В.Д. Козлов, Л.Н. Свадковская. – Новосибирск, Наука, 1977. – 252 с.
58. Козлов, В.Д. Слюды магматитов Забайкалья (вопросы генезиса и рудоносности гранитоидов) / В.Д. Козлов, Л.Н. Свадковская, И.К. Карпов. – Новосибирск: Наука, 1978. – 148 с.
59. Костицын, Ю.А. Rb-Sr изотопные свидетельства генетической общности биотитовых и Li-F гранитов на примере месторождений Спокойнинское, Орловское и Этыкинское (Восточное Забайкалье) / Ю.А. Костицын, Г.П. Зарайский, А.М. Аксюк [и др.] // Геохимия. – 2004. – №9. – С. 940–948.
60. Костицын, Ю.А. Rb-Sr-изохронное датирование штока онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) / Ю.А. Костицын, В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк // Докл. РАН. – 1995. – Т. 343. – №. 3. – С. 381-384.
61. Котова, А.И. Калангуйское месторождение / А.И. Котова, П.А. Котов // Месторождения Забайкалья: в 6 т. – М.: Геоинформмарк, 1995. – Т. 1. – 194 с.
62. Лapidес, И.Л. Слюды редкометалльных гранитоидов: химический состав и термический анализ / И. Л. Лapidес, В. И. Коваленко, П. В. Коваль; ответственный редактор А. А. Кашаев. Академия наук СССР, Сибирское отделение, Институт геохимии им. А. П. Виноградова. – Новосибирск: Наука, 1977. – 102 с.

63. Луговской, Г.П. Строение массивов редкометальных гранитов и особенности их генезиса / Г.П. Луговской, В.В. Матиас, И.Н. Тимофеев, Л.Г. Фельдман // Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. – М.: Недра, 1972. – С. 131–161.
64. Макеев, А.Ф. Радиационно-химические превращения цирконов и их применение в геохронологии / А.Ф. Макеев. – Л.: Наука, 1981. – 64 с.
65. Маракушев, А.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов / А.А. Маракушев, И.А. Татарин // Изв. АН СССР. – Сер.геол. – №3. – 1965.
66. Мачевариани, М. М. Морфологические особенности микрокристаллов и микрорастаний циркона из гранитоидов Верхнеурмийского массива (Приамурье) / М.М. Мачевариани // ЗРМО. – 2014. – № 6. – С. – 103–119.
67. Мачевариани, М.М. Типоморфные особенности циркона гранитоидов Верхнеурмийского массива (Приамурье): дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.05 / Мария Михайловна Мачевариани. – СПб.: Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», 2015. – 149 с.
68. Нагибина, М.С. Впадины и прогибы Восточно-Азиатской группы и их положение в систематике тектонических форм / М.С. Нагибина // «Труды ГИН». – 1963. – Вып.92. – С. 322-358.
69. Негрей, Е.В. Петрология верхнепалеозойских гранитоидов Центрального Казахстана / Е.В. Негрей – М., 1983. – 261 с.
70. Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на флюорит в районе действующего рудника Калангуй (участки Джидоканский и Дутурульский) за 1966–72 и 1976–82 гг. Инв. № 15288 / Березовиков И.П., Лаврушин В.В. – Чита: ПГО Читагеология, 1983. – 209 с.
71. Перчук, Л.Л. Биотит-гранатовый геотермометр / Л.Л. Перчук // Доклады АН СССР. – 1967. – Т. 177. – № 2. – С.411-414.
72. Поваренных, М.Ю. Типоморфизм минералов группы колумбита-танталита из редкометальных танталоносных амазонит-альбитовых гранитов / М.Ю. Поваренных // Новые данные о минералах. – М., 2008. – Вып. 43.
73. Пушкарев, Ю.Д. Начальные изотопные составы Sr, Pb, Nd в Li-F гранитах Забайкалья как свидетельство присутствия в них мантийного компонента / Ю.Д. Пушкарев, Л.Ф. Сырицо, Б.В. Беляцкий // XV симпозиум по геохимии изотопов. Москва. Тез. Докл. – 1997. – С. 232–233.
74. Рассказов, С. В. Радиоизотопные методы хронологии геологических процессов: учеб. пособие / С. В. Рассказов, И. С. Чувашова. – Иркутск: Изд-во ИГУ, 2012.

75. Рябчиков, И.Д. Новая диаграмма для двуполевошпатового геологического термометра, построенная при помощи термодинамической обработки экспериментальных данных / И.Д. Рябчиков // Докл. АН СССР. – 1965а. – Т.165. – №3.
76. Рябчиков, И.Д. Усовершенствование полевошпатового геологического термометра Барта / И.Д. Рябчиков // Минералогическая термометрия и барометрия. – М., 1965б. – С. 49-60.
77. Савельева, В.Б. Фториды и фторкарбонаты в породах Катугинского комплекса (Восточная Сибирь) как индикаторы геохимических условий минералообразования / В.Б. Савельева, Е.П. Базарова, Е.А. Хромова [и др.] // ЗРМО. – 2016. – Т. 145. – № 2. – С. 1–19.
78. Савина, Е.А. Геохимия и петрология флюорит- и топаз-содержащих литий-фтористых гранитов: Прибайкалье: автореф. дис. ... кандидата геол.-мин. наук: 25.00.09 / Елена Алексеевна Савина. – Ин-т геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН. – Иркутск, 2003. – 30 с.
79. Ситнин, А.А. Этыкинское танталовое месторождение / А.А. Ситнин, А.М. Гребенников, В.В. Сункинзян // В кн.: Месторождения Забайкалья. – Чита-Москва: Геоинформмарк. – 1995. – Т. 1. – Кн. 1. – С. 86-95.
80. Ситнин, А.А. О химическом: составе литиевых слюд из метасоматически измененных гранитов. / А.А. Ситнин, И.С. Разина // Геохимия. – 1963. – № 7. – С. 695-699.
81. Смирнов, С.З. Водно-силикатные жидкости в системе редкометалльный гранит– Na_2O – SiO_2 – H_2O как концентраторы рудных компонентов при высоких давлении и температуре / С.З. Смирнов, В.Г. Томас, В.С. Каменецкий [и др.] // Петрология. – 2017. – Т. 25. – № 6. – С. 646-658.
82. Смирнов, С.С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья / С.С. Смирнов. – М., 1944. – 91 с.
83. Ступак, Д.Ф. Условия формирования рудоносных литий-фтористых гранитов Шумиловского месторождения вольфрама, Центральное Забайкалье / Д.Ф. Ступак, В.Ю. Прокофьев, Г.П. Зарайский // Петрология. – 2008. – Т. 16. – №. 3. – С. 331-336.
84. Сырицо, Л.Ф. Амазонитовые Li-F граниты REE-Zr-Nb-Th-U специализации: геохимия, минералогия, изотопная геохронология Тургинского массива в Восточном Забайкалье / Л.Ф. Сырицо, А.А. Иванова, Е.В. Баданина [и др.] // Петрология. – 2021. – Т. 29. – №1. – С. 64–89.
85. Сырицо, Л.Ф. Вулканоплутонические ассоциации кислых пород в пределах редкометалльных рудных узлов Забайкалья: геохимия пород и расплавов, возраст, P-T условия кристаллизации / Л.Ф. Сырицо, Е.В. Баданина, В.С. Абушкевич [и др.] // Петрология. – 2012. – Т. 20. – №. 6. с С. 622-648.

86. Сырицо, Л.Ф. Геохимическая модель формирования Li-F гранитов Орловского массива, Восточное Забайкалье / Л.Ф. Сырицо, Э.В. Табунс, Е.В. Волкова [и др.] // Петрология. – 2001. – Т. 9. – № 3. – С. 268-289.
87. Сырицо, Л.Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометального рудообразования / Людмила Федоровна Сырицо. – СПб.: Изд-во С.-Петербург. Ун-та, 2002. – 357 с.
88. Сырицо, Л.Ф. Мезозойские интрузивные серии Забайкалья и проблемы их петрогенезиса / Л.Ф. Сырицо, Ю.П. Шергина, Е.В. Баданина [и др.] // Вестн. СПб. ун-та. – 1999. – Сер. 7. – Вып. 4. – № 28. – С. 82–88.
89. Сырицо, Л.Ф. Продуктивность редкометальных плюмазитовых гранитов и условия образования месторождений вольфрама / Л.Ф. Сырицо, Е.В. Баданина, В.С. Абушкевич [и др.] // Геология рудных месторождений. – 2018. – Т. 60. – № 1. – С. 38-56.
90. Сырицо, Л.Ф. Уровни концентрации Rb и Sr как геохимические индикаторы развития внегеосинклинального магматизма Восточного Забайкалья / Л.Ф. Сырицо, А.А. Спиридонов, В.Н. Топорский // Геохимия. – 1989. – С. 1258-1269.
91. Таусон, Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов / Лев Владимирович Таусон. – М.: Наука, 1977. – 280 с.
92. Таусон, Л.В. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья / Л.В. Таусон, В.С. Антипин, М.Н. Захаров [и др.]. – Новосибирск: Наука, 1984. – 213 с.
93. Трошин, Ю.П. Геохимия и петрология редкометальных плюмазитовых гранитов / Ю.П. Трошин, В.И. Гребенщикова, С.М. Бойко. – Новосибирск: Наука, 1983. – 182 с.
94. Трошин, Ю.П. Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья / Юлиан Павлович Трошин. – Новосибирск: Наука. – 1978. – 172 с.
95. Туркина, О.М. Лекции по геохимии магматического и метаморфического процессов / Ольга Михайловна Туркина. – Новосибирск: РИЦ НГУ, 2014. – 118 с.
96. Удоратина, О.В. Изотопно-геохимические характеристики гранитоидов Шахтаминского и Кукульбейского комплексов (Восточное Забайкалье): новые данные / О.В. Удоратина, Д.А. Варламов, А.А. Цыганков [и др.] // Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании. Материалы III международной геологической конференции, 28-31 августа 2017 г., Екатеринбург, Россия. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. – 2017. – С. 304–308.
97. Федотова, А. А. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях / Федотова А.А., Бибилова Е.В., Симакин С.Г. // Геохимия. – 2008. – № 9. – С. 980-997.

98. Фельдман, Л.Г. Флюоцерит из редкометальных гранитов Северного Тянь-Шаня и некоторые данные к генетической минералогии фторидов редкоземельных элементов / Л.Г. Фельдман, Б.К. Сурков, Т.И. Столярова // Тр. Минералогического музея. Новые данные о минералах СССР. – М.: Наука, 1973. – Вып. 22. – 216 с.
99. Чевычелов, В.Ю. Распределение летучих компонентов (Cl, F, CO₂) в водонасыщенных флюидно-магматических системах различного состава / В.Ю. Чевычелов // Петрология. – 2019. – Т. 27. – №6. – С. 638-657.
100. Шаповалов, Ю.Б. Физико-химические условия образования редкометальных месторождений во фторсодержащих гранитоидных системах по экспериментальным данным / Ю.Б. Шаповалов, В.Ю. Чевычелов, В.С. Коржинская [и др.] // Петрология. – 2019. – Т. 27. – №6. – С. 617-637.
101. Щапова, Ю.В. К методике идентификации и исследования локальных особенностей структуры минералов-концентраторов редкоземельных и радиоактивных элементов по данным рамановской спектроскопии / Ю.В. Щапова, С.Л. Вотяков, Е.А. Панкрушина [и др.] // ЕЖЕГОДНИК-2016. Тр. ИГГ УрО РАН. – 2017. – В. 164. – С. 315 – 328.
102. Щапова, Ю.В. Оптическая спектроскопия циркона: температурные эффекты рамановского рассеяния и люминесценции, влияние структурного разупорядочения / Ю.В. Щапова, С.Л. Вотяков, Д.А. Замятин [и др.] // Всероссийская молодежная научная конференция «Минералы: строение, свойства, методы исследования». – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. – С. 229–231.
103. Щекина, Т.И. Лейкократовые магматические расплавы с предельными концентрациями фтора: эксперимент и природные отношения / Т.И. Щекина, Е.Н. Граменицкий, Я.О. Алферьева // Петрология. – 2013. – Т. 21. – №. 5. – С. 499-499.
104. Ярмолук, В.В. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса / В.В. Ярмолук, В.И. Коваленко // Петрология. – 2003. – Т. 11. – № 6. – С. 556–586.
105. Ярмолук, В.В. Зональные магматические ареалы и анорогенное батолитообразование в Центрально-Азиатском складчатом поясе: на примере позднепалеозойской Хангайской магматической области / В.В. Ярмолук, А.М. Козловский, М.И. Кузьмин // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – №. 3. – С. 457-475.
106. Ярмолук, В.В. Позднемезозойская магматическая провинция востока Азии: строение, магматизм и условия формирования / В.В. Ярмолук, А.В. Никифоров, А.М. Козловский [и др.] // Геотектоника. – 2019. – №. 4. – С. 60-77.

107. Ague, J. J. Granites of the batholiths of California: Products of local assimilation and regional-scale crustal contamination / J. J. Ague, G. H. Brimhall // *Geology*. – 1987. – V. 15. – №. 1. – P. 63-66.
108. Antipin, V. Late Paleozoic and Early Mesozoic rare-metal granites in Central Mongolia and Baikal region: review of geochemistry, possible magma sources and related mineralization / V. Antipin, O. Gerel, A. Perepelov [et al.] // *Journal of Geosciences*. – 2016. V. 61. – Issue 1. – P. 105 – 125.
109. Cherniak, D.J. Lead diffusion in apatite and zircon using ion implantation and Rutherford backscattering techniques / D.J. Cherniak, W.A. Lanford, F.J. Ryerson // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1991. – V. 55. – № 6. – P. 1663–1673.
110. Christiansen E. H. et al. The petrogenesis of topaz rhyolites from the western United States // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1983. – V. 83. – №. 1-2. – P. 16-30.
111. Christiansen, E.H. Geochemical evolution of topaz rhyolites from the Thomas Range and Spor Mountain, Utah / E.H. Christiansen, J.V. Bikun, M.F. Sheridan [et al.] // *American Mineralogist*. – 1984. – V. 69. – P. 223-236.
112. Christiansen, E.H. Petrogenesis of rare-metal granites from depleted crustal sources: an example from the Cenozoic of western Utah, USA / E.H. Christiansen, J.S. Stuckless, M. J. Funkhouser [et al.] // *Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits. Can Inst Min Metall Spec Paper*. – 1988. – V. 39. – P. 307-321.
113. Clemens, J.D. Origin of an A-type granite: Experimental constraints / J.D. Clemens, J.R. Holloway, A.J.R. White // *American Mineralogist*. – 1986. – V. 71. – P. 317-324.
114. Collins, W.J. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia / W.J. Collins, S.D. Beams, A.J.R. White [et al.] // *Contributions to mineralogy and petrology*. – 1982. – V. 80. – №. 2. – P. 189-200.
115. Corfu, F. Atlas of zircon textures / F. Corfu, J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin [et al.] // *Reviews in mineralogy and geochemistry*. – 2003. – V. 53. № 1. P. 469-500.
116. Cuney, M. Uranium, rare metals, and granulite-facies metamorphism / M. Cuney, P. Barbey // *Geoscience Frontiers*. – 2014. – V. 5. – №. 5. – P. 729-745.
117. Dostal, J. Origin of topaz-bearing and related peraluminous granites of the Late Devonian Davis Lake pluton, Nova Scotia, Canada: crystal versus fluid fractionation / J. Dostal, A.K. Chatterjee // *Chemical Geology*. – 1995. – V. 123. – №. 1-4. – P. 67-88.
118. Dril, S.I. Geochronology and Sr-Nd isotope geochemistry of Late Paleozoic collisional granitoids of Undinsky complex (Eastern Transbaikal region) / S.I. Dril, Yu.V. Noskova, K.-L. Wang [et al.] // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2017. – V. 8. – № 3. – P. 455–459.

119. Ercit, T.S. Identification and alteration trends of granitic-pegmatite-hosted (Y, REE, U, Th) – (Nb, Ta, Ti) oxide minerals: a statistical approach / T.S. Ercit // *The Canadian Mineralogist*. – 2005. V. 43. P. 1291 – 1303.
120. Ferry, J.M. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers / J.M. Ferry, E.B. Watson // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2007. – V. 154. – P. 429–437.
121. Förster, H.-J. The chemical composition of REE-Y-Th-U rich accessory minerals from peraluminous granites of the Erzgebirge-Fichtelgebirge region, Germany. Part I: The monazite (Ce) – brabantite solid solution series / H.-J. Förster // *American Mineralogist*. – 1998. – V. 83. – P. 259-272.
122. Förster, H.-J. Composition and origin of intermediate solid solutions in the system thorite-xenotime-zircon-coffinite / H.-J. Förster // *Lithos*. – 2006. – V. 88. – P. 35–55.
123. Foster, M. D. Interpretation of the composition of trioctahedral micas / M. D. Foster // *U. S. Geological Survey Professional Paper*. – 1960. – V. 354. P. 11–48.
124. Frost, B.R. A geochemical classification for granitic rocks / B.R. Frost, C.G. Barnes, W.J. Collins [et al.] // *Frost Journal of Petrology*. – 2001. – V.42.
125. Geisler, T. Kinetics of thermal recovery and recrystallization of partially metamict zircon: A Raman spectroscopic study / T. Geisler, R.T. Pidgeon, W. van Bronswijk [et al.] // *Eur. J. Mineral.* – 2001. – V. 13. – P. 1163–1176.
126. Geyh, M.A. Absolute age determination / M.A. Geyh, H. Schleicher. – Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. – 1990.
127. Goldstein, S.L. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution / S.L. Goldstein, S.B. Jacobsen // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1988. – V. 87. – P. 249–65.
128. Gratz, R. Monazite–xenotime thermometry. III: Experimental calibration of the partitioning of Gd between monazite and xenotime / R. Gratz, W. Heinrich // *Europ. J. Mineral.* 1998. – V. 10. – № 3. – P. 579–588.
129. Harris, N.B.W. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism / N.B.W. Harris, J.A. Pearce, A.G. Tindle / Eds. M.P. Coward, A.C. Ries. – *Collisions tectonics*. Geol. Soc. Spec. Publ. – 1986. – V. 19. – P. 67–81.
130. Hofmann, A. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism / A. Hofmann // *Nature*. 1997. – V. 385. P. 219–229.
131. Holland, H.D. Geologic age from metamict minerals / H.D. Holland, J.L. Kulp // *Science*. – 1950. – V. 111. – № 2882. – P. 312.

132. Hoskin, P.W.O. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis / P.W.O. Hoskin, U. Schaltegger // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2003. – V. 53. – № 1. – Pp. 27-62.
133. Hoskin, P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia / P.W.O. Hoskin // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2005. – V. 69. – P. 637–648.
134. Huyskens, M.H. Evaluation of temperature-time conditions for the chemical abrasion treatment of single zircons for U-Pb geochronology / M.H. Huyskens, S. Zink, Y. Amelin // *Chem. Geol.* – 2016. – V. 438. – P. 25–35.
135. Jacobsen, S.B. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II / S.B. Jacobsen, G.J. Wasserburg // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1984. – V. 67. – P. 137–150.
136. Jocelyn J. Examples of twinning and parallel growth in zircons from some Precambrian granites and gneisses / J. Jocelyn, R.T. Pidgeon // *Miner. mag.* – 1974. – Vol. 39. – P. 87–94.
137. Krogh, T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination / T.E. Krogh // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1973. – V. 37. – P. 485–494.
138. Ludwig, K.R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel / K.R. Ludwig // *Berkeley Geochronology Center Spec. Publ.* – 2003. – V. 4.
139. Ludwig, K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 / K.R. Ludwig // *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.* 88–542. – 1991. – 35 p.
140. Maeda, J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of central Hokkaido, North Japan / J. Maeda // *Tectonophysics*. – 1990. – V. 174. – P. 235–255.
141. Maniar, P.D. Tectonic discrimination of granitoids / P.D. Maniar, P.M. Piccoli // *Geol. Soc. Amer. Bull.* – 1989. – V. 101. – P. 635–643.
142. Manning, D.A.C. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb / D.A.C. Manning // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1981. – V. 76. – № 2. – P. 206-215.
143. Mattinson, J.M. A study of complex discordance in zircons using step wise dissolution techniques / J.M. Mattinson // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1994. – V. 116. – P. 117–129.
144. Mattinson, J.M. Zircon U-Pb chemical abrasion «CA-TIMS» method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved and accuracy of zircon ages / J.M. Mattinson // *Chem. Geology*. – 2005. – V. 220. – P. 47–66.
145. Mattinson, J.M., Extending the Krogh legacy: Development of the CA-TIMS method for zircon U-Pb geochronology / J.M. Mattinson // *Can. J. Earth Sci.* – 2011. – V. 48. – № 2. – P. 95-105.

146. McDonough, W.F. The composition of the Earth / W.F. McDonough, S.S. Sun // *Chem. Geol.* – 1995. – V. 120. – P. 223–253.
147. Melcher, F. Mineralogical and chemical evolution of tantalum–(niobium–tin) mineralisation in pegmatites and granites. Part 2: Worldwide examples (excluding Africa) and an overview of global metallogenetic patterns / F. Melcher, T. Graupner, H.-E. Gäbler [et al.] // *Ore Geology Reviews.* – 2017. – V. 89. – P. 946–987.
148. Nasdala, L. Metamictisation of natural zircon: Accumulation versus thermal annealing of radioactivity-induced damage / L. Nasdala, M. Wenzel, G. Vavra [et al.] // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2001. – V. 141. – P. 25–144.
149. Nasdala, L. Metamictization and U-Pb isotopic discordance in single zircons: A combined Raman microprobe and SHRIMP ion probe study / L. Nasdala, R.T. Pidgeon, D. Wolf [et al.] // *Mineral. Petrol.* – 1998. – V. 62. – № 1–2. P. 1–27.
150. Nasdala, L. Raman spectroscopy: Analytical perspectives in mineralogical research / L. Nasdala, D.C. Smith, R. Kaindl [et al.] // *EMU Notes in Mineral.* – 2004. – V. 6. – № 9. – P. 1–63.
151. Nasdala, L. The degree of metamictization in zircon: a Raman spectroscopic study / L. Nasdala, G. Irmer, D. Wolf // *Eur. J. Mineral.* – 1995. – P. 471–478.
152. Pearce, J.A. Sources and settings of granitic rocks / J.A. Pearce // *Episodes.* – 1996. – V. 19 – № 4. – P. 120–125.
153. Pearce, J.A. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks / J.A. Pearce, N.W. Harris, A.G. Tindle // *J. Petrol.* – 1984. – V. 25. – P. 956–983.
154. Pelleter, E. Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U-Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit - Morocco) / E. Pelleter, A. Cheillet, D. Gasquet // *Chem. Geol.* – 2007. – V. 245. – P. 135–161.
155. Pupin, J.P. Zircon and granite petrology / J.P. Pupin // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1980. – V. 73. – P. 207–220.
156. Richard, P. $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$, a natural tracer: an application to oceanic basalts / P. Richard, N. Shimizu, C.J. Allegre // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1976. – V. 31. – P. 269–278.
157. Rudnick, R. L. Composition of the continental crust / R.L. Rudnick, S. Gao, H.D. Holland [et al.] // *The crust.* – 2003. – V. 3. – P. 1–64.
158. Sagitova, A.M. Zircon from rare-metal Li-F granites: magma chamber processes and magma source. / A.M. Sagitova, E.V. Badanina, L.F. Syritso [et al.] // *Abstract of the Geochemistry Conference Goldschmidt 2016. 26 Juny-1 July 2016, Yokohama, Japan. Materials of reports.* – 2016. – P. 2684.

159. Salehi, Z. Estimating of crystallisation temperature of Mard-Abad (Karaj) granitic intrusion using mineralogy, geochemistry and morphology of zircon crystals / Z. Salehi, F. Masoudi, M. Razavi [et al.] // *J. Sci. Islamic Republic of Iran.* – 2014. – V. 25. – № 2. – P. 143–155.
160. Stacey, J.S. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model / J.S. Stacey, I.D. Kramers // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1975. – V. 26. – № 2. – P. 207–221.
161. Steiger, R.H. Subcommission of geochronology: Convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology / R.H. Steiger, E. Jager // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1976. – V. 36. – № 2. – P. 359–362.
162. Taylor, S.R. The continental crust: Its evolution and composition. / S.R. Taylor, S.M. McLennan. – London: Blackwell, 1985. – 312 p.
163. Tischendorf, G. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and improved diagram for graphical representation. / G. Tischendorf – Berlin, Germany, 1997. – 819 p.
164. Watson, E.B. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types / E.B. Watson, T.M. Harrison // *Earth Planet.* – 1983. – V. 64. – P. 295–304.
165. Whalen, J.B. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis / J.B. Whalen, K.L. Currie, B.W. Chappell // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1987. – V. 95. – P. 407–419.
166. Widmann, P. Calibrating chemical abrasion: Its effects on zircon crystal structure, chemical composition and U-Pb age / P. Widmann, J.H.F.L. Davies, U. Schaltegger // *Chem. Geol.* – 2019. – V. 511. – P. 1–10.
167. Wones, D. R. Stability of biotite: experiment, theory, and application / D.R. Wones, H.P. Eugster // *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials.* – 1965. – V. 50. – P. 1228-1272.
168. Zhang, M. Infrared spectroscopic analysis of zircon: Radiation damage and the metamict state / M. Zhang, E.K. Salje // *J. Physics: Condensed Matter.* – 2001. – V. 13. – № 13. – P. 3057.