Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения Российской академии наук

На правах рукописи



Нарыжнова Анна Викторовна

ПЕТРОЛОГИЯ РАННЕМЕЛОВЫХ ГРАНИТОИДОВ СОКТУЙСКОГО И САХАНАЙСКОГО МАССИВОВ (ЦЕНТРАЛЬНОЕ И ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Специальность 1.6.3 «Петрология, вулканология»

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
доктор геолого-минералогических наук,
член-корреспондент РАН
Крук Николай Николаевич

Новосибирск – 2026

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ ... 5
ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ ... 13
ГЛАВА 1. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ... 14
ГЛАВА 2. РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-ПЛЮМАЗИТОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ: ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ И ГИПОТЕЗЫ ОБРАЗОВАНИЯ ... 20
ГЛАВА 3. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА И ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ ... 33
3.1. История изученности Центрального и Восточного Забайкалья ... 33
3.2. Геологическое положение Центрального и Восточного Забайкалья в структурах Монголо-Охотского складчатого пояса ... 35
3.3. Геологическое положение и внутреннее строение Соктуйского и Саханайского массивов ... 45
ГЛАВА 4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО U-PB-ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА ИЗ ПОРОД КУКУЛЬБЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА ... 53
4.1. Соктуйский массив ... 53
4.2. Саханайский массив ... 57
ГЛАВА 5. МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД КУКУЛЬБЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА ... 63
5.1. Петрографический состав гранитоидов Соктуйского массива ... 63
5.1.1. Главная интрузивная фаза ... 63
5.1.2. Фаза дополнительных интрузий ... 65
5.2. Петрографический состав гранитоидов Саханайского массива ... 67
5.2.1. Главная интрузивная фаза ... 68
5.2.2. Зун-Ундурский массив ... 73

5.3. Особенности состава минералов из гранитоидов Соктуйского массива 76
5.3.1. Полевые шпаты 76
5.3.2. Амфиболы 78
5.3.3. Слюды 79
5.3.4. Акцессорная минерализация 82
5.3.5. Редкоэлементный состав циркона 86
5.4. Особенности состава минералов из гранитоидов Саханайского массива 90
5.4.1. Полевые шпаты 90
5.4.2. Слюды 92
5.4.3. Акцессорная минерализация 95
5.4.4. Редкоэлементный состав циркона 98
ГЛАВА 6. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД КУКУЛЬБЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА 103
6.1. Соктуйский массив 103
6.1.1. Петро- геохимический состав 103
6.1.2. Изотопный состав неодима 109
6.1.3. Изотопный состав кислорода 109
6.2. Саханайский массив 110
6.2.1. Петро- геохимический состав 110
6.2.2. Изотопный состав неодима 116
6.2.3. Изотопный состав кислорода 116
ГЛАВА 7. ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД В КВАРЦЕ ПОРОД КУКУЛЬБЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА 119
7.1. Соктуйский массив 119
7.2. Саханайский массив 123
ГЛАВА 8. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ 127
8.1. Возрастная позиция кукульбейского комплекса среди других мезозойских гранитоидов Центрального и Восточного Забайкалья 127

8.2. Геохимическая типизация гранитоидов ранней фазы кукульбейского комплекса 131

8.3. Неоднородность состава гранитоидов Соктуйского и Саханайского массивов как отражение особенностей их петрогенезиса 140

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 153

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ 155

ПРИЛОЖЕНИЯ 175

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Вопросы происхождения редкометалльных гранитов обсуждаются не первое десятилетие. Неослабевающий интерес исследователей обусловлен тем фактом, что редкометалльно-гранитные магмы, обогащенные фтором и литофильными редкими компонентами, не могут быть выплавлены при анатексисе наиболее распространенных пород земной коры [Beard, Lofgren, 1991; Rapp, Watson, 1995; Patino-Douce, Beard, 1995; Koester et al., 2002; и др.]. При этом, многочисленные изотопные данные прямо указывают на коровую природу редкометалльно-гранитных магм [Коваленко и др., 1999; Коваленко и др., 2000; Сырицо, 2002; Ярмолюк, Кузьмин, 2012; и др.].

Несмотря на многолетний пристальный интерес [Беус и др., 1962; Коваленко, Коваленко, 1976; Таусон, 1977; Рейф и др., 1990; Сырицо, 2002; Перетяжко и др., 2011; Бескин, Марин, 2013; Загорский и др., 2014; Смирнов и др., 2014; Соколова и др., 2016; Гаврюшкина и др., 2023], хорошую изученность эталонных массивов и проведение ряда экспериментальных работ [Коваленко, 1979; Абрамов, 2004; Щекина и др., 2013; Шаповалов и др., 2019; Щекина и др., 2020; и др.], вопрос образования магм, насыщенных фтором и резко обогащенных литофильными элементами, остается до сих пор нерешенным.

Важным ключом к пониманию генезиса материнских расплавов редкометалльных магм является природа источника высокофтористого флюида, которая в ранних моделях [Беус и др., 1962; Коваленко и др., 1971; Коваленко, Коваленко, 1976] оставалась за кадром. Экспериментальные работы [Newton and Manning 2000; Shmulovich et al. 2001; Harlov, Aranovich, 2018] детально рассматривают лишь поведение галогенов в ходе магматического и рудообразующего процессов. Исследования, посвященные непосредственно

природе источника флюидов, немногочисленны. В.В. Ярмолюк и М.И. Кузьмин [Ярмолюк, Кузьмин, 2012] предполагают активное участие мантийных магм, а в работах [Cuney, Barbey, 2014; Antipin et al., 2016] авторы рассуждают о формировании высокофтористого флюида при гранулитовом метаморфизме нижнекоровых толщ. Таким образом, вопросы природы источника редкометалльного литий-фтористого флюида однозначно не решены до сих пор.

Предполагается, что существенную роль в рудообразовании, связанном с магматическими системами, играют составы родоначальных магматических расплавов [Гаврюшкина и др., 2023; Соколова и др., 2023]. С этой точки зрения особенно интересны многофазные интрузивные комплексы, ярким примером которых является раннемеловой кукульбейский редкометалльный гранит-лейкогранитный комплекс, формирующий Забайкальскую олово-вольфрамовую и литиеносную провинцию [Владимиров и др., 2012]. В составе кукульбейского комплекса присутствуют как нерудоносные ограниченно редкометалльные «материнские» граниты, так и их рудоносные дифференциаты [Абушкевич, Сырицо, 2007]. Среди гранитоидов этого комплекса выделяли интрузии с разной специализацией: (1) собственно вольфрамоносные, (2) танталоносные и (3) ниобий-фтороносные [Гребенников, Шемонаева, 1971], позже среди них были выделены интрузии литий-фтористого типа, с которыми связаны редкометалльные (Ta-Nb-Li) руды [Козлов, 1985; Сырицо, 2002; Андреева и др., 2020а]. В многочисленных работах, посвященных изучению гранитоидов комплекса, особое внимание уделяется именно малым рудоносным интрузиям [Бескин и др., 1994; Гребенников и др., 1995; Badanina et al., 2004; Абушкевич, Сырицо, 2007; Ступак и др., 2008; Баданина и др., 2010; Владимиров и др., 2011; Козлов и др., 2011; Сырицо и др., 2018; Баданина и др., 2024]. В то же время ограниченно редкометалльные граниты первой фазы комплекса, формирующие крупные массивы, изучены слабо. Ранее считалось, что гранитоиды кукульбейского комплекса возникли в результате длительной эволюции известково-щелочных магм предшествующих мезозойских гранитоидных комплексов [Таусон, 1977; Сырицо, 2002; Козлов, 2011]. Однако новые изотопно-геохронологические данные [Берзина и др., 2013; Nevolko et al.,

2021; Иванова и др., 2021; Нарыжнова и др., 2023; и др.] ставят под сомнение генетическую связь известково-щелочных и редкометалльных магм.

В качестве **объектов исследования** выбраны гранитоиды ранней фазы кукульбейского комплекса, формирующие два крупнейших массива: Соктуйский и Саханайский. Оба массива имеют сложное строение, в их пределах присутствует несколько петрографических разновидностей.

Цель работы: установить возрастные рубежи и особенности химизма исходных магм, сформировавших гранитоиды Соктуйского и Саханайского массивов.

Для поставленной цели решались следующие **задачи:**

- Изучение геологической позиции и внутреннего строения массивов;
- Проведение локального U-Pb-датирования циркона из гранитоидов;
- Изучение минерального состава гранитоидов;
- Определение петро- геохимических и изотопных (Sm-Nd, $\delta^{18}O$) характеристик пород и минералов;
- Диагностика состава магматического флюида по первичным включениям минералообразующих сред;
- Типизация исследуемых пород по особенностям химизма и флюидного режима, выявление особенностей химизма исходных магм.

Фактический материал. Основной работы является каменный материал, отобранный в эскпедиционных работах в период с 2021 по 2024 гг. с участием автора и сотрудников ИГМ СО РАН. В ходе полевых работ было отобрано 113 образцов, а также 10 объемных (более 1.5 кг) проб для U-Pb-датирования. Для последующих минералого-петрографических, петро- геохимических, изотопных исследований, а также анализа составов первичных включений, было изготовлено 62 петрографических шлифа, 50 двусторонне-полированных и 24 полированных пластинки, отобраны монофракции отдельных минералов (> 30 образцов), подготовлены порошковые пробы (> 90 образцов).

Методы исследования. Изучение минерального состава, структурно-текстурных особенностей пород, взаимоотношений минералов, поиск флюидных и расплавных включений производилось методами оптической микроскопии в полированных петрографических шлифах, двусторонне-полированных пластинках и монофракциях отдельных минералов. Для изучения особенностей состава породообразующих и акцессорных минералов использовались методы ЭДС и ВДС. Состав газовой фазы во флюидных и расплавных включениях определялся методом рамановской спектроскопии. U-Pb геохронологическое датирование и анализ редкоэлементного состава циркона, а также определение изотопного состава кислорода ($\delta^{18}O$) в породообразующих минералах было выполнено методом LA-ICP-MS. Концентрации петрогенных и редких элементов получены с использованием методов РФА и ИСП-МС анализа, соответственно. Концентрации бора, фтора и лития в породах определялись методом АЭС. Соотношение изотопов $^{147}Sm/^{144}Nd$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ в породах измерялось методом TIMS.

Личный вклад автора заключается в участии в экспедиционных работах и в первичной пробоподготовке каменного материала для аналитических исследований. Автором описана коллекция петрографических шлифов, из протолочек отобраны монофракции отдельных минералов. Автор участвовал в изучении состава породообразующих и акцессорных минералов (в т.ч. циркона) методами ЭДС, ВДС и LA-ICP-MS, в поиске и анализе состава первичных включений минералообразующих сред методом рамановской спектроскопии, в проведении изотопного U-Pb-датирования циркона методом LA-ICP-MS. Обработка, анализ и интерпретация полученных данных проводилась автором самостоятельно и при участии научного руководителя и старших коллег.

Защищаемые положения:

1. Гранитоиды Соктуйского и Саханайского массивов, относящиеся к ранней фазе кукульбейского комплекса, имеют раннемеловой (145-139 млн лет) возраст. Их внедрение произошло на 10-12 млн лет позже формирования других мезозойских гранитоидов Центрального и Восточного Забайкалья.

2. По особенностям химизма гранитоиды ранней фазы кукульбейского комплекса не имеют вещественных аналогов среди юрских гранитоидов Центрального и Восточного Забайкалья. Всем раннемеловым породам Саханайского и Соктуйского массива присущи черты анорогенных гранитоидов. При этом только гранитоиды главной интрузивной фазы обогащены фтором и литофильными элементами и принадлежат к геохимическому типу редкометалльно-плюмазитовых гранитов.

3. Формирование гранитоидов Соктуйского и Саханайского массивов не было связано с эволюцией одного материнского расплава. В их образовании принимали участие магмы мантийной и коровой природы, различающиеся по редкоэлементным характеристикам, содержанию летучих компонентов и окислительно-восстановительному потенциалу.

Научная новизна. Впервые показано, что раннемеловые гранитоиды Центрального и Восточного Забайкалья представлены несколькими геохимическими типами: наряду с редкометалльными разновидностями здесь присутствуют умеренно-щелочные гранитоиды А-типа. Для пород Соктуйского и Саханайского массивов впервые определен изотопный состав кислорода в породообразующих минералах. Проанализирован состав газовой фазы магматогенного флюида в первичных флюидных и расплавных включениях, определены концентрации хлора в слюдах раннемеловых гранитоидов Центрального и Восточного Забайкалья. Показано многообразие исходных магм, ответственных за формирование гранитоидов Соктуйского и Саханайского массивов.

Теоретическая и практическая значимость. Результаты, полученные в ходе выполнения исследований, существенно дополняют представления о происхождении редкометалльных плюмазитовых гранитов как Забайкальской, так и других редкометалльных провинций мира.

Полученные данные о составе и возрасте пород ранней фазы кукульбейского комплекса могут быть использованы при составлении детальных геологических карт, проведении прогнозно-металлогенических исследований и поисковых работ.

Обнаружение новых петрографических разновидностей пород в составе Соктуйского (петротип) и Саханайского массивов, а также данные о геохимической неоднородности раннемеловых гранитоидов требуют корректировки Легенды Алдано-Забайкальской серии листов Госгеолкарты-200 и доизучения других массивов кукульбейского комплекса.

Структура и объем диссертации. Диссертационная работа состоит из введения, восьми глав, заключения, списка литературы и приложений. В первой главе детально описана методология исследований. Во второй главе рассматриваются основные гипотезы формирования редкометалльных гранитоидов и обсуждается проблема источника высокофтористого флюида. Третья глава посвящена характеристике истории геологического развития исследуемого региона, также здесь приводится детальное описание строения исследуемых массивов. В четвертой, пятой, шестой и седьмой главах представлены результаты геохронологических U-Pb- (глава 4), минералого-петрографических (глава 5), петро- геохимических и изотопных (глава 6) исследований и изучения включений породообразующих сред (глава 7). В восьмой главе обсуждаются полученные данные и обосновываются защищаемые положения.

Диссертационная работа изложена на 207 страницах, включает 48 рисунков, 7 таблиц, список литературы из 170 наименований и 4 приложения, содержащие результаты U-Pb-геохронологического датирования циркона, данные о содержании петрогенных и летучих компонентов в слюдах, редкоэлементном составе циркона и геохимических характеристиках пород.

Апробация работы и публикации. *Промежуточные результаты исследований* представлены в виде устных докладов на международных и всероссийских конференциях: «Международная научная студенческая конференция», г. Новосибирск, НГУ, 2022 г.; «Металлогения древних и современных океанов-2022. От вещественного состава к моделям и прогнозированию месторождений», г. Миасс, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2022 г.; Всероссийской петрографической конференции с международным участием «Петрология магматических и метаморфических комплексов», г. Томск, ТГУ, 2022

г.; XXX Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика», г. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2023 г.; VI Всероссийской конференции с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит», ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток, 2023 г.; III молодежной научной конференции-школе с международным участием «Геология на окраине континента», ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток, 2024 г.; XXIV Всероссийской научной конференции «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)», ИЗК СО РАН, г. Иркутск, 2026 г.

Основные материалы диссертации опубликованы в 2 статьях в журналах, включенных в Перечень ВАК:

Нарыжнова А.В., Хромых С.В., Крук Н.Н., Котлер П.Д. Новые геохронологические и изотопные данные по мезозойским гранитоидам Восточного Забайкалья // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. – 2023. – Т. 510. – № 2. – С. 181-188.

Нарыжнова А.В., Крук Н.Н., Смирнов С.З., Котлер П.Д., Куликова А.В., Бортников Н.С., Антипин В.С., Мороз Е.Н., Волосов А.С., Борисенко А.С. Раннемеловые гранитоиды Соктуйского массива (Восточное Забайкалье): особенности состава и петрогенезиса // Геология и геофизика. – 2025. – Т. 66. – № 5. – С. 589-614.

Благодарности. Работа выполнена на базе лаборатории № 211 Петрологии и рудоносности магматических формаций Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск).

Прежде всего, автор выражает глубокую благодарность своему научному руководителю, чл.-корр. РАН, д.г.-м.н. Николаю Николаевичу Круку, за чуткое руководство, бесценную помощь и поддержку при проведении исследований и написании диссертационной работы.

Неоценимый вклад в проведении экспедиционных работ внесли д.г.-м.н. С.В. Хромых, к.г.-м.н. Котлер, к.г.-м.н. Михеев, к.г.-м.н. Шелепаев. За сотрудничество

в поиске кварцевых сиенитов автор благодарит д.г.-м.н. В.С. Антипина и сотрудников лаборатории № 214 Рудообразующих систем ИГМ СО РАН (под руководством к.г.-м.н. П.А. Неволько). Отдельная признательность выражается Е.Н. Мороз за помощь с полевой документацией и составлением геологических схем. За конструктивную критику и ценные советы хочется выразить благодарность всем сотрудникам нашей большой лаборатории, в частности чл.-корр. РАН, д.г.-м.н. А.Э. Изоху, д.г.-м.н. С.Н. Рудневу, д.г.-м.н. О.М. Туркиной, д.г.-м.н. С.В. Хромых, к.г.-м.н. П.Д. Котлеру, к.г.-м.н. Р.А. Шелепаеву, а также д.г.- м.н. А.Г. Дорошкевич. За консультации и помощь в проведении исследований минералообразующих сред хочется поблагодарить д.г.-м.н. С.З. Смирнова.

Петрографические и минералогические исследования не были бы проведены без шлифов и пластинок, которые изготовили О.В. Салмина, И.В. Бакакин (опытно-производственный участок пробоподготовки ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) и И.Н. Сериков (лаб. Седиментологии, ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск). Проведение аналитических работ было бы невозможно без сотрудников ЦКП МИИ СО РАН (г. Новосибирск), ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН (г. Иркутск), ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург), ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Особую благодарность хочется выразить аналитикам: к.г.-м.н. В.Н. Королюку, к.г.-м.н. А.В. Куликовой, к.г.-м.н. Д.В. Семеновой и А.В. Карпову.

За дружеское участие автор благодарна товарищам-аспирантам: О.В. Фурман, И.А. Кузьмину, М.Д. Царевой, В.А. Пенкиной и А.С. Волосову. Безмерная благодарность за постоянную и всестороннюю поддержку выражается Я.Ю. Шелепову.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (проект № 13.1902.24.44, соглашение № 075-15-2024-641) и Российского научного фонда (проект №21-17-00175).

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

АЗ – апикальная зона

ГИФ – главная интрузивная фаза

г – газовая фаза

ж – жидкая фаза

кр – кристаллическая фаза

МОСП – Монголо-Охотский складчатый пояс

РВ – расплавные включения

ФВ – флюидные включения

ФДИ – фаза дополнительных интрузий

Ab – альбит

Afs – калинатровый полевой шпат

Aln – алланит/ортит

Amp – амфибол

Ap – апатит

Cst – касситерит

Chl – хлорит

Chv – чевкенит

Cpx – клинопироксен

Ep – эпидот

Fcrt – флюоцерит

Fe-Ed – железистый эденит

Fe-Bt – железистый биотит

Fe-Ms – железистый мусковит

Fe-Prg – железистый паргасит

Fl – флюорит

Grt – гранат

Ilm – ильменит

Mag – магнетит

Mnz – монацит

Ox (?) – неопределенный оксид

Pl – плагиоклаз

Prs – паризит

Qz – кварц

Rba – рабдофан

Ru – рутил

Sid – сидерофиллит

Xnt – ксенотим

Zrn – циркон

ГЛАВА 1. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение минерального состава, структурно-текстурных особенностей пород, взаимоотношений минералов, поиск флюидных и расплавных включений производилось методами оптической микроскопии в полированных петрографических шлифах и двусторонне-полированных пластинках (толщиной 0.3-0.5 мм) на поляризационных петрографических микроскопах CarlZeiss Axiolab A 40 Pol и Olympus BX51, оборудованных цифровыми камерами для фото- и видеодокументации.

Анализ состава ряда породообразующих и акцессорных минералов проводился методом энергодисперсионного рентгеноспектрального анализа на приборе Tescan Mira 3LMU в ЦКП мультиэлементных и изотопных исследований (ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск) (аналитик М.В. Хлестов). Предварительно на прозрачно-полированные пластинки было нанесено проводящее графитовое покрытие (толщина 25 мкм). Ток зонда составлял около 1.5 нА при ускоряющем напряжении 20 кВ. Время набора спектра составляло от 20 до 60 секунд. Для получения количественного анализа проводилось сканирование площадки 5х5 мкм. Стабильность по току контролировалась периодической съемкой металлического кобальта. Составы слюды, амфибола и плагиоклаза были дополнительно изучены волнодисперсионным методом рентгеноспектрального анализа на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8100 (Jeol Ltd) (ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск, аналитик В.Н. Королюк). Ток зонда составлял примерно 40 нА при ускоряющем напряжении 20 кВ, времени счета на пике – 10 секунд (для фтора 30 секунд), на фоне – 5 секунд (для фтора 15 секунд), диаметре электронного зонда – 2 мкм. Для контроля дрейфа параметров съемки после каждого десятого измерения образца проводилось измерение стандартов: BD

(диопсид, измерение SiO_2, MgO, CaO), 359-1 (ортоклаз, измерение Al_2O_3), альбит (измерение Na_2O), O-145 и IGEM (гранаты, измерение FeO и MnO, соответственно), F-flog и Cl-flog (флогопиты, измерение F и Cl, соответственно), Gl-6 (синтетическое стекло, измерение TiO_2). Предел обнаружения элементов для слюд и амфибола (3σ, мас. %): SiO_2 0.07, TiO_2 0.03, Al_2O_3 0.05, FeO 0.05, MgO 0.01, MnO 0.06, CaO 0.03, Na_2O 0.06, K_2O 0.01, F 0.20 и Cl 0.02; для плагиоклаза (3σ, мас. %): SiO_2 0.08, Al_2O_3 0.12, FeO 0.04, CaO 0.02, Na_2O 0.13, K_2O 0.02. Содержания Li_2O в слюдах были рассчитаны по формулам $Li_2O = 0.3935*F^{1.326}$ (мас. %) (диоктаэдрические слюды) и $Li_2O = 0.177*F^{1.642}$ (мас. %) (триоктаэдические слюды), согласно [Tischendorf et. al., 1997].

Состав газовой фазы во флюидных и расплавных включениях исследовался методом рамановской спектроскопии в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на спектрометре Horiba Lab Ram HR 800 с полупроводниковым детектором Andor, охлаждаемым по методу Пелтье. Для оптического наблюдения и фокусировки на конкретном включении использовался микроскоп Olympus BX51. Комбинационное рассеивание возбуждалось твердотельным лазером Yb:ИАГ (длина волны 532 нм, мощность 50 мВт). Излучение собиралось в геометрии обратного рассеяния с использованием объектива 100х с числовой апертурой 0.9. Все спектры записывались при комнатной температуре в частотных диапазонах ($см^{-1}$): 500-1250 (SO_2), 1100-1500 (CO_2), 2000-2800 (N_2), 2800-3000 (CH_4) и 3000-3900 (H_2O). Количество циклов и время накопления одного спектра составило 5-10 и 10 с, соответственно. Полученные спектры обрабатывались в программах Origin 8 и MS Excel-2016. Сначала из спектров вычитались базовые линии, после чего интересующие линии аппроксимировались функцией Гаусса или Лоренца (с контролем по совпадению контуров аппроксимированной и измеренной линии). Расчет плотности углекислого газа проводился по методике [Миронов и др., 2020]. Соотношение количества CO_2, CH_4, N_2 определялось с учетом рекомендаций [Frezzotti et al., 2012].

Возраст формирования пород был определен путем изотопного U-Pb датирования зерен циркона. Для локального U-Pb датирования крупные пробы

(более 1.5 кг) были измельчены на щековой дробилке, просеяны с помощью сит различной размерности. Из фракции менее 0.25 мм отмывались тяжелые минералы, которые затем с помощью неодимового магнита были разделены на магнитные и немагнитные. Зерна циркона были выделены из немагнитной фракции вручную под стереомикроскопом Motic SMZ-168-BL, помещены на скотч и залиты эпоксидной смолой. Для вскрытия центральных частей кристаллов полимеризованная шашка была отполирована на алмазных порошках. Предварительно на электронном сканирующем микроскопе LEO 1430VP (Zeiss Ltd) с CL-детектором (ЦКП МИИ СО РАН, аналитик – А.Т. Титов) были получены изображения зерен циркона в цветах катодолюминесценции (CL-изображения). Методом масс-спектрометрии индуктивно связанной плазмы с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) было изучено ~350 зерен циркона из десяти разновидностей пород изучаемых массивов. Большая часть проб анализировалась на приборе Element XR (ThermoFisher Scientific) в ЦКП МИИ СО РАН (аналитики Д.В. Семенова и А.В. Карпов). Пробы Z21-102 (аляскит) и Z22-91 (щелочно-полевошпатовый гранит-порфир) были проанализированы на приборе ThermoScientific iCAP Q (НОЦ Геотермохронологии КФУ, г. Казань, аналитики К.Р. Миннебаев и А.В. Куликова). Параметры измерения масс-спектрометров корректировались с использованием стандарта NIST в начале и в конце измерительной сессии. Измерения были выполнены по изотопам ^{207}Pb, ^{235}U, ^{206}Pb, ^{238}U, ^{208}Pb, ^{232}Th. Съемка проводилась в режиме E-scan. Диаметр лазерного пучка составлял 25 и 35 мкм, частота повторения импульсов 6 Гц, плотность энергии лазерного излучения 3.5 Дж/см^2. В начале и в конце измерительной сессии выполнялось три измерения внешнего стандарта (Plešovice, 337 млн лет [Slama et al., 2008]) и два измерения контрольного стандарта (91500, 1062 млн лет [Weidenbeck et al., 1995]). Обработка, коррекция, выбор оптимального участка сигналов, расчет изотопных отношений проводился с помощью программы «Glitter» [Griffin et al., 2008] в ЦКП МИИ СО РАН и с помощью программного обеспечения «Igor Pro 7» [Paton et al., 2010] – в НОЦ Геотермохронологии КФУ. Погрешности единичных анализов приведены на уровне 1σ – для данных, полученных в ЦКП МИИ СО РАН, и 2σ – для данных из

НОЦ Геохронологии КФУ. Погрешности вычисленных конкордантных возрастов в обоих случаях приводятся на уровне 2σ. Расчет возрастов и построение графиков производился в программе Excel-2016 с использованием надстройки Isoplot 4.15 [Ludwig, 2003].

Определение редких и редкоземельных элементов в зернах циркона было проведено в ЦКП МИИ СО РАН методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific), с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite фирмы (Teledyne Cetac) (аналитик А.В. Карпов). Параметры масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ^{238}U при минимальном значении $^{248}ThO+/^{232}Th+$ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Сканирование выполняли по массам ^{31}P, ^{44}Ca, ^{49}Ti, ^{85}Rb, ^{88}Sr, ^{89}Y, ^{91}Zr, ^{93}Nb, ^{138}Ba, ^{139}La, ^{140}Ce, ^{141}Pr, ^{146}Nd, ^{147}Sm, ^{153}Eu, ^{157}Gd, ^{159}Tb, ^{163}Dy, ^{165}Ho, ^{166}Er, ^{169}Tm, ^{172}Yb, ^{175}Lu, ^{178}Hf, ^{181}Ta, ^{232}Th, ^{238}U. Съемка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме ^{31}P, ^{44}Ca, ^{89}Y, ^{91}Zr, ^{178}Hf, ^{232}Th и ^{238}U, для которых использовали режим triple. Детектирование сигналов остальных элементов проводилось в режиме счета (counting). Диаметр лазерного луча составлял 35 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц, плотность энергии лазерного излучения 2.3 Дж/см^2. Данные масс-спектрометрических измерений обрабатывали с помощью программы «Glitter» [Griffin et al., 2008]. Расчет содержаний элементов в зернах проводился с использованием внешней градуировки по стандарту NIST SRM610 и изотопа ^{91}Zr в качестве внутреннего стандарта. Стандартный природный циркон GJ-1 [Jackson et al., 2004; Yuan et al., 2008; Piazolo et al., 2017], использовался в качестве вспомогательного стандарта. Погрешности единичных анализов приведены на уровне 1σ.

Определение концентраций петрогенных компонентов в породах проводилось методом рентгено-флюоресцентного анализа (ЦКП МИИ СО РАН, аналитик Н.Г. Карманова). Прокаленные в муфельной печи порошковые пробы были смешаны с флюсом (смесь тетрабората лития (66.7 %), метабората лития (32.8 %) и лития бромистого (0.5 %)) и затем остеклованы. Дальнейшие измерения

проводились на рентгено-флуоресцентном спектрометре ARL 9900XP (ThermoFisher Scientific) по методике [Карманова, Карманов, 2011].

Содержания микроэлементов были определены методом ИСП-МС в ЦКП МИИ СО РАН (аналитики И.В. Николаева и С.В. Палесский). Предварительно истертая в порошок проба была переведена в раствор методом кислотного разложения в автоклаве с флюсом (метаборатом лития). Дальнейший анализ проводился на масс-спектрометре Finnigan MAT Element-I по методике [Николаева и др., 2008].

Концентрации бора в породах были получены методом атомно-эмиссионной спектрометрии с дуговым разрядом по способу полного испарения вещества из канала графитового электрода по методике СТП ИГХ-015-2001 определения макро- и микроэлементов в геологических образцах и технологических пробах (спектрограф ДФС-458С с фотодиодными линейками МАЭС, генератор «Везувий-2», штатив ШТ-9; количество независимых параллельных измерений n = 2; аналитическая навеска пробы 10 мг, обработка спектров в ПО АТОМ) в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» (ИГХ СО РАН, г. Иркутск).

Концентрации фтора в породах определялись методом дуговой атомно-эмиссионной спектрометрии с фотоэлектрической регистрацией спектров и введением вещества в дуговой разряд по способу вдувания-просыпки в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» на базе ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Настоящая методика измерений устанавливает определение содержания фтора в диапазоне массовых долей от 0.005 до 3.5 % в порошковых пробах.

Определение содержания лития выполнено методом атомно-эмиссионной пламенной спектрофотометрии с помощью пламенного фотометра на основе спектрометра ДФС-12 (ЛОМО) в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» на базе ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Анализировали растворы проб, полученные кислотным разложением. Измерение проводили на λ = 670.8 нм со сканированием спектра вблизи аналитической линии лития. Диапазон определения массовой доли лития по методике составляет 0.00035-1.0 % (границы относительной погрешности 35-14 %). Качество выполнения анализа оценивали с помощью стандартных

образцов состава горных пород: траппа СТ-2а (ГСО 8671-2005), щелочного агпаитового гранита СГ-3 (ГСО 3333-85), субщелочного гранита СГ-4 (ГСО 10135-2012).

Соотношение изотопов $^{147}Sm/^{144}Nd$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ в породах определялось методом TIMS на мультиколлекторном термоионизационном масс-спектрометре двойной фокусировки Triton Plus (ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) согласно методике [Аникина и др., 2018]. Погрешности определения (2σ) составили: для концентраций Sm и Nd ±1%, для изотопных отношений $^{147}Sm/^{144}Nd$ ±0.3 %, для $^{143}Nd/^{144}Nd$ – ±0.003%. При расчете величин $\varepsilon_{Nd(t)}$ и модельных возрастов $T_{Nd(DM)}$ использованы современные значения CHUR по [Jacobsen, Wasserburg, 1984] ($^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.512638, $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0.1967) и DM по [Goldstein, Jacobsen, 1988] ($^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.513151, $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0.2136). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах для исследованных пород были рассчитаны двустадийные Nd модельные возраста $T_{Nd(DM-2)}$ [Keto, Jacobsen, 1987] с использованием среднекорового отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0.12 [Taylor, McLennan, 1985].

Изотопный состав кислорода ($\delta^{18}O$) в породообразующих минералах был определен методом LA-ICP-MS (Finnigan MAT-253) в ЦКП «Геоспектр» (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, аналитик В.Ф. Посохов). Для изотопного анализа кислорода использовались навески монофракций кварца, слюд и полевых шпатов, отобранных вручную под стереомикроскопом Motic SMZ-168-BL весом более 2.5 мг каждая. Подробная методика определения величин $\delta^{18}O$ приведена в работе [Sharp, 1990]. Расчеты $\delta^{18}O$ были выполнены относительно международных стандартов кварца (NBS-28) и биотита (NBS-30). Во время анализа дополнительный контроль осуществлялся за счет регулярных измерений внутреннего и лабораторного стандарта кварца (ГИ-1 и Polaris, соответственно). Погрешность полученных значений соответствует 1 σ (±0.2 ‰).

ГЛАВА 2. РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-ПЛЮМАЗИТОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ: ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ И ГИПОТЕЗЫ ОБРАЗОВАНИЯ

Вопросы происхождения редкометалльных гранитов обсуждаются не одно десятилетие. Неослабевающий интерес исследователей к данному вопросу обусловлен тем фактом, что редкометалльно-гранитные магмы, обогащенные фтором и литофильными редкими компонентами, не могут быть выплавлены при анатексисе наиболее распространенных пород земной коры (метапелитовых гнейсов и кристаллических сланцев, и, тем более, метаграувакк, тоналитов или метабазитов) [Beard, Lofgren, 1991; Rapp, Watson, 1995; Patino-Douce, Beard, 1995; Koester et al., 2002; и др.]. В то же время многочисленные изотопные данные прямо указывают на коровую природу редкометалльно-гранитных магм [Коваленко и др., 1999; Коваленко и др., 2000; Сырицо, 2002; Ярмолюк, Кузьмин, 2012; и др.].

С начала 1960-х гг. в ряде регионов СССР проводились детальные исследования, которые были направлены на выяснение специфических характеристик редкометалльных гранитоидов, особенностей строения интрузий, вещественного состава пород и условий их формирования. Значительный вклад в изучение гранитоидов данного типа был внесен сотрудниками Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ, г. Москва) (А.А. Беусом, А.А. Ситниной, Н.Е. Залашковой, А.Э. Северовым, Д.А. Минеевым, А.Н. Леонтьевым и др.), Всероссийского научно-исследовательского института минерального сырья им. Н.М. Федоровского (ВИМС, г. Москва) (А.И. Гинзбургом, Ф.Р. Апельциным, В.В. Архангельской, Л.Г. Фельдман, О.Д. Ставровым, В.В. Матиасом, И.Н. Тимофеевой, З.Г. Капаевой, Г.П. Луговским, К.С. Дегтяр, В.С. Кудриным, М.А, Кудриной, Н.Е. Костиным, Н.В. Скоробогатовой и др.), Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии

Российской академии наук и Российского государственного геологоразведочного университета им. С. Орджоконидзе (ИГЕМ РАН и МГРИ, г. Москва) (О.Д. Левицким, Р.М. Константиновым, В.В. Аристовым, В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюком, А.М. Козловским и др.), Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ РАН, г. Москва) (А.И. Тугариновым, А.С. Павленко, Ю.А. Костицыным и др.), Института геохимии им. А.П. Виноградова (ИГХ СО РАН, г. Иркутск) (Н.И. Коваленко, В.Е. Загорским, В.Д. Козловым, В.Н. Владыкиным, И.С. Перетяжко, Л.В. Таусоном, В.С. Антипиным, П.В. Коваль и др.), Института геологии и минералогии (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) (Э.П. Изохом, А.П. Пономаревой, А.Г. Владимировым, Н.Н. Круком, С.З. Смирновым, Е.Н. Соколовой, И.Ю. Анниковой, и др.), а также Л.Ф. Сырицо, Е.А. Абушкевич, Е. В. Баданиной, А.А. Ивановой (СПбГУ и ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург), Зарайским Г.П., Аксюком А.М. (ИЭМ РАН им. Академика Д.С. Коржинского, г. Черноголовка), О.В. Удоратиной (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН им. Н.П. Юшкина, г. Сыктывкар) и многими-многими другими. Некоторые из представленных ученых до сих пор продолжают изучать проблемы редкометалльных гранитоидов. Немаловажно, что авторы используют современные аналитические методы, которые отличаются точностью и новшеством измерений отдельных, критически значимых элементов (ранее такие измерения были затруднительны), проводят многочисленные экспериментальные работы для выявления возможных условий генерации редкометалльных магм.

Стоит отметить, что ключом для выяснения генезиса редкометалльных магм является понимание источника высокофтористых флюидов, которое в ранних моделях [Беус и др., 1962; Коваленко и др., 1971; Коваленко, Коваленко, 1976] оставалось за кадром. На данном этапе проблема происхождения этих флюидов не имеет однозначного решения: В.В. Ярмолюк и М.И. Кузьмин [Ярмолюк, Кузьмин, 2012] предполагают активное участие мантийных магм, а авторы работ [Cuney, Barbey, 2014; Antipin et al., 2016] рассуждают о нижнекоровых субстратах в качестве источника летучих компонентов.

В литературе можно встретить большое разнообразие терминов, которые синонимичны «редкометалльному типу»: редкометалльные апограниты, граниты литий-фтористого типа, оловоносные и др. граниты. Некоторое расхождение в терминах связано именно с различием взглядов исследователей на природу и механизмы образования редкометалльных гранитоидов. Так или иначе, все эти породы характеризуются повышенными концентрациями литофильных элементов (лития, цезия, рубидия, тантала, олова, вольфрама и др.) и флюсующих компонентов (фтора, бора, иногда хлора). За последние десятилетия интенсивное развитие «зеленой» энергетики и изменение технологий в военно-промышленном секторе кратно увеличили интерес к перечисленным элементам. Литий является наиболее востребованным элементом в редкометалльных гранитах и связанных с ними продуктами эволюции гранитных магм (остаточных расплавов (пегматитах) и гидротермальных растворов). Наиболее крупные месторождения лития (и сопутствующих ему элементов) относятся к редкометалльным пегматитовым провинциям северо-востока Бразилии, Африки, Австралии и Китая. В России крупные пегматитовые и грейзеновые месторождения редких металлов расположены на территории Кольского полуострова, Забайкалья, Восточных Саян, Тувы, Горного Алтая и Приморья.

Метасоматическая теория. Начало детального изучения редкометалльных гранитоидов тесно связано с именем А.А. Беуса. Впервые метасоматическая гипотеза формирования была выдвинута именно им и полно представлена в работе [Беус и др., 1962]. А.А. Беус считал, что аномальные концентрации редких металлов в гранитах возникают за счет постмагматических процессов, изменяющих состав пород и способствующих накоплению отдельных элементов. Прежде всего, автор говорил о главенствующей роли процессов альбитизации и грейзенизации. А.А. Беус подчеркивал, что термин «гранит» даже с приставкой «альбитизированный» или «грейзенизированный» не в полной мере отражает представление об этих породах. В связи с возможной словесной путаницей, он предложил использовать термин «апогранит», подчеркивая связь метасоматических процессов с первоначальным составом пород. А.А. Беусом с

соавторами была предложена схема постмагматических изменений, представленных следующим образом: микроклинизация → альбитизация → высокотемпературное окварцевание и грейзенизация. В качестве примера метасоматической переработки гранитов авторы приводят многочисленные фотографии шлифов, в которых они описывают процессы замещения первичных магматических минералов (более основного плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, топаза, берилла и т.д.) преимущественно на микроклин и альбит. В результате таких замещений преобразуется вещественный состав пород: происходит привнос калия, натрия, кремния с одновременным выносом кальция и алюминия. Примечательно, что степень метасоматической переработки может резко различаться в разных частях массивов: наиболее измененные породы наблюдаются в апикальных частях интрузий и в небольших апофизах. Такие породы характеризуются повышенными содержаниями кварца, слюды и реликтов альбита. В 1972 г. А.И. Гинзбург обратил внимание на три вероятных (на то время) точки зрения формирования редкометалльных гранитов [Гинзбург, 1972]. Первые две теории также были связаны с метасоматической переработкой гранитных тел. Первая из них – «детально проработанная» теория А.А. Беуса о метасоматическом изменении первичных гранитных субстратов, а вторая подразумевает изменение гранитов в ходе позднемагматических метасоматических процессов. Если первая теория говорит о чужеродных гранитному интрузиву гидротермах, то вторая подразумевает метасоматизм за счет мобилизации рудных элементов из гранитного расплава. Третья теория связана с магматическим образованием гранитов – автор указывает на возможность изначального обогащения магмы летучими и редкими элементами.

Итак, метасоматическая теория А.А. Беуса является первой полноценной моделью формирования редкометалльных гранитов (точнее, «редкометалльных апогранитов», согласно А.А. Беусу). Она предполагает метасоматическое преобразование гранитных субстратов, которые автор наблюдал в обнажениях гранитных массивов. По мнению А.А. Беуса, накопление рудных элементов в апогранитах возникает за счет переработки обычных безрудных гранитов

преимущественно в апикальных частях малоглубинных интрузий. Как будет показано далее, метасоматическая концепция (в своем первоначальном виде) не имела своего продолжения у исследователей. Однако, некоторые положения этой концепции были заимстованы рядом авторов в качестве дополнений к новым моделям. К таким положениям можно отнести локализацию тел редкометалльных гранитоидов в общей структуре гранитоидных интрузий, связь с разрывными нарушениями и широко проявленные метасоматические преобразования гранитоидов литий-фтористого типа.

Магматическая теория. В начале 1970-х гг. на территории Монголии были обнаружены субвулканические породы, идентичные по минеральному и химическому составу с гранитоидами редкометалльного типа. Эти породы получили название «онгониты» (по названию вольфрамового месторождения Онгон-Хайерхан, где они были впервые обнаружены). Онгониты содержат вкрапленники калинатрового полевого шпата, альбита, кварца, литиевых слюд и топаза. В.И. и Н.И. Коваленко отнесли эти породы к литий-фтористому геохимическому типу и рассматривали их в качестве субвулканических аналогов редкометалльных гранитоидов [Коваленко, Коваленко, 1976]. Схожие по составу вулканические породы (топазовые риолиты и туфы) были найдены в хребте Томас Рейндж в штате Юта (США) и описаны в многочисленных работах [Staatz and Carr, 1964; Shawe, 1966; Christiansen et al., 1984; и др.]. Находки онгонитов и топазовых риолитов внесли существенный вклад в понимание генезиса редкометалльных магм гранитоидов. Наличие схожих с ними по минеральному и вещественному составу субвулканических, а уж тем более вулканических пород, прямо указывало на магматическую природу редкометалльных гранитоидов, ставя под сомнение высказанные ранее идеи об их метасоматическом генезисе. Параллельно с изучением природных онгонитов, Н.И. Коваленко с коллегами проводила экспериментальные исследования по плавлению и кристаллизации в системах «онгонит-H_2O» и «онгонит-H_2O-HF». Эти эксперименты также описаны в работе [Коваленко, Коваленко, 1976]. Опыты проводились при давлениях 500 и 1000 атм в интервале температур 550-800 °С с температурным интервалом 50 °С.

Полученные данные позволили установить следующее: (1) температура начала плавления онгонитов значительно ниже, чем таковая для обычного гранита (600-650 °С); (2) температура начала плавления онгонитов закономерно уменьшается с увеличением концентрации фтора в расплаве; (3) увеличение давления воды от 500 до 1000 атм уменьшает температуру начала плавления онгонитов. Проведенные исследования показали, что температура плавления высокофтористых онгонитов сравнима с таковой для литий-фтористых пегматитов, и в таком случае онгонитовые расплавы могут рассматриваться как остаточные при кристаллизации гранитных магм. Таким образом, по мнению В.И. Коваленко и Н.И. Коваленко редкометалльные граниты являются результатом кристаллизационной дифференциации обычных гранитоидных магм, в ходе которой в расплаве накапливается фтор и литофильные элементы. Позже, в 1977 г., в своей монографии Н.И. Коваленко уже на интрузивных породах показала магматический принцип формирования редкометалльных пород. Автором была установлена неоднородность минерального и химического состава в массивах редкометалльных гранитоидов. Эта неоднородность являлась следствием двух процессов: магматического и послемагматического метасоматического. Причем последний процесс не имел ничего общего с «апогранитным» метасоматозом А.А. Беуса, так как он не подчинялся основным закономерностям традиционного метасоматизма [Коваленко, 1977]: при метасоматическом преобразовании редкометалльных пород не происходит заметного привноса таких типоморфных элементов как ниобий и тантал. Судя по изученным онгонитовым расплавам, типичная редкометалльная специфика гранитоидов формируется еще на стадии существования магмы. Метасоматические процессы в данном случае лишь способствуют транспортировке и накоплению таких рудных компонентов, как олова и вольфрама. Изученное поведение элементов в онгонитах (в зависимости от концентрации фтора) показало, что растворимость фтора зависит от кремнекислотности гранитного расплава, увеличиваясь в менее кремнекислых магмах. Это позволило предположить возможный механизм образования магм редкометалльных литий-фтористых гранитоидов при эволюции обычных гранитных магм. При этом кристаллизация

насыщенной фтором аляскитовой магмы должна привести к перемещению выделяющихся фторсодержащих фаз (F-Ms, Tpz) в апикальную часть камеры. Автор отмечает, что одновременно с накоплением фтора, гранитные расплавы обогащаются литием, рубидием, таллием, танталом, в меньшей степени ниобием. При этом происходит уменьшение концентраций бария, стронция и редкоземельных элементов. Таким образом, по мнению Н.И. Коваленко формируются магмы редкометалльных гранитоидов.

Л.В. Таусон предполагал наличие в магматической камере нескольких очагов низкотемпературных расплавов. Именно в верхнем «апикальном» очаге, с его точки зрения, происходило образование литий-фтористых расплавов, формирующих в дальнейшем литий-фтористые граниты, которые способствуют образованию жильных тел типа онгонитов и кварцевых порфиров [Таусон, 1977]. Нижний очаг низкотемпературных расплавов Л.В. Таусон рассматривал как основной источник редких металлов и флюидов для «апикальной части» и предлагал называть его производные «фазой дополнительных интрузий». Дальнейшее отделение летучих компонентов из «апикальной части» автор относит к позднемагматической стадии. На этом этапе отмечается важность таких процессов, как эманационная дифференциация (с образованием ореолов с повышенными содержаниями фтора, лития, рубидия, олова, вольфрама и других компонентов) в экзоконтакте интрузий, образование высокотемпературных ассоциаций (грейзены, цвиттеры и т.д.) в ближнем экзо- и эндо- контактах и возникновение водно-солевых гидротермальных растворов. Последние, как правило, способны давать рудные концентрации на удалении 2-4 км от экзоконтактовых зон интрузий. По мнению Л.В. Таусона именно эманационная, а не фракционная кристаллизация, способствует многократному увеличению концентрации летучих и ряда редких рудных элементов. Также Л.В. Таусон указывает на проблему пересыщения летучими и вскипании магматических расплавов, которая возникает при их подъеме в верхние структурные этажи за счет градиента давления. Значительную роль в этих процессах автор, наряду с Л.Н. Овчинниковым [Овчинников, 1965], отводит флюиду, выделяющемуся при

кристаллизации редкометалльно-гранитных магм. Именно флюидная фаза способна транспортировать рудное вещество в вышележащие зоны и отлагать большие объемы руд.

Наряду с эманационной кристаллизацией, значительную роль в накоплении значимых концентраций отдельных элементов играют автометасоматические процессы грейзенизации и альбитизации. В ходе грейзенизации в породах накапливаются литий и рубидий, а в ходе альбитизации – тантал (с понижением концентрации лития). Л.В. Таусон предложил четко разделять метасоматиты и магматические образования геохимически по отношению Li/Ta. Так, в «истинных апогранитах» (они же альбититы) это значение составляет от 2 до 5, в то время как в редкометалльных неизмененных гранитах превышает 10 [Таусон, 1977].

Обобщая вышесказанное, можно сказать, что Л.В. Таусон считал, что в образовании редкометалльных гранитоидов первостепенную роль играют автометасоматические и постмагматические процессы, происходящие в апикальных частях гипабиссальных интрузий гранитоидов. Л.В. Таусон впервые ввел термин «плюмазитовые редкометалльные лейкограниты», подчеркивая, что «редкометалльные гранитоиды» пересекаются с другими типами пород (агпатитовыми и щелочными редкометалльными гранитами). Ко всему прочему, именно «плюмазитовые редкометалльные лейкограниты» отражают лейкократовый характер гранитоидных (аляскитовых) магм, обогащенных летучими компонентами и редкими элементами, а также первичную повышенную глиноземистость расплавов.

Итак, обнаружение субвулканических и вулканических аналогов редкометалльных гранитоидов, проведение ряда экспериментальных работ в системах гранит-флюид (в первую очередь, с обогащением водой и фтором) позволило доказать магматическое происхождение интрузивных гранитных пород, обогащенных редкими элементами и флюсующими компонентами. Многие исследователи (в том числе, Л.В. Таусон) объединяют магматическую теорию с метасоматическими процессами. Но в отличие от теории А.А. Беуса, теория Л.В. Таусона подразумевает образование метасоматитов за счет гидротермального

флюида, который происходит непосредственно из гранитного расплава. В экспериментальных работах впервые были получены низкие температуры начала плавления редкометалльных гранитных расплавов. В первую очередь, это объясняется наличием высокофтористого флюида.

Идея проработки гранитных магм трансмагматическим флюидом (теория метамагматизма) была принята впервые Д.С. Коржинским [Коржинский, 1973]. Позже она была использована для объяснения генезиса редкометалльных гранитоидов рядом авторов. Так, В.Д. Козлов и Л.Н. Свадковская в 1977 г. дополнили магматогенную теорию. Они предложили идею влияния на состав магм и кристаллизующихся из них пород глубинного флюида. Этот флюид состоял из воды, бора и фтора и, по мнению авторов [Козлов, Свадковская, 1977], был связан с щелочно-базальтоидными магмами. Стоит отметить, что мобилизирующая роль фтора и бора проявлялась только в кислых расплавах, поэтому для формирования редкометалльных гранитных систем требовался своеобразный этап «передачи» летучих компонентов. В качестве этого этапа авторы предлагают этап образования гранитных очагов в период «активизации территории» (на примере Центрального Забайкалья). Малую распространенность редкометалльных гранитов авторы объясняют неравномерным характером тектоно-магматической активизации. Обобщив обширный материал по гранитоидам Монголо-Охотской зоны, П.В. Коваль [Коваль, 1998] пришел к выводу об участии глубинных трансмагматических флюидов в образовании редкометалльных гранитоидных магм. Их образование сопровождалось процессами метамагматизма (гранитизации, дебазификации). В ходе метамагматического преобразования первичных гранитных магм трансмагматическими флюидами в них происходит накопление литофильных редких и рудных элементов. П.В. Коваль объяснял невозможность получения повышенных концентраций путем «простой» кристаллизационной дифференциации, учитывая низкие концентрации и значения коэффициентов разделения редких элементов исходных магм. Позже, в 1992 году идея Д.С. Коржинского была использована В.Е. Загорским для объяснения генезиса литий-

фтористых гранитов и получила название «метамагматическое вызревание» [Загорский, Перетяжко, 1992].

За рубежом, где механизмы метамагматического замещения традиционно не признавались, интерес к лейкогранитам возник ближе к концу XX в., когда массовое введение в практику геохимического анализа прецизионных методов ИСП-МС (масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой) и ИСП-АЭС (атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой) привело к открытию «тетрад-эффекта» [Masuda and Ikeuchi, 1979; Masuda et al., 1987]. Это явление, выражающееся в появлении закономерных минимумов и максимумов в нормированных по хондриту спектрах распределения редкоземельных элементов магматических пород, трактовалось либо как свидетельство сосуществования расплава с самостоятельной флюидной фазой (эволюции в открытой системе) [например, Irber, 1999], либо как свидетельство проявления флюидно-силикатной несмесимости [Граменицкий и др., 2005; Перетяжко, Савина, 2010]. Среди пород, демонстрирующих наличие тетрад-эффектов в редкоземельных спектрах, широко распространены высококремнистые образования (лейкограниты, пегматиты). Как следствие, значимая роль летучих компонентов в генезисе лейкогранитных магм уже практически никем не оспаривалась.

По мнению [Ярмолюк, Кузьмин, 2012] источником высокофтористого флюида, обогащенного флюсующими и литофильными редкими элементами, являлись мантийные магмы, игравшие ключевую роль в генезисе редкометалльных гранитов. В.В. Ярмолюк и М.И. Кузьмин изучали формирование Центрально-Азиатского складчатого пояса, где широко распространены редкометалльные гранитоиды. На основании проведенных исследований и выявленных закономерностей, авторы пришли к выводу о важной роли внутриплитных эндогенных процессов, связанных с активностью мантийных плюмов, при образовании рудных месторождений. В.В. Ярмолюк и М.И. Кузьмин рассматривали крупные гранитоидные батолиты, в обрамлении которых и формируются небольшие «обособления» литий-фтористых гранитов. Такие батолиты, по мнению авторов, способны образовываться в условиях, где доступ

мантийных магм к поверхности осложнен обстановками сжатия. Согласно данной модели, это приводит к крупномасштабному коровому плавлению и последующему образованию батолитов. Литий-фтористые гранитоиды и их вулканические аналоги являются глубокодифференцированными гранитоидами анорогенного типа. Авторы также отмечают особые геодинамические обстановки, в которых формируются подобные ассоциации – зоны континентального рифтогенеза.

На примере Центрально-Французского массива в Европе М. Кьюни и П. Барби предложили иную модель. В статье [Cuney, Barbey, 2014] авторами предполагалось, что мантийные расплавы являлись лишь источником теплового воздействия на нижнекоровые субстраты. Под воздействием их тепла происходил гранулитовый метаморфизм, а иногда и частичное плавление нижнекоровых пород. Этот процесс сопровождался отделением и последующей миграцией летучих, крупноионных литофильных и рудных компонентов, которые затем накапливались в верхних частях коры и вызывали ее плавление. М. Кьюни и П. Барби в первую очередь уделяют внимание слюдам (биотиту, мусковиту), структуры которых не способны выдерживать повышенные температуры и давления. Разрушение структуры слюды ведет к образованию ассоциации калинатрового полевого шпата и кордиерита. Ко всему прочему, из структуры слюд высвобождаются такие компоненты как вода, фтор, хлор, крупноионные литофильные элементы и редкие металлы. Из-за того, что структуры новообразованных метаморфических минералов не способны вместить в себя эти компоненты, последние уходят во флюид (расплав). При повышенных температурах и давлениях разрушаются и вмещающие карбонатные породы. За счет этого флюид также обогащается углекислотой.

Через несколько лет схожая модель образования редкометалльных расплавов была высказана В.С. Антипиным при изучении многофазных гранитов литий-фтористого типа, проявленных в Центрально-Азиатском складчатом поясе [Antipin et al., 2016]. В.С. Антипин показал схожесть вещественных составов редкометалльных субщелочно-щелочных гранитоидных ассоциаций

позднепалеозойских массивов Прибайкалья и раннемезозойских массивов Центральной Монголии. Было установлено, что при формировании многофазных гранитоидных массивов происходило накопление фтора, лития, рубидия, цезия, бериллия, тантала и свинца при одновременном уменьшении в породах стронция, бария, цинка, циркония, тория и урана. По мнению авторов, формирование редкометалльных гранитоидов обусловлено тепловым воздействием мантийного источника на вышезалегающие метаосадочные толщи и их метаморфизм, за счет которого произошло высвобождение «редкометалльного флюида». Наблюдаемое увеличение концентраций редких металлов и фтора от ранних к поздним фазам связано с их накоплением в гранитной магме по мере её эволюции.

Резюме:

Таким образом, для объяснения процесса образования редкометалльных гранитов в разные годы было предложено три группы моделей. Первая, метасоматическая, предполагает формирование редкометалльных гранитов за счет постмагматического преобразования субстратов гранитного состава. Вторая, магматическая, рассматривает редкометалльно-гранитные магмы как продукт глубокой дифференциации гранитоидных магм «стандартных» геохимических типов (преимущественно – высокоглиноземистых). Наконец третья группа моделей (метамагматическая) связывает формирование редкометалльно-гранитных магм с плавлением пород континентальной коры под воздействием высокофтористого редкометалльного флюида.

Ключевая роль в большинстве моделей отводится высокофтористому флюиду, обогащенному литофильными и рудными элементами. Однако единства взглядов на его природу также нет. В ранних работах природа и источники флюида (и, соответственно, литофильных и рудных элементов) не рассматриваются. В более поздних моделях либо рассматривается его мантийная природа (образование в процессе дегазации кристаллизующихся базитовых магм или наличие трансмагматических флюидных потоков), либо предполагается коровый источник (например – формирование редкометалльного

высокофтористого флюида при гранулитовом метаморфизме нижнекоровых толщ). Отметим, что исследования, направленные непосредственно на выявление источника этих флюидов, крайне немногочислены, а результаты их дискуссионны.

ГЛАВА 3. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА И ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

3.1. История изученности Центрального и Восточного Забайкалья

История геологического изучения региона начинается с XVII века и связана с открытием первых свинцово-цинковых месторождений с серебром и золотом в Аргунском рудном поле [Геологические…, 1999]. В период с XVII по XVIII вв. существенно расширился перечень полезных ископаемых: на территории Забайкалья были открыты россыпные и коренные месторождения золота [Кулибин, 1830], разрабатывалось первое в России промышленное месторождение олова [Титов, 1885], открыты залежи бурого угля, немаловажна и добыча широкого спектра самоцветных камней (топаза, берилла, агата, турмалина). В это время непосредственно геологические работы охватывали лишь небольшие участки и проводились с целью поисков отдельных месторождений.

Первые геолого-съемочные работы были начаты в конце XVIII века. Однако, недостаток финансирования сказался на ограниченном исследовании лишь западной и южной частей Забайкалья. В начале XIX века благодаря В.И. Вернадскому, А.Е. Ферсману, В.А. Обручеву, А.К. Мейстепу, А.П. Герасимовой, П.П. Сущинскому, М.М. Тетяеву были открыты рудопроявления и месторождения ряда важных элементов: Mo, W, Bi, Sn и др. Во времена Великой Отечественной войны разрабатывалось крупное Шахтаминское месторождение, молибденитовый концентрат которого использовался оборонной промышленностью [Геологические…, 1999].

Полноценные геолого-съемочные и геолого-разведочные работы начались на территории Забайкалья лишь в послевоенное время. Существенная часть работ проводилась сотрудниками «Читагеология». В период 60-80х гг. были проведены

полистные геолого-съемочные работы и созданы первые карты 1:200 000 масштаба (Е.А. Барабашев, Е.А. Беляков, В.А. Варламов, Н.П. Костяков, В.В. Старченко и многие другие). К концу XX века были завершены детальные поисково-съемочные работы масштаба 1:50 000 (В.И. Агеев, В.Г. Борисов, Л.Н. Землянский, Л.И. Сергеев, В.Н. Яковлев и др.). В это же время произошло открытие и разработка месторождений, связанных с редкометалльными гранитоидами (Спокойнинское, Орловское, Этыкинское, Завитинское; Li, W, Ta), с порфировой формацией (Жирекенское, Быстринское, Лугоканское; Cu, Mo, Au, Ag и др.); разрабатывалось крупнейшее месторождение урана (Стрельцовское) и уникальное месторождение золота (Балейское). В настоящее время геологические изыскания проводятся сотрудниками «Читагеолсъемка» и Всероссийским научно-исследовательским геологическим институтом им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург).

При тематических исследованиях, проводимых в регионе, большое внимание уделялось реконструкции специфики его геологической истории, в частности – реконструкции геодинамических режимов и характера их смены в ходе формирования и эволюции Монголо-Охотского складчатого пояса, включающего, в том числе, и территорию Забайкалья. Наиболее весомый вклад в изучение геодинамической эволюции развития региона внесли Л.П. Зоненшайн, Л.М. Парфенов, С.В. Руженцев, Г.Е. Некрасов, И.В. Гордиенко, А.А. Сорокин и др. [Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 1999; Парфенов и др., 2003; Сорокин, 2005; Руженцев, Некрасов, 2009; Гордиенко и др., 2019; и др.].

Большое количество разнообразных по генезису и специализации месторождений привлекло интерес многих исследователей. Вопросам формирования рудных месторождений посвящены работы Б.Н. Абрамова, О.В. Андреевой, Б.М. Бескина, П.А. Неволько, Л.Ф. Сырицо, Л.В. Таусона, Ф.Г. Рейфа, Г.А. Юргенсона и др. [Таусон, 1977; Рейф, 1990; Бескин и др., 1994; Сырицо и др., 2018; Андреева и др., 2020а; Абрамов, Посохов, 2021; Nevolko et al., 2021; и др.].

Магматизму региона посвящены работы В.С. Антипина, Е.В. Баданиной, А.П. и А.Н. Берзиных, А.А. Беуса, В.С. Вартановой, В.Б. Василенко, А.Г. Владимирова, С.И. Дриля, С.В. Ефремова, И.В. Завьяловой, В.Е. Загорского, Г.П.

Зарайского, М.Н. Захарова, В.М. Зубкова, А.А. Ивановой, В.Д. Козлова, В.С. Коваленко, М.И. Кузьмина, Р.В. Лесняка, И.В. Лучицкого, И.С. Перетяжко, И.Г. Рутштейна, С.А. Сасима, Л.Н. Свадковской, Л.Ф. Сырицо, Л.В. Таусона, О.В. Удоратиной, З.В. Щербаковой и многих-многих других [Коваленко и др., 2000; Сырицо, 2002; Зарайский и др., 2009; Перетяжко и др., 2011; Владимиров и др., 2012; Иванова и др., 2021; Дриль и др., 2022; и др.].

3.2. Геологическое положение Центрального и Восточного Забайкалья в структурах Монголо-Охотского складчатого пояса

Исследуемая территория Забайкалья относится к южному сегменту Монголо-Охотского складчатого пояса (МОСП), возникшего при взаимодействии структур Сибирского и Амурского микроконтинента (супертеррейна) в ходе закрытия разделявшего их океанического (Монголо-Охотского) бассейна и последующих геологических процессов [Зоненшайн, и др., 1990; Парфенов и др., 1999; Сорокин, 2005]. Стоит отметить, что существование Амурского микроконтинента в качестве самостоятельной единицы рядом геологов ставится под сомнение. По данным, полученным предшественниками, в структуре Амурского микроконтинента отсутствует архейско-протерозойский фундамент: датирование циркона из наиболее древних толщ доказало их геологический возраст не древнее неопротерозоя, а детальные исследования вещественных и изотопных составов этих толщ указывают на их принадлежность к различным тектоническим обстановкам [Ge et al., 2015; Гордиенко и др., 2019; Смирнова и др., 2021; и др.]. Вопрос о возрасте формирования океанического бассейна, который существовал на месте МОСП, до сих пор остается нерешенным. И хотя в пределах пояса обнаружены древние (неопротерозойские) отложения, их образование связано с эволюцией Палеоазиатского, а не Монголо-Охотского океана [Сорокин, 2001; Гордиенко и др., 2019]. По мнению Л.М. Парфенова с соавторами [Парфенов и др., 1999], наиболее древние фаунистически охарактеризованные морские отложения МОСП датируются девоном, в единичных случаях встречаются силурийские толщи (в составе Хентей-Даурского террейна). В составе Хентей-Даурского и

Агинского террейнов также присутствуют реликты среднеордовикского Орхон-Харагольского палеобассейна, существование которого и связывается с основным этапом раскрытия Монголо-Охотского палеоокеана [Badarch et al., 2002; Bussien et al., 2011; Ruppen et al., 2014; Гордиенко и др., 2019].

Формирование крупного линейного орогена на территории Забайкалья относят к концу каменноугольного-началу пермского периода, когда началось закрытие западной части Монголо-Охотского палеоокеана с причленением Хангайского террейна к структурам Сибирского кратона [Зоненшайн и др., 1990; Zorin, 1999; Парфенов и др., 2003]. Позже, в средней юре, закрылась центральная часть палеоокеана и сформировался аккреционный комплекс, слагающий современную территорию Центрального и Восточного Забайкалья (Хэнтэй-Даурский, Агинский и Аргунский террейны). Окончательное закрытие Монголо-Охотского океана (в его восточной части) произошло либо в средней-поздней юре [Заика, Сорокин, 2021], либо в начале раннего мела [Парфенов и др., 2003; Гордиенко и др., 2019]. Таким образом, закрытие Монголо-Охотского палеоокеана продолжалось более, чем 200 млн лет, и происходило по принципу косой коллизии.

МОСП характеризуется линейной формой и протягивается почти 3000 км от Охотского моря до Центральной Монголии. В составе пояса присутствуют палеозойские и мезозойские структурно-вещественные комплексы различной геодинамической природы [Сорокин, 2005; Khanchuk et al., 2015; Гордиенко и др., 2019; Заика, Сорокин, 2021; и др.]. Существует несколько схем тектонического районирования МОСП и отдельных его частей, представленных в работах [Козлов, Свадковская, 1977; Парфенов и др., 2003; Сорокин, 2005; Мазукабзов и др., 2011; Владимиров и др., 2012; Гордиенко и др., 2019; и др.]. Согласно одной из последних предложенных схем [Гордиенко и др., 2019], территория Забайкалья состоит из Хэнтэй-Даурского (западная часть), Агинского (центральная часть) и Аргунского (восточная часть) террейнов.

С позиций настоящей работы наибольший интерес представляет геологическое развитие Агинского и Аргунского террейнов, расположенных южнее Монголо-Охотской сутуры. В пределах этих блоков локализованы

практически все известные интрузии раннемеловых гранитоидов кукульбейского комплекса Центрального и Восточного Забайкалья (рисунок 1).

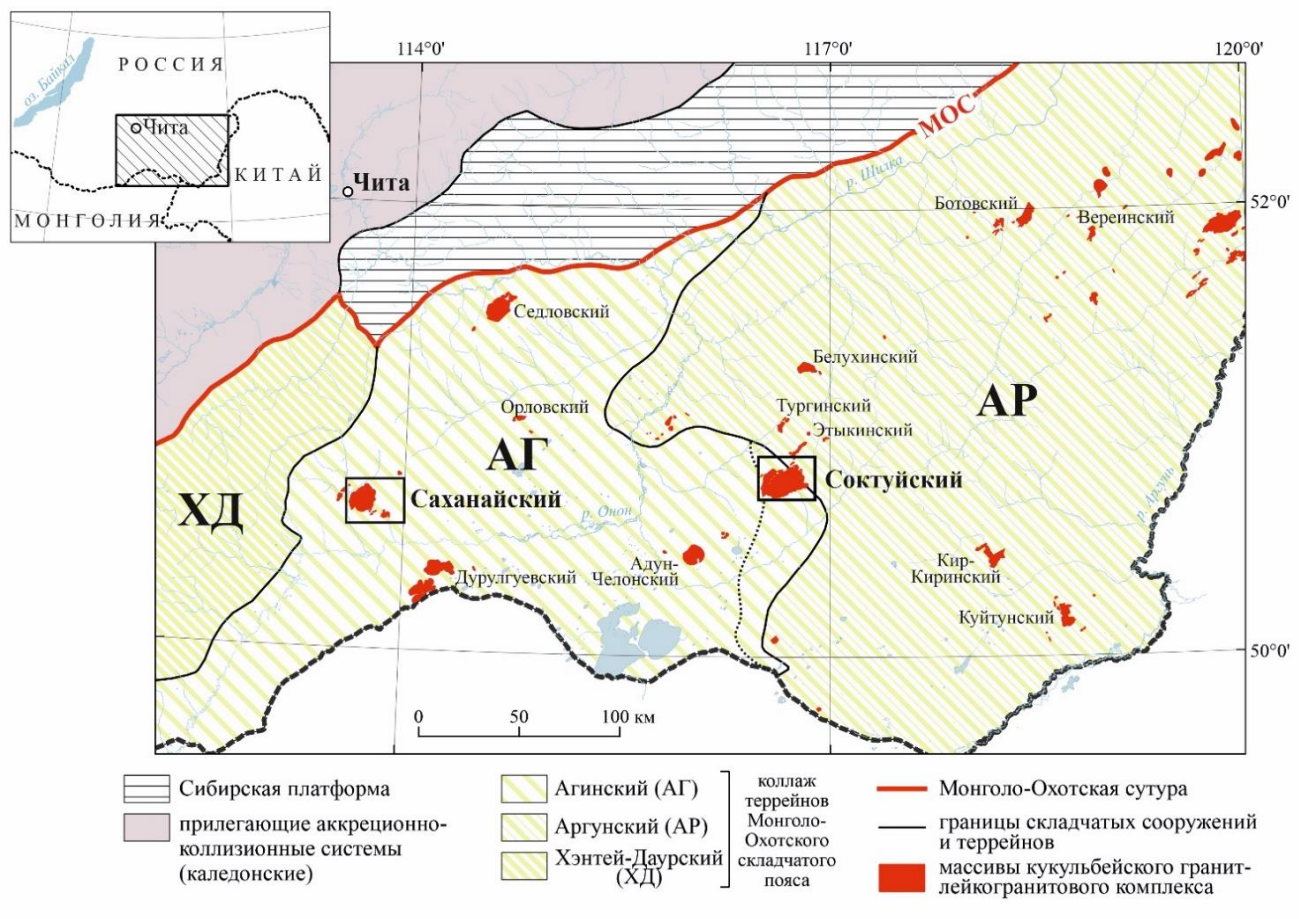


Рисунок 1. Положение гранитоидов кукульбейского комплекса в тектонических структурах центрального сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса (Центральное и Восточное Забайкалье) по данным [Государственная…, 2010; Гордиенко и др., 2019]. Пунктиром выделена граница Борзинского прогиба. Прямоугольником выделены объекты исследования.

Аргунский террейн является краевой частью Амурского микроконтинента. В его строении выделяются докембрийский фундамент, который в значительной степени перекрыт фанерозойскими отложениями [Зоненшайн и др., 1990]. Согласно [Государственная…, 2010], фундамент представлен интенсивно метаморфизировазованными породами осадочного и магматического происхождения. Наиболее древние образования представлены условно раннепротерозойскими метаморфическими комплексами гранулитовой и амфиболитовой фаций (ишагинский и урульгинский), интрузиями габброидов чонгульского комплекса и гранодиорит-гранитов позднестанового и урюмканского

комплексов, возраст которых считается также протерозойским [Государственная…, 2010]. Протерозойские комплексы перекрыты терригенно-карбонатными породами среднего-позднего рифея (надаровская, урулюнгуйская, дырбылкейская и нортуйская свиты), которые вверх по разрезу сменяются терригенными отложениями венда (кличкинская и белетуйская свиты). Все рифей-вендские отложения претерпели метаморфизм в условиях не ниже зеленосланцевой фации и прорваны более молодыми средне-позднерифейскими интрузивными образованиями: метагаббро стрельцовского комплекса, гранитоидами урулюнгуйского и бухотуйского комплекса, а также субвулканическими телами базальт-риолитовых уртуйского (поздний рифей) и быркинского (венд) комплексов.

Как упоминалось ранее, многочисленные геохронологические исследования докембрийских образований Аргунского террейна, считавшихся раннедокембрийскими, показывают более молодые возраста. При U-Pb датировании циркона из гранитоидов дырбылкейского и урулюнгуйского комплексов получены оценки возраста 740±20 и 850±20 млн лет, соответственно [Бибикова и др., 1979]. В результате изотопного датирования гнейсов ишагинской свиты был получен позднерифейский возраст отложений (808-780 млн лет) [Голубев и др., 2010]. Наиболее молодые зерна детритового циркона из песчаников урулюнгуйской и дырбылкейской свит имеют конкордантные возраста 877±5 млн лет (пик на кривой относительной вероятности возрастов = 855 млн лет) и 732±9 млн лет (пик на кривой относительной вероятности возрастов = 771 млн лет), соответственно [Смирнова и др., 2022]. Таким образом, надежно подтверждено наличие в фундаменте Аргунского блока толщ позднерифейского возраста, в то время как все более древние оценки нуждаются в дополнительном обосновании.

Начиная с раннего кембрия в пределах Аргунского террейна накапливались карбонатные толщи (доломиты, известняки) быстринской свиты, которые затем сменились терригенными породами (песчаники, алевролиты, реже гравелиты) ранне-среднекембрийской ерниченской и силурийской горнозерентуйской толщ. В раннем-среднем девоне формировались терригенно-карбонатные отложения

ямкунской серии. Формирование стратифицированных отложений палеозойского структурного этажа закончилось в раннем карбоне – в это время произошло накопление терригенных пород газимурской свиты (аргиллиты, алевролиты и песчаники). Все палеозойские породы в разной степени были изменены процессами низкотемпературного метаморфизма. В целом, породные ассоциации позднепалеозойского структурного этажа маркируют пассивную континентальную окраину. К среднему палеозою также относятся динамометаморфические образования (филлиты, зеленые сланцы) агинско-борщовочного комплекса. В период среднего карбона – позднего триаса на территории произошло формирование ряда интрузивных комплексов различного состава, но с преобладанием гранитоидов: гранодиорит-риолитовый аленуйский (C_2), гранитный ундинский (P_{1-2}), монцодиорит-диоритовый кадаинский (P_2), гранодиорит-гранитный катомаринский ($P-T_1$), гранит-лейкогранитный лубиинский (T_1) и габбро-диоритовый чингильтуйский (T). Наиболее изученными являются интрузии ундинского комплекса, имеющие широкое распространение на территории Аргунского террейна и сопровождающиеся в ряде случаев золоторудной минерализацией [Спиридонов и др., 2010]. Становление этих гранитоидов связывают с обстановками активной континентальной окраины андийского типа [Козлов и др., 2003; Сорокин, 2005].

После длительного перерыва в осадконакоплении, в юре началось накопление терригенных толщ с преобладанием грубо- и крупнозернистых осадков (гравелиты, конгломераты, реже песчаники) онтагаинской (J_1) и онон-борзинской (J_{1-2}) серий. В средней юре на территории был проявлен вулканизм: формировались вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы кислого состава верхнегазимурской (J_2) свиты. В конце средней юры (келловей) морские отложения сменились континентальными.

В отличие от Аргунского, Агинский террейн не имеет достоверно установленного докембрийского кристаллического фундамента [Государственная…, 2010]. Значительный объем террейна выполняют океанские и периокеанические комплексы различного возраста [Гордиенко и др., 2019].

Согласно [Руженцев, Некрасов, 2009], в строении этого блока выделяются два структурных этажа: варисский (S-C_1) и киммерийский (C_2-J_1). Следует отметить, что А.Н. Булгатовым с соавторами [Булгатов и др., 2010] помимо силурийских возрастов (424 ± 5 млн лет) были также получены среднеордовикские возраста для метабазальтов кулиндинской свиты (O-S?*kl*) (475 ± 8 млн лет). В строении варисского структурного этажа присутствуют породные ассоциации, отражающие различные геодинамические обстановки. Так, базальты (E- и N-MORB) и глубоководные осадки кулиндинской свиты свидетельствуют о существовании здесь в среднем ордовике океанического бассейна [Дриль, Голубев, 2003; Гордиенко и др., 2019]. К этому же этапу, вероятнее всего, относится становление габбро-плагиогранитного Цугольского массива с возрастами 448 (габбро) и 436 (плагиограниты) млн лет [Руженцев, Некрасов, 2009], который ранее [Государственная…, 2010] рассматривался в составе раннепротерозойского чонгульского (PR_1) комплекса. Отложения ононской (S?) и усть-борзинской ($D_{2\text{-}3}$) свит связываются с областями СОХ (метаэффузивы основного и среднего состава) [Булгатов, Климук, 2002]. На отложениях усть-борзинской свиты согласно залегают терригенные осадки цаган-норской свиты ($D_{2\text{-}3}cn$) [Государственная…, 2010]. В позднедевонское-раннекаменноугольное время на юго-восточной окраине территории существовала островодужная система, на что указывает наличие вулканических пород гомодромной серии в составе зун-шивеинской (D_3-C_1) и уртуйской (C_1) свит. Надсубдукционная природа вулканитов подтверждается геохимическими характеристиками базальтов и андезибазальтов, которые в работах [Tomurtogoo et al., 2005; Гордиенко, 2006] относят к толеитам островных дуг. Одновременно с вулканической активностью в раннем карбоне происходило внедрение гранитоидов береинского комплекса (по данным [Государственная…, 2010] комплекс имеет позднетриасовый возраст и надсубдукционную природу). При этом, положительные ε_{Nd} для вулканитов уртуйской свиты и диорит-плагиогранитов береинского комплекса указывают на «непостредственную связь этих магматических образований с деплетированным изотопным мантийным источником» [Дриль и др., 2022].

Киммерийский структурный этаж устроен сложнее. Начиная с раннего карбона на структурах варисского этажа формируются прогибы, выполненные, с угловым несогласием, флишоидными отложениями раннекарбоновой-раннепермской чиронской серии (C_1-P_1). Характер и периодичная изменчивость отложений отдельных свит этой серии свидетельствуют о цикличности трансгрессии и регрессии [Геологическая…, 2010]. В средней перми происходило заложение Борзинского прогиба, который на некоторых схемах [например, Гордиенко и др., 2019] относится к Агинскому террейну. В пределах прогиба был проявлен преимущественно кислый вулканизм, который представлен туфами, туффитами и тефроидами, а также обломочными породами борзинской серии (P_2). По некоторым представлениям, Борзинский прогиб является преддуговым, возникшим либо на окраине Аргунского террейна [Руженцев, Некрасов, 2009], либо надвинутым на Аргунский террейн по разлому (предположительно, в триасе) [Геологическая…, 2010]. Связь с активной континентальной окраиной подтверждается наличием в составе борзинской серии аркозовых песчаников, возраст накопления которых соответствует 265 млн лет (U-Pb датирование циркона, неопубликованные данные). Судя по полученным данным и анализу литературных источников [Парфенов и др., 2003; Козлов и др., 2003; Дриль и др., 2017], песчаники имеют тесную связь с гранитоидами ундинского комплекса, проявленного в пределах Аргунского террейна. С начала триаса на территории Агинского террейна формируются терригенные отложения акшаилинской серии (агинская, зуткулейская и тулутайская свиты), первомайской, карымской и тыргетуйской свит, которые накапливались в условиях умеренно-глубоководных и мелководных морских бассейнов. Лишь в конце триаса в верхней части каменской свиты появляются туфы и относительно мощные покровы лав основного-среднего состава. В сравнении с Аргунским, в пределах Агинского террейна слабо развиты палеозойские интрузивные образования. Интрузивные породы этого этапа представлены лишь малыми интрузиями габбро-долеритов чингильтуйского комплекса (T). С конца триаса и вплоть до середины юры осадконакопление на территории Агинского террейна отсутствовало.

Начиная с середины-конца юры для Агинского и Аргунского террейнов характерно формирование идентичных породных ассоциаций и сходный стиль тектонических деформаций, связанных с коллизионными процессами. В обоих блоках начинают формироваться грабеноподобные впадины, заполненные молассой и позднеюрско-раннемеловыми вулканитами шошонит-латитовой и трахибазальт-риолитовой серий [Сасим и др., 2012; Сасим и др., 2016; Кхлиф и др., 2017; Андреева и др., 2020; Воронцов и др., 2024]. Для позднеюрского-раннемелового периода характерно формирование вулканических (и субвулканических) пород шадоронской, мулинской и приаргунской серии. В этот период также происходило становление субвулканических интрузий трахибазальт-риолитового абагатуйского комплекса и комагматичных ему вулканических пород тургинской свиты [Геологическая…, 2010].

Позднеюрско-раннемеловой этап характеризуется интенсивным гранитоидным магматизмом, представленным на рассматриваемой территории интрузиями шахтаминского, амуджикано-сретенского, борщовочного и кукульбейского комплексов [Вартанова и др., 1972; Козлов, Свадковская, 1977; Козлов, 2009, 2011; и др.]. С интрузиями шахтаминского и амуджикано-сретенского комплекса связаны многочисленные Cu-Mo-Au-, Au-Ag-, Au-Cu- и Pb-Zn-Cu- оруденения [Государственная…2010; Юргенсон, 2020; Корчагина, Агибалов, 2020; и др.]. Среди гранитоидов борщовочного комплекса особый интерес представляют лишь заключительные фазы в виде аплитовидных жил и пегматитов. Эти образования характеризуются аномальным количеством редких металлов, с которым связаны проявления самоцветных минералов (топаза, берилла, турмалина, горного хрусталя и пр.) [Юргенсон, 1997; Государственная…, 2010].

Редкометалльные гранитоиды, с которыми связаны промышленные концентрации Sn, W, Li, Nb и Ta, объединены в кукульбейский гранит-лейкогранитный комплекс. Среди гранитоидов этого комплекса выделялись интрузии с разной специализацией: (1) собственно вольфрамоносные, (2) танталоносные и (3) ниобий-фтороносные [Гребенников, Шемонаева, 1971], позже среди них были выделены интрузии литий-фтористого типа, с которыми связаны

редкометалльные (Ta-Nb-Li) руды [Козлов, 1985; Сырицо, 2002; Андреева и др., 2020].

Ранее считалось, что формирование всех перечисленных мезозойских гранитоидных комплексов произошло одновременно на рубеже средней-поздней юры в результате коллизионных процессов, связанных с закрытием Монголо-Охотского палеоокеана. Л.Ф. Сырицо [Сырицо, 2002] была высказана идея о длительной эволюции расплавов от субщелочных габброидов акатуевского комплекса через породы амуджикано-сретенского, шахтаминского и борщовочного комплекса до редкометалльных гранитов кукульбейского комплекса. Позже В.Д. Козловым при сравнении составов гранодиорит-гранит-лейкогранитной серии шахтаминского комплекса и гранит-лейкогранитной серии кукульбейского комплекса был сделан вывод о том, что «граниты кукульбейского комплекса являются дифференциатами единых с шахтаминским комплексом коровых магматических гранитоидных очагов» [Козлов, 2011].

В составе кукульбейского комплекса присутствуют как нерудоносные ограниченно редкометалльные «материнские» граниты первой фазы, так и их рудоносные дифференциаты, которые, как правило, относятся ко второй фазе [Козлов и Свадковская, 1977; Сырицо, Абушкевич, 2007]. На данный момент можно отметить высокую степень изученности массивов, сложенных второй фазой кукульбейского комплекса. Повышенная рудоносность этих массивов (Орловский, Спокойнинский, Ачиканский, Этыкинский и др.) способствовала широкому интересу со стороны исследователей. Многочисленные работы, посвященные происхождению рудоносных литий-фтористых гранитов, затрагивают изучение вещественных особенностей пород, составов расплавных и флюидных включений в различных минералах, исследования состава акцессорной минерализации, определение возраста кристаллизации рудной минерализации в конкретных массивах [Reyf et al., 2000; Козлов, 2009; Баданина и др., 2010; Владимиров и др., 2011; Козлов, 2011; Иванова и др., 2021; Баданина и др., 2022; и многие другие].

На примере кукульбейского комплекса для объяснения эволюции гранитных магм до обогащенных расплавов, из которых собственно и формируются

гранитоиды литий-фтористого типа, Г.П. Зарайским [Зарайский и др., 2009] был предложен Zr/Hf-индикатор, отражающий степень фракционирования расплавов. В работе [Зарайский и др., 2009] установлено, что по мере фракционирования гранитоидного расплава в нем происходит одновременное обогащение гафнием и редкими металлами в ряду гранодиорит → биотитовый гранит → лейкократовый гранит → литий-фтористый гранит. Однако, анализ имеющихся опубликованных [Козлов, Свадковская, 1977; Козлов, 2009; Козлов, 2011] и авторских данных по составу гранитоидов кукульбейского комплекса, показывает дискретность пород отдельных массивов по ряду элементов (P_2O_5, TiO_2, REE, HFSE и пр.) еще на стадии «материнских» магм (первая фаза комплекса) (рисунок 2). Такие расхождения практически невозможно объяснить в рамках единого «универсального» тренда.

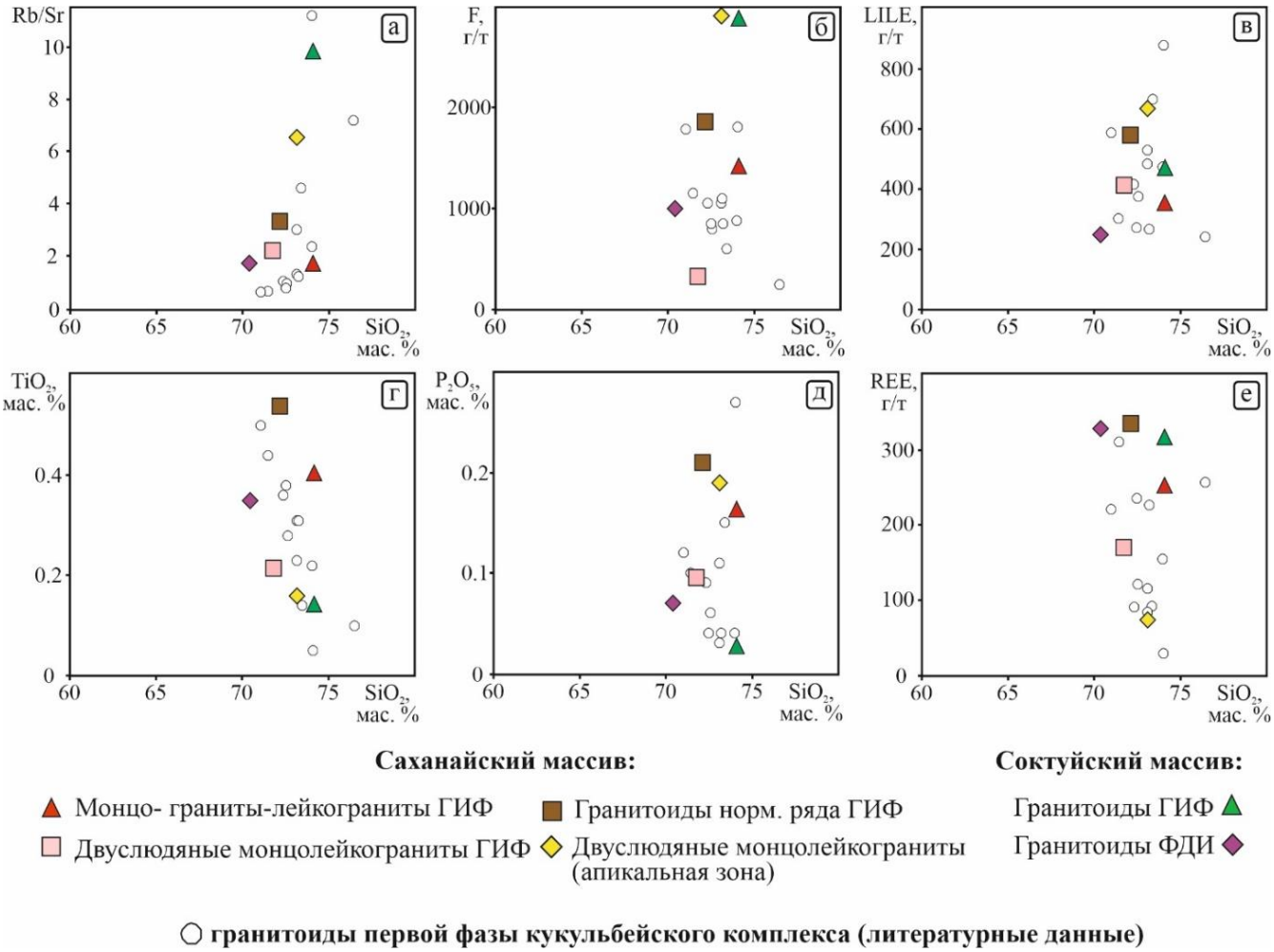


Рисунок 2. Вариации средних содержаний петрогенных и редких элементов в гранитоидах первой фазы кукульбейского комплекса (синтез усредненных данных [Козлов, 2009; 2011] и авторских материалов по Соктуйскому и Саханайскому массивам).

На диаграммах отчетливо видно, что при высоких степенях фракционирования расплава (рисунок 2а), повышенных содержаниях редких элементов (прежде всего фтора и крупноионных литофильных элементов) (рисунок 2б, в), гранитоиды первой фазы кукульбейского комплекса зачастую содержат повышенные концентрации титана (рисунок 2г), фосфора (рисунок 2д) и, что немаловажно, редкоземельных элементов (рисунок 2е). Повышенные концентрации TiO_2, P_2O_5 и REE не характерны, в целом, для гранитоидов редкометалльно-плюмазитового типа и требуют дальнейших исследований и объяснений.

На примере Тургинского массива Л.Ф. Сырицо и А.А. Ивановой было предложено выделить новый подтип редкометалльных гранитов – «амазонитсодержащих плюмазитовых редкометалльных гранитов повышенной щелочности с агпаитовой акцессорной минерализацией» [Сырицо и др., 2021; Иванова и др., 2021]. Выделение особого подтипа обусловлено повышенным содержанием REE и HFSE, низкими концентрациями LILE, F, Ta при высокой глиноземистости пород, а также наличием в их составе акцессорных фосфатов и силикатов Zr, Th, U, REE, Y. Также авторами отмечается, что в составе Тургинского массива отсутствуют «ранние биотитовые граниты», что затрудняет интерпретации о начальных стадиях эволюции редкометалльных расплавов.

3.3. Геологическое положение и внутреннее строение Соктуйского и Саханайского массивов

Гранитоиды кукульбейского комплекса распространены на территории Агинского и Аргунского блоков Забайкалья, где они слагают более двух десятков массивов разного размера (рисунок 1). По данным [Государственная …, 2010] гранитоиды кукульбейского комплекса интрудируют вулканиты средне-позднеюрского шадоронского комплекса, а сами секутся раннемеловыми дайками абагатуйского комплекса. На основании геологических взаимоотношений, возраст кукульбейского комплекса принято было считать позднеюрским. Согласно имеющимся результатам изотопного датирования гранитоидов (U-Pb, Rb-Sr, K-Ar

датирование) формирование пород первой фазы кукульбейского комплекса произошло в интервале от 150 до 128 млн лет [Константинов и др., 1971; Абушкевич, Сырицо, 2007; Сырицо и др., 2012.; Андреева и др., 2020]. По данным предшествующих исследователей [Козлов, 2005; 2009] в составе комплекса выделяется две фазы внедрения. Первая фаза представлена биотитовыми и двуслюдяными умеренно-щелочными гранит-лейкогранитами (редко – гранодиоритами и сиенитами) и комплементарными им жильными образованиями (мелкозернистыми гранитами, аплитами и аплит-пегматитами) [Кузьмин и Антипин, 1965; Козлов, Свадковская, 1972; Коваленко и др., 2000; Государственная…, 2010; 2012; и др.]. Породы первой фазы формируют достаточно крупные (до нескольких сотен км^2) интрузивы гипо-мезоабиссальной фации глубинности. Лейкократовые граниты, пегматиты, аплиты и онгониты второй фазы образуют небольшие штоки, купола и дайки, как совмещенные в пространстве с интрузиями пород первой фазы, так и (значительно чаще) изолированные от них. Интрузии как первой, так и второй фазы зачастую сопровождаются Sn-W оруденением, локализованным в пегматитовых жилах, телах грейзенов и системах кварцевых жил. С пегматитами, прорывающими интрузии второй фазы комплекса, кроме того, связаны промышленные скопления Li, Nb, Ta, Be [Козлов, Свадковская, 1977; Геологическая…, 2010].

Соктуйский массив (рисунок 3) расположен в бассейне р. Биликтуй, в 30 км на север от г. Борзя. Массив приурочен к зоне пересечения региональных разломов северо-западного и северо-восточного простирания. Площадь обнаженной части массива составляет ~250 км^2. Согласно [Государственная…, 2010] Соктуйский массив имеет лакколитообразную форму с пологим южным и юго-западным и несколько более крутыми противоположными контактами. Интрузия является петротипом первой фазы кукульбейского комплекса [Государственная…, 2010].

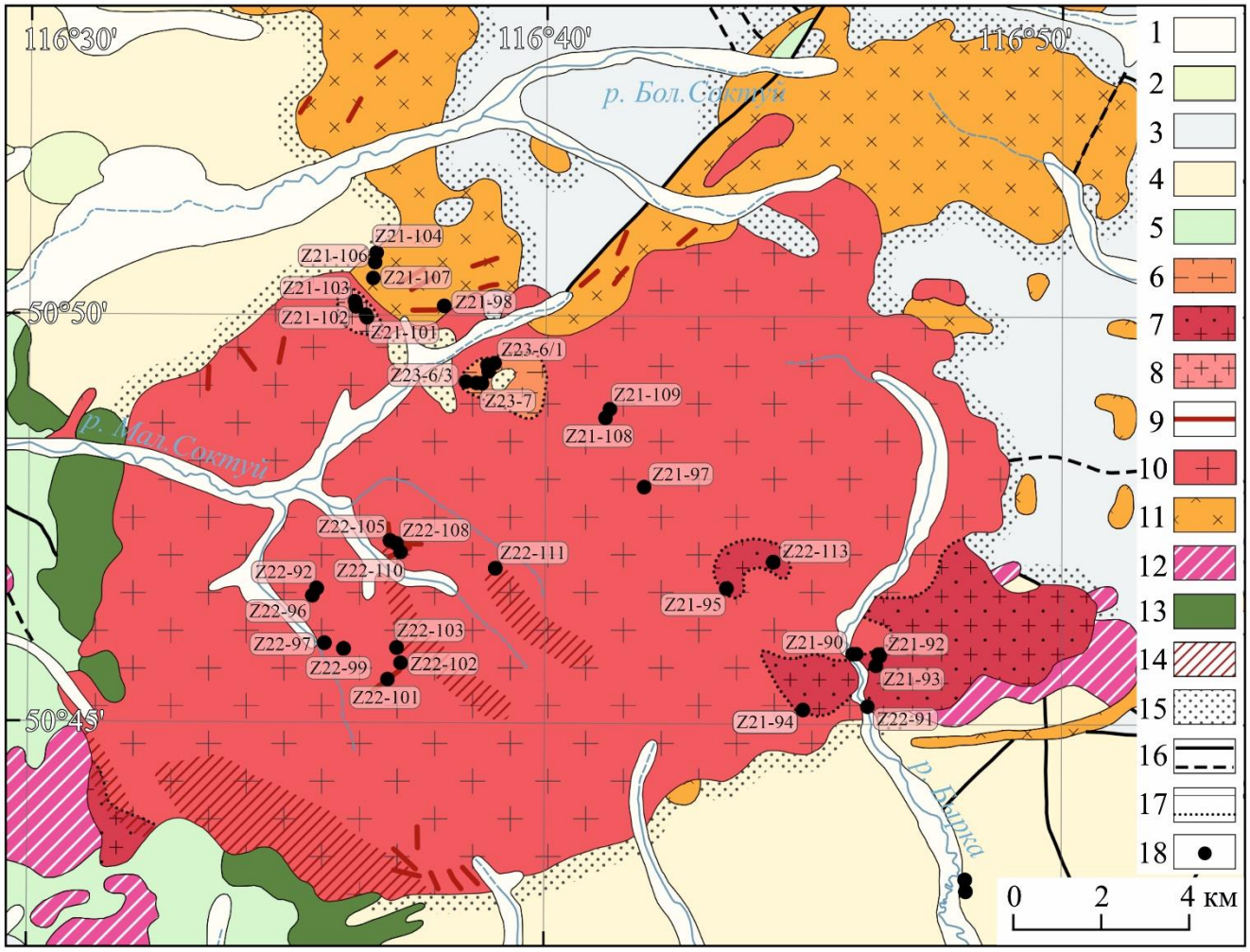


Рисунок 3. Схема геологического строения Соктуйского массива (составлено Мороз Е.Н. и Нарыжновой А.В. по ГГК РФ масштаба 1:200000, лист M-50-IX (Калангуй)).

Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения; 2-5 – вмещающие породы: 2 – осадочные и вулканические (K), 3 – вулканические, вулканогенно-осадочные и осадочные (J_{1-2}), 4 – осадочные и вулканогенно-осадочные (P_2), 5 – урульгинский метаморфический комплекс (PR_1); 6 – гранодиориты и кварцевые сиениты (ФДИ), 7 – щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры (ФДИ), 8 – аляскиты (ФДИ), 9 – дайки микрогранитов и аплитов (ГИФ), 10 – монцо-граниты-лейкограниты (ГИФ); 11 – шахтаминский комплекс (J_{2-3}) монцодиорит-гранодиорит-гранитовый; 12 – шадоронский комплекс (J_{2-3}) (гранодиорит-порфиры, диорит-порфириты); 13 – чингильтуйский комплекс (T) габбро-диабазовый; 14 – зоны грейзенизации; 15 – зоны ороговикования; 16 – достоверные (а) и предполагаемые (б) разломы; 17 – достоверные (а) и предполагаемые (б) границы фаз/комплексов; 18 – точки отбора проб.

Стоит отметить, что на некоторых схемах Соктуйский массив приурочен к зоне сочленения Агинского и Аргунского террейнов. Детальное рассмотрение вмещающих толщ и анализ состава террейнов свидетельствуют о том, что

гранитоиды Соктуйского массива внедрились в породы Аргунского террейна. Вмещающие отложения представлены раннепротерозойскими амфиболитами урульгинского комплекса, среднепермскими терригенно-вулканогенными породами борзинской серии и средне-позднеюрскими вулканогенными и субвулканическими породами шадоронской серии, а также более древними интрузивными породами: триасовыми чингильтуйскими габбро-диабазами и средне-позднеюрскими шахтаминскими гранодиоритами и гранитами. На контакте гранитоидов Соктуйского массива с осадочными и вулканическими породами отмечаются зоны ороговикования.

Строение Соктуйского массива неоднородно и крайне разнообразно. В ходе предшествующих исследований [Кузьмин, Антипин, 1965; Козлов, Свадковская, 1977, Коваленко и др., 2000] в составе массива были выделены две интрузивных фазы: главная (ГИФ) и дополнительных интрузий (ФДИ). Главная интрузивная фаза массива представлена гранитами и лейкогранитами умеренно-щелочного ряда (далее монцогранитами и монцолейкогранитами), слагающими основной объем массива, а также микрозернистыми лейкогранитами (далее микролейкогранитами) и аплитами, формирующими серию даек, секущих монцограниты. В телах ГИФ присутствуют многочисленные пегматитовые жилы и пегматоидные шлиры, а также протяженные зоны грейзенизации, ассоциирующие с вольфрамит-кварцевыми жилами.

К фазе дополнительных интрузий (ФДИ) Соктуйского массива ранее относили только «порфировидные биотитовые граниты», впервые описанные М.И. Кузьминым и В.С. Антипиным [1965]. В ходе геологических изысканий в области распространения описанных ранее «биотитовых гранитов» были обнаружены щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры. Как будет показано далее, эти породы не могут являться производными от гранитоидов ГИФ. Описанные ранее щелочные сиениты и граносиениты [Кузьмин, Антипин, 1965; Коваленко и др., 2000], которые также относятся предшественниками к ФДИ, на данный момент обнаружены только в составе Соктуйского массива и не имеют аналогов среди изученных гранитоидов ранней фазы кукульбейского комплекса**. В целях избежания**

возможной путаницы отметим, что по результатам авторских петрографических и минеральных исследований эти породы оказались кварцевыми сиенитами и гранодиоритами. Также в ходе геологических работ 2021 года в северной части Соктуйского массива впервые было обнаружено небольшое тело аляскитов. Контакты между перечисленными разновидностями, также как с гранитоидами ГИФ, обычно не обнажены, однако, судя по геоморфологии, аляскиты, щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры, кварцевые сиениты и гранодиориты ФДИ формируют небольшие штокообразные тела, выраженные в рельефе в виде небольших холмов. Ранее М.И. Кузьмин и В.С. Антипин [Кузьмин, Антипин, 1965] упоминали также наличие биотит-амфиболовых гранодиоритов в составе Соктуйского массива. На данный момент установлено [Отчет…, 1983], что эти биотит-амфиболовые гранодиориты относятся к шахтаминскому комплексу (Антийский массив). Рассматриваемые в данной работе гранодиориты были отобраны вдали от интрузии шахтаминского комплекса в зоне распространения гранитоидов ГИФ Соктуйского массива.

Саханайская группа массивов расположена в пределах Агинской зоны. В эту группу входит Саханайский массив и его сателлиты: Зун-Ундурский, Дульдургинский массивы и Таптанайский шток. Непосредственные контакты между гранитоидами разных интрузийне не наблюдаются в силу их пространственной разобщенности. Геофизические (как и геологические) данные о взаимоотношениях Саханайского и Дульдургинского массивов отсутствуют. Результаты гравиметрических исследований указывают на «обособленность» Таптанайского штока и связь Зун-Ундурского и Саханайского массивов. Согласно этим исследованиям Зун-Ундурский массив является «слабоэродированным купольным выступом» или «апикальной зоной» Саханайской интрузии [Козлов, Свадковская, 1977]. Оба плутона прорывают девонские и пермо-триасовые вулканогенно-осадочные толщи (цаган-норская и агинская свиты) и терригенные отложения триаса (зуткулейская свита). В экзоконтактах массивов отмечается интенсивное ороговикование вмещающих пород.

Саханайский и Зун-Ундурский массивы (рисунок 4) находятся в ~ 4 км на восток от д. Дульдурга на левобережье р. Таптанай (правый приток р. Иля). Саханайский массив имеет изометричную форму, его площадь составляет ~130 км^2. По данным [Государственная…, 2012] строение массива – сложное, в его составе выделяются крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты и среднезернистые двуслюдяные граниты, с которыми нередко связаны пегматитовые жилы. Зун-Ундурский массив представляет собой небольшой (~8 км^2) купол и рассматривается в качестве апикальной части Саханайской интрузии.

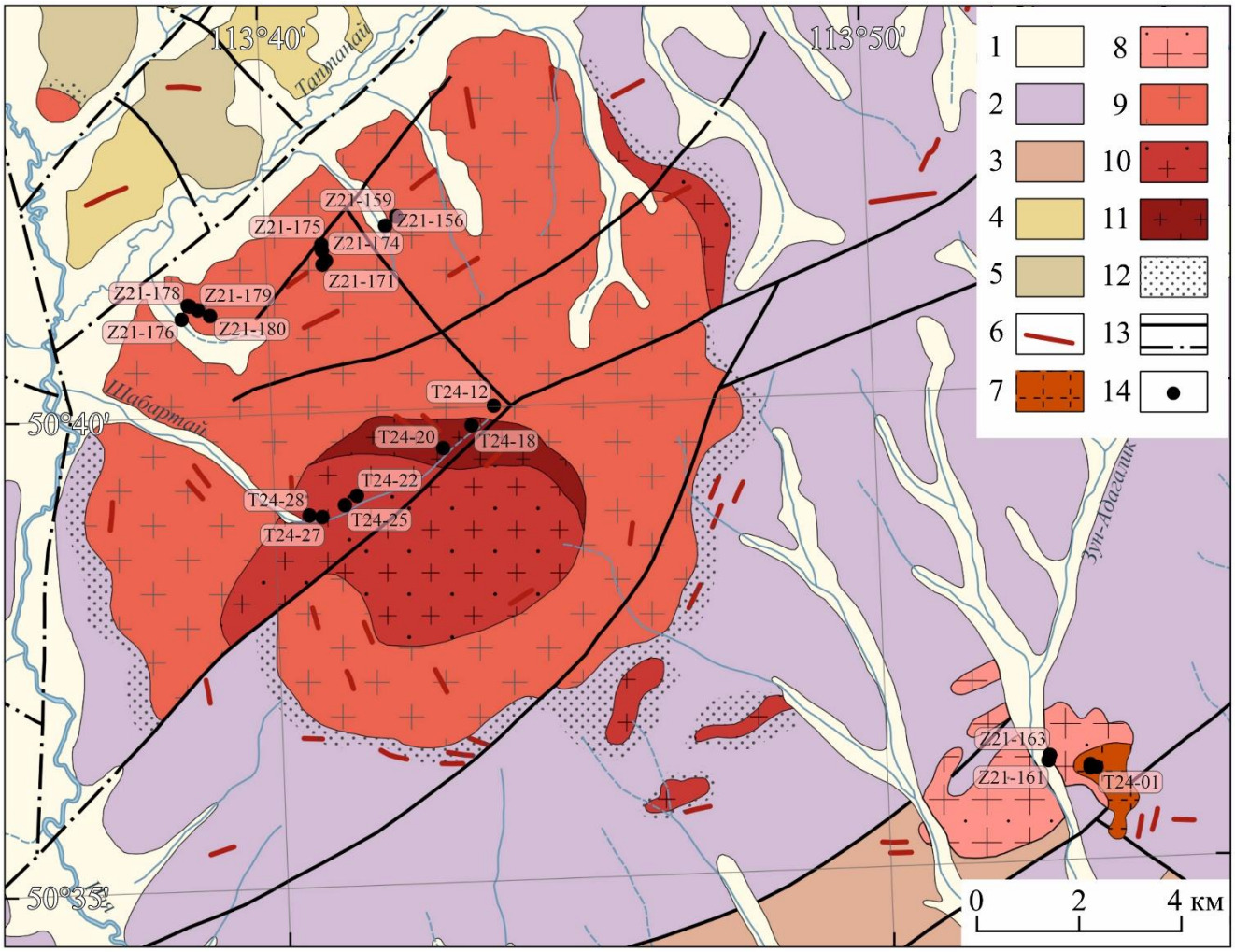


Рисунок 4. Геологическая схема Саханайского (слева) и Зун-Ундурского (справа) массивов. Составлено Е.Н. Мороз, А.В. Нарыжновой по данным [Козлов, Свадковская, 1977] с дополнениями.

Условные обозначения: 1 – современные отложения; 2-5 – вмещающие породы: 2 – осадочные (T_1); 3 – осадочные и вулканогенно-осадочные (P_2-T_1); 4 – осадочные и вулканогенно-осадочные (P_3); 5 – осадочные (D_{1-2}); 6 – дайки микрогранитов ГИФ; 7 – грейзенизированные

монцолейкограниты апикальной зоны (Зун-Ундур); 8 – монцолейкограниты и монцолейкогранит-порфиры апикальной зоны (Зун-Ундур); 9 – биотитовые монцо- граниты-лейкограниты ГИФ; 10 – двуслюдяные монцолейкограниты ГИФ; 11 – гранодиориты-граниты-лейкограниты ГИФ; 12 – зоны ороговикования; 13 – достоверные (сверху) и предполагаемые (снизу) разломы; 14 – точки отбора проб.

Строение Саханайского и Зун-Ундурского массивов и состав слагающих их пород были довольно детально описаны в работе В.Д. Козлова и Л.Н. Свадковской [1977]. Авторами установлено, что в строении Саханайского массива выделяются биотитовые и двуслюдяные умеренно-щелочные гранитоиды. По единичным литературным данным [Иванова, 1972] между упомянутыми гранитоидами наблюдаются постепенные фациальные переходы. В ходе полевых исследований 2024 года в строении Саханайского массива нами была обнаружена еще одна разновидность биотитовых гранодиоритов-гранитов-лейкогранитов нормальной щелочности, не упоминавшаяся в литературе ранее. Зун-Ундурский массив (далее апикальная зона) сложен мелко-среднезернистыми порфировидными двуслюдяными монцо- гранитами-лейкогранитами. В восточной части купола обнаружены зоны грейзенизации, с которыми связано одноименное кварц-касситерит-вольфрамитовое месторождение.

Резюме:

Изученные гранитоиды Соктуйского и Саханайского массивов традиционно относятся к ранней фазе кукульбейского редкометалльно-гранитного комплекса (Соктуйский массив является петротипом ранней фазы). Становление этих интрузий относят к позднемезозойскому этапу эволюции центральной части МОСП. К этому же этапу приурочены широко распространенные гранитоидные ассоциации шахтаминского, амуджикано-сретенского и борщовочного комплексов, предшествующие внедрению кукульбейских гранит-лейкогранитов. Для перечисленных гранитоидных комплексов характерна различная рудная специфика: Cu-Mo-Au-, Au-Ag-, Au-Cu- и Pb-Zn-Cu- для пород шахтаминского и амуджикано-сретенского комплексов, Sn-W и Nb-Ta-Li- для пород кукульбейского комплекса.

В составе собственно кукульбейского комплекса присутствуют как нерудоносные ограниченно редкометалльные «материнские» граниты первой фазы, так и их рудоносные производные, которые, как правило, относятся ко второй фазе (Этыкинский, Орловский и др. массивы).

В ходе проведенных исследований в составе Саханайского и Соктуйского массивов обнаружено несколько ранее не описанных петрографических разновидностей пород, по геологической позиции относящихся к ранней фазе кукульбейского комплекса. Сопоставление авторских и литературных данных указывает на значимое отличие некоторых из этих пород от типичных редкометалльно-плюмазитовых гранитов первой фазы кукульбейского комплекса. Это определяет необходимость проведения детальных геохронологических и геохимических исследований, а также поиска возможных аналогов среди гранитоидов других комплексов.

ГЛАВА 4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО U-PB-ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА ИЗ ПОРОД КУКУЛЬБЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА

4.1. Соктуйский массив

Возраст пород главной фазы Соктуйского массива был получен ранее В.И. Коваленко с соавторами [Коваленко и др., 2000] и составил 140.4±0.5 млн лет (датирование циркона методом ID-TIMS), в работе Л.Ф. Сырицо [Сырицо, 1996] возраст тех же пород по результатам Rb-Sr датирования определен как 146±4 и 138±6 млн лет.

Для уточнения возраста гранитоидов и динамики формирования петротипичного Соктуйского массива нами были предприняты локальные U-Pb изотопные исследования циркона методом LA-ICP-MS. В Соктуйском массиве (сложенном породами первой фазы комплекса) был проанализирован циркон из биотитовых монцогранитов ГИФ, аляскитов, щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров, кварцевых сиенитов и гранодиоритов ФДИ. Все полученные результаты U-Pb изотопных исследований отражены на (рисунках 5-9) и в (Приложении 1).

Циркон из *монцогранита ГИФ* характеризуется различной степенью сохранности: встречаются как сильно метамиктные непрозрачные оранжевые, так и прозрачные неизмененные кристаллы без окраски. Циркон характеризуется развитием как граней призм, так и дипирамид, часто трещиноват. Размер кристаллов варьирует от 175 до 400 мкм, коэффициент удлинения – от 1.6 до 3.6 при среднем значении 2.5. В пригодном для датирования цирконе в катодолюминесцентных изображениях (рисунок 5а) отчетливо наблюдается тонкая осцилляторная зональность, которая в единичных зернах нарастает на оплавленные центральные части кристаллов. Редко ядра кристаллов циркона характеризуются слабым свечением. Th/U отношения (0.12-0.73) (рисунок 5б) указывают на

магматическое происхождение циркона [Kirkland et al., 2015]. Конкордантный возраст по 20 аналитическим точкам составил 142±1 млн лет (СКВО = 0.79) (рисунок 5в). Самое молодое конкордантное значение, полученное в краевой части циркона, составило 136±2 млн лет.

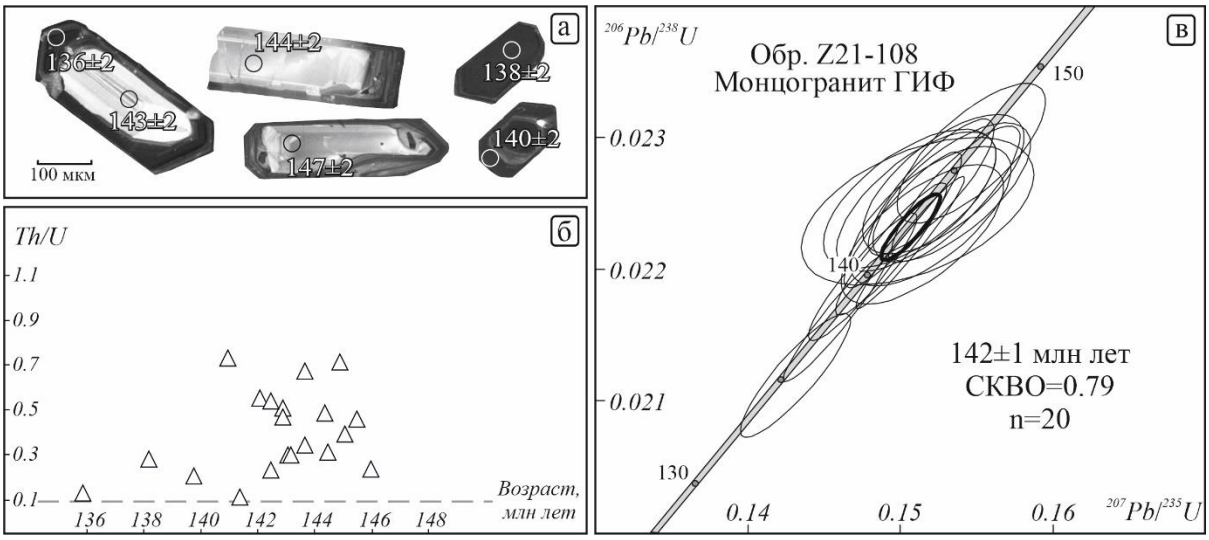


Рисунок 5. Катодолюминесцентные изображения представительных кристаллов циркона (а), диаграмма Th/U-отношения (б) и диаграмма с конкордией (в) для циркона из монцогранита ГИФ Соктуйского массива

Циркон из *аляскита ФДИ* прозрачный и полупрозрачный бесцветный и светло-коричневый. Большая часть циркона трещиновата. Размер кристаллов варьирует от 140 до 350 мкм, коэффициент удлинения – от 1.4 до 4.3 при среднем значении 2.3. В кристаллах в разных соотношениях развиты грани дипирамид и призм. В катодолюминесцентных изображениях (рисунок 6а) наблюдается осцилляторная зональность. Th/U отношения (рисунок 6б) указывают на магматическое происхождение циркона [Kirkland et al., 2015]. Конкордантный возраст (по 25 аналитическим точкам) составил 145±1 млн лет (СКВО = 0.68) (рисунок 6в).

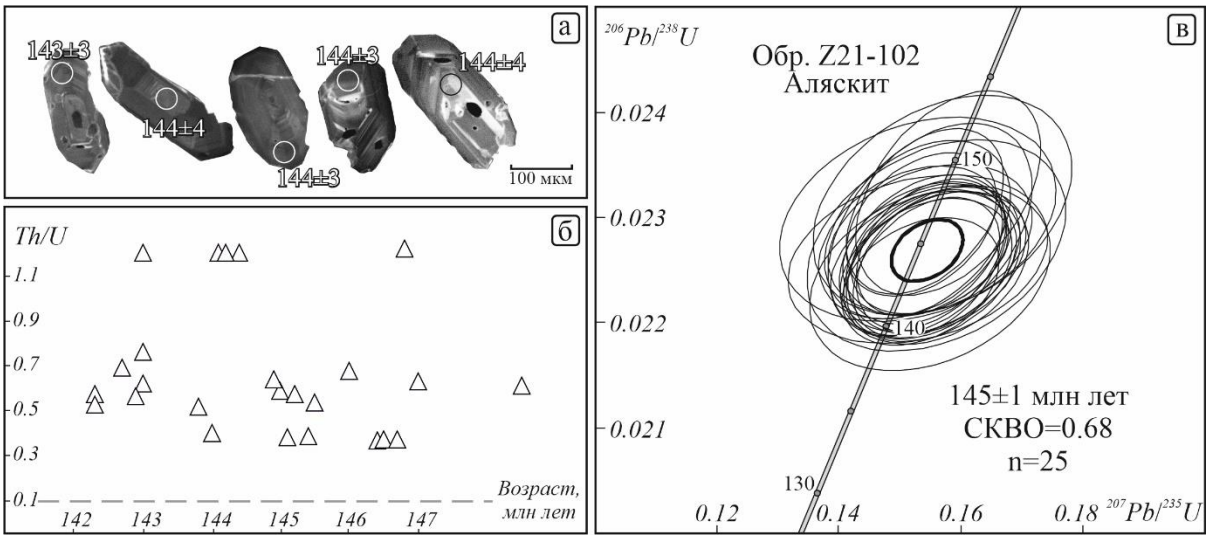


Рисунок 6. Катодолюминесцентные изображения представительных кристаллов циркона (а), диаграмма Th/U-отношения (б) и диаграмма с конкордией (в) для циркона из аляскита ФДИ Соктуйского массива

Циркон из *щелочно-полевошпатового гранит-порфира ФДИ* прозрачный, как бесцветный, так и светло-желтый. Морфология кристаллов изменяется от удлиненных (с преобладанием граней призм), до изометричных (развитие призм и дипирамид). Размер кристаллов варьирует от 110 до 405 мкм, коэффициент удлинения – от 1.5 до 4.0 при среднем значении 2.7. В катодолюминесцентных изображениях (рисунок 7а) видна неоднородная ростовая зональность. Th/U отношения (0.26-0.75) в цирконе (рисунок 7б) указывают на их магматическое происхождение [Kirkland et al., 2015]. Конкордантный возраст (17 аналитических точек) составил 142±2 млн лет (СКВО = 1.4) (рисунок 7в). Средневзвешенный возраст циркона составил 142±2 млн лет (СКВО = 0.13).

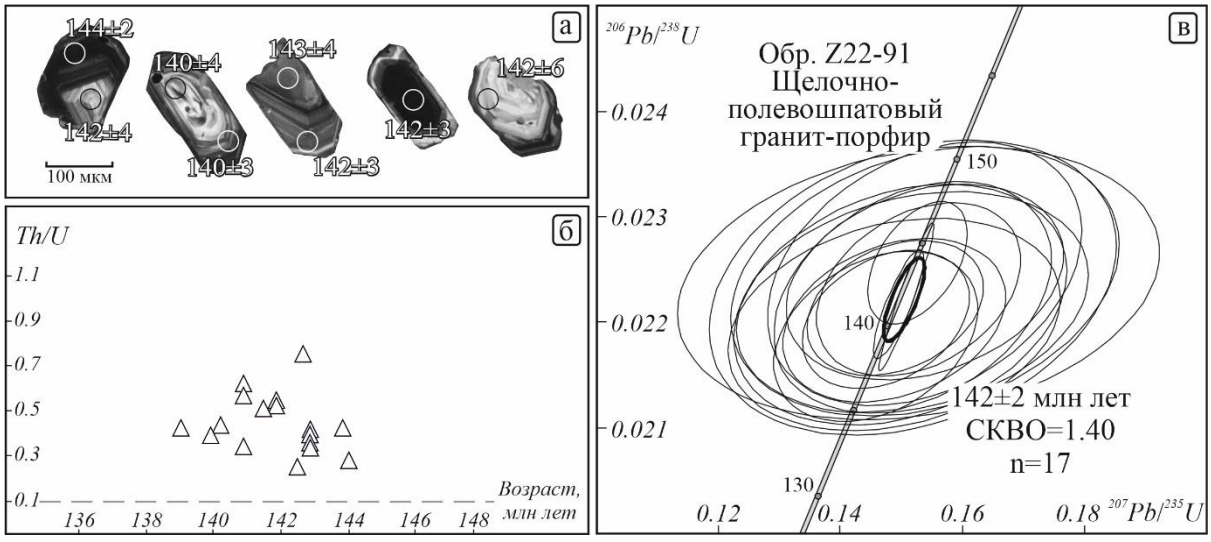


Рисунок 7. Катодолюминесцентные изображения представительных кристаллов циркона (а), диаграмма Th/U-отношения (б) и диаграмма с конкордией (в) для циркона из щелочно-полевошпатового гранит-порфира ФДИ Соктуйского массива

Циркон из пробы *гранодиорита ФДИ* бесцветный, сильно трещиноватый. Размер кристаллов варьирует от 100 до 480 мкм, коэффициент удлинения – от 1.0 до 5.0 при среднем значении 2.4. В катодолюминесцентных изображениях (рисунок 8а) наблюдается тонкая ростовая зональность, в единичных кристаллах присутствуют метамиктные ядра. Полученные Th/U отношения (0.26-0.50) (рисунок 8б) указывают на магматическое происхождение циркона [Kirkland et al., 2015]. Конкордантный возраст (16 аналитических точек) составил 141±1 млн лет (СКВО = 0.71) (рисунок 8в).

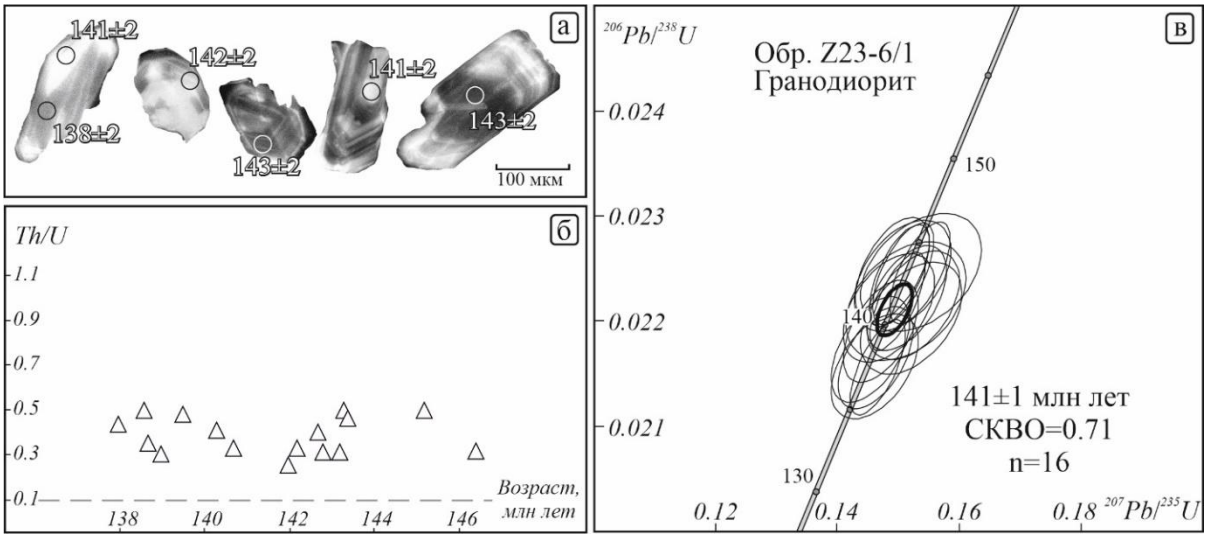


Рисунок 8. Катодолюминесцентные изображения представительных кристаллов циркона (а), диаграмма Th/U-отношения (б) и диаграмма с конкордией (в) для циркона из гранодиорита ФДИ Соктуйского массива

Циркон из *кварцевого сиенита ФДИ* представлен в виде бесцветных до светло-желто-коричневых прозрачных кристаллов, нередко трещиноватых. Размер кристаллов варьирует от 235 до 455 мкм, коэффициент удлинения – от 1.4 до 4.7 при среднем значении 2.8. В катодолюминесцентных изображениях (рисунок 9а) видна как четкая осцилляторная, так и «извилистая» зональность. Th/U отношения (0.40-1.35) в исследованных точках (рисунок 9б) свидетельствуют о магматической

природе происхождения циркона [Kirkland et al., 2015]. Конкордантный возраст (по 34 аналитическим точкам) составил 142±1 млн лет (СКВО = 0.23) (рисунок 9в).

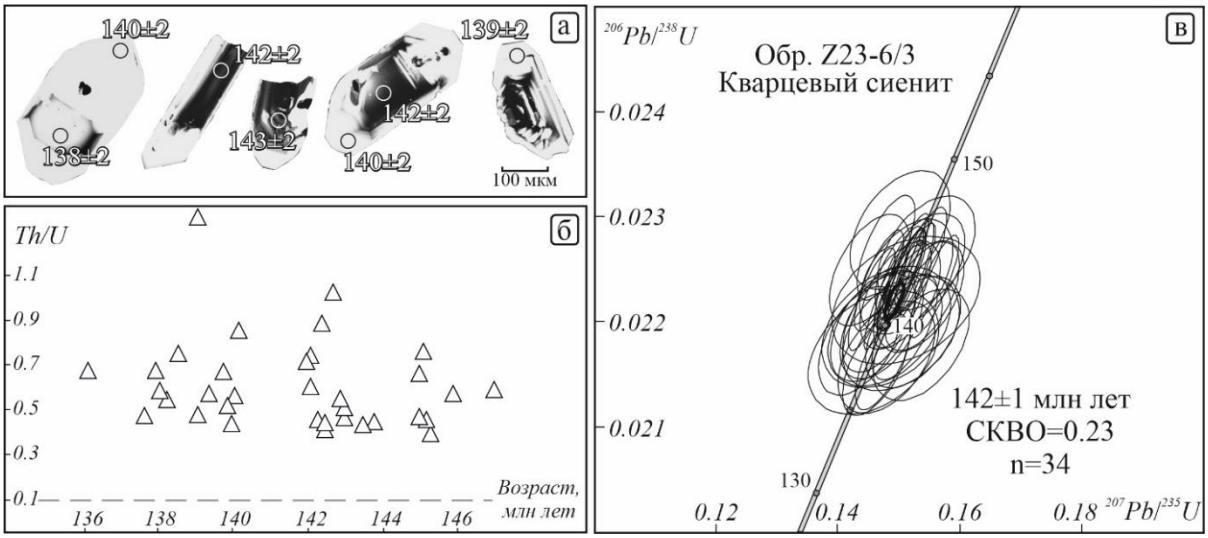


Рисунок 9. Катодолюминесцентные изображения представительных кристаллов циркона (а), диаграмма Th/U-отношения (б) и диаграмма с конкордией (в) для циркона из кварцевого сиенита ФДИ Соктуйского массива

4.2. Саханайский массив

Возраст гранитов Саханайского массива был определен ранее и составил 149±3 (валовый состав породы, K-Ar метод датирования) [Полевая, Тихомиров, 1962]. Полученные предшественниками возраста апикальной зоны гранитов (Зун-Ундур) варьируют от 132±2 (валовый состав, K-Ar метод датирования) до 150 (мусковит, K-Ar метод датирования) млн лет [Константинов и др., 1971]. Для уточнения возраста гранитоидов и динамики формирования Саханайского массива был изучен циркон методом LA-ICP-MS. В Саханайском массиве (сложенном породами первой фазы комплекса) был проанализирован циркон из биотитовых монцогранитов, двуслюдяных монцолейкогранитов, гранодиоритов ГИФ, а также из двуслюдяных монцолейкогранитов апикальной зоны (Зун-Ундурский массив). Все полученные результаты U-Pb изотопных исследований отражены на (рисунках 10-14) и в (Приложении 1).

Циркон из *монцогранита ГИФ* представлен прозрачными и полупрозрачными кристаллами преимущественно призматического габитуса, в редких случаях в пробе встречаются кристаллы с дипирамидальным габитусом.

Коэффициент удлинения циркона варьирует от 1.0 до 3.5 (при среднем значении 1.9). Размер кристаллов варьирует от 225 до 425 мкм. Большинство зерен имеет медовую окраску, редко встречаются кристаллы от бесцветных до светло-розовых оттенков. Практически во всем цирконе присутствуют минеральные включения. В катодолюминесцентных изображениях наблюдается четкая осцилляторная зональность (рисунок 10а). Th/U отношения в изученных кристаллах циркона варьируют от 0.02 до 0.78 (рисунок 10б). Полученный конкордантный возраст по 11 аналитическим точкам составил 142±1 млн лет (СКВО = 0.79) (рисунок 10в). Самое молодое конкордантное значение для магматического циркона составило 137±2 млн лет.

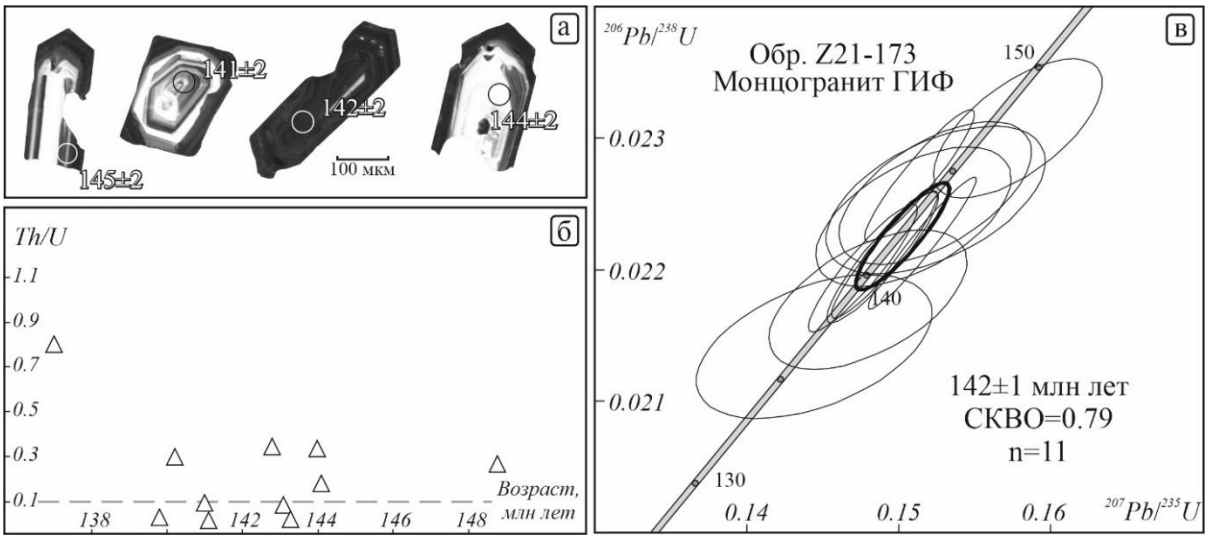


Рисунок 10. Катодолюминесцентные изображения представительных кристаллов циркона (а), диаграмма Th/U-отношения (б) и диаграмма с конкордией (в) для циркона из монцогранита ГИФ Саханайского массива

Циркон из пробы *гранодиорита ГИФ* прозрачный и полупрозрачный, бесцветный и желтоватый. Кристаллы, как правило, имеют призматический габитус с незначительным развитием граней дипирамид. Размер кристаллов изменяется от 200 до 450 мкм, коэффициент удлинения варьирует от 1.9 до 4.0 при среднем значении 3.0. В катодолюминесцентных изображениях (рисунок 11а) видна неоднородная ростовая зональность. Th/U отношения (0.06-0.81) в этих точках (рисунок 11б), за редким (0.06, 0.09) исключением, указывают на магматическое происхождение циркона [Kirkland et al., 2015]. Полученный

конкордантный возраст по 16 аналитическим точкам составил 140±1 млн лет (СКВО = 0.10) (рисунок 11в).

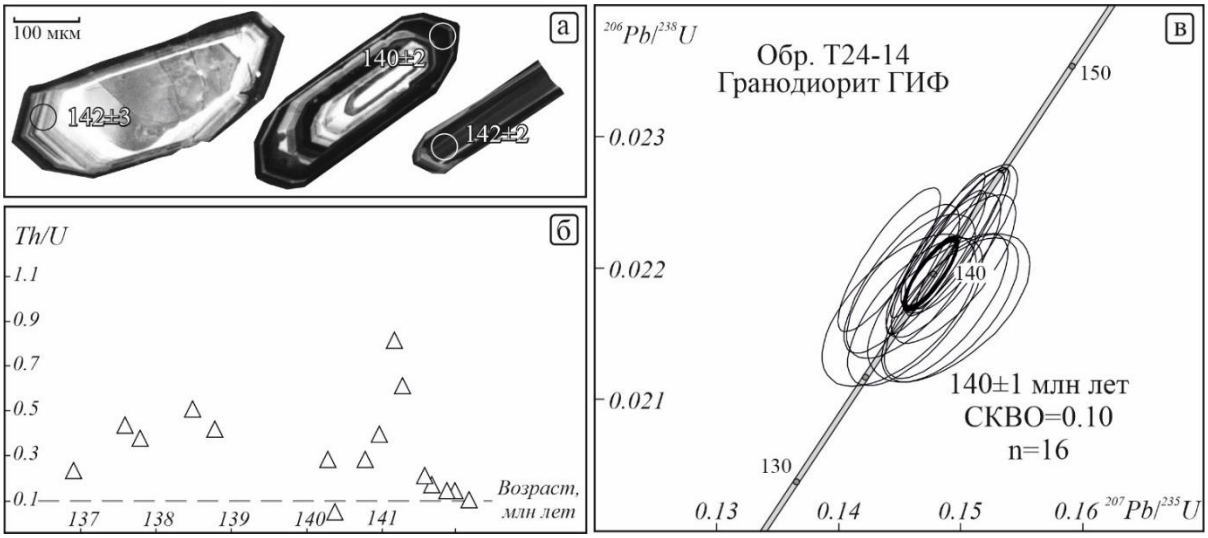


Рисунок 11. Катодолюминесцентные изображения представительных кристаллов циркона (а), диаграмма Th/U-отношения (б) и диаграмма с конкордией (в) для циркона из гранодиорита ГИФ Саханайского массива

Изученный циркон из *двуслюдяного монцолейкогранита ГИФ* прозрачный и полупрозрачный, от бесцветного до желтоватого и, реже, медово-желтого оттенка. Морфология кристаллов изменяется от удлиненных (с преобладанием граней призм), до изометричных (развитие призм и дипирамид). Размер кристаллов варьирует от 120 до 410 мкм, коэффициент удлинения – от 1.4 до 3.6 при среднем значении 2.4. На катодолюминесцентных изображениях наблюдается тонкая «осцилляторная» зональность (рисунок 12а), реже фиксируется наличие ядер. Th/U отношения (0.11-0.98) практически во всех изученных кристаллах циркона (рисунок 12б) указывают на магматическое происхождение [Kirkland et al., 2015]. Полученный конкордантный возраст по 15 аналитическим точкам составил 145±1 млн лет (СКВО = 0.003) (рисунок 12в). Для 5 аналитических точек получены более древние возраста (164-427 млн лет). Одна из точек соответствует оплавленной внутренней части циркона (ядро; Th/U = 1.83; 356±7 млн лет). Возможность продатировать наружные каймы отсутствовала из-за малой мощности (менее 10 мкм) и трещиноватости этих зон.

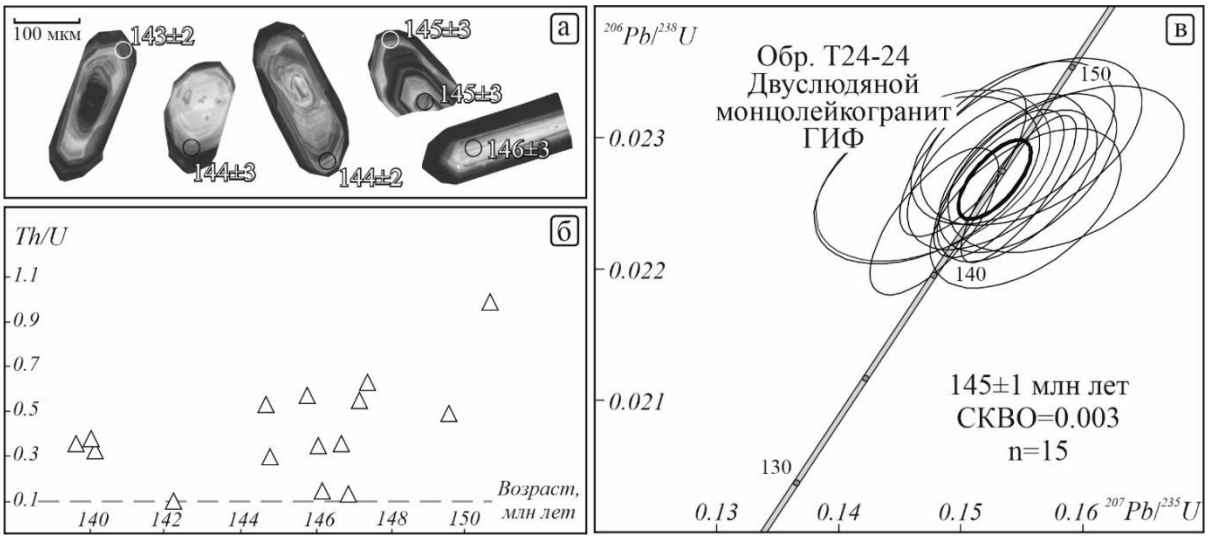


Рисунок 12. Катодолюминесцентные изображения представительных кристаллов циркона (а), диаграмма Th/U-отношения (б) и диаграмма с конкордией (в) для циркона из двуслюдяного монцолейкогранита ГИФ Саханайского массива

Циркон в *двуслюдяном монцолейкограните апикальной зоны* прозрачный, большая часть кристаллов бесцветная, но встречаются и кристаллы со слабой желтоватой окраской. Циркон характеризуется развитием как граней призм, так и дипирамид. Коэффициент удлинения кристаллов сильно варьирует от 1.2 до 6.0 (при среднем значении 2.9). Размер циркона – от 100 до 300 мкм. Редко в кристаллах наблюдаются минеральные включения (преимущественно апатита). На катодолюминесцентных изображениях (рисунок 13а) видна осцилляторная зональность различного характера: как чередование тонких зон, так и наличие крупной центральной зоны, которая затем обрастает тонкими зонами (датирование различных по зональности кристаллов показало близкие в пределах погрешности возраста). Th/U отношение в этих точках варьирует от 0.10 до 0.66 (рисунок 13б). Конкордантный возраст по 30 точкам составил 139±1 млн лет (СКВО = 0.06) (рисунок 13в). Возраста 4 конкордантных аналитических точек, полученных в центральных частях кристаллов, оказались древнее: 160±3, 295±4, 342±5 и 471±7 млн лет. Возможности получить возраста из краевых частей этих же зерен циркона не было из-за небольшой толщины (менее 25 мкм) или наличия трещин.

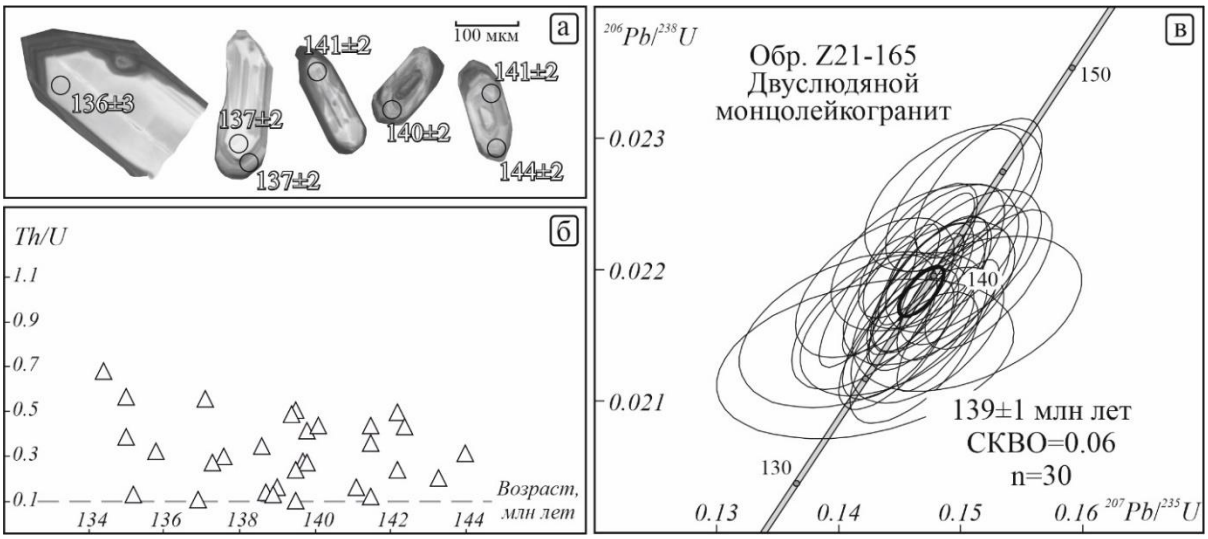


Рисунок 13. Катодолюминесцентные изображения представительных кристаллов циркона (а), диаграмма Th/U-отношения (б) и диаграмма с конкордией (в) для циркона из двуслюдяного монцолейкогранита апикальной зоны Саханайского массива (Зун-Ундур)

Циркон из пробы *двуслюдяного монцолейкогранит-порфира* апикальной зоны формирует прозрачные бесцветные кристаллы. Морфология кристаллов изменяется от удлиненных (с преобладанием граней призм), до изометричных (развитие призм и дипирамид). Размер зерен изменяется от 100 до 310 мкм, коэффициент удлинения – от 1.4 до 4.0 при среднем значении 2.1. В катодолюминесцентных изображениях (рисунок 14а) видна как четкая осцилляторная, так и «извилистая» зональность, в некоторых кристаллах присутствуют оплавленные ядра. Th/U отношения в полученных аналитических точках (рисунок 14б) указывают на магматическое происхождение циркона [Kirkland et al., 2015]. Конкордантный возраст по 24 аналитическим точкам составил 145±1 млн лет (СКВО = 0.68) (рисунок 14в). Для двух кристаллов циркона, где присутствуют ядра, удалось продатировать как ядро, так и краевые зоны (рисунок 14а). Возраст ядер составил 230±6 и 244.2±4.9 млн лет, возраст наросших кайм – 144±4 и 148±3 млн лет, соответственно. Th/U отношения в этих 4 аналитических точках варьируют от 0.12 до 1.53, что соответствует магматическому циркону.

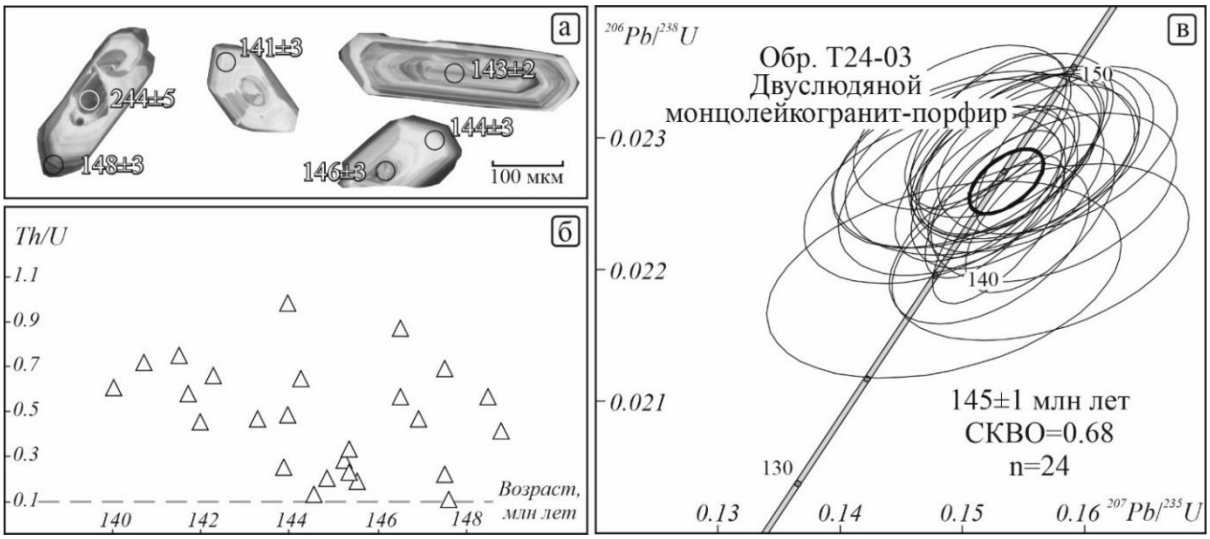


Рисунок 14. Катодолюминесцентные изображения представительных кристаллов циркона (а), диаграмма Th/U-отношения (б) и диаграмма с конкордией (в) для циркона из двуслюдяного монцолейкогранит-порфира апикальной зоны Саханайского массива (Зун-Ундур)

Резюме:

Согласно проведенным U-Pb-изотопным исследованиям циркона возраст пород ГИФ и ФДИ Соктуйского массива варьирует от 141 до 145 млн лет. Близкие возраста (139-145 млн лет) получены для циркона из гранитоидов Саханайского массива. Таким образом, формирование всех изученных гранитоидов Соктуйского и Саханайского массива произошло в раннем мелу.

Представленные авторские данные совпадают с оценками возраста, полученными ранее для других массивов кукульбейского комплекса и, в целом, отражают возрастой интервал формирования редкометалльных гранитоидов Центрального и Восточного Забайкалья.

ГЛАВА 5. МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД КУКУЛЬБЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА

5.1. Петрографический состав гранитоидов Соктуйского массива

Массив сложен первой фазой кукульбейского комплекса и считается петротипическим. В работе [Коваленко и др., 2000] среди гранитоидов массива выделены породы главной интрузивной фазы (далее «ГИФ») и фазы дополнительных интрузий (далее «ФДИ»). Также, согласно [Государственная…, 2010] в пределах массива распространены многочисленные пегматитовые жилы. В ходе полевых работ 2021-2023 гг. нами были отобраны образцы ГИФ, ФДИ, а также обнаружены многочисленные дайки, сложенные мелкозернистыми и аплитовидными гранит-лейкогранитами.

5.1.1. Главная интрузивная фаза

Главная интрузивная фаза (ГИФ) массива представлена монцо- гранитами-лейкогранитами (рисунок 15а), дайками микрозернистых лейкогранитов (далее микролейкогранитами) (рисунок 15б) и аплитами.

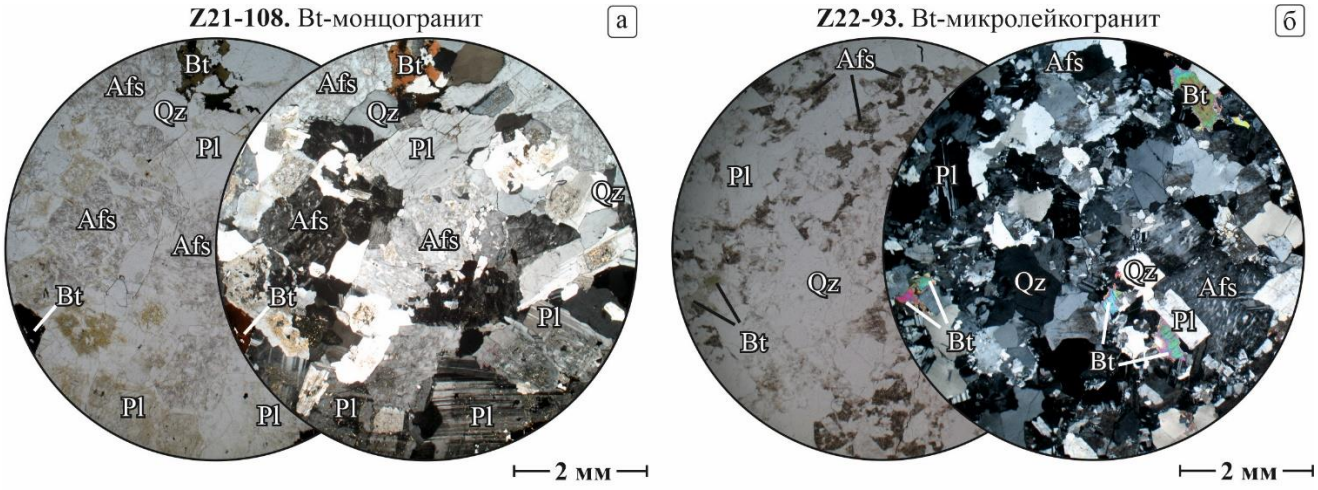


Рисунок 15. Породы главной интрузивной фазы Соктуйского массива. Сокращения минералов даны согласно [Warr, 2021].

Монцо- граниты-лейкограниты ГИФ (рисунок 15а) представлены средне-крупнозернистыми разновидностями. Структура гипидиоморфнозернистая с участками пойкилитовой, также встречаются слабопорфировидные и катаклазированные структуры. Породообразующие минералы: кварц (25-30 об. %), калинатровый полевой шпат (35-40 об. %), плагиоклаз (20-30 об. %) и биотит (5-10 об. %). Плагиоклаз образует субидиоморфные слабоудлиненные кристаллы, длиной до 2.5 мм. Калинатровый полевой шпат формирует ксеноморфные кристаллы, соизмеримые по размеру с кристаллами плагиоклаза. Как правило, в них наблюдается пертитовые вростки, микроклиновая решетка. Биотит образует чешуйчатые агрегаты размером до 1.5 мм. Плеохроирует от светло-желтого до буро-коричневого оттенка. Кварц часто заполняет интерстиции в породе, реже образует зерна с частичной кристаллографической огранкой, ксеноморфные по отношению к плагиоклазу. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, зональным алланитом и монацитом. Как правило, акцессорная минерализация приурочена к биотиту. Практически во всех образцах присутствует флюорит, выделения которого занимают интерстиции между зернами других минералов. Оксидная минерализация представлена ильменитом и магнетитом. Вторичная минерализация проявлена слабо – наблюдается незначительное замещение плагиоклаза на серицит, калинатрового полевого шпата – на пелит.

Микролейкограниты (рисунок 15б) даек и жил относятся к биотитовым, реже – к двуслюдяным разновидностям. Структура пород гипидиоморфнозернистая – отмечается высокая степень идиоморфизма плагиоклаза. Текстуры массивные. Содержания калинатрового полевого шпата и альбита близки и суммарно составляют около 60 об. %. Содержания кварца достигают 35 об. %. Количество темноцветных минералов (преимущественно биотита) не превышает 5 об. %. Акцессорные минералы в небольшом количестве представлены цирконом и флюоритом, который заполняет интерстиции.

5.1.2. Фаза дополнительных интрузий

К фазе дополнительных интрузий (ФДИ) относятся щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры, аляскиты, кварцевые сиениты и гранодиориты (рисунок 16).

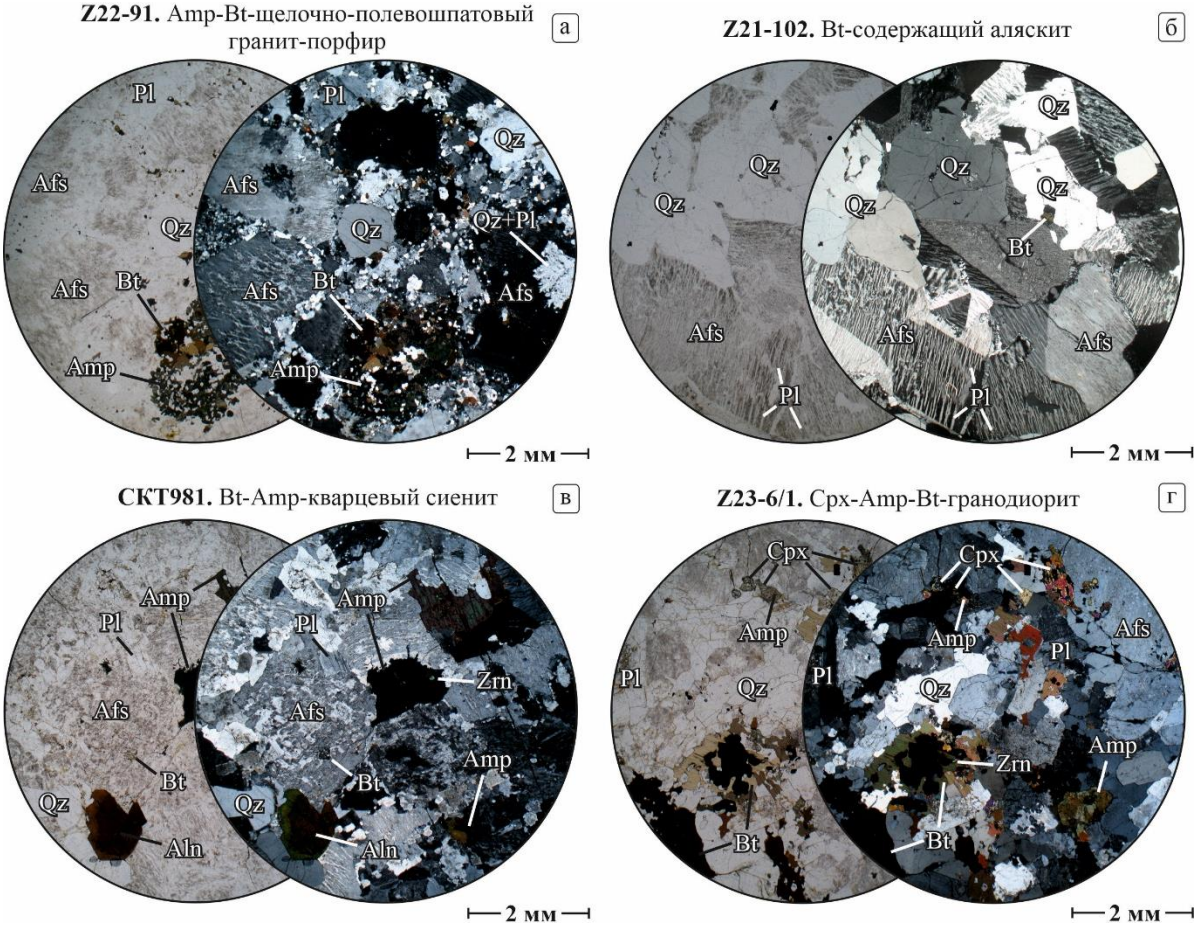


Рисунок 16. Породы фазы дополнительных интрузий (ФДИ) Соктуйского массива. Сокращения минералов даны согласно [Warr, 2021].

Щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры ФДИ (рисунок 16а) представлены амфибол-биотитовыми разновидностями. Структура пород порфировидная, основная масса микрогранулитовая. Порфировые вкрапленники (от 20 до 60 % объема породы, размером до 2.5 мм) сложены кварцем, калинатровым полевым шпатом, плагиоклазом, темно-зеленым амфиболом и биотитом. Темноцветные минералы образуют скопления размером до 2 мм. Содержание кварца варьирует от 20 до 25 об. %, темноцветных минералов – от 5 до 10 об. %. Калинатровый полевой шпат (50 об. %) резко преобладает над плагиоклазом (10-15, редко до 30 об. %). Часто на контакте двух полевых шпатов

наблюдается образование червеобразных вростков (мирмекитовая структура). Кварц вкрапленников и основной массы образует идиоморфные кристаллы. Акцессорные минералы представлены идиоморфным цирконом, апатитом, ксеноморфным зональным алланитом и, иногда, флюоритом. Последний расположен в интерстициях между минералами основной массы. С использованием сканирующей микроскопии было также установлено наличие мелких кристаллов редкоземельных минералов: флюоцерита, бастнезита и паризита. Оксидная минерализация представлена чаще магнетитом и ильменитом, реже касситеритом и рутилом. Вторичные изменения породы слабовыражены в виде пелитизации калинатрового полевого шпата.

Структура *аляскитов ФДИ* (рисунок 16б) гипидиоморфнозернистая с элементами микрографической. Большую часть пород слагают кристаллы калинатрового полевого шпата (до 65 об. %). Альбит в основном встречается в виде вростков в пертитовых кристаллах калинатрового полевого шпата, редко формирует небольшие полисинтетически сдвойникованные кристаллы (размером 0.7 мм, менее 1 об. %). Кварц (до 30 об. %) образует самостоятельные кристаллы с довольно высокой степенью идиоморфизма и иногда вместе с полевым шпатом образует микрографические срастания. Биотит (до 2 об. %) формирует небольшие скопления (размером менее 0.5 мм). Присутствуют единичные мелкие кристаллы амфибола. Часто встречаются зерна циркона размером до 0.2 мм, по данным сканирующей микроскопии были диагностированы мелкие кристаллы (менее 50 мкм) монацита и чевкенита (?). Оксидная минерализация представлена ильменитом. Вторичные изменения проявлены слабой пелитизацией калинатрового полевого шпата.

Структура *кварцевых сиенитов ФДИ* (рисунок 16в) – гипидиоморфнозернистая. Содержание калинатрового полевого шпата в них достигает 60, альбита – 10, кварца – 10-15, амфибола – 10-15, биотита – 3-7 об. %. Породы сложены преимущественно калинатровым полевым шпатом и темноцветными минералами. В резко подчиненном количестве присутствуют небольшие таблитчатые кристаллы альбита (как правило, в виде включений в

крупных кристаллах калинатрового полевого шпата) и ксеноморфные зерна кварца. Из темноцветных минералов присутствуют насыщенно-темно-зелёный амфибол и темно-коричневая слюда. Акцессорные минералы – алланит, формирующий срастания со слюдой, идиоморфные кристаллы циркона и апатита. Оксидная минерализация представлена исключительно ильменитом. Вторичные изменения – слабая пелитизация калинатрового полевого шпата.

Гранодиориты ФДИ (рисунок 16г) – слабопорфировидные породы с гипидиоморфнозернистой основной массой, иногда в них наблюдаются элементы пойкилитовой структуры. Содержания кварца – 15, калинатрового полевого шпата – 30, плагиоклаза – 30, амфибола – 10, железистого биотита – 10, клинопироксена – до 5 об. %. Полевые шпаты формируют наиболее крупные субидиоморфные кристаллы вкрапленников (размером до 3 мм), хотя также встречаются и в основной массе. Ксеноморфный кварц заполняет интерстиции между кристаллами полевых шпатов, его размер не превышает 2 мм. Темноцветные минералы – биотит и амфибол – часто образуют срастания, иногда встречаются реликты клинопироксена в амфиболе. Кристаллы темноцветных минералов, как правило, мелкие. Их размер не превышает 1 мм. Акцессорная минерализация, как правило, приурочена к скоплениям темноцветных минералов и представлена крупными кристаллами апатита, алланита и циркона. Вокруг последних двух нередко формируются метамиктные дворики. Присутствуют кристаллы ильменита.

5.2. Петрографический состав гранитоидов Саханайского массива

По данным [Государственная…, 2012] в строении массива выделяются умеренно-щелочные крупнозернистые порфировидные граниты и среднезернистые граниты главной фазы, с которыми нередко связаны пегматитовые жилы. Зун-Ундурский массив сложен мелко-среднезернистыми порфировыми и порфировидными монцо- гранит-лейкогранитами. В строении Саханайского массива ранее выделялись биотитовые, двуслюдяные и существенно мусковитовые умеренно-щелочные гранитоиды. В ходе полевых исследований 2024 года была

обнаружена еще одна разновидность биотитовых гранитоидов нормальной щелочности, не упоминавшаяся ранее.

5.2.1. Главная интрузивная фаза

В составе ГИФ Саханайского массива выделяются биотитовые и двуслюдяные монцо- граниты-лейкограниты, а также биотитовые гранитоиды нормального ряда. Также здесь присутствуют микро- гранит-лейкограниты (рисунок 17).

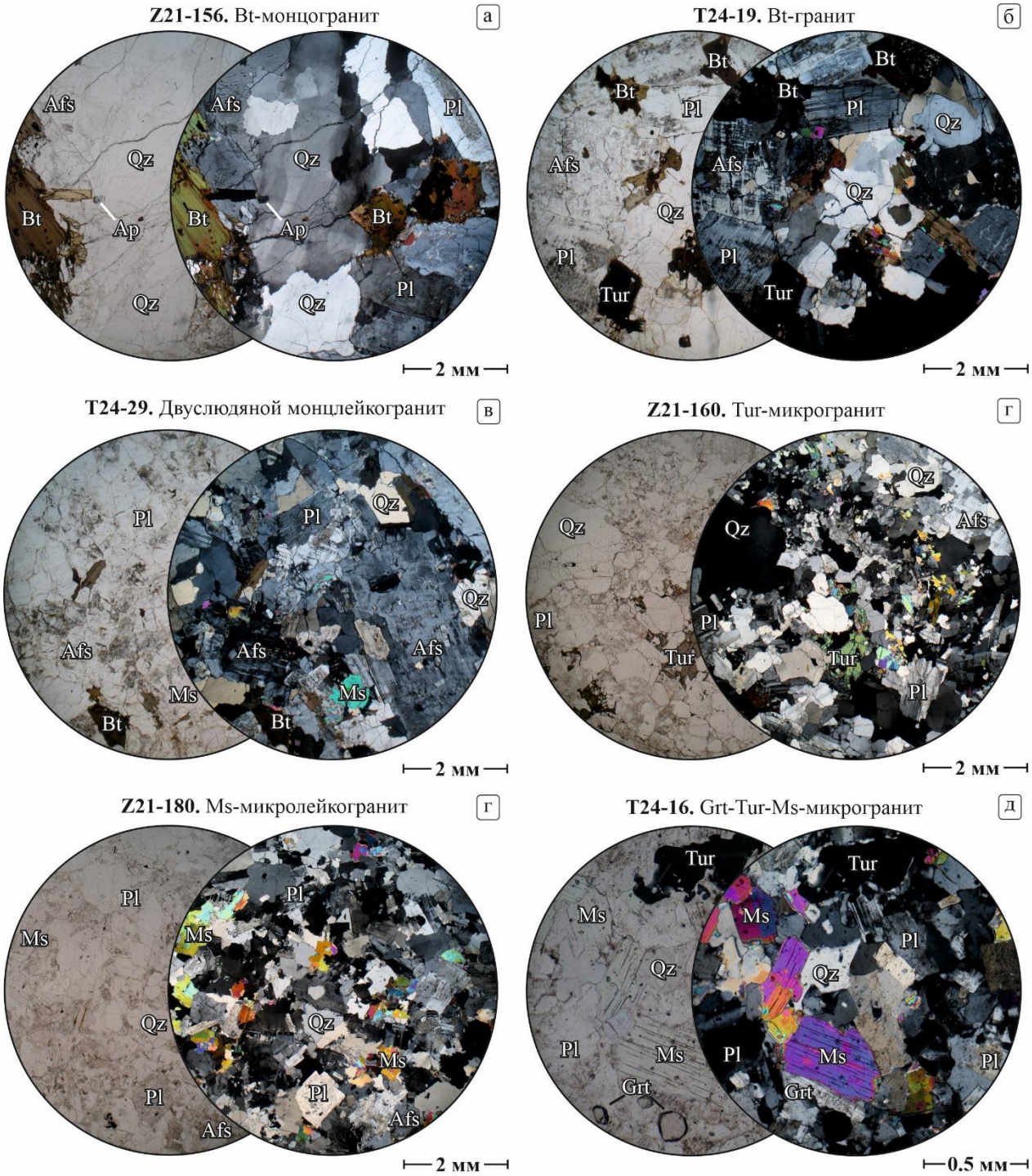


Рисунок 17. Основные петрографические разновидности гранитоидов Саханайского массива. Сокращения минералов даны согласно [Warr, 2021].

Биотитовые (±мусковитовые) монцо- граниты-лейкограниты ГИФ (рисунок 17а) характеризуются резкопорфировидной структурой с крупнозернистой основной массой, большая часть пород слабокатаклазирована. Текстуры массивные, редко наблюдается директивность, выраженная в направленном положении вкрапленников. Состав породобразующих минералов: калинатровый полевой шпат (25-30 об. %), плагиоклаз (25 об. %), кварц (25-30 об. %), темноцветные минералы (5-10 об. %). Вкрапленники (до 4 см) представлены идиоморфными кристаллами плагиоклаза и калинатрового полевого шпата. Основная масса состоит из кварца, плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, биотита и мусковита. Количественно биотит резко преобладает над мусковитом (последний в ряде образцов отсутствует полностью). Кварц основной массы имеет блочное погасание и зубчатые границы, что связано с катаклазом. Размер зерен кварца не превышает 3.6 мм. Плагиоклаз основной массы образует субидиоморфные кристаллы размером до 4 мм, в единичных случаях кристаллы плагиоклаза приобретают слабоизогнутый облик. Калинатровый полевой шпат основной массы, как правило, ксеноморфный – он заполняет интерстиции. Слюды представлены как в виде субидиоморфных, так и в виде ксеноморфных чешуек, которые также заполняют интерстиции в породе. Размер мусковита сильно варьирует, достигая максимальных 2 мм. Биотит, в среднем, образует чешуйки бóльшего размера (до 4 мм). Часто наблюдаются срастания мусковита и биотита. Редко наблюдаются переходы (замещения?) биотита на мусковит. Акцессорная минерализация, в основном, представлена апатитом, цирконом, монацитом. Обилие крупных (до 0.12 мм) идиоморфных кристаллов апатита характерно для всех образцов. В некоторых образцах с помощью сканирующей микроскопии установлено наличие акцессорного турмалина, флюорита и ксенотима. Все акцессорные минералы присутствуют в виде включений в слюдах. Апатит имеет зональную окраску: темные центральные и бесцветные краевые части. Циркон формирует идиоморфные слабовытянутые кристаллы размером до 0.07 мм. Часто

вокруг него образуются темно-коричневые метамиктные дворики. Для монацита характерны мелкие (до 0.01 мм) кристаллы округлой морфологии с косым погасанием. Оксидная минерализация представлена исключительно ильменитом. Кристаллы ильменита различной морфологии присутствуют в виде включений в кристаллах биотита. Содержание ильменита не превышает 2 об. %. Во всех образцах наблюдается слабая серицитизация плагиоклаза (в основном, в центральных частях кристаллов). Пелитизация калинатрового полевого шпата встречена реже. Также в единичных образцах наблюдаются вторичные продукты, развитые по биотиту, – при замещении биотита на светло-зеленый хлорит здесь образуются ксеноморфные кристаллы вторичного титанита.

Биотитовые лейкограниты-граниты-гранодиориты ГИФ (рисунок 17б) характеризуются среднезернистой катакластической структурой и массивной текстурой. Породы состоят из субидиоморфных кристаллов плагиоклаза (до 30 об. %), ксеноморфных кристаллов калинатрового полевого шпата (до 25 об. %), кварца (до 30 об. %), чешуек биотита (до 15 об. %). В гранитах-лейкогранитах встречаются редкие чешуйки мусковита (до 1 об. %). В большей части изученных пород присутствуют ксеноморфные кристаллы турмалина. Иногда его содержания превышают первые проценты. Плагиоклаз образует таблитчатые кристаллы с полисинтетическими двойниками. Его длина не превышает 3.7 мм. Калинатровый полевой шпат менее идиоморфный. Для него характерна микроклиновая решетка, часто наблюдаются пертиты. Размер кристаллов – до 4 мм. Кварц образует ксеноморфные трещиноватые кристаллы с зубчатыми границами и блочным погасанием. Размер кристаллов достигает 4 мм. Биотит (и мусковит) заполняют интерстиции между салическими минералами, часто образуя небольшие скопления. Редко наблюдается развитие мусковита по краевым частям биотита. Чешуйки биотита, как правило, больше чешуек мусковита. Максимальный размер чешуек мусковита – 0.8 мм, биотита – 2.0 мм. Турмалин характеризуется темно-синей/темно-зеленой (до практически черной) окраской. Кристаллы нередко образуют срастания вместе с биотитом. Существенная часть акцессорных минералов (апатит, циркон, монацит) представлена в виде включений в биотите. В

некоторых образцах с помощью сканирующей микроскопии установлено наличие флюорита и ксенотима. Апатит формирует крупные идиоморфные кристаллы с зональной окраской (серые центральные части и бесцветные краевые части). Размер кристаллов апатита достигает 0.5 мм. Циркон образует идиоморфные слабовытянутые кристаллы размером до 0.13 мм. Нередко вокруг него формируются темно-коричневые метамиктные дворики. Монацит представлен в виде мелких округлых кристаллов. Их размер достигает 0.2 мм. Оксидная минерализация представлена ильменитом, который формирует кристаллы различной морфологии. Его содержания не превышают 1 об. %. Вторичные образования проявлены, по большей части, в полевых шпатах. Плагиоклаз серицитизирован, а калинатровый полевой шпат – пелитизирован. Слюды, как правило, «свежие», лишь в одном образце наблюдается небольшое замещение биотита на хлорит.

Двуслюдяные монцо- гранит-лейкограниты ГИФ (рисунок 17в) состоят из вкрапленников, расположенных в среднезернистой основной массе. Структура основной массы катакластическая. Текстура массивная. Состав породообразующих минералов: кварц (25-30 об. %), калинатровый полевой шпат (30-35 об. %), плагиоклаз (25-30 об. %), биотит и мусковит (5-10 об. %). Вкрапленники представлены крупными кристаллами катаклазированного кварца (до 7 мм), субидиоморфного плагиоклаза (до 7.8 мм) и калинатрового полевого шпата (до 12.0 мм). Последний преобладает. Основная масса состоит из кварца, плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, биотита и мусковита. Кварц основной массы имеет блочное погасание и зубчатые границы, что связано с катаклазом. Размер кварца не превышает 2.0 мм. Плагиоклаз основной массы образует субидиоморфные кристаллы с неровными катаклазированными гранями. Размер кристаллов достигает 1.8 мм. Калинатровый полевой шпат в основной массе образует ксеноморфные кристаллы. Его размеры не более 1.5 мм. В целом, слюды представлены в виде ксеноморфных чешуек, которые заполняют интерстиции в породе. Биотит, как правило, формирует чешуйки больших размеров (до 2 мм). Длина чешуек мусковита не превышает 1.1 мм. Наблюдаются срастания мусковита

и биотита. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, а также установленными с помощью сканирующей микроскопии тонкозернистыми кристаллами монацита и ксенотима. В отличии от предыдущих пород, содержание апатита в двуслюдяных гранитоидах значительно меньше. Но он также имеет зональную окраску и образует крупные кристаллы длиной до 0.48 мм. Циркон представлен в виде идиоморфных удлиненных кристаллов (до 0.1 мм). Оксидная минерализация (ильменит), как правило, приурочена к трещинам спайности слюд, где образует удлиненные (пластинчатые?) агрегаты. Содержания ильменита малы и не превышают 1 об. %. Вторичные минералы образуются по плагиоклазу (серицитизация центральных частей), калинатровому полевому шпату (пелитизация) и биотиту (хлоритизация краевых частей). В целом, вторичные изменения проявлены слабо.

В составах *дайковых гранитоидов* (рисунок 17г-е) отмечены вариации в соотношениях плагиоклаза и калинатрового полевого шпата, мусковита и биотита, содержаниях турмалина. Структуры пород также несколько отличаются. Часть даек представлена гипидиоморфозернистыми микро- и мелкозернистыми разновидностями, в некоторых образцах появляются элементы порфировидной структуры, часть образцов катаклазирована. Для всех пород характерна массивная текстура. Все породы состоят из плагиоклаза, калинатрового полевого шпата и кварца и относятся к гранитам-лейкогранитам нормального и умеренно-щелочного ряда. Плагиоклаз во всех породах идиоморфен. Кварц и калинатровый полевой шпат – ксеноморфные. По составу темноцветных минералов выделяются две разновидности: мусковитовые и биотит-мусковитовые. Слюды, как правило, формируют удлиненные чешуйки. Единичные образцы содержат повышенное количество турмалина, достигающего 7 об. %. Биотит-мусковитовые микрограниты содержат акцессорные апатит и циркон. В мусковитовых разновидностях вместе с цирконом и апатитом присутствует гранат и турмалин. Апатит, циркон и гранат образуют идиоморфные кристаллы, размер которых не превышает 0.1 мм. Турмалин характеризуется синей окраской и ксеноморфным обликом. Размеры кристаллов достигают 0.6 мм. Рудный непрозрачный минерал

(ильменит) присутствует в незначительном количестве (менее 1 об. %). Он представлены в виде кристаллов различной морфологии, его размер, как правило, не превышает 0.5 мм. Вторичные минералы образуются по плагиоклазу (серицитизация центральных частей кристаллов), калинатровому полевому шпату (пелитизация) и биотиту (хлоритизация краевых частей). В целом, вторичные изменения выражены слабо.

5.2.2. Зун-Ундурский массив

Породы апикальной зоны (Зун-Ундур) Саханайского массива представлены порфировидными разновидностями. По соотношению размеров порфировых вкрапленников и кристаллов основной массы здесь выделяется две разновидности пород (рисунок 18).

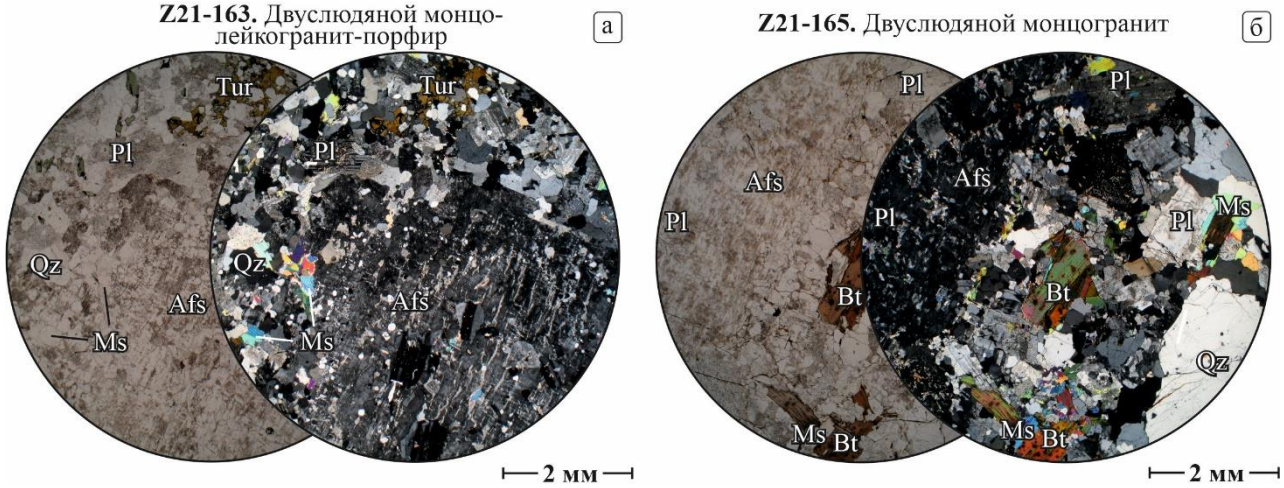


Рисунок 18. Основные петрографические разновидности гранитоидов апикальной зоны (Зун-Ундур). Сокращения минералов даны согласно [Warr, 2021].

Двуслюдяные монцолейкогранит-порфиры апикальной зоны (рисунок 18а) характеризуются порфировидной структурой с мелкозернистой основной массой. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая. Текстура пород – массивная. Состав породообразующих минералов: кварц (30-35 об. %), плагиоклаз (до 20 об. %), калинатровый полевой шпат (35-40 об. %), биотит и мусковит (до 5 об. %). Вкрапленники состоят из калинатрового полевого шпата, плагиоклаза и кварца. Размер вкрапленников не превышает 5 мм. В единичном шлифе наблюдаются вкрапленники калинатрового полевого шпата размером до 13 мм. Вкрапленники

калинатрового полевого шпата содержат пойкилитовые включения кварца, плагиоклаза и слюд. Вкрапленники плагиоклаза имеют зональное строение. Основная масса сложена полевыми шпатами, слюдами и кварцем. $Кварц_{ОМ}$ образует кристаллы двух генераций. Первая генерация кварца формирует мелкие идиоморфные кристаллы (до 0.15 мм). Аналогичные кристаллы кварца наблюдаются во включениях вкрапленников. Вторая генерация кварца характеризуется ксеноморфным обликом, размер кристаллов достигает 1 мм. Плагиоклаз основной массы, как правило, образует слабоудлиненные субидиоморфные кристаллы. Для них характерно полисинтетическое, редко зональное, погасание. Их размер не превышает 2 мм. Калинатровый полевой шпат основной массы, размером до 1 мм, заполняя интерстиции, образует ксеноморфные кристаллы. Они имеют пертитовое строение и «микроклиновые» решетки. Слюды редко образуют идиоморфные вкрапленники, чаще они содержатся только в основной массе. Биотит образует более идиоморфные чешуйки по сравнению с мусковитом. Мусковит формирует ксеноморфные чешуйки, грани которых «подстраиваются» под окружающие их салические минералы (кварц, плагиоклаз). Также в некоторых образцах наблюдаются реликты окрашенного биотита, который окружает бесцветный агрегат мусковита. Вероятно, часть мусковита является вторичной и связана с процессами грейзенизации пород. Акцессорная минерализация, наблюдаемая в шлифе, представлена цирконом и апатитом. С помощью сканирующей микроскопии в породах установлено наличие акцессорного монацита, ксенотима, рутила, флюорита. В породах с грейзенизацией появляются крупные кристаллы ксеноморфного турмалина. Турмалин имеет зональную окраску зеленых и светло-оранжевых оттенков. Циркон, как правило, приурочен к биотиту. Здесь он формирует относительно крупные кристаллы, достигающие 0.1 мм. Кристаллы удлиненные, идиоморфные. Апатит, напротив, формирует ксеноморфные бесцветные трещиноватые кристаллы. Их размер достигает 0.5 мм. Вторичные изменения: слабая серицитизация плагиоклаза и пелитизация калинатрового полевого шпата, «выборочная» хлоритизации биотита.

Как было указано выше, часть пород претерпела грейзенизацию. Она выражена в появлении вторичного мусковита и образовании турмалина.

Двуслюдяные монцо- граниты-лейкограниты апикальной зоны (рисунок 18б) характеризуются резкопорфировидной структурой с крупнозернистой основной массой, породы слабокатаклазированы. Текстуры массивные. Содержания породообразующих минералов: кварц (35 об. %), калинатровый полевой шпат (30-35 об. %), плагиоклаз (до 25 об. %), мусковит и биотит (5-7 об. %). Вкрапленники (размером до 3 см) представлены калинатровым полевым шпатом, реже – плагиоклазом. Как правило, они содержат пойкилитовые включения мелких кристаллов плагиоклаза, биотита и мусковита. Основная масса сложена кварцем, плагиоклазом, калинатровым полевым шпатом и слюдами. Кварц основной массы образует крупные кристаллы (размером до 6 мм) с зубчатыми границами и блочным погасанием. Иногда встречаются трещиноватые кристаллы. Плагиоклаз основной массы не превышает 4 мм. Он представлен слабоудлиненными субидиоморфными кристаллами с полисинтетическими двойниками. Также плагиоклаз формирует включения во вкрапленниках калинатрового полевого шпата. Калинатровый полевой шпат основной массы имеет субидиоморфный облик. Размер этих кристаллов не превышает 2 мм. В кристаллах наблюдаются пертитовые структуры распада и закономерное «микроклиновое» погасание. Слюды (биотит и мусковит) образуют удлиненные чешуйки с весьма совершенной спайностью. Их длина не превышает 3 мм. Мусковит – бесцветный, биотит – плеохроирует от светло-рыжего до буро-красного оттенков. Часто наблюдаются тесные срастания мусковита и биотита. Акцессорная минерализация представлена цирконом и апатитом. С помощью сканирующей микроскопии установлены микрокристаллические агрегаты монацита, ксенотима, рутила, флюорита и граната. Циркон образует мелкие (менее 0.1 мм) идиоморфные слабоудлиненные кристаллы, приуроченные исключительно к чешуйкам биотита. Практически вокруг всех кристаллов циркона наблюдаются метамиктные дворики. Апатит формирует ксеноморфные кристаллы размером до 0.8 мм. Они бесцветны,

трещиноваты. Вторичные изменения выражены в серицитизации плагиоклаза и слабой пелитизации калинатрового полевого шпата.

5.3. Особенности состава минералов из гранитоидов Соктуйского массива

5.3.1. Полевые шпаты

Изученные породы относятся к двуполевошпатовым гранитоидам, содержащим как породообразующий плагиоклаз, так и калинатровый полевой шпат. В аляскитах и кварцевых сиенитах калинатровый полевой шпат образует идиоморфные кристаллы с пертитовым строением, в остальных разновидностях выделения калишпата ксеноморфны или присутствуют в основной массе пород. Содержание Na_2O в изученных кристаллах калинатрового полевого шпата колеблется от 0.42 до 3.07 мас. %. Составы плагиоклазов варьируют от An_0 до An_{36}, соответствуя преимущественно альбиту, существенно реже – олигоклазу, и лишь в единичных случаях – андезину. Содержания примесей (FeO, K_2O) в плагиоклазе незначительны.

Плагиоклаз из монцогранитов ГИФ представлен альбитом-олигоклазом (An_{4-14}) (рисунок 19а). Как правило, центральные части плагиоклазов содержат большее количество CaO (2.23-2.93, среднее 2.62 мас. %), нежели краевые части кристаллов (0.87-2.31, среднее 1.76 мас. %). Во всех аналитических точках наблюдаются пониженные содержания FeO (0.06-0.34, среднее 0.10 мас. %) и K_2O (0.13-0.70, среднее 0.40 мас. %).

Плагиоклаз из аляскитов ФДИ характеризуется крайне низкими содержаниями CaO (0.03-0.67, среднее 0.51 мас. %) и соответствует альбиту (An_{0-3}) (рисунок 19б). В составе изученных кристаллов плагиоклаза обнаружены примеси FeO (0.10-0.14, среднее 0.12 мас. %) и K_2O (0.16-0.32, среднее 0.26 мас. %).

Среди всех изученных плагиоклазов, плагиоклазы щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров ФДИ являются наиболее основными, и отвечают олигоклазам-андезинам (An_{19-36}) (рисунок 19в). Содержания CaO в изученных кристаллах варьируют от 3.75 до 7.18, при среднем значении 4.67 мас. %. Для большинства

изученных зерен характерна зональность с увеличением концентрации CaO от края к центру. Среди примесей присутствует FeO (0.05-0.33, среднее 0.11 мас. %) и K_2O (0.33-0.62, среднее 0.49 мас. %).

Плагиоклаз гранодиоритов ФДИ представлен олигоклазом (An_{20-27}) (рисунок 19г). Концентрации CaO в нем варьируют от 4.14 до 5.50, при среднем значении 4.89 мас. %. Содержания примесных компонентов незначительны: FeO (0.04-0.11, среднее 0.08 мас. %), K_2O (0.23-0.54, среднее 0.40 мас. %).

Плагиоклаз кварцевых сиенитов ФДИ соответствует альбиту (An_{1-10}) (рисунок 19д), содержит примеси FeO (0.07-0.25, среднее 0.12 мас. %) и K_2O (0.20-0.61, среднее 0.34 мас. %).

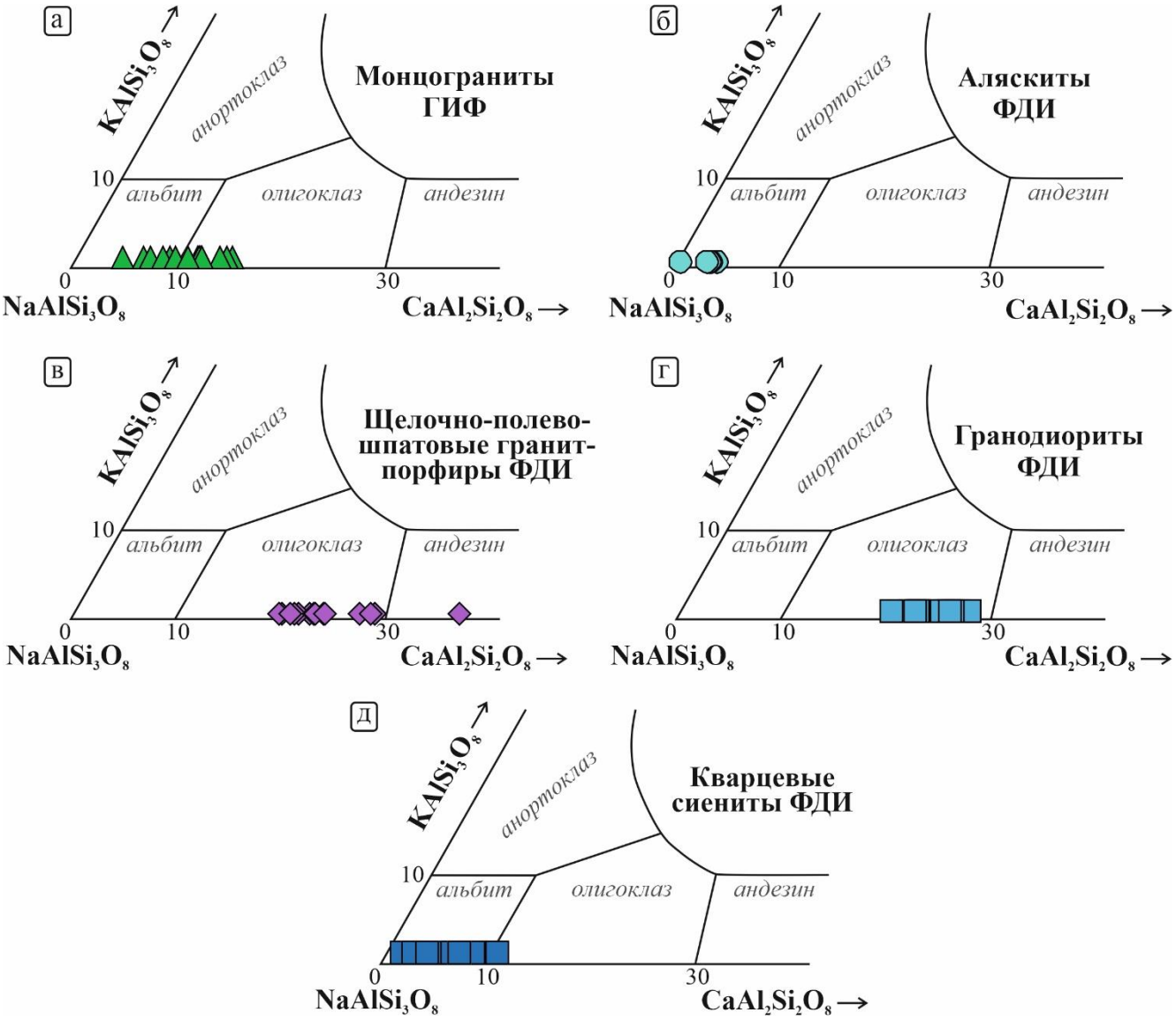


Рисунок 19. Тройная диаграмма состава полевых шпатов для пород Соктуйского массива

5.3.2. Амфиболы

Амфиболы в породах кукульбейского комплекса в целом развиты незначительно и обнаружены лишь в некоторых разновидностях Соктуйского массива. Амфиболы присутствуют в аляскитах, щелочно-полевошпатовых гранит-порфирах, гранодиоритах и кварцевых сиенитах ФДИ. В аляскитах с помощью сканирующей микроскопии обнаружены единичные идиоморфные кристаллы железистого-эденита – железистого-паргасита (рисунок 20), не превышающие 100 мкм в поперечном сечении. В щелочно-полевошпатовых гранит-порфирах железистый-эденит – железистый-паргасит вместе с биотитом формирует обособленные скопления размером до 2 мм. Состав амфибола из гранодиоритов соответствует железистому эденит. Кварцевые сиениты содержат крупные идиоморфные кристаллы железистого эденита – железистого паргасита.

Амфибол аляскитов оказался сильно железистыми (f = 99-100 %), чуть ниже железистость в амфиболе из кварцевых сиенитов (f = 92-96 %), амфибол из щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров содержит небольшое количество MgO (в среднем 3.04 мас. %), тем самым его железистость снижается до $f_{ср.знач.}$ = 83. Самые низкие значения f установлены в амфиболе из гранодиоритов (значения варьируют от 57 до 65 %; содержания магния здесь достигают 9 мас. %.

В составе амфибола из щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров также отмечается примесь TiO_2 (среднее значение 1.56 мас. %), близкие содержания TiO_2 (среднее значение 1.67 мас. %) установлены в составе амфибола из кварцевых сиенитов. Содержание TiO_2 в амфиболе из гранодиоритов значительно варьирует от 0.05 до 1.87 мас. %, при среднем значении 0.59 мас. %. В составе амфиболов из щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров в заметных количествах присутствует хлор (0.39-0.58, при среднем 0.48 мас. %), близкие содержания хлора наблюдаются в составе амфибола из кварцевых сиенитов (0.45-0.63, при среднем значении 0.52 мас. %). Чуть ниже концентрации хлора в амфиболе из гранодиоритов (0.21-0.44, при среднем значении 0.34 мас. %). В амфиболе из аляскитов содержания хлора не превышают предела обнаружения микрозонда.

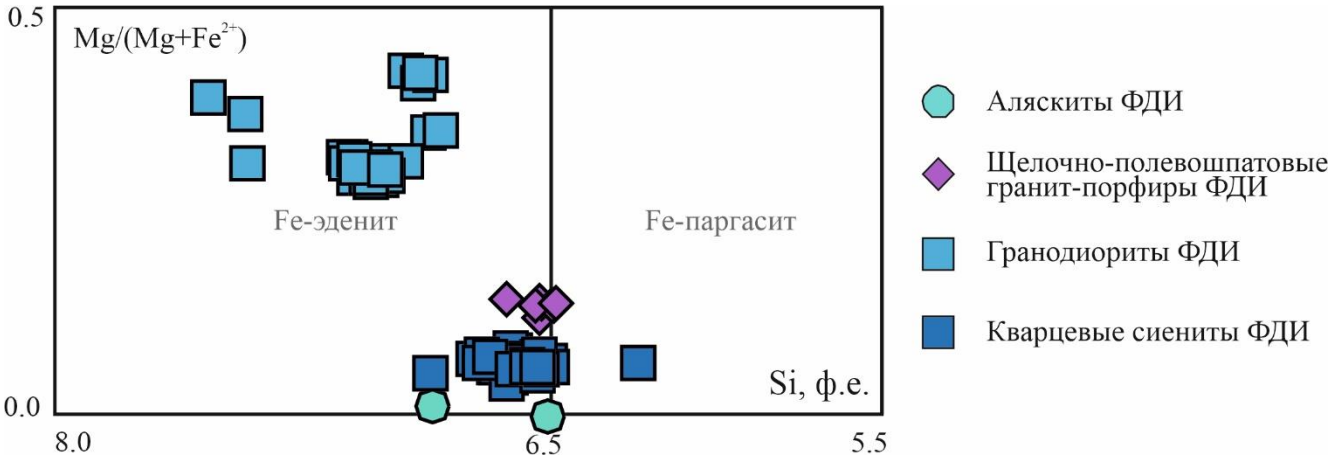


Рисунок 20. Составы кальциевых амфиболов из пород ФДИ Соктуйского массива [Hawthorne and Oberti, 2007].

5.3.3. Слюды

В рассматриваемых породах Соктуйского массива повсеместно присутствуют тёмные слюды. Во всех изученных петрографических разновидностях они представлены удлиненными чешуйчатыми кристаллами с весьма совершенной спайностью, зачастую идиоморфными по отношению к кварцу и полевым шпатам. Характер выделения и взаимоотношения с другими породообразующими минералами свидетельствует об их относительно ранней кристаллизации и указывает на магматический генезис. Как правило, они плеохроируют от темно-коричневых и рыжеватых до светло-желтых оттенков. Многочисленные работы, посвященные химическому составу слюд [Маракушев, Тарарин, 1965; Бушляков, Холоднов, 1986; Li et al., 2020; и др.], показали их информативность в отношении условий кристаллизации пород и некоторых особенностей состава родоначальных магм.

Химический состав слюд Соктуйского массива приведен в (Приложение 2). Слюды почти всех образцов соответствуют первичным магматическим разновидностям, за исключением слюд из микролейкогранитов – фигуративные точки их составов соответствуют полю «рекристаллизованных биотитов» (рисунок 21а). Согласно классификации [Tischendorf et al., 2001] слюда монцо- гранит-лейкогранитов, микролейкогранитов и аляскитов представлена сидерофиллитом (рисунок 21б). Слюда из щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров и кварцевых

сиенитов занимает промежуточное положение между составами сидерофиллита и железистого биотита (рисунок 21б). Слюда гранодиоритов представлена железистым биотитом (рисунок 21б).

Большая часть изученных слюд относится к высокожелезистым разновидностям ($f_{ср. знач.}$> 94 %). Сидерофиллит и железистый биотит из щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров являются менее железистыми – для них $f_{ср. знач.}$ составляет 89 %. Самая низкая железистость наблюдается в железистом биотите из гранодиоритов (f – не более 78 %). Наиболее глиноземистым является сидерофиллит из гранитоидов ГИФ (al = 12-16 в монцо-гранитах-лейкогранитах и 16-19 в микролейкогранитах). Для остальных слюд $al_{ср. знач.}$ изменяется от 11 (аляскиты) до 12 (кварцевые сиениты).

Минимальные содержания TiO_2 (0.16-1.77 мас. %) установлены в сидерофиллите из микролейкогранитов. В остальных случаях эти содержания значительно выше (более 2.25 мас. %). Максимальные концентрации TiO_2 (3.17-4.04 мас. %) наблюдаются в составе железистого биотита из гранодиоритов. Значимые концентрации Li_2O были установлены только для сидерофиллита из микролейкогранитов (0.35-0.68, при среднем 0.51 мас. %). Концентрации Li_2O в сидерофиллите монцо- гранит-лейкогранитов, сидерофиллите-железистом биотите щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров и железистом биотите из гранодиоритов ниже (0.11-0.46, 0.27-0.45 и 0.26-0.49 мас. %, соответственно), а в сидерофиллите-железистом биотите кварцевых сиенитов и сидерофиллите аляскитов эти содержания варьируют от 0.07 до 0.12 и от 0.01 до 0.06 мас. %, соответственно.

Содержания фтора и хлора (рисунок 21в) в слюдах из пород Соктуйского массива сильно варьируют. Сидерофиллиты гранитоидов ГИФ (монцо- и микролейкогранитов) характеризуются максимальными концентрациями фтора (до 1.51 мас. %) при относительно низких концентрациях хлора (до 0.45 мас. %). Железистый биотит из гранодиоритов ФДИ также содержит повышенные концентрации фтора (до 1.18 мас. %), но, в отличии от слюды из гранитоидов ГИФ, здесь наблюдаются высокие содержания хлора (до 0.80 мас. %). Сопоставимо

высокие концентрации хлора характерны для слюд аляскитов (до 0.71 мас. %) и кварцевых сиенитов ФДИ (до 0.83 мас. %). При этом, эти слюды характеризуются самыми низкими содержаниями фтора (до 0.41 мас. % в слюде кварцевых сиенитов и до 0.23 мас. % в слюде аляскитов). В сидерофиллите-железистом биотите щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров наблюдаются промежуточные содержания фтора и хлора (0.75-1.10 и 0.41-0.60 мас. %, соответственно).

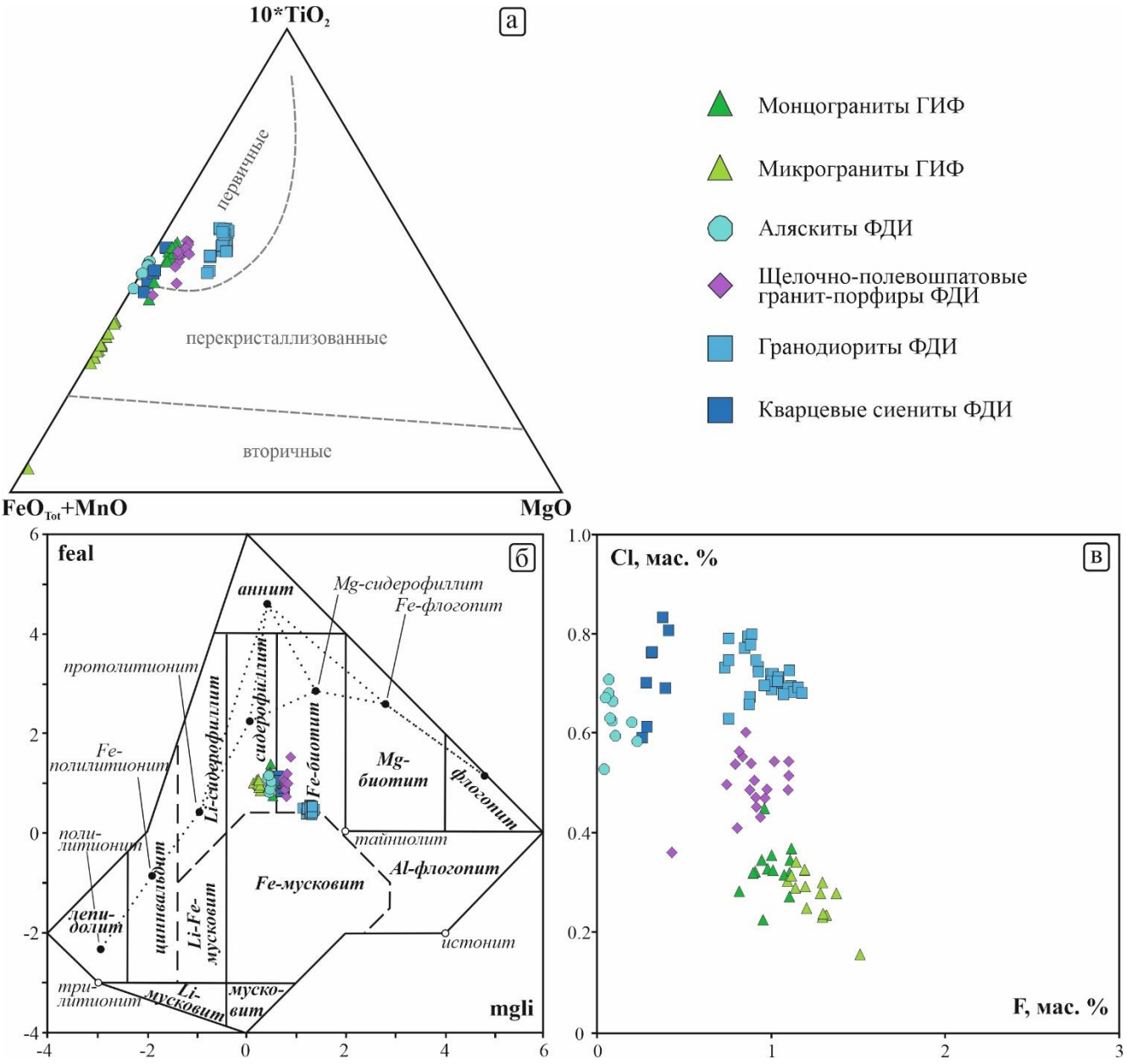


Рисунок 21. Диаграммы составов слюд из пород Соктуйского массива: а – диаграмма, отражающая первичность слюд [Nachit et al., 2005]; б – классификационная диаграмма [Tischendorf et al., 2001]; в – бинарная диаграмма Cl-F (мас. %).

feal = $^{VI}Fe^{Tot}$+*Mn*+*Ti*-^{VI}*Al* (*ф.е.*), *mgli* = *Mg*-*Li* (*ф.е.*)

5.3.4. Акцессорная минерализация

В целом, акцессорная минерализация массива разнообразна. В породах Соктуйского массива установлены оксиды Fe (магнетит), Fe-Ti (ильменит), Ti (рутил) и Sn (касситерит), фосфаты (монацит, апатит, рабдофан) и фториды Ca, REE и их аналоги (флюорит, флюоцерит), фторокарбонаты (бастнезит, паризит), диортосиликаты (алланит, чевкенит (?)), силикаты высокозарядных элементов (циркон)). Наибольшее количество акцессорных минералов наблюдается в монцо-гранит-лейкогранитах ГИФ и щелочно-полевошпатовых гранит-порфирах ФДИ, где присутствуют практически все названные минералы. Монцо- граниты-лейкограниты содержат циркон, магнетит, ильменит, алланит, монацит, апатит, флюорит. В щелочно-полевошпатовых гранит-порфирах ко всему перечисленному добавляются касситерит, рутил, рабдофан, флюоцерит, бастнезит, паризит. Довольно скудна акцессорная минерализация в аляскитах и «жильных» лейкогранитах. В аляскитах присутствуют циркон, ильменит, монацит и, предположительно, чевкенит. Акцессорная минерализация «жильных» лейкогранитов ограничена цирконом. Гранодиориты и кварцевые сиениты содержат ильменит, апатит, циркон; также в составе кварцевых сиенитов обнаружен алланит. Ниже приведено более подробное описание каждого акцессорного минерала.

Магнетит приурочен к кристаллам сидерофиллита, где встречается как в виде ксеноморфных образований в трещинах спайности (рисунок 22а), так и в виде крупных идиоморфных включений (рисунок 22б). Характерны примеси Al_2O_3 и TiO_2 (средние значения 0.34 и 0.49 мас. %, соответственно). *Ильменит* образует реже ксеноморфные, чаще идиоморфные кристаллы. Также встречается в срастаниях с монацитом, магнетитом и цирконом (рисунки 22в, ж). В качестве постоянной примеси отмечаются Nb_2O_5 и MnO (средние значения 1.08 и 4.56 мас. %, соответственно). *Рутил* формирует ксеноморфные и субидиоморфные кристаллы (до 50 мкм) и приурочен к сидерофиллиту и магнетиту (рисунок 22з). Главными примесями являются FeO (1.38-10.15 мас. %) и Nb_2O_5 (1.63-5.68 мас. %).

Единственный изученный кристалл *касситерита* обнаружен в пределах пегматитового занорыша в щелочно-полевошпатовом гранит-порфире (рисунок 22е). В составе касситерита содержатся примеси MnO (0.48 мас. %), FeO (1.22 мас. %), Nb_2O_5 (1.57 мас. %) и Ta_2O_5 (2.23 мас. %).

Anatum часто образует срастания с ильменитом и цирконом, реже встречен в виде включений в магнетите (рисунок 22б). Кристаллы идиоморфные, призматического габитуса. По составу относятся к фтор-апатиту. Редко встречаются кристаллы с небольшой долей Cl (до 0.18 мас. %). Из основных примесей можно выделить Ce_2O_3 во всех апатитах (среднее значение 0.75 мас. %) и FeO в апатитах из щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров (среднее значение 0.57 мас. %). *Монацит-(Ce)* формирует довольно мелкие кристаллы (размером до 50 мкм). Часто образует субидиоморфные кристаллы в срастании с чевкенитом (?) (рисунок 22г), ильменитом (рисунок 22з), цирконом, бастнезитом и рабдофаном в сидерофиллитах и флюоритах, редко встречаются ксеноморфные образования (рисунки 22л, м). Содержания ThO_2 варьируют от 0.94 до 9.97 мас. %. В монаците-(Ce) из аляскитов присутствуют примеси UO_2 и SO_3 (0.68-2.22 и 0.57-1.72 мас. %, соответственно).

Флюорит. В монцогранитах формирует ксеноморфные кристаллы, размером менее 30 мкм и приурочен к сидерофиллиту (рисунки 22а, б). В составе этого флюорита не наблюдается значимых примесей. В щелочно-полевошпатовых гранит-порфирах флюорит также имеет более ксеноморфную форму кристаллов и гораздо больший размер (свыше 400 мкм). Также формируется в интерстициях между породообразующими минералами (рисунки 22е, и). Некоторые кристаллы флюорита содержат примеси Sc (0.36-0.44 мас. %), Ce (0.47 мас. %) и Y (0.42-0.90 мас. %).

Флюороцерит, бастнезит-(Ce), паризит-(Ce) и *рабдофан-(Ce)* в основном приурочены к кристаллам флюорита (рисунки 22е, и), возможно, замещая его. Редко представлены в виде включений в ильмените (рисунок 22ж). Минералы часто формируют ксеноморфные кристаллы, по размеру не превышающие 20 мкм. Флюоцерит, рабдофан-(Ce) и бастнезис-(Ce) содержат примеси CaO и ThO_2 (0.30-

0.39 и 0.5-0.61 мас. % для флюоцерита, 0.25-0.31 и 1.81 мас. % для рабдофана, 0.64-0.67 и 1.88 мас. % для бастнезита.

Алланит (ферриалланит-(Ce)), в основном, приурочен к скоплению темноцветных минералов. Изученные кристаллы по размеру не превышают 600 мкм и являются ксеноморфными. Весь алланит характеризуется ростовой зональностью (рисунки 22д, и), в которой от участка к участку варьируют содержания редкоземельных элементов (Ce, La). Среди элементов-примесей в кристаллах присутствует TiO_2 (в среднем 0.23 мас. %). Чевкенит (?) находится в срастании с цирконом и монацитом (рисунок 22г) и формирует удлиненные идиоморфные кристаллы, размером до 100 мкм. Среди элементов-примесей присутствуют P_2O_5, ZrO_2, Nb_2O_5, PbO и ThO_2 (0.45, 0.86, 1.33, 1.74 и 8.38 мас. %, соответственно).

Циркон представлен идиоморфными кристаллами. Часто находится в срастании с другими акцессорными минералами в сидерофиллите: с монацитом и ильменитом в монцогранитах и аляскитах (рисунок 22г), с магнетитом и флюоритом в щелочно-полевошпатовых гранит-порфирах (рисунок 22и), с ильменитом и апатитом в кварцевых сиенитах (рисунок 22к). В составе циркона из монцогранитов наблюдаются примеси TiO_2 и FeO (средние значения 0.45 и 0.57 мас. %, соответственно). В гранитоидах фаз дополнительных интрузий в цирконе присутствуют примеси UO_2, Nb_2O_5 и HfO_2 (средние значения 0.93, 1.33 и 1.70 мас. %, соответственно).

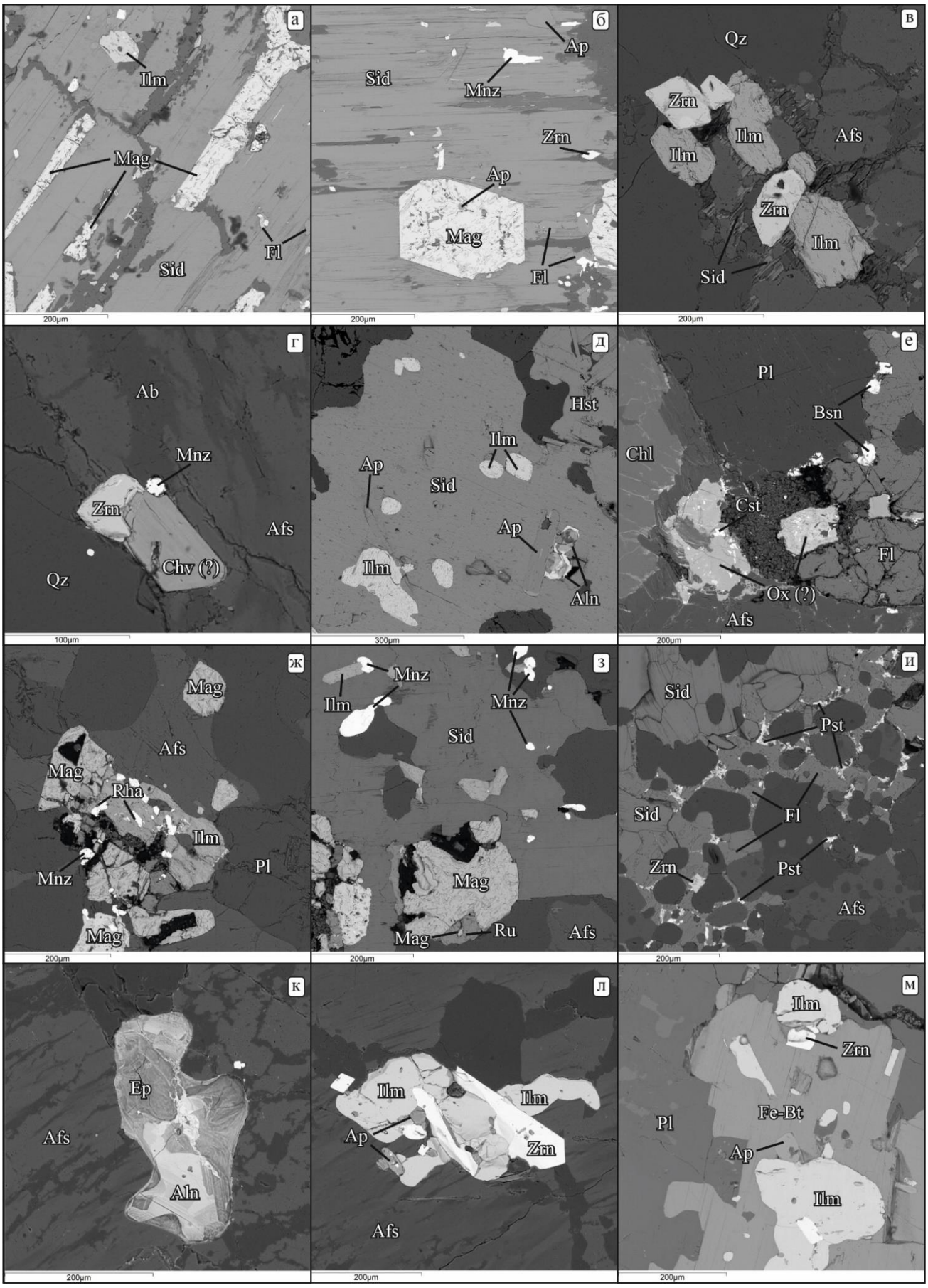

а
Ilm
Mag
Sid
Fl
200μm
б
Ap
Sid
Mnz
Zrn
Ap
Mag
Fl
200μm
в
Qz
Zrn
Ilm
Afs
Ilm
Zrn
Ilm
Sid
200μm
г
Ab
Mnz
Zrn
Afs
Chv (?)
Qz
100μm
д
Hst
Ilm
Ap
Sid
Ap
Ilm
Aln
300μm
е
Pl
Bsn
Chl
Cst
Fl
Ox (?)
Afs
200μm
ж
Mag
Afs
Mag
Rha
Ilm
Mnz
Pl
Mag
200μm
з
Mnz
Ilm
Mnz
Sid
Mag
Mag
Ru
Afs
200μm
и
Sid
Pst
Sid
Fl
Zrn
Pst
Afs
200μm
к
Ep
Afs
Aln
200μm
л
Ilm
Ilm
Ap
Zrn
Afs
200μm
м
Ilm
Zrn
Fe-Bt
Pl
Ap
Ilm
200μm

Рисунок 22. Акцессорные минералы пород Соктуйского массива: а,б – в монцолейкограните (обр. Z21-108): а – включения субидиоморфного ильменита, ксеноморфного магнетита и флюорита в сидерофиллите, б – включения идиоморфного магнетита, а также апатита, монацита, флюорита и циркона в сидерофиллите; в-г – в аляските (обр. Z21-101): в – срастания циркона и ильменита, г – срастание чевкенита (?), циркона и монацита; д-и – в щелочно-полевошпатовых гранит-порфирах: д – ильменит, апатит, алланит в сидерофиллите (обр. Z21-94), е – включения касситерита в неопределенном минерале, а также включения бастнезита во флюорите (обр. Z22-114), ж – срастание магнетита, монацита, ильменита и включения рабдофана в ильмените (обр. Z22-114), з – срастание рутила с магнетитом, ильменит и монацит в сидерофиллите (обр. Z22-114), и – участок с флюоритом и другими акцессорными минералами, заполняющим интерстиции между зернами кварца (обр. Z22-91); к-л – в кварцевом сиените (обр. СКТ981): к – ксеноморфный кристалл зонального алланита, который замещается эпидотом; л – срастание циркона, апатита и ильменита; м – в гранодиорите (обр. Z23-6/1) – включение апатита, циркона и ильменита в железистом биотите.

5.3.5. Редкоэлементный состав циркона

Все представленные в работе разновидности пород Соктуйского массива содержат акцессорный циркон. Как обсуждалось ранее (см. Главу 4), значительная часть циркона из пород ГИФ и ФДИ Соктуйского массива характеризуется высокой степенью идиоморфизма и наличием четкой осцилляторной (магматической) зональности. Состав циркона из пород Соктуйского массива был изучен по 50 аналитическим точкам (как в краевых, так и в центральных частях кристаллов) (Приложение 3). Предварительно, отбраковывались аналитические точки, в которых были выявлены высокие значения Ca, P и Ti (микровключения других минералов). При расчетах температуры кристаллизации циркона по [Ferry, Watson, 2007] использовалась $a_{TiO_2} = 0.5$.

На дискриминантной диаграмме, разделяющей магматический и «измененный» циркон (рисунок 23), большинство фигуративных точек попадает в поле первичного магматического циркона. «Пористый» и гидротермальный циркон, выявленный в небольшом количестве, далее не рассматривается. Изученный «магматический» циркон характеризуется типичным для минерала

обеднением LREE и обогащением HREE, наличием ярко выраженных Eu-минимумов и Ce-максимумов (рисунок 23).

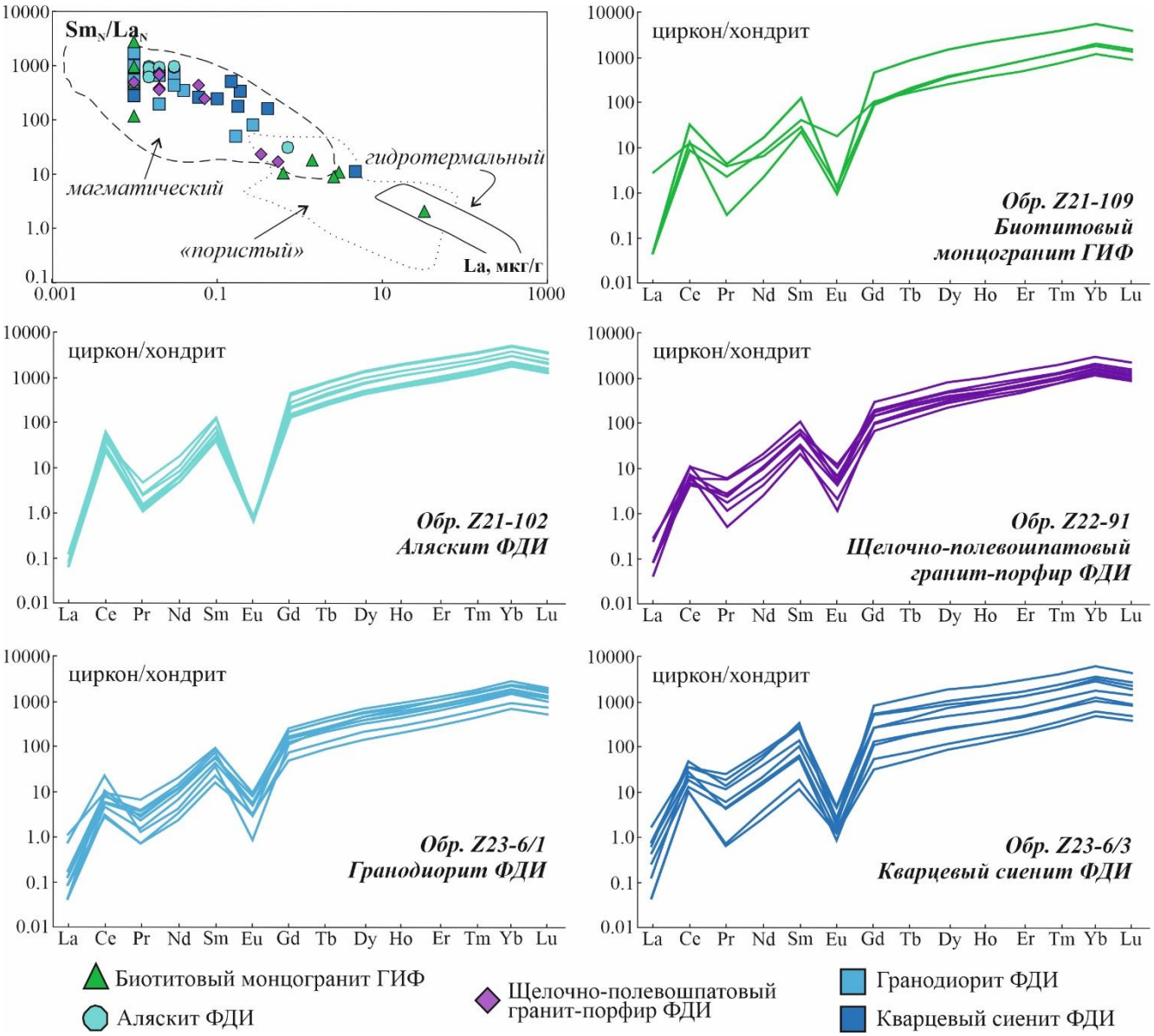


Рисунок 23. Дискриминантная диаграмма «Sm_N/La_N – La (мкг/г)» для определения генезиса циркона [Hoskin, 2005] и спектры распределения РЗЭ в изученных кристаллах циркона из пород Соктуйского массива (значения нормированы на хондрит по [McDonough, Sun, 1995]).

Суммарное содержание редкоземельных элементов в цирконе из биотитового монцогранита ГИФ варьирует от 427 до 2141 г/т (ср.зн. = 934 г/т). Концентрация Ti (г/т) изменяется от 2.3 до 18.0 г/т (ср.зн. 6.2 г/т), что соответствует оцененным температурам 624-804 °C (ср.зн. = 680 °C) [Ferry and Watson, 2007]. Значения Eu-аномалии изменяется от 0.004 до 0.243 (при среднем – 0.060), Ce-аномалии – от 5.4 до 57.5 (при среднем – 21.7). Th/U отношение варьирует от 0.24 до 0.67 (при

среднем – 0.42). Концентрации Hf (мас. %) изменяются от 0.68 до 1.19 (при среднем – 0.97).

Концентрации редкоземельных элементов в цирконе из аляскита ФДИ изменяются от 672 до 2036 (при среднем – 1200) г/т. Концентрации Ti слабо варьируют от 2.8 до 4.8 г/т, что соответствует температурам 639-681 °C [Ferry and Watson, 2007]. Eu- и Ce-аномалии в цирконе из аляскитов выражены наиболее ярко – значения изменяются от 0.002 до 0.008 и от 14.3 до 74.5, соответственно. Концентрации Hf (мас. %) варьируют от 0.83 до 1.26 (при среднем – 0.92), Th/U-отношения слабо изменяются от 0.39 до 0.59.

Циркон из щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров ФДИ содержит чуть меньшие концентрации лантаноидов. Суммарные содержания РЗЭ варьируют от 412 до 1213 (при среднем значении 680) г/т. Концентрации Ti изменяются от 6.1 до 19.0 (при среднем – 12.6) г/т. Рассчитанные температуры кристаллизации циркона варьируют от 701 до 810 °C [Ferry and Watson, 2007]. Значения Eu-аномалии составляют от 0.018 до 0.120, значения Ce-аномалии – от 1.6 до 24.0. Концентрации Hf достигают 0.91 мас. %, а Th/U-отношение варьирует от 0.33 до 0.60.

Спектры распределения РЗЭ в цирконе из гранодиоритов ФДИ схожи со спектрами циркона из щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров (рисунок 23). Суммарные содержания РЗЭ в цирконе из этих пород составляют от 251 до 1062 (при среднем – 673) г/т. Концентрации титана варьируют от 4.8 до 18 г/т, что соответствует диапазону температур кристаллизации циркона от 681 до 804 °C [Ferry and Watson, 2007]. Значения Eu-аномалии изменяются от 0.012 до 0.101 (при среднем – 0.055), Ce-аномалии – от 2.2 до 8.1 (за исключением единичного «выброса» значения = 49.1). Концентрации Hf варьируют от 0.68 до 1.07 (ср.зн. = 0.78) мас. %, Th/U-отношения – от 0.42 до 0.56 (ср.зн. = 0.50).

Циркон из кварцевых сиенитов ФДИ содержит от 172 до 2623 (при среднем значении 973) г/т РЗЭ. Концентрации Ti здесь изменяются от 8.1 до 15 г/т. Рассчитанные температуры кристаллизации циркона составляют от 726 до 785 °C [Ferry and Watson, 2007]. При относительно повышенных концентрациях РЗЭ в составе циркона наблюдаются небольшие концентрации Eu: значения Eu-аномалии

падает до 0.003, среднее значение – 0.019. Значение Ce-аномалии варьирует от 1.7 до 18.4 (при среднем – 6.4). Концентрации Hf в цирконе достигают лишь 0.81 мас. %, Th/U-отношение изменяется от 0.49 до 1.09.

Самые низкие температуры кристаллизации циркона (менее 700 °C) характерны для гранитоидов ГИФ, а также аляскитов ФДИ. Максимальные температуры (выше 700 и до 810 °C), получены для циркона из щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров, гранодиоритов и кварцевых сиенитов ФДИ. Для изученных кристаллов циркона с минимальными значениями △Eu (из гранитоидов ГИФ и аляскитов ФДИ) характерны меньшие температуры (рисунок 24б). С увеличением Yb/Gd отношения в составе кристаллов циркона наблюдается закономерное уменьшение Th/U отношения (рисунок 24в) и, напротив, увеличение содержаний Hf (рисунок 24г). Зависимости Yb/Gd и Th/U, как и Yb/Gd и Hf, позволяет оценить степень эволюции расплавов [Lee et al., 2017; Barth and Wooden, 2010; JI et al., 2026]. Рассчитанные значения фугитивности кислорода (△FMQ, рисунок 24д) не превышают -1.3 и свидетельствуют о восстановленном составе расплавов [Loucks et al., 2020].

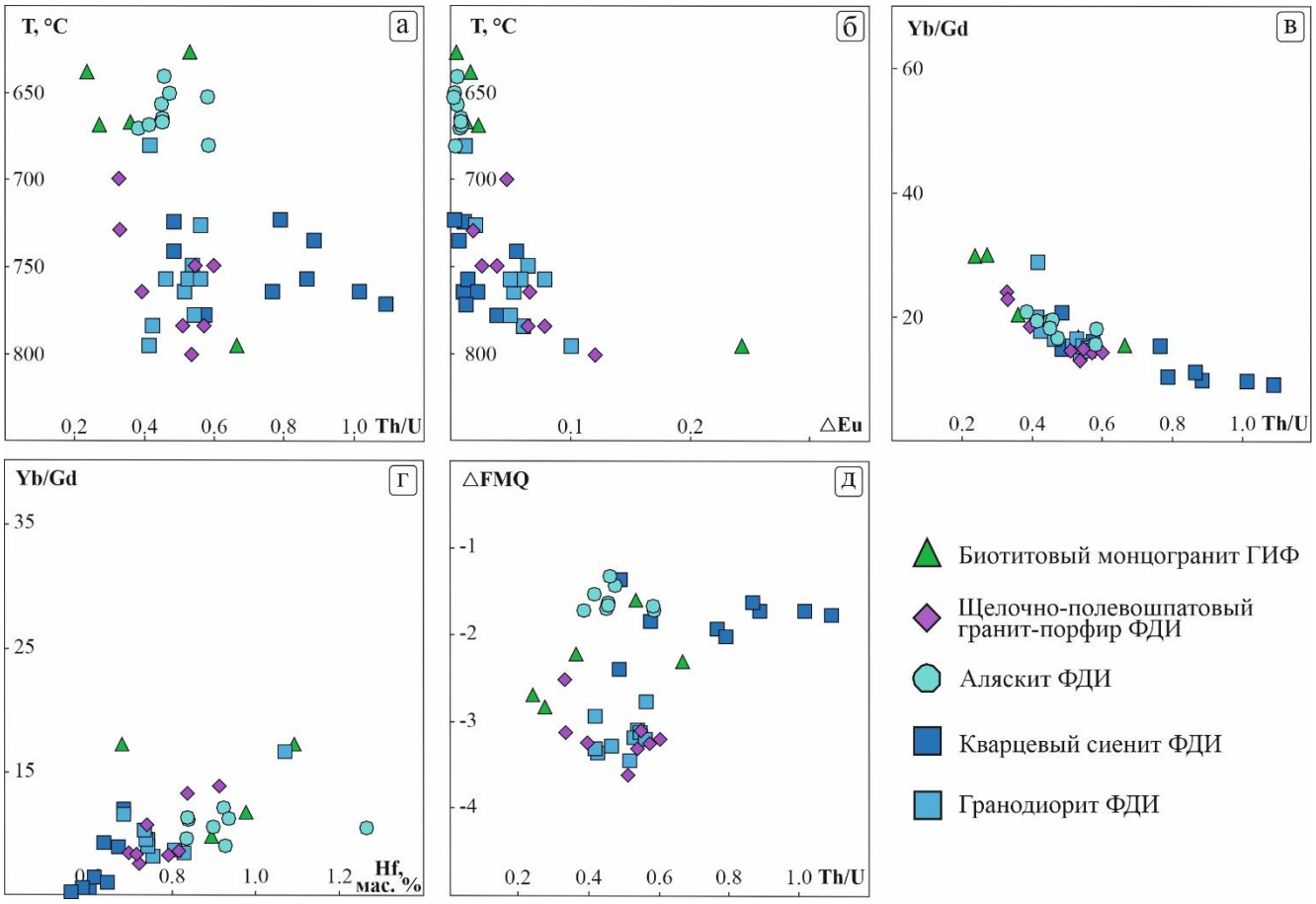


Рисунок 24. Бинарные диаграммы «Th/U – T (°C)» (а), «△Eu– T (°C)» (б), «Th/U – Yb/Gd» (в), «Hf-Yb/Gd» (г), «Th/U – △FMQ» (д) для циркона из пород Соктуйского массива.

5.4. Особенности состава минералов из гранитоидов Саханайского массива

5.4.1. Полевые шпаты

Изученные разновидности пород массива содержат как породообразующий плагиоклаз, так и калинатровый полевой шпат. Доля Na_2O в изученных кристаллах калинатрового полевого шпата варьирует от 0.19 до 3.07 мас. %. Все проанализированные кристаллы плагиоклаза из пород Саханайского массива отвечают кислым разностям (рисунок 25). Содержания примесей (FeO, K_2O) в составах плагиоклазов незначительны.

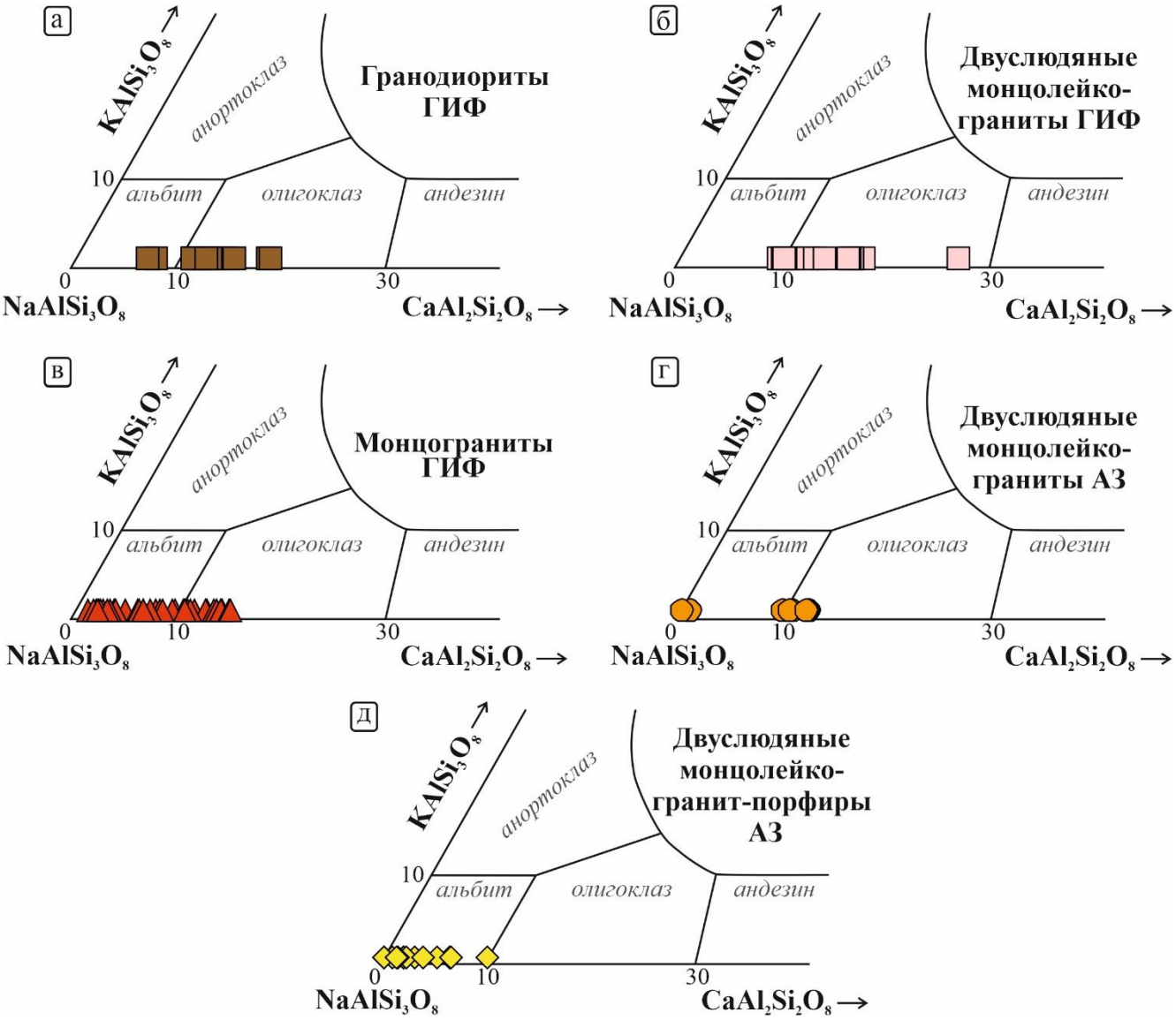


Рисунок 25. Тройная диаграмма состава полевых шпатов для пород Саханайского массива

Плагиоклазы из гранодиоритов ГИФ относятся к альбиту-олигоклазу (An_{7-18}) (рисунок 25а). В части изученных кристаллов наблюдается зональность со слабым увеличением примеси кальция от края к центру. Центральные части соответствуют олигоклазу (CaO от 2.53 до 3.79, среднее 3.12 мас. %), краевые – альбиту (CaO от 1.43 до 2.51, при среднем 2.22 мас. %). Во всех изученных зернах присутствует примесь калия (0.09-0.46, среднее 0.27 мас. %). Концентрации FeO здесь незначительны, они не превышают 0.09 мас. %.

«Значительные» примеси CaO среди всех изученных плагиоклазов характерны для плагиоклазов из двуслюдяных монцолейкогранитов ГИФ. Содержания CaO здесь варьируют от 2.05 до 5.48 мас. %, что соответствует

альбиту-олигоклазу (An_{10-26}) (рисунок 25б). Повсеместно присутствует небольшое количество K_2O (0.11-0.52, среднее 0.24 мас. %). Концентрации FeO низкие, не превышают 0.08 мас. %.

Среди плагиоклазов из биотитовых монцогранитов ГИФ (рисунок 25в) можно выделить два типа: крупные субидиоморфные кристаллы (1) и мелкие таблитчатые кристаллы-включения в калинатровом полевом шпате (2). Первый тип плагиоклаза отвечает альбиту-олигоклазу (An_{1-15}, при среднем составе An_{10}), второй является более кислым (An_{0-10}, средний состав – An_4). В крупных кристаллах первого типа наблюдается зональное строение с увеличением примеси CaO от края к центральной части кристалла. Примеси K_2O присутствуют повсеместно, варьируя от 0.08 до 0.39 в кристаллах первого типа, и от 0.09 до 0.22 мас. % – в кристаллах второго типа. В общем, концентрации FeO для всех плагиоклазов не превышают 0.05 мас. %.

Плагиоклаз из двуслюдяных монцолейкогранитов апикальной зоны (Зун-Ундур) по большей части соответствует альбиту-олигоклазу (An_{0-12}) (рисунок 25г). Центральные части кристаллов соответствуют олигоклазу, краевые – альбиту. Присутствует примесь K_2O (от 0.10 до 0.46 мас. %), примесь FeO не превышают 0.04 мас. %.

В двуслюдяных монцолейкогранит-порфирах апикальной зоны (Зун-Ундур) состав плагиоклаза вкрапленников и основной массы соответствует альбиту (An_{0-10}) (рисунок 25д). Максимальные содержания CaO установлены в кристаллах-вкрапленниках (до 2.0 мас.%). Для всех изученных зерен характерна примесь K_2O (0.04-0.37, среднее 0.15 мас. %). Примеси FeO, как правило, незначительны и не превышают 0.08 мас. % (хотя присутствует единичное значение 0.24 мас. %).

5.4.2. Слюды

Слюды характерны для всех изученных пород Саханайского массива. В различных соотношениях в гранитоидах присутствуют светлые и темные слюды. Как правило, содержание темной слюды сильно преобладает. Все слюды характеризуются весьма совершенной спайностью. Светлые слюды неокрашены, в

то время как темные слюды плеохроируют от темно-коричневых до светло-желтых оттенков. В некоторых разновидностях наблюдается частичное замещение темной слюды на светлую слюду – такие участки в дальнейшем не анализировались.

Химический состав слюд Саханайского массива приведен в (Приложении 2). Значительная часть всех изученных слюд соответствует первичным магматическим (рисунки 26а, б). Согласно классификации [Tischendorf et al., 2001] все темные слюды представлены сидерофиллитом, а светлые слюды – железистым мусковитом (рисунок 26в).

Сидерофиллиты и железистые мусковиты являются высокожелезистыми и характеризуются близкими значениями *f*: для сидерофиллитов это значение варьирует от 95 до 98 %, для железистых мусковитов – от 94 до 99 %. Глиноземистость сидерофиллитов из всех изученных пород близка и варьирует от 23 до 26%. Глиноземистость железистых мусковитов изменяется от 37 до 42 %.

Содержания TiO_2 во всех изученных сидерофиллитах изменяются в узком интервале от 2.0 до 3.0 мас. %. Рассчитанные концентрации Li_2O не превышают 0.94 мас. % (сидерофиллиты монцолейкогранит-порфиров апикальной зоны), в остальных случаях эти значения достигают 0.40 мас. %. Самые низкие содержания наблюдаются в сидерофиллите из двуслюдяных монцолейкогранитов ГИФ (0.12-0.19 мас. %) и монцогранитов ГИФ (0.07-0.14 мас. %).

Содержания TiO_2 в железистых мусковитах варьируют от 0.14 до 1.09 мас. %. Минимальные концентрации TiO_2 характерны для железистых мусковитов из монцолейкогранитов апикальной зоны (среднее значение 0.57 мас. %), максимальные – для слюд из гранитоидов ГИФ (среднее значение 0.77 мас. %). Содержания Li_2O, напротив, увеличиваются от мусковитов из гранитоидов ГИФ (среднее значение 0.26 мас. %) к мусковитам монцолейкогранитов апикальной зоны (среднее значение 0.51 мас. %).

Содержание фтора (рисунок 26г) в сидерофиллитах варьирует от 0.59 до 2.76 мас. %. Концентрации фтора минимальны для сидерофиллита монцогранитов ГИФ (0.59-0.86 мас. %), максимальны – для сидерофиллита из монцолейкогранитов апикальной зоны (1.26-2.76 мас. %). «Значимые» концентрации хлора (рисунок 26г)

характерны для сидерофиллита из монцогранитов ГИФ (до 0.06 мас. %), все остальные полученные значения – ниже.

Содержание фтора (рисунок 26г) возрастает от железистых мусковитов из гранитоидов ГИФ (0.72 мас. %) к железистым мусковитам из монцолейкогранитов апикальной зоны (среднее значение 1.19 мас. %). Концентрации хлора (рисунок 26г) во всех изученных железистых мусковитах – низкие (до 0.07 мас. %).

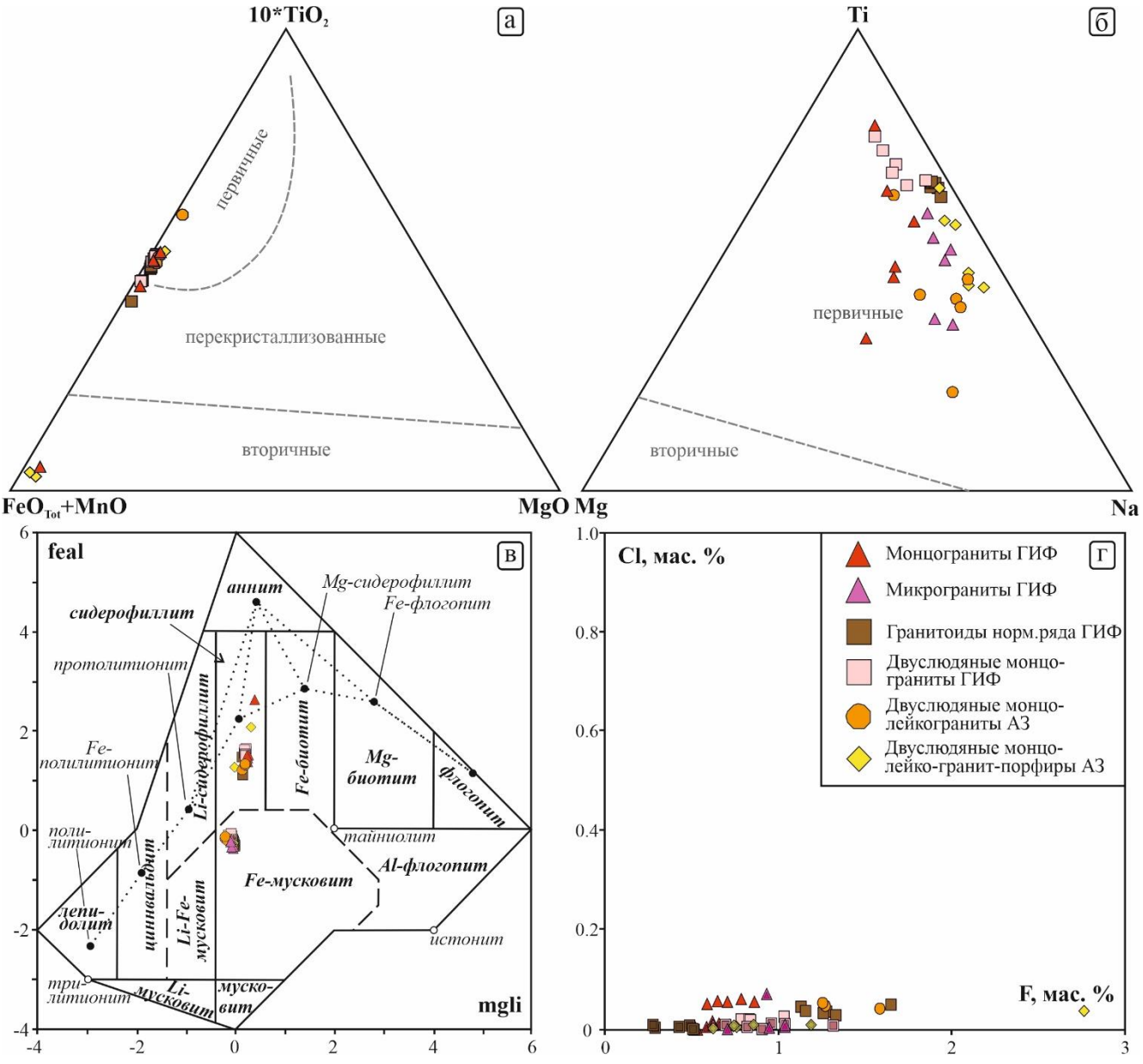


Рисунок 26. Диаграммы составов слюд из пород Саханайского массива: а – диаграмма, отражающая первичность темных слюд [Nachit et al., 2005], б – диаграмма, отражающая первичность светлых слюд [Miller et. al., 1981]; в – классификационная диаграмма [Tischendorf et al., 2001]; г – бинарная диаграмма Cl-F (мас. %).

feal = $^{VI}Fe^{Tot}$+Mn+Ti-^{VI}*Al (ф.е.), mgli = Mg-Li (ф.е.), f = FeO/(FeO+MgO) (мас. %)*

5.4.3. Акцессорная минерализация

Как было описано ранее, в породах Саханайского массива присутствует повышенное количество акцессорных минералов. В изученных разновидностях пород установлены оксиды Fe-Ti (ильменит), Ti (рутил), фосфаты (монацит, ксенотим, апатит) и фториды Ca (флюорит), силикаты высокозарядных элементов (циркон), островные силикаты (турмалин, гранат). Во всех породах присутствует циркон, апатит, монацит, ксенотим и ильменит. Везде, за исключением двуслюдяных монцолейкогранитов ГИФ, выявлено наличие акцессорного флюорита. Турмалин присутствует в виде акцессорного (редко – породообразующего) минерала в микрогранитах, также в виде акцессорного минерала в гранодиоритах и монцогранитах ГИФ, в двуслюдяных монцолейкогранит-порфирах апикальной зоны. В последних также обнаружен гранат. Для гранитоидов апикальной зоны характерно наличие рутила. Ниже приведено более подробное описание акцессорных минералов.

Ильменит в породах образует ксеноморфные, реже идиоморфные кристаллы, размер которых не превышает 250 мкм. Часто образует включения в сидерофиллите (рисунки 27а, д, е, з), формирует тесные срастания с кристаллами апатита (рисунок 27д). В составах изученного ильменита выделяется постоянная примесь MnO (0.68-24.64, при среднем значении 8.43 мас. %), также присутствуют примеси Nb_2O_5 (до 0.37 мас. %) и ZnO (до 1.32 мас. %). *Рутил* образует минеральные включения в сидерофиллите (рисунок 27з), также представлен в виде скоплений нескольких идиоморфных кристаллов (рисунок 27и). Размер кристаллов рутила не превышает 200 мм. Для наиболее крупных кристаллов характерно зональное строение. Анализ состава отдельных зон показал слабое увеличение содержаний Nb_2O_5 (от 1.09 до 1.77 мас. %) и SnO_2 (от 1.24 до 1.55 мас. %).

Изученный с помощью сканирующей микроскопии *anatum*, как правило, представлен в виде идиоморфных кристаллов с гексагональным сечением. Размер поперечного сечения изученных кристаллов достигает 150 мкм. Как правило, приурочен к слюдам (рисунки 27а, д, и). По своему составу отвечает фтор-апатиту

(концентрации фтора варьируют от 3.42 до 5.70 мас. %), примесей хлора не установлено. Повсеместно присутствует небольшое количество MnO (0.13-4.33 мас. %), изредка – примесь FeO (0.19-0.87 мас. %). *Монацит-(Ce)* обнаружен во всех разновидностях пород. Он образует кристаллы различной степени идиоморфизма, часто проявлен в виде минеральных включений в сидерофиллите (рисунки 27д, е, з), в гранате (рисунок 27ж), образует тесные срастания с цирконом (рисунок 27б). Размер кристаллов монацита не превышает 200 мкм. Практически во всех аналитических точках присутствует примесь ThO_2 (1.68-15.04 мас. %). *Ксенотим* образует ксеноморфные кристаллы размером менее 50 мкм. Эти кристаллы часто приурочены к слюде, где образуют включения (рисунки 27а, в). Для ксенотима типичны примеси ThO_2 и UO_2 (0.41-2.04 и 1.23-3.99 мас. %, соответственно). Иногда присутствует незначительная примесь CaO (до 1.32 мас. %).

Флюорит заполняет интерстиции между породообразующими минералами (рисунок 27г), редко приурочен к сидерофиллиту (рисунок 27з). Размер кристаллов не превышает 250 мкм. Примесных компонентов в составе изученного флюорита не обнаружено.

Циркон присутствует повсеместно. Часто образует идиоморфные кристаллы – как правило, в виде минеральных включений в слюдах (рисунки 27а, д, з), где иногда образует срастания с монацитом (рисунок 27б). Среди элементов-примесей можно выделить постоянное наличие HfO_2 (от 0.93 до 2.70 мас. %), реже присутствует FeO (0.19-1.12 мас. %), еще реже – Nb_2O_5 (0.84-1.70 мас. %)

Гранат представлен идиоморфными округлыми кристаллами (рисунок 27ж). Размер кристаллов не превышает 350 мкм. По составу изученные гранаты соответствуют альмандину. В составе присутствует MnO (9.68 мас. %) и небольшие примеси CaO (0.36 мас. %), MgO (0.90 мас. %).

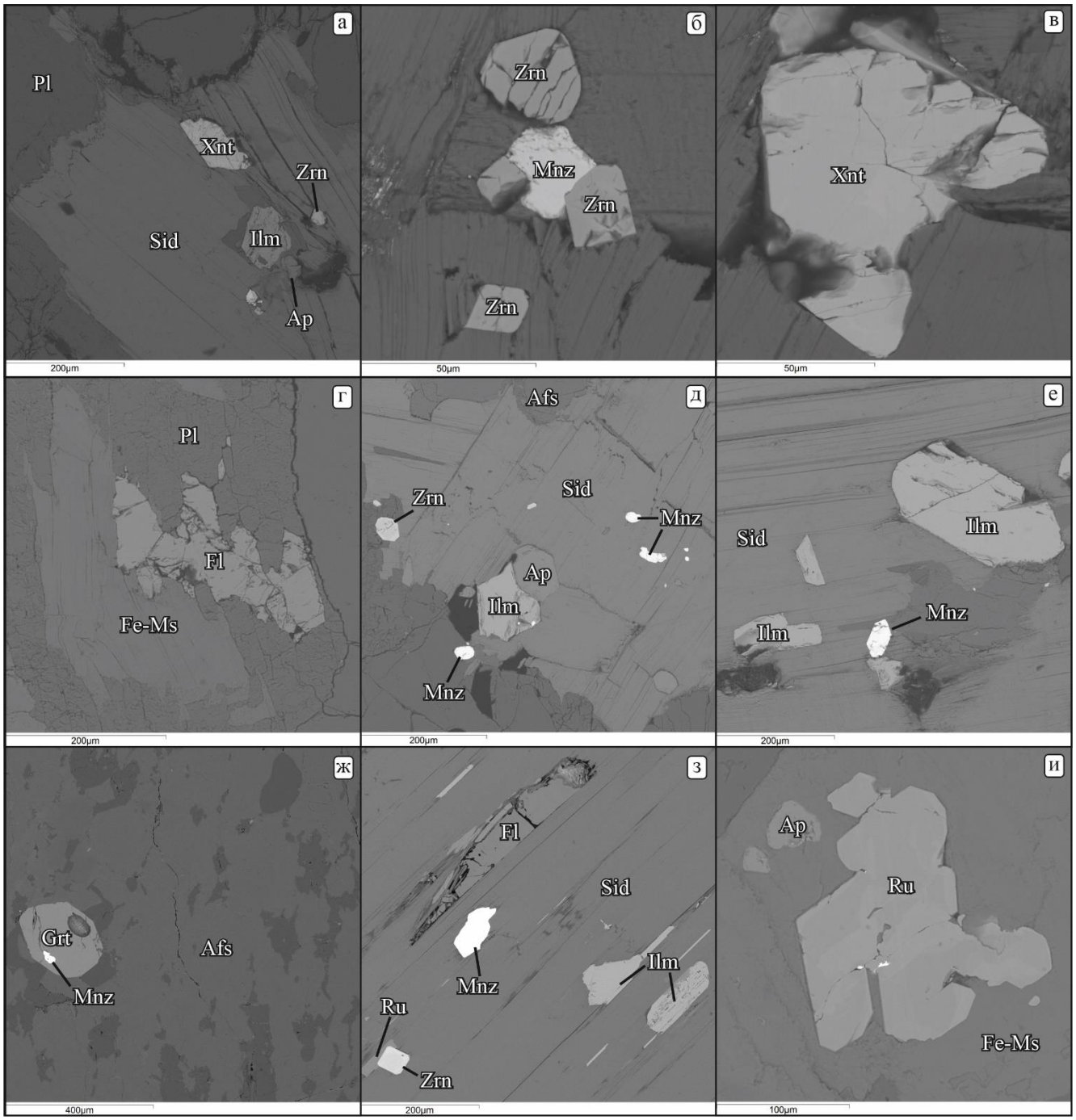


Рисунок 27. Акцессорные минералы в гранитоидах Саханайского массива: а-в монцогранитах ГИФ (обр. Z21-156): включения ильменита, ксенотима, апатита и циркона в сидерофиллите; б-д – в гранитоидах нормального ряда ГИФ (обр. Т24-14): б – срастания циркона и монацита, в – ксеноморфный кристалл ксенотима, г – ксеноморфный кристалл флюорита, заполняющий интерстиции между породообразующим плагиоклазом и железистым мусковитом, д – включения акцессорных ильменита, монацита, циркона, апатита в сидерофиллите; е – в двуслюдяном монцолейкогранite ГИФ (обр. Т24-24): включения идиоморфных кристаллов монацита и ильменита в сидерофиллите; ж – в двуслюдяном монцолейкогранite апикальной зоны (обр. Z21-165): идиоморфный кристалл акцессорного граната с включением монацита; з-и

– в двуслюдяных монцолейкогранит-порфирах апикальной зоны: з – включения акцессорных кристаллов циркона, рутила, монацита, флюорита и ильменита в сидерофиллите (обр. Z21-161), и – включение скоплений кристаллов рутила, акцессорный апатит в железистом мусковите (обр. T24-06).

5.4.4. Редкоэлементный состав циркона

Несмотря на значительный разброс концентраций Zr в породах Саханайского и Зун-Ундурского массивов (от 368 до 57 г/т), все фазы содержат акцессорный циркон. Кристаллы циркона идиоморфные, характеризуются наличием более древних ядер. Геохимический состав циркона из пород Саханайского массива был изучен в 50 аналитических точках (как в краевых, так и в центральных частях кристаллов) (Приложение 3). Предварительно, отбраковывались аналитические точки, в которых были получены высокие значения Ca и P, Ti (микровключения других минералов). При расчетах температуры кристаллизации циркона по [Ferry, Watson, 2007] использовалась $a_{TiO_2} = 0.5$.

На дискриминантной диаграмме, разделяющей магматический и «измененный» циркон (рисунок 28), большинство фигуративных точек попадает в поле первичного магматического циркона. «Пористый» и гидротермальный циркон, выявленный в небольшом количестве, далее не рассматривается. Изученный «магматический» циркон характеризуется типичным для минерала обеднением LREE и обогащением HREE, наличием ярко выраженных Eu-минимумов и Ce-максимумов (рисунок 28).

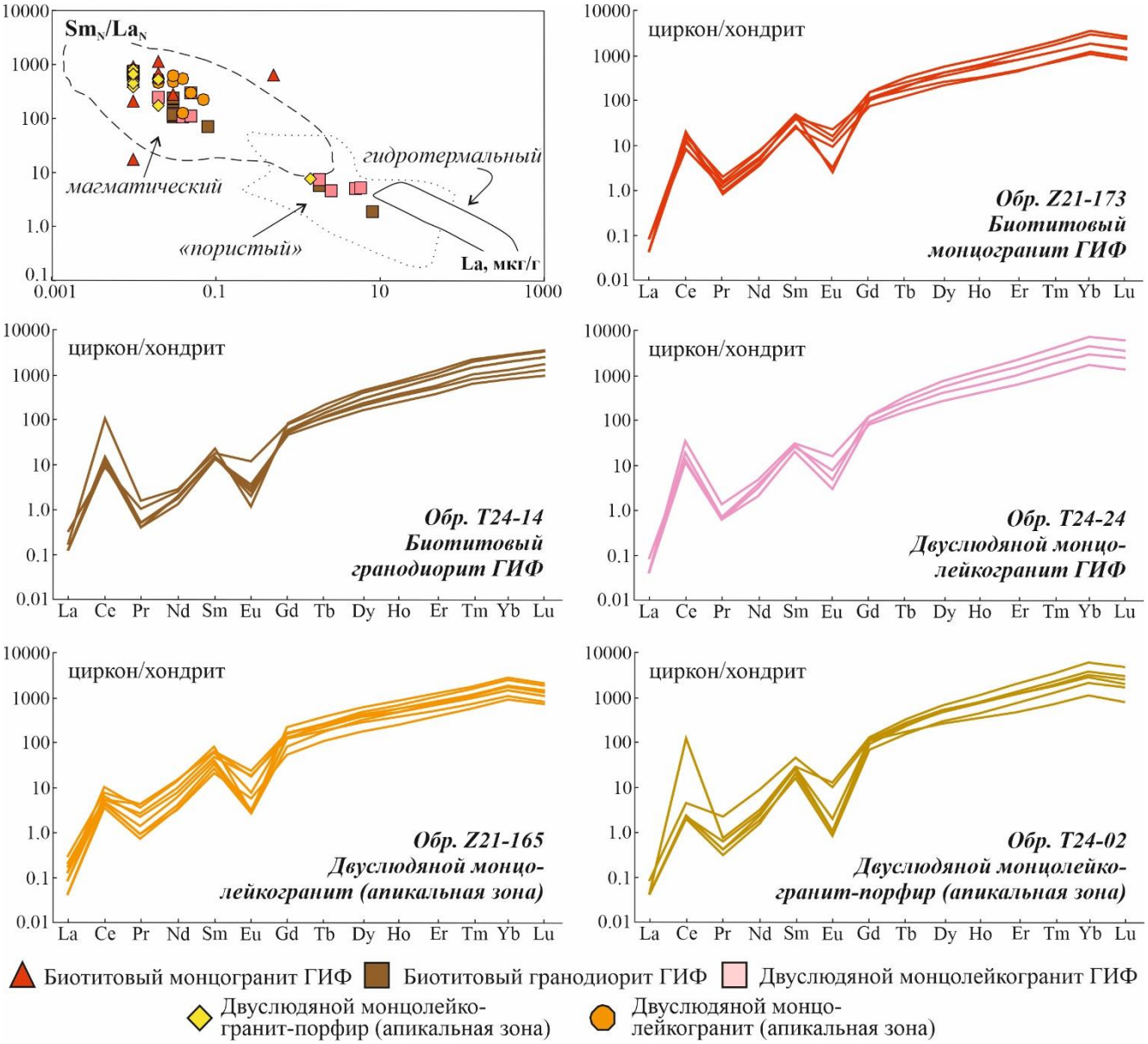


Рисунок 28. Дискриминантная диаграмма «Sm$_N$/La$_N$ – La (мкг/г)» для определения генезиса циркона [Hoskin, 2005] и спектры распределения РЗЭ в изученных кристаллах циркона из пород Саханайского массива (значения нормированы на хондрит по [McDonough, Sun, 1995]).

Суммарное содержание редкоземельных элементов в цирконе из биотитового монцогранита ГИФ варьирует от 426 до 1191 г/т (ср.зн. = 710 г/т). Концентрация Ti (г/т) изменяется от 7.0 до 26.0 г/т (ср.зн. 14.3 г/т), что соответствует оцененным температурам 693-844 °C (ср.зн. = 771°C) [Ferry and Watson, 2007]. Значения Eu-аномалии изменяются от 0.026 до 0.303 (при среднем – 0.145), Ce-аномалии – от 10.3 до 43.5 (при среднем – 22.6). Th/U отношение варьирует от 0.20 до 0.80 (при среднем – 0.50). Концентрации Hf (мас. %) изменяются от 0.77 до 1.06 (при среднем – 0.92).

Концентрации редкоземельных элементов в цирконе из биотитового гранодиорита ГИФ изменяются от 320 до 1020 (при среднем – 590) г/т. Концентрации Ti варьируют от 3.7 до 7.9 г/т, что соответствует температурам 660-724 °C [Ferry and Watson, 2007]. Значения Eu- и Ce-аномалий в цирконе из гранодиоритов изменяются от 0.022 до 0.119 и от 32.2 до 98.0, соответственно. Концентрации Hf (мас. %) варьируют от 0.81 до 0.99 (при среднем – 0.89), Th/U-отношение изменяется от 0.139 до 0.36.

Концентрации РЗЭ в цирконе из двуслюдяного монцолейкогранита ГИФ варьируют от 588 до 1456 (при среднем значении 1062) г/т. Концентрации Ti изменяются от 3.3 до 13.0 (при среднем – 7.8) г/т. Рассчитанные температуры кристаллизации циркона варьируют от 651 до 771 °C [Ferry and Watson, 2007]. Значения Eu-аномалии составляют от 0.055 до 0.204, значения Ce-аномалии – от 4.4 до 64.8. Концентрации Hf достигают 1.1 мас. %, а Th/U-отношение варьирует от 0.16 до 0.54.

Содержания РЗЭ в цирконе из монцолейкогранитов апикальной зоны составляют от 320 до 1034 (при среднем – 645) г/т. Концентрации титана варьируют от 7.1 до 27 г/т, что соответствует максимально полученным температурам кристаллизации циркона от 715 до 848 °C [Ferry and Watson, 2007]. Значения Eu-аномалии изменяются от 0.019 до 0.225 (при среднем – 0.106), Ce-аномалии – от 1.7 до 9.5. Концентрации Hf варьируют от 0.76 до 0.98 мас. %, Th/U-отношения – от 0.24 до 0.78 (ср.зн. = 0.55).

Циркон из монцолейкогранит-порфиров апикальной зоны содержит от 426 до 1866, при среднем значении 1018, г/т РЗЭ. Концентрации Ti здесь изменяются от 4.2 до 25 г/т. Рассчитанные температуры кристаллизации циркона составляют от 670 до 840 °C [Ferry and Watson, 2007]. Значения Eu-аномалии изменяются от 0.015 до 0.157, среднее значение – 0.062. Значение Ce-аномалии варьирует от 2.4 до 16.6. Концентрации Hf в цирконе изменяются от 0.80 до 1.13 мас. %, Th/U-отношение – от 0.12 до 0.70.

При схожем характере распределения РЗЭ в составе циркона из пород Саханайского массива наблюдается значительные расхождения в содержаниях

отдельных элементов и значениях отношений: титана, Th/U-отношения и △Eu-аномалии (рисунки 29а, б). Для изученных кристаллов циркона наблюдаются зависимости как между Yb/Gd и Th/U отношениями (рисунок 24в), так и между Yb/Gd отношением и содержанием Hf (рисунок 24г). Однако, в случае с гранитоидами Саханайского и Зун-Ундурского массива состав циркона из различных фаз сильно варьирует и не обнаруживает закономерностей, что не позволяет сопоставить особенности состава магм. Тем не менее, Yb/Gd отношение в цирконе из Саханайского и Зун-Ундурского массивов выше, чем в цирконе из гранитоидов ГИФ Соктуйского массива, что свидетельствует о более дифференцированном характере магмы. Рассчитанные значения фугитивности кислорода (△FMQ, рисунок 29д) (за исключением единичного значения (-0.5)), не превышают -1.4 и свидетельствуют о восстановленном составе гранитоидных магм [Loucks et al., 2020].

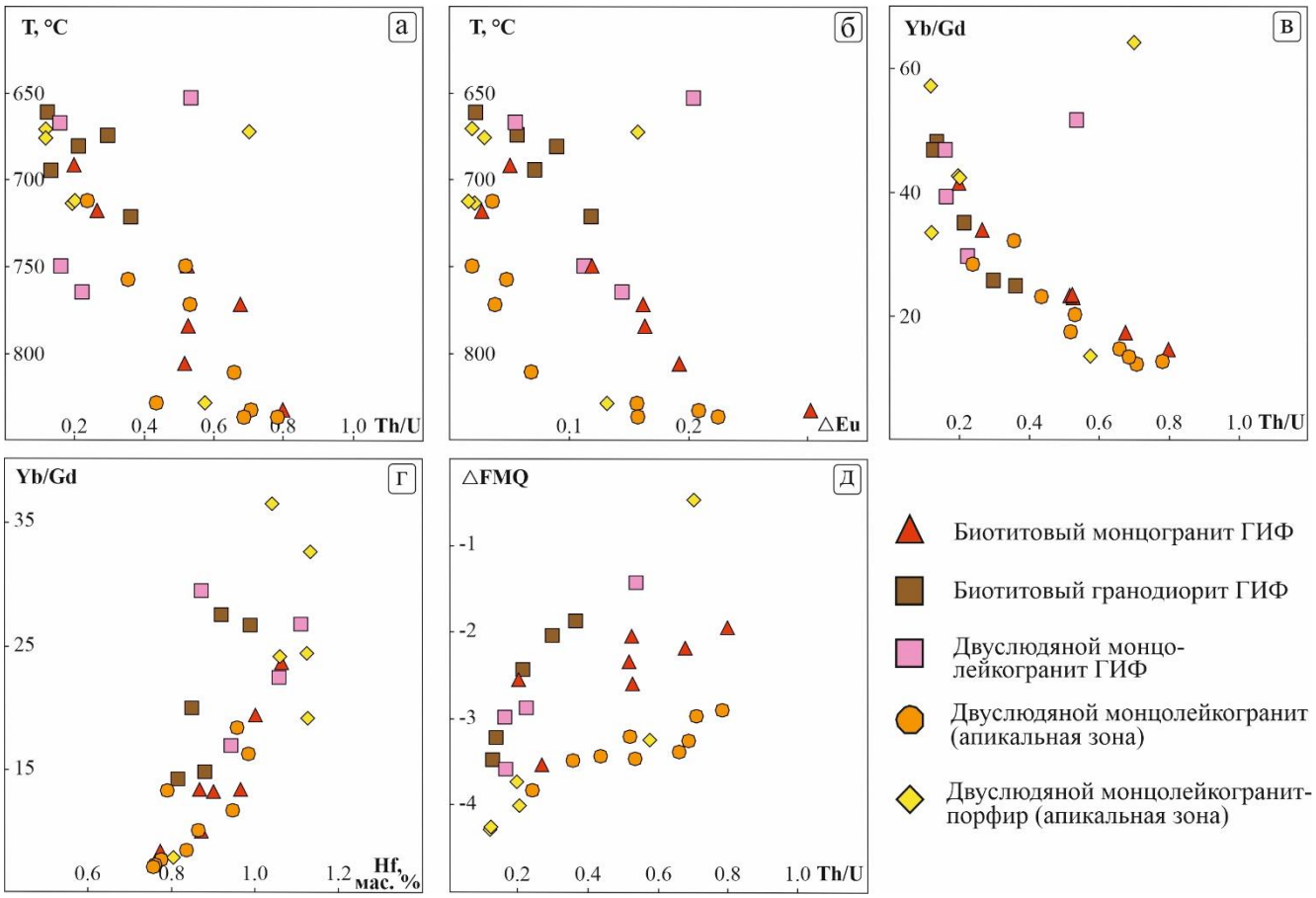


Рисунок 29. Бинарные диаграммы «Th/U – T (°C)» (а), «△Eu– T (°C)» (б), «Th/U – Yb/Gd» (в), «Hf-Yb/Gd» (г), «Th/U – △FMQ» (д) для циркона из пород Саханайского массива.

Резюме:

Изученные гранитоиды Соктуйского и Саханайского массивов представлены породами умеренно-щелочного (реже нормального) ряда. Породы близки по набору породообразующих минералов, но различаются как по спектру второстепенных и акцессорных минералов, так и по особенностям состава слюд.

Все гранитоиды содержат как калинатровый полевой шпат, так и плагиоклаз (альбит-олигоклаз). Во всех рассматриваемых гранитоидах присутствует темная слюда (сидерофиллит-железистый биотит). Среди темноцветных минералов гранитоидов ФДИ Соктуйского массива повсеместно присутствует железистый амфибол (железистый эденит – железистый паргасит), в редких случаях обнаружены ядра клинопироксена. В гранитоидах Саханайского массива появляется породообразующий железистый мусковит. Для темных слюд из гранитоидов ФДИ Соктуйского массива характерны повышенные концентрации хлора, в то время как темные слюды из гранитоидов ГИФ Соктуйского и Саханайского массива обогащены фтором.

В породах ГИФ Соктуйского массива присутствуют циркон, монацит, апатит, флюорит, алланит; в породах ФДИ Соктуйского массива – касситерит, монацит, апатит, рабдофан, флюорит, флюоцерит, бастнезит, паризит, алланит, чевкенит (?) и циркон. Для Саханайского массива характерны монацит, ксенотим, апатит, флюорит, циркон, турмалин и гранат. Оксидная минерализация в редких случаях представлена как магнетитом, так и ильменитом (монцограниты ГИФ и щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры ФДИ Соктуйского массива). В большинстве изученных пород присутствует исключительно ильменит, редко – вместе с рутилом. Наличие магнетита свидетельствует о более окисленных условиях образования магматических расплавов монцогранитов ГИФ и щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров ФДИ Соктуйского массива. Однако, ΔFMQ (рассчитанное по редкоэлементному составу циркона), для всех изученных пород показывает слабоотрицательные значения, что, в целом, свидетельствует о восстановленном составе магматических расплавов.

ГЛАВА 6. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД КУКУЛЬБЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА

6.1. Соктуйский массив

6.1.1. Петро- геохимический состав

Представительные составы исследованных образцов, отобранных в Соктуйском массиве, отражены в Приложении 4. Большая часть пород Соктуйского массива относится к гранитоидам умеренно-щелочного ряда (рисунок 30а). Также в составе массива присутствуют кварцевые сиениты, фигуративные точки составов которых на TAS-диаграмме попадают на границу между щелочными сиенитами и сиенитами (рисунок 30а). Однако, отсутствие щелочного амфибола не позволяет относить эти породы к щелочному ряду. Стоит отметить, что определенные нами гранодиориты попадают в поле составов граносиенитов (рисунок 30а). Значение $K_2O/Na_2O \approx 1$ и преобладание плагиоклаза над калинатровым полевым шпатом в этих образцах указывают на принадлежность пород к гранодиоритам. Все изученные породы содержат повышенные концентрации K_2O и относятся к высоко- и ультра- калиевым разновидностям (рисунок 30б). Согласно петрохимической систематике [Frost et al., 2001] гранитоиды Соктуйского массива являются известково-щелочными и щелочно-известковистыми (рисунок 30в), железистыми (рисунок 30г), а по соотношению глинозема и щелочей расположены вблизи низко- и высокоглиноземистых областей (рисунок 30д). При этом, наиболее глиноземистыми являются гранитоиды ГИФ.

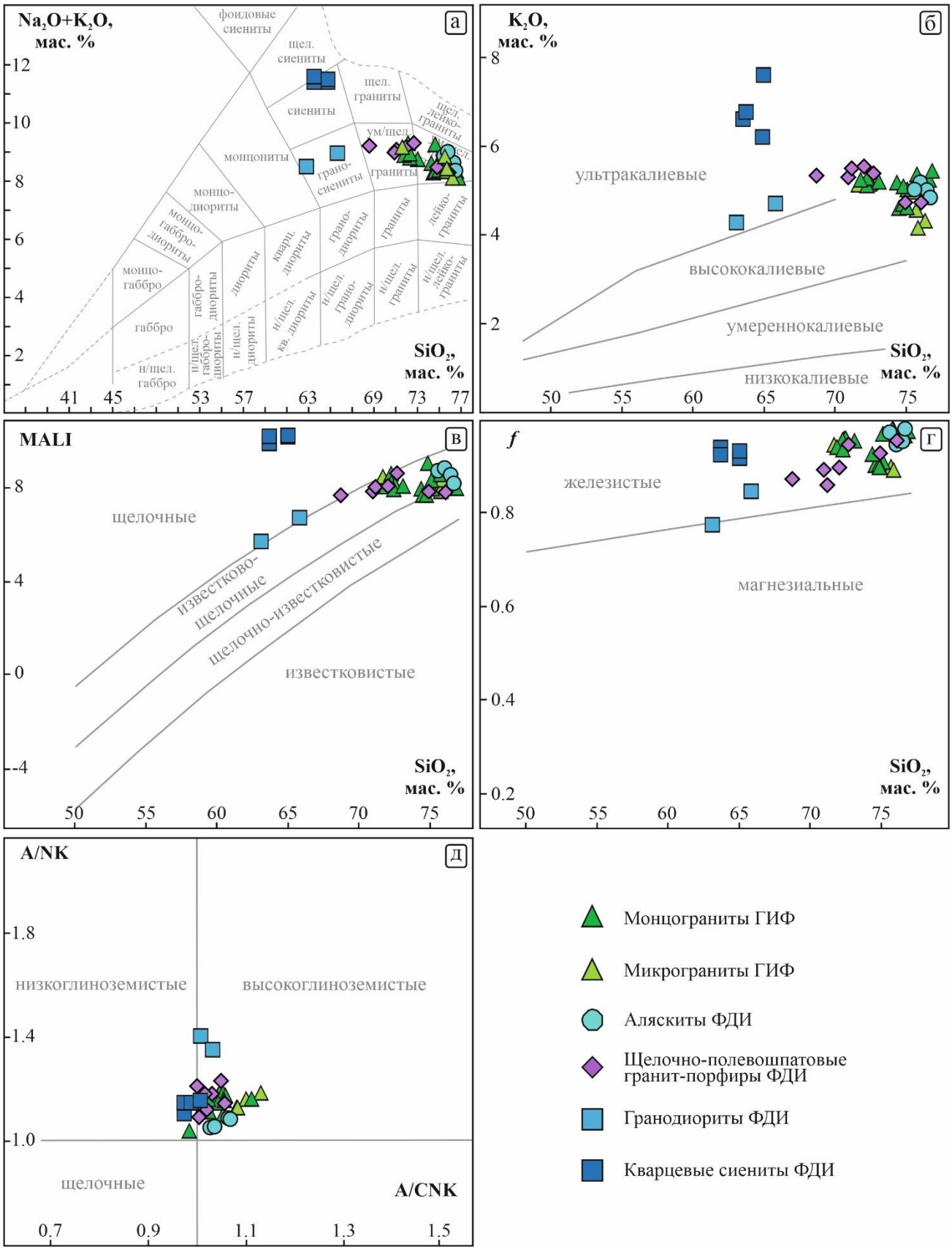


Рисунок 30. Классификационные диаграммы для пород Соктуйского массива: а – «(Na_2O+K_2O)-SiO_2 (мас. %)» [Шарпёнок и др., 2013], б – «K_2O-SiO_2 (мас. %)» [Rickwood, 1989], в-д – «SiO_2 (мас. %)-MALI», «SiO_2 (мас. %)-*f* (железистость)», «A/CNK-ANK» [Frost et al., 2001].

f = [FeO^{Tot}/(FeO^{Tot}-MgO)] (мол. кол.), A/CNK = [Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)] (мол. кол.), A/NK = [Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)] (мол. кол.), MALI = [Na_2O+K_2O-CaO] (мол. кол.).

На бинарных диаграммах (рисунки 31а-и) наблюдается постепенное уменьшение содержаний TiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO, CaO, P_2O_5 с увеличением содержания SiO_2 в гранитоидах. При этом на некоторых диаграммах фигуративные точки составов кварцевых сиенитов ФДИ образуют обособленное поле (TiO_2, MgO, CaO, P_2O_5) (рисунки 31а, д, е, и).

Содержание фтора в породах Соктуйского массива значительно варьирует (рисунок 31к). Самые высокие концентрации фтора наблюдаются в монцо-гранитах-лейкогранитах ГИФ (0.13-0.43, при среднем значении 0.29 мас. %). Самые низкие – характерны для аляскитов и кварцевых сиенитов ФДИ (0.02-0.06 мас. %). С увеличением SiO_2 в породах наблюдается слабое накопление лития (рисунок 31л), концентрации которого увеличиваются в ряду кварцевые сиениты (8.8 г/т) → гранодиориты (33 г/т) → щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры (68 г/т). Максимальные концетрации лития характерны для монцо- гранитов-лейкогранитов ГИФ (86 г/т) (средние значения). Аляскиты характеризуются низкими содержаниями лития, и формируют обособленную область составов (рисунок 31л). Все изученные породы содержат низкие концентрации бора (рисунок 31м) (7-23 г/т). В щелочно-полевошпатовых гранит-порфирах ФДИ с увеличением содержаний SiO_2 наблюдается уменьшение концентрации редких (рисунок 31н) и высокозарядных (рисунок 31о) элементов. Уменьшение концентрации высокозарядных элементов с увеличением SiO_2 также характерно для монцо- гранитов-лейкогранитов ГИФ (рисунок 31о). В остальных случаях зависимости в содержаниях редкоземельных, высокозарядных элементов и кремнезема не установлено.

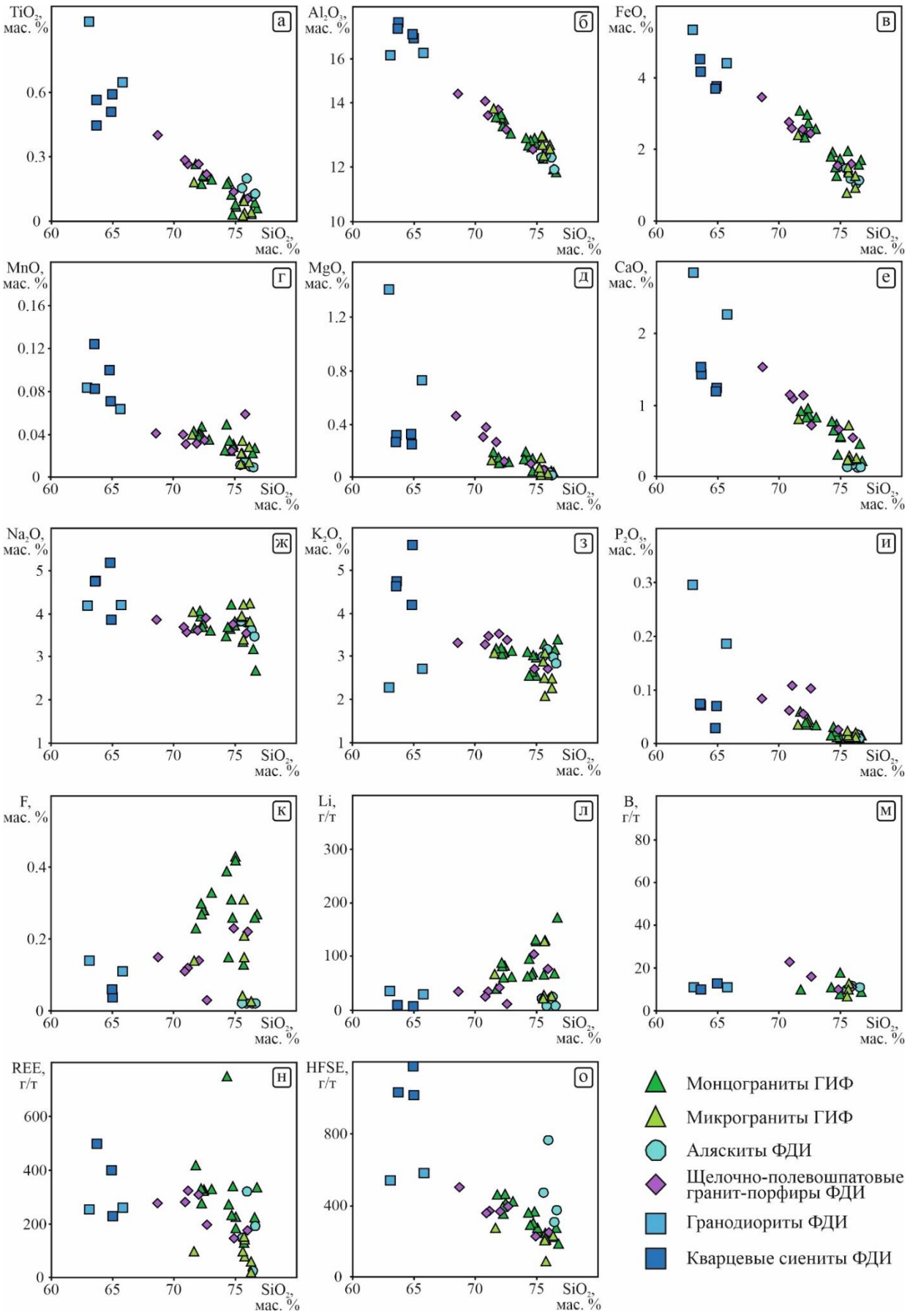


Рисунок 31. Бинарные диаграммы с содержаниями петрогенных (рисунки а-и) и редких (рисунки к-о) компонентов в породах Соктуйского массива.

Содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) в гранитоидах ГИФ Соктуйского массива варьируют от 191 до 753 (при среднем 332) г/т. Спектры РЗЭ слабонаклонные (среднее значение $(La/Yb)_n$ = 12.7) с ярко выраженными Eu-аномалиями (рисунок 32). При этом в породах, содержащих большее количество фтора, минимум становится глубже, а значения Eu/Eu* падают до 0.01–0.04. В остальных случаях Eu/Eu* варьирует от 0.12 до 0.21. Спектры РЗЭ микролейкогранитов квазисимметричные (среднее значение $(La/Yb)_n$ = 3.4). Содержания РЗЭ в этих породах минимальны (27–158, среднее – 104 г/т). Eu-аномалия выражена ярко (Eu/Eu* = 0.01–0.07).

Суммарные концентрации РЗЭ в аляскитах ФДИ изменяются от 155 до 327 г/т (среднее 227 г/т). Спектры распределения слабонаклонные (среднее значение $(La/Yb)_n$ = 16.1) с проявленными Eu-минимумами (Eu/Eu* = 0.01–0.03) (рисунок 32).

Спектры распределения РЗЭ щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров ФДИ являются менее дифференцированными, глубина европиевых минимумов в них минимальна среди всех пород Соктуйского массива (Eu/Eu* = 0.20–0.36 при среднем 0.26) (рисунок 32). Среднее значение $(La/Yb)_n$ = 15.2. Повышенные концентрации европия в щелочно-полевошпатовых гранит-порфирах могут быть связаны с изоморфным замещением кальция в структуре гидротермального флюорита при восстановленных условиях, как показано в работе [Schwinn, Markl, 2005].

Содержания РЗЭ в кварцевых сиенитах и гранодиоритах ФДИ повышены (233–503 г/т). Спектры распределения РЗЭ ассиметричные ($(La/Yb)_{n\ ср.зн.}$ = 23.5) со слабовыраженной Eu/Eu*-аномалией, значение которой варьирует от 0.30 до 0.66 (рисунок 32).

На спайдер-диаграммах для всех изученных пород (рисунок 32) присутствуют минимумы по Ba, Sr, Eu и Ti. В щелочно-полевошпатовых гранит-порфирах ФДИ и гранитоидах ГИФ отмечаются высокие концентрации Th и U. В породах Соктуйского массива, за исключением гранодиоритов ФДИ, установлены низкие значения Sr/Y. Для монцо- гранитов-лейкогранитов ГИФ Sr/Y не превышает

1.7, для аляскитов, щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров, кварцевых сиенитов ФДИ – до 7.1. Sr/Y отношение в гранодиоритах ФДИ составляет 14.0-18.1.

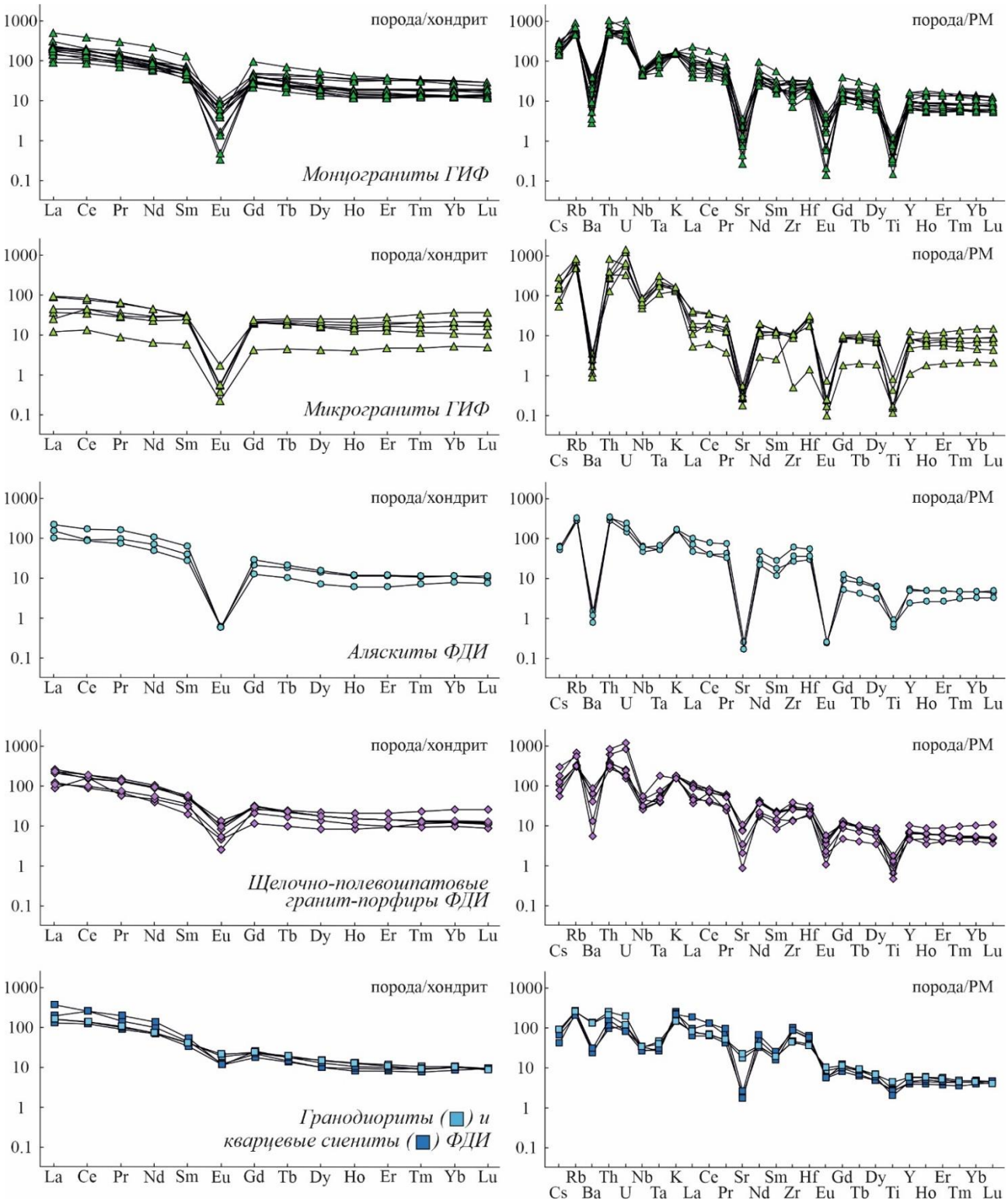


Рисунок 32. Спектры распределения РЗЭ (значения нормированы по хондриту [Boynton, 1984]) и мультиэлементные спектры (значения нормированы по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]) для пород Соктуйского массива.

6.1.2. Изотопный состав неодима

Данные об изотопном составе неодима в породах Соктуйского массива, рассчитанные на 140-145 млн лет, приведены в (таблице 1). Изотопный состав неодима пород варьирует от слабоположительных до слабоотрицательных значений. Наименьшие значения $\varepsilon_{Nd(t)}$ = -0.83 получены для монцолейкогранитов ГИФ. Аляскиты, щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры и гранодиориты характеризуются чуть более радиогенным составом неодима: значения $\varepsilon_{Nd(t)}$ в них слабо положительные (+0.01…+0.33). Максимальные значения $\varepsilon_{Nd(t)}$ = +1.3 зафиксированы в кварцевых сиенитах.

Таблица 1. Sm-Nd-изотопные данные для пород Соктуйского массива

№ обр	Порода	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\varepsilon_{Nd\ (0)}$	$\varepsilon_{Nd\ (t)}$	$t_{Nd(DM)}$, млн лет	$t_{Nd(DM-2)}$, млн лет
Z21-108	Монцолейкогранит ГИФ	0.112636	0.512517	-2.36	-0.83	957	1021
Z21-101	Аляскит ФДИ	0.113109	0.512573	-1.27	0.27	877	931
Z22-91	Щелочно-полевошпатовый гранит-порфир ФДИ	0.103553	0.512568	-1.36	0.33	808	924
Z23-6/1	Гранодиорит ФДИ	0.106320	0.512555	-1.62	0.01	847	950
Z23-7	Кварцевый сиенит ФДИ	0.080156	0.512595	-0.85	1.25	636	847

6.1.3. Изотопный состав кислорода

Изотопный состав кислорода в минералах всех изученных пород значимо не различается (таблица 2): значения $\delta^{18}O_{SMOW}$ в кварце варьируют от 10.9 до 11.1; в полевых шпатах (плагиоклазах и калинатровых полевых шпатах) – от 9.0 до 9.5; в слюдах – от 5.8 до 6.6 ‰; амфибол из кварцевых сиенитов характеризуется значением $\delta^{18}O_{SMOW}$ = 6.8 ‰. Полученные средневзвешенные значения $\delta^{18}O_{SMOW}$ (таблица 2) пород лежат в узком интервале от 9.3 до 9.8 ‰.

Таблица 2. Изотопный состав кислорода в гранитоидах Соктуйского массива

№ обр.	Порода	SiO_2, мас. %	Минерал	$\delta^{18}O_{SMOW}$ ‰, минерал	$\delta^{18}O_{SMOW}$, среднее[1]
Z21-108	Монцолейкогранит ГИФ	72.36	кварц	11.1	9.8
			полевые шпаты	9.5	
			сидерофиллит	6.5	
Z21-102	Аляскит ФДИ	76.63	кварц	10.2	9.3
			полевые шпаты	9.0	
			сидерофиллит	6.6	
Z22-91	Щелочно-полевошпатовый гранит-порфир ФДИ	70.88	кварц	10.9	9.7
			полевые шпаты	9.8	
			сидерофиллит	5.8	
Z23-6/3	Кварцевый сиенит ФДИ	64.94	кварц	10.9	9.3
			полевые шпаты	9.8	
			Fe-биотит	6.1	
			амфибол	6.8	

6.2. Саханайский массив

6.2.1. Петро- геохимический состав

Представительные составы исследованных образцов, отобранных в Саханайском массиве, отражены в Приложении 4. В составе главной интрузивной фазы Саханайского массива присутствуют гранитоиды нормального и умеренно-щелочного ряда, породы апикальной зоны (Зун-Ундурский массив) сложены гранитами-лейкогранитами умеренно-щелочного ряда (рисунок 33а). Единственный образец монцолейкогранита из апикальной зоны попадает в поле щелочных гранитов (рисунок 33а) – это связано с увеличением содержания K_2O за счет грейзенизации (рисунок 33б). На классификационной диаграмме (рисунок 33б) большинство гранитоидов попадает в область высококалиевых пород. Соотношения щелочей и кальция в породах Саханайского массива значительно варьирует (рисунок 33в). Большинство изученных пород относится к железистым разновидностям (рисунок 33г), в поле магнезиальных составов попадает небольшая часть двуслюдяных монцо-гранитов-лейкогранитов и микрогранитов ГИФ. Все

[1] Рассчитывалось по среднему содержанию минералов в породе

породы являются высокоглиноземистыми (рисунок 33д). Максимальное значение A/CNK наблюдается в составе гранитоидов нормального ряда ГИФ (1.19-1.23).

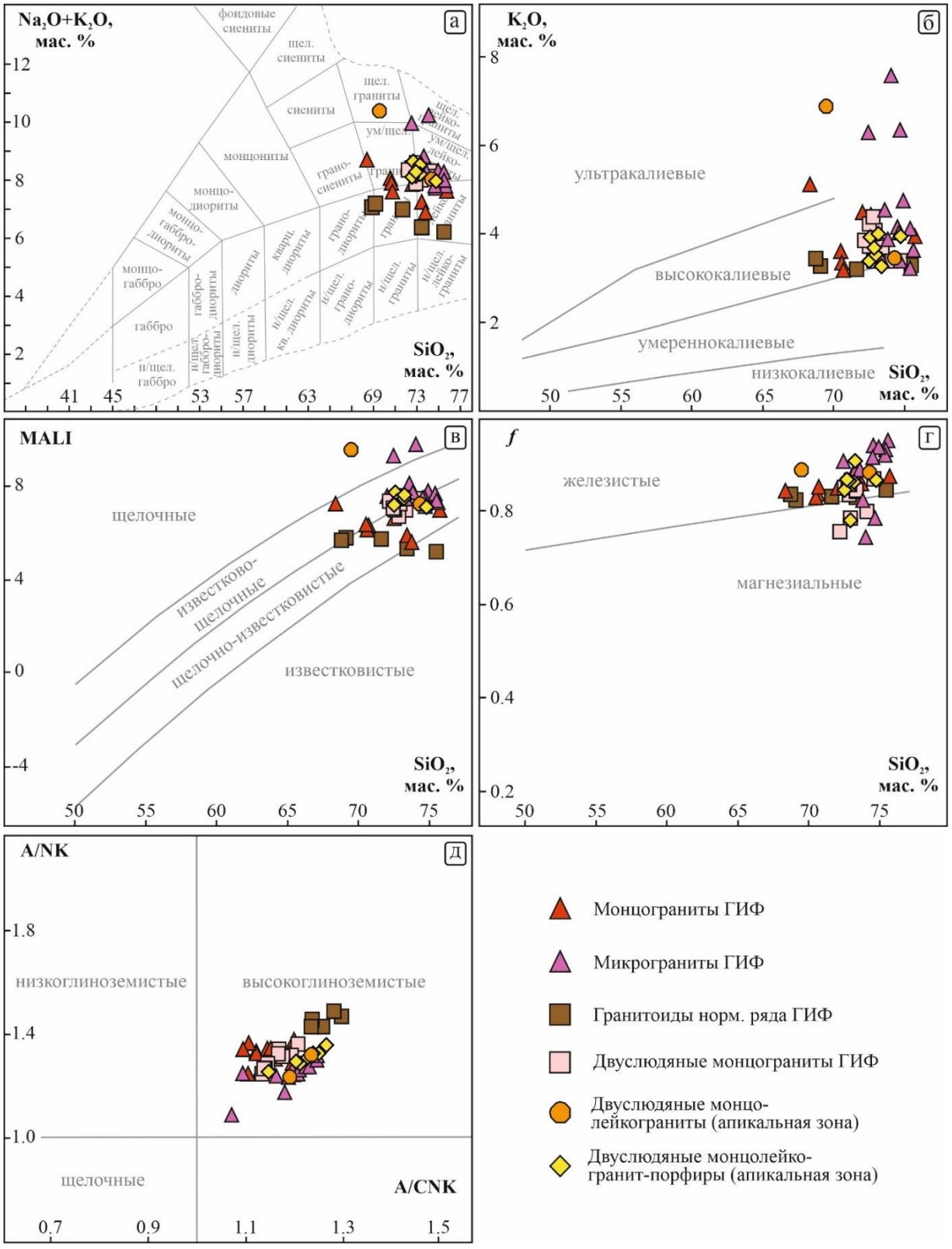


Рисунок 33. Классификационные диаграммы для пород Саханайского массива: а – «(Na_2O+K_2O)-SiO_2 (мас. %)» [Шарпёнок и др., 2013], б – «K_2O-SiO_2 (мас. %)» [Rickwood, 1989], в-д – «SiO_2 (мас. %)-MALI», «SiO_2 (мас. %)-*f* (железистость)», «A/CNK-ANK» [Frost et al., 2001].

f = [FeO^{Tot}/(FeO^{Tot}-MgO)] (мол. кол.), A/CNK = [Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)] (мол. кол.), A/NK = [Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)] (мол. кол.), MALI = [Na_2O+K_2O-CaO] (мол. кол.).

На бинарных диаграммах с содержаниями петрогенных компонентов (рисунки 34а-и) для значимой части пород не наблюдается каких-либо зависимостей. Лишь в гранитах-гранодиоритах и монцогранитах ГИФ с увеличением содержания кремнезема понижается концентрация титана, алюминия, железа, магния (рисунки 34а-в, д). Отдельно в составе гранитоидов нормального ряда ГИФ обнаруживается уменьшение марганца (рисунок 34г), а в составе монцогранитов ГИФ – уменьшение кальция и фосфора (рисунки 34е, и).

Концентрации фтора в породах Саханайского массива растут в ряду двуслюдяные монцо- граниты-лейкограниты ГИФ (0.02-0.05 мас. %) → монцо-граниты-лейкограниты ГИФ (0.10-0.19 мас. %) → гранитоиды нормального ряда ГИФ (0.14-0.26 мас. %) (рисунок 34к). Концентрации фтора в двуслюдяных монцо-гранитах-лейкогранитах апикальной зоны, в среднем, выше (0.16-0.42, среднее значение 0.29 мас. %). Микрограниты ГИФ характеризуются широкими вариациями фтора (0.02-0.30 мас. %) и лития (15-257 г/т) (рисунок 34л). Концентрации лития в двуслюдяных и биотитовых монцогранитах ГИФ близки и варьируют от 50 до 173 г/т. Самые высокие концентрации лития наблюдаются в гранитоидах нормального ряда ГИФ (220-380 г/т). Содержания лития в гранитоидах апикальной зоны варьируют от 164 до 310 г/т (при среднем значении 222 г/т). Породы Саханайского массива, в целом, содержат повышенные концентрации бора (рисунок 34м): высокие содержания этого элемента подтверждаются наличием акцессорного (вплоть до породообразующего) турмалина, наблюдающегося в составе многих образцов. Концентрации бора варьируют от 17 до 91 г/т. В единичном турмалиновом микрограните концентрация бора составила 1280 г/т (не вынесено на графике).

С увеличением содержания SiO_2 в породах ГИФ (гранитоиды нормального ряда, монцограниты) наблюдается обеднение редкоземельными и высокозарядными элементами (рисунки 34н, о). В породах апикальной зоны и микрогранитах ГИФ наблюдаются пониженные концентрации этих элементов.

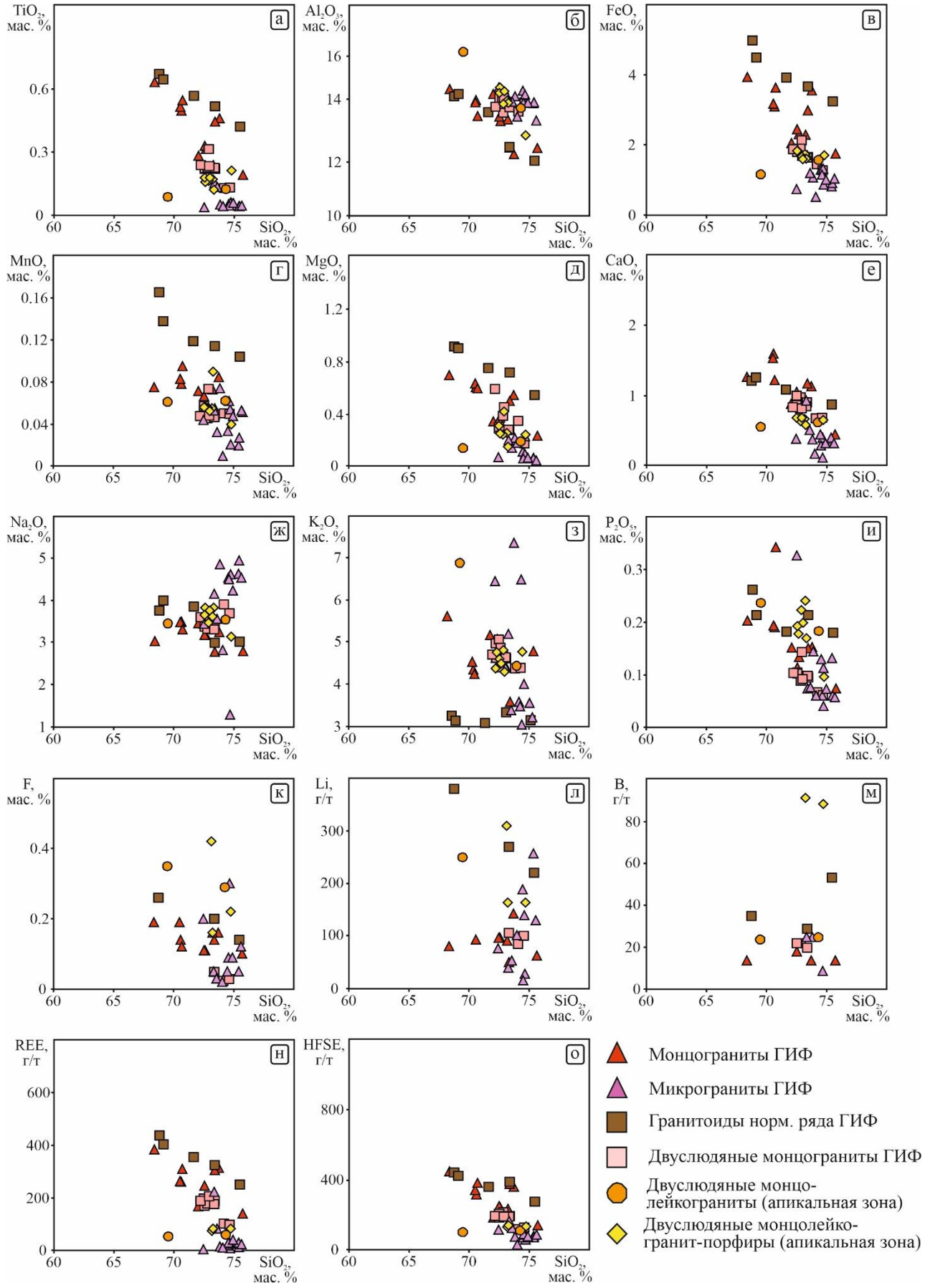


Рисунок 34. Бинарные диаграммы с содержаниями петрогенных (рисунки а-и) и редких (рисунки к-о) компонентов в породах Саханайского массива

Максимальное содержание редкоземельных элементов характерно для гранитоидов нормального ряда ГИФ, оно варьирует от 270 до 437 г/т (при среднем значении 373 г/т). Для биотитовый монцогранитов ГИФ содержания РЗЭ чуть ниже – от 134 до 443, при среднем значении 294 г/т. ∑РЗЭ в двуслюдяных монцолейкогранитах ГИФ изменяется от 113 до 212, при среднем значении 177 г/т. В целом, спектры всех перечисленных разновидностей имеют близкие характеристики: форма спектров имеет слабый наклон с проявленным минимумом по Eu (рисунок 35). Среднее значение Eu/Eu* слабо изменяется от 0.15 (гранитоиды нормального ряда) до 0.28 (биотитовые монцограниты) и до 0.31 (двуслюдяные монцолейкограниты). Среднее значение $(La/Yb)_n$ минимально для биотитовых монцогранитов ($(La/Yb)_n$ = 12.5) и максимально для двуслюдяных монцолейкогранитов ($(La/Yb)_n$ = 18.2).

∑РЗЭ в микрогранитах ГИФ варьирует от 7-224, при среднем значении 43 г/т. Спектры распределения РЗЭ в микрогранитах представлены двумя типами. Первый тип характеризуется квазисимметричной формой спектров с ярко-выраженной Eu-аномалией (значение Eu/Eu* варьирует от 0.07-0.19, значение $(La/Yb)_n$ от 0.6 до 2.2). Второй тип имеет слабый наклон ($(La/Yb)_n$ от 2.6 до 4.8) и характеризуется различными значениями Eu/Eu* (от 0.15 до 0.51).

Спектры распределения РЗЭ монцо- гранитов-лейкогранитов апикальной зоны слабонаклонные с выраженной Eu-аномалией. ∑РЗЭ в этих породах значительно ниже и достигает лишь максимальных 86 г/т. Значение Eu/Eu* изменяется от 0.24 до 0.41, значение $(La/Yb)_n$ – от 5.5 до 10.5.

На спайдер-диаграммах для всех изученных пород (рисунок 35) присутствуют типичные для гранитоидов минимумы по Ba, Sr, Eu, Ti. Также на всех спайдер-диаграммах проявлено наличие Nb-минимума. В сравнении с гранитоидами Соктуйского массива, концентрации Sr и Y в породах Саханайского массива чуть выше, однако значения Sr/Y отношения не превышают 8.7.

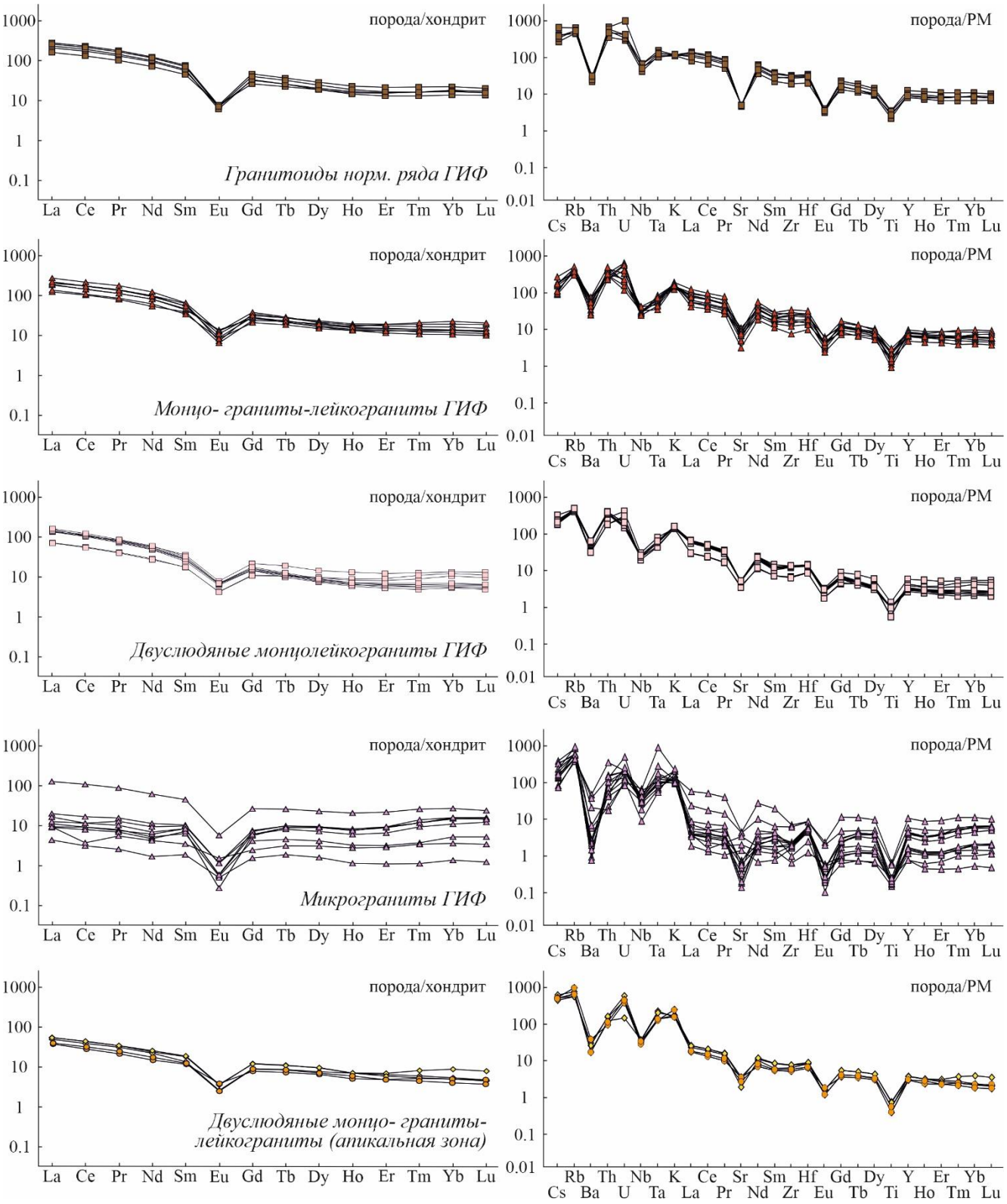


Рисунок 35. Спектры распределения РЗЭ (значения нормированы по хондриту [Boynton, 1984]) и мультиэлементные спектры (значения нормированы по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]) для пород Саханайского массива.

6.2.2. Изотопный состав неодима

Данные об изотопном составе неодима в породах Саханайского и Зун-Ундурского массивов, рассчитанные на 139-144 млн лет, приведены в (таблица 3). Все полученные значения $\varepsilon_{Nd(t)}$ отрицательны. Для гранитоидов ГИФ Саханайского массива наблюдаются вариации этого значения от -3.77 до -1.76. Максимальные значения установлены в гранитоидах апикальной зоны, для них $\varepsilon_{Nd(t)}$ = -0.95.

Таблица 3. Sm-Nd-изотопные данные для пород Саханайского массива

№ обр	Порода	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\varepsilon_{Nd\ (0)}$	$\varepsilon_{Nd\ (t)}$	$t_{Nd(DM)}$, млн лет	$t_{Nd(DM-2)}$, млн лет
Z21-173	Монцогранит ГИФ	0.126981	0.512483	-3.02	-1.76	1175	1098
Z21-174	Микрогранит ГИФ	0.139751	0.512483	-3.04	-1.99	1377	1023
T24-14	Гранодиорит ГИФ	0.113623	0.512450	-3.66	-2.18	1068	1131
T24-24	Монцолейкогранит ГИФ	0.102573	0.512356	-5.51	-3.77	1092	1267
Z21-165	Монцолейкогранит (апикальная зона)	0.118756	0.512518	-2.34	-0.95	1017	1029

6.2.3. Изотопный состав кислорода

Изотопный состав кислорода в минералах всех изученных пород Саханайского и Зун-Ундурского массивов значимо не различается (таблица 4): значения $\delta^{18}O_{SMOW}$ в кварце варьируют от 12.2 до 12.7; в полевых шпатах (плагиоклазах и калинатровых полевых шпатах) – от 9.6 до 11.2; в слюдах – от 5.1 до 7.1 ‰. Полученные средневзвешенные значения $\delta^{18}O_{SMOW}$ (таблица 4) пород лежат в узком интервале от 10.0 до 11.2 ‰, увеличиваясь от гранитоидов ГИФ к гранитоидам апикальной зоны.

Таблица 4. Изотопный состав кислорода в гранитоидах Саханайского и Зун-Ундурского массивов

№ обр.	Порода	SiO_2, мас. %	Минерал	$\delta^{18}O_{SMOW}$ ‰, минерал	$\delta^{18}O_{SMOW}$, среднее[2]
Z21-173	Монцогранит ГИФ	73.23	кварц	12.2	10.0
			полевые шпаты	9.6	
			сидерофиллит	5.7	
T24-14	Гранодиорит ГИФ	68.76	кварц	12.5	10.9
			полевые шпаты	11.2	
			сидерофиллит	7.1	
T24-24	Монцолейкогранит ГИФ	72.51	кварц	12.5	10.5
			полевые шпаты	10.4	
			сидерофиллит	5.1	
T24-32	Монцолейкогранит-порфир (апикальная зона)	74.74	кварц	12.7	11.2
			полевые шпаты	10.9	
			сидерофиллит	5.1	

Резюме:

Изученные породы Соктуйского и Саханайского массивов характеризуются умеренным накоплением щелочей и высокой железистостью. Гранитоиды ГИФ Соктуйского и Саханайского массивов являются высокоглиноземистыми, в то время как породы ФДИ Соктуйского массива лишь слабо пересыщены глиноземом.

В гранитоидах ГИФ Саханайского массива проявлено обогащение B, F, Li, Rb, TiO_2 и P_2O_5. По уровню накопения фтора и литофильных элементов гранитоиды ГИФ Соктуйского массива близки к составу пород ГИФ Саханайского массива, а породы ФДИ Соктуйского массива содержат значительно меньшие концентрации этих элементов. В большинстве изученных пород (за исключением микролейкогранитов Саханайского массива и его Зур-Ундурского сателлита) наблюдаются повышенные концентрации HFSE и REE. При этом для гранитоидов характерны умеренно фракционированные спектры распределения РЗЭ, низкие Sr/Y отношения и наличие Eu-минимумов в спектрах распределения РЗЭ. Перечисленные факты свидетельствуют об отсутствии в составе реститового

[2] Рассчитывалось по среднему содержанию минералов в породе

минерального ансамбля, равновесного с первичными магмами, минералов-концентраторов HREE (прежде всего – граната), и, таким образом, указывают на небольшие (верхне- или среднекоровые) глубины генерации гранитоидных магм.

В гранитоидах ФДИ Соктуйского массива наблюдаются слабоположительные значения $\varepsilon_{Nd(t)}$*, а значения* $\delta^{18}O_{SMOW}$ *варьируют от 9.3 до 9.7 ‰. Для пород ГИФ Соктуйского и Саханайского массива характерны отрицательные значения* $\varepsilon_{Nd(t)}$*, а значения* $\delta^{18}O_{SMOW}$ *изменяются от 9.8 до 10.9 ‰. Высокие значения изотопного состава кислорода при низких значениях* $\varepsilon_{Nd(t)}$ *указывают на существенную долю зрелого корового вещества в источнике гранитодных магм.*

ГЛАВА 7. ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД В КВАРЦЕ ПОРОД КУКУЛЬБЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА

7.1. Соктуйский массив

Кварц из всех изученных петрографических разновидностей Соктуйского массива содержит многочисленные включения минералообразующих сред. Присутствуют как первичные, так и вторичные включения. Вторичные включения, приурочены к трещинам в минерале-хозяине. Первичные включения располагаются либо вдоль зон роста, либо формируют компактные группы, в пределах которых они расположены незакономерно (азональные включения), также представляют собой одиночные включения, не приуроченные к видимым трещинам. В качестве первичных обнаружены включения флюидов и силикатных расплавов.

По соотношению фаз при комнатной температуре среди флюидных включений выделяются существенно газовые, газово-жидкие, кристалло-флюидные и комбинированные (рисунок 36).

Существенно газовые включения (тип 1) (рисунки 36а-д). В этих включениях доминирует газовая фаза, а жидкость формирует тонкий мениск (не превышающий 10 об. %), едва различимый при микроскопических исследованиях. Нередко они встречаются в ассоциации с кристалло-флюидными включениями, что позволяет говорить об их сингенетичности.

В газово-жидких включениях (тип 2) (рисунки 36е-з, л) в отличие от включений 1 типа жидкость занимает около половины объема.

Кристалло-флюидные включения (тип 3) (рисунки 36а-г, и) содержат как минимум одну дочернюю кристаллическую фазу, а газовая фаза занимает существенно меньше половины объема. В случае, если такие включения содержат

один кристалл, он чаще всего имеет форму куба, что позволяет относить его к щелочным хлоридам (NaCl или KCl). В некоторых случаях включения содержат 2-3 дочерних кристалла. Были также обнаружены включения, содержащие 6 кристаллов. Судя по тому, что эти фазы имеют различный облик, они все представляют различные соединения. Однако идентифицировать их использованными методами не удалось.

Комбинированные включения (тип 4) (рисунок 36к) представляют собой результат одновременного захвата сингенетичного с кварцем минерала и капли флюидной фазы. Чаще всего в таких включениях в качестве захваченного минерала выступают слюда и полевые шпаты, реже – апатит. Флюидное обособление выглядит прилипшим к его грани и при комнатной температуре имеет существенно газовый состав. Размеры флюидных обособлений комбинированных включений существенно меньше захваченных кристаллов (рисунок 36к).

Расплавные включения (тип 5) (рисунки 36з, л, м) при комнатной температуре заполнены агрегатом дочерних кристаллических фаз. Нередко в этих включениях присутствует газовое обособление округлой формы. Часто данный тип включений окружен радиально расходящимися трещинами или гало более мелких флюидных включений, что свидетельствует об их декрипитации в ходе остывания породы.

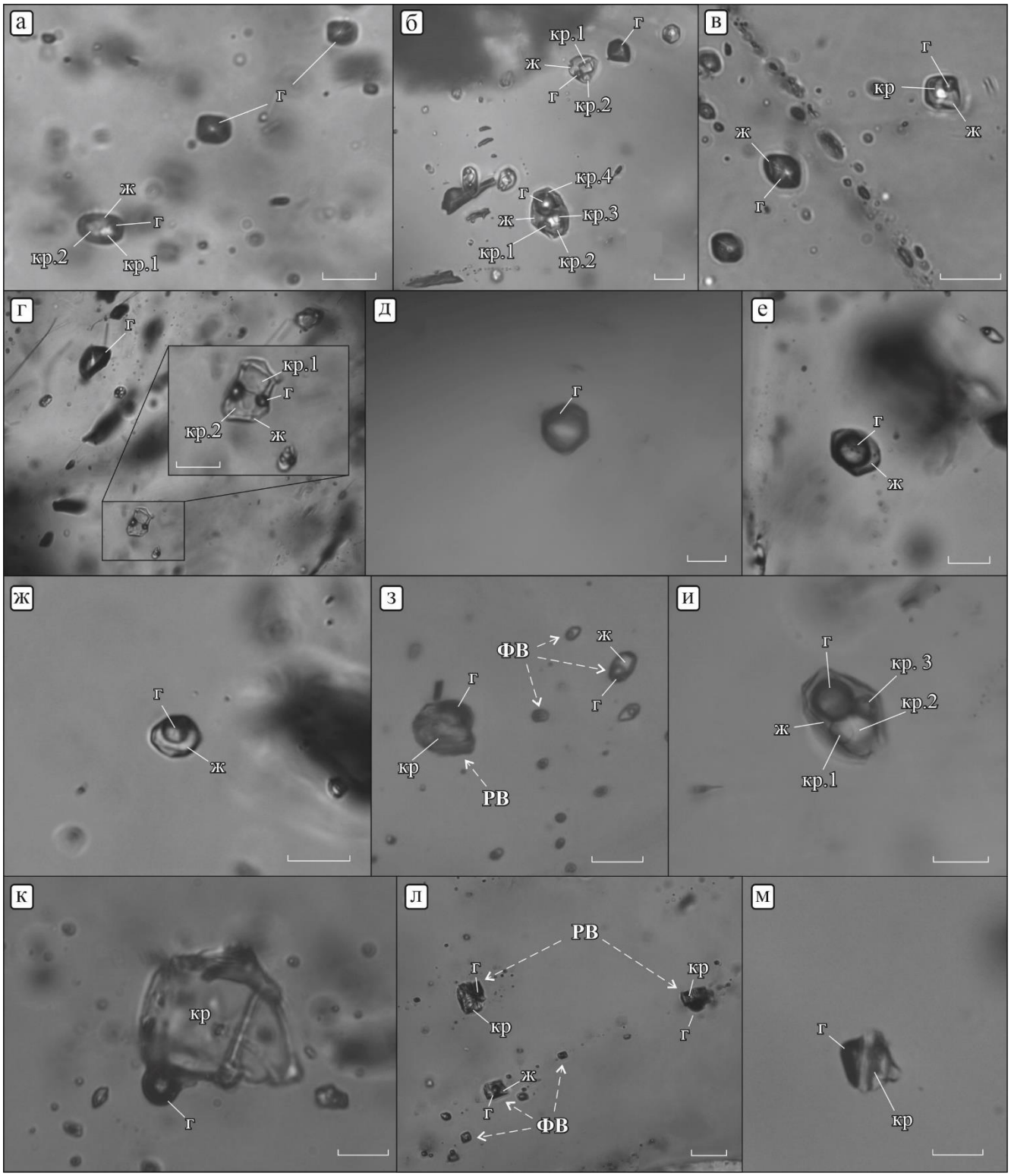


Рисунок 36. Первичные включения минералообразующих сред в кварце из пород Соктуйского массива (размер масштабной линейки – 10 мкм): а-г – сингенетичные существенно газовые (тип 1) и кристалло-флюидные (тип 3) включения в кварце из монцогранитов ГИФ (а), щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров ФДИ (б), кварцевых сиенитов (в) и гранодиоритов ФДИ (г); д – существенно газовое включение (аляскиты); е, ж – газово-жидкое включение из кварца монцогранитов ГИФ (е) и аляскитов ФДИ (ж); з – сингенетичное расплавное и газово-

жидкие включения (щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры ФДИ); и – кристалло-флюидное включение (аляскиты ФДИ); к – комбинированное включение (щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры ФДИ); л – сингенетичные расплавные и газово-жидкие включения (монцограниты ГИФ); м – расплавное включение (аляскиты ФДИ).

Летучие компоненты флюидных и расплавных включений в кварце гранитоидов ГИФ. Кварц из монцо- гранит-лейкогранитов ГИФ содержит ассоциацию первичных сингенетичных существенно газовых (тип 1) и кристалло-флюидных (тип 3) включений (рисунки 36а-г), а также комбинированные (тип 4) и расплавные (тип 5) включения. Иногда встречаются включения, отнесенные нами к типу 2 (рисунок 36е). В существенно газовых (тип 1) и газово-жидких (тип 2) включениях была установлена относительно плотная (0.26-0.38 г/см^3) углекислота без примесей других газов. В тех случаях, когда газовая фаза расплавных включений была доступна для анализа методом рамановской спектроскопии, в ней не удалось зафиксировать сигналы CO_2, N_2 и CH_4. Это позволяет предположить, что пузырьки содержат водяной пар. Только для одного расплавного включения из монцогранитов ГИФ в газовом пузырьке была зафиксирована примесь метана.

Летучие компоненты флюидных и расплавных включений в кварце аляскитов и щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров ФДИ. В кварце аляскитов и щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров ФДИ набор включений разных типов аналогичен кварцу гранитоидов ГИФ. Во включениях 1, 2 и 3 типов из кварца аляскитов в составе газовой фазы помимо углекислого газа появляется примесь метана. В единичных случаях отмечаются включения, в составе которых присутствует исключительно метан (тип 1). Соотношения CH_4/CO_2 в газовых пузырьках включений 1-3 типов варьируют от 0.01 до 0.03, но изредка эти значения могут достигать 0.12 у включений 3 типа. Включения 1 и 2 типов из кварца щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров характеризуются широкими вариациями состава газов и содержат CO_2, CH_4 и N_2. Соотношения CH_4/CO_2 близки к включениям в кварце аляскитов и составляют 0.01-0.02, широкие вариации наблюдаются для N_2/CO_2 – от 0.02 до 0.13. Плотность углекислоты во включениях, с низким содержанием других газов, относительно высокая и близка к плотности

CO_2 во включениях в кварце гранитоидов ГИФ: 0.22-0.39 г/см^3. В составе газовой фазы комбинированных включений (4 тип) в кварце гранитоидов ФДИ методом рамановской спектроскопии фиксируется только метан. В тех случаях, когда газовая фаза расплавных включений была доступна для анализа методом рамановской спектроскопии, в ней не удалось зафиксировать сигналы CO_2, N_2 и CH_4. Это позволяет предположить, что пузырьки содержат водяной пар.

Летучие компоненты во флюидных включениях в кварце гранодиоритов и кварцевых сиенитов ФДИ. В кварце из гранодиоритов и кварцевых сиенитов ФДИ были обнаружены сингенетичные существенно газовые (тип 1) и кристалло-флюидные (тип 3) включения (рисунок 36г), а также комбинированные (тип 4) включения. Редко встречаются газово-жидкие включения (тип 2). Расплавные включения достоверно не установлены.

Углекислотная газовая фаза существенно газовых, газово-жидких и кристалло-флюидных включений из кварца гранодиоритов и кварцевых сиенитов, подобно кварцу щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров ФДИ, содержит примеси метана и азота. Однако в отличие от них, доля метана в среднем выше: значения CH_4/CO_2 во включениях варьируют от 0.04 до 1.31, при среднем значении 0.36.

7.2. Саханайский массив

В кварце из гранитоидов ГИФ и апикальной зоны Саханайского массива были обнаружены многочисленные включения минералообразующих сред. Среди включений присутствуют как первичные, так и вторичные включения. Вторичные включения приурочены к трещинам или формируют протяженные линейные зоны; часто представлены включениями неправильной формы. Первичные включения обособлены и, как правило, присутствуют в кварце в единичном количестве, реже формируют небольшие скопления. В качестве первичных обнаружены включения флюидов и силикатных расплавов.

Среди изученных флюидных включений по соотношению фаз при комнатной температуре можно выделить три типа (по аналогии с флюидными включениями

из кварца пород Соктуйского массива): существенно газовые, газово-жидкие и комбинированные (рисунки 37а-г).

Существенно газовые включения (тип 1) (рисунок 37а). В этих включениях доминирует газовая фаза, а жидкость формирует тонкий мениск (не превышающий 10 об. %), едва различимый при микроскопических исследованиях. Включения обособлены, единичны в пределах одного кристалла-хозяина, не связаны с трещинами, что указывает на их первичность.

В газово-жидких включениях (тип 2) (рисунки 37б, в) в отличие от включений 1 типа жидкость занимает около половины объема. Такие включения либо обособлены (рисунки 37б, в), либо образуют сингенетичную ассоциацию с расплавными включениями (рисунки 37д, е).

Комбинированные включения (тип 4) (рисунок 37г) представляют собой результат одновременного захвата сингенетичного с кварцем минерала и капли флюидной фазы. Чаще всего в таких включениях в качестве захваченного минерала выступают слюда, полевые шпаты, апатит. Флюидное обособление выглядит прилипшим к его грани и при комнатной температуре имеет существенно газовый состав. Размеры флюидных обособлений комбинированных включений существенно меньше захваченных кристаллов (рисунок 37г).

Расплавные включения (тип 5) (рисунки 37д, е) при комнатной температуре заполнены агрегатом дочерних кристаллических фаз. Нередко в этих включениях присутствует газовое обособление округлой формы. Часто данный тип включений окружен радиально расходящимися трещинами или гало более мелких флюидных включений, что свидетельствует об их декрипитации в ходе остывания породы.

При анализе методом рамановской спектроскопии, во всех изученных типах включений не удалось зафиксировать сигналы примесных компонентов. Магматический флюид является существенно водным.

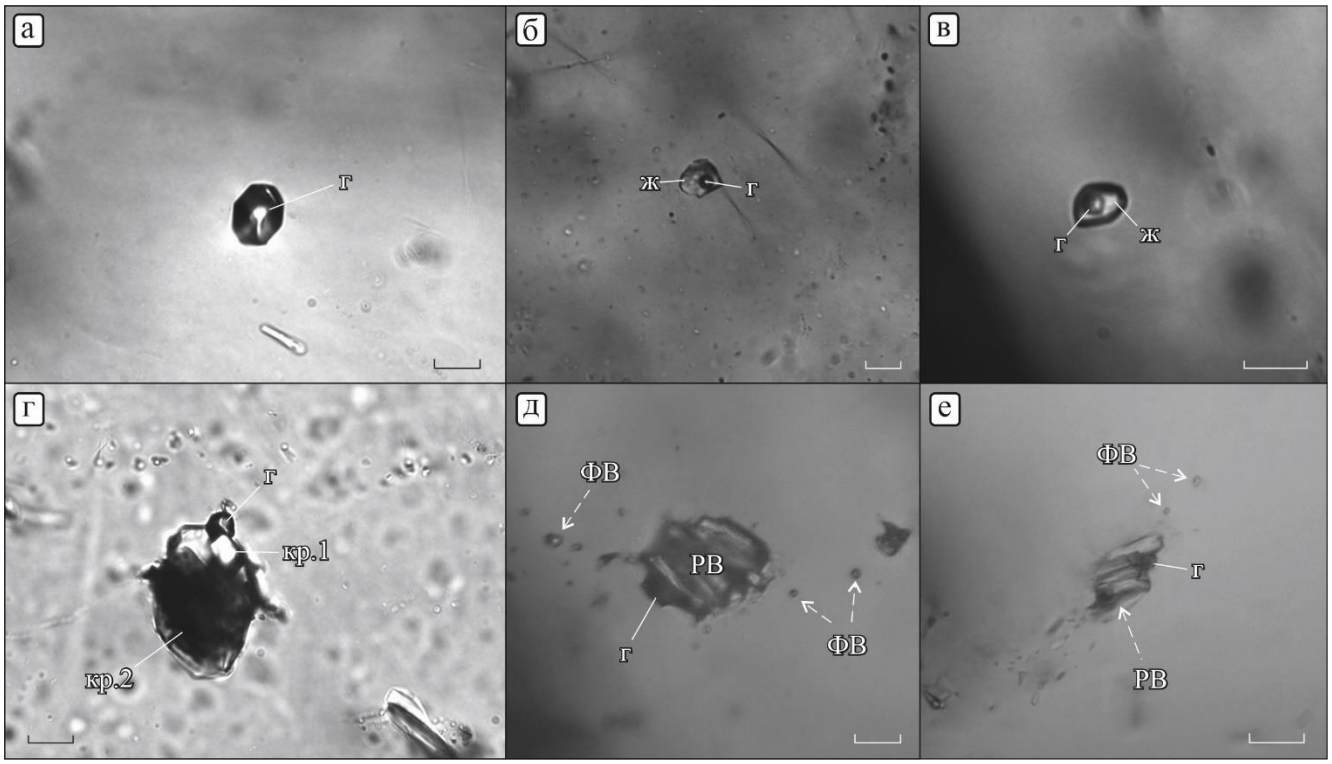


Рисунок 37. Первичные включения минералообразующих сред в кварце из гранитоидов Саханайского массива (размер масштабной линейки – 10 мкм): а – существенно газовое включение (тип 1) из гранодиорита ГИФ; б, в – газово-жидкие включения (тип 2) из монцогранитов ГИФ (б) и двуслюдяных монцолейкогранитов апикальной зоны (в); г – комбинированное включение (тип 4) из двуслюдяных монцолейкогранитов ГИФ; д, е – сингенетичные расплавные (тип 5) и газово-жидкие (тип 2) включения в монцогранитах ГИФ (д) и двуслюдяных монцолейкогранит-порфирах апикальной зоны (е).

Резюме:

Проведенные исследования состава газовой фазы флюидных и расплавных включений позволили выявить различия в активности кислорода в магмах, сформировавших гранитоиды разных фаз Соктуйского массива. Во включениях из кварца гранитоидов ГИФ в составе газовой фазы включений превалирует углекислота, в то время как в кварце аляскитов ФДИ она представлена смесью углекислоты и метана (CO_2>CH_4), редко – чистым метаном. Газовая фаза флюидных включений в кварце из щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров ФДИ представлена смесью углекислоты, метана и азота (CO_2>N_2>CH_4). Доля метана значительно возрастает в газовой фазе первичных флюидных включений в кварце кварцевых сиенитов. Наличие метана характерно и для флюида из

гранодиоритов ФДИ. Таким образом, появление метана во флюиде гранитоидов ФДИ Соктуйского массива является отражением более восстановительных условий кристаллизации их материнских магм.

При анализе методом рамановской спектроскопии, во всех изученных типах включений из кварца гранитоидов Саханайского массива не удалось зафиксировать сигналы примесных компонентов. Магматический флюид является существенно водным.

ГЛАВА 8. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

8.1. Возрастная позиция кукульбейского комплекса среди других мезозойских гранитоидов Центрального и Восточного Забайкалья

Породы кукульбейского гранит-лейкогранитного комплекса относятся к мезозойскому (J_2-K_1) этапу магматизма, проявленному на территории Центрального и Восточного Забайкалья. Как упоминалось ранее, в составе продуктов этого этапа рассматриваются также интрузии гранодиорит-гранитного амуджикано-сретенского (J_{2-3}), монцодиорит-гранодиорит-гранитного шахтаминского (J_{2-3}) и гранитного борщовочного (J_{2-3}) комплексов [Государственная…, 2010]. Ранее считалось, что формирование всех интрузивных комплексов, включая и кукульбейский, произошло субсинхронно в результате коллизионных (постколлизионных) процессов, проявленных на изучаемой территории.

Согласно Л.В. Таусону [1977] редкометалльные гранитоиды являются продуктом дифференции палингенных известково-щелочных магм, к которым относятся гранитоиды амуджикано-сретенского комплекса. Также рассматривался вариант продолжительной эволюции гранитоидных расплавов от магм амуджикано-сретенского через шахтаминский и борщовочный к кукульбейскому комплексу [Сырицо и др., 2002]. Пространственная близость интрузий гранитоидов кукульбейского и шахтаминского комплексов зачастую наводила исследователей на мысль об их генетическом родстве [Трошин и др., 1983; Козлов, 2009]. Согласно В.Д. Козлову, магмы кукульбейского и шахтаминского комплексов (несмотря на различную металлогеническую нагрузку) возникли в результате функционирования единого магматического очага [Козлов, 2011]. Анализ опубликованных за последнее десятилетие данных, а также проведение

дополнительных исследований, касающихся как изотопно-геохронологических, так и вещественных составов гранитоидов мезозойского этапа, показали отсутствие какой-либо генетической связи между перечисленными юрскими комплексами, и, что немаловажно, позволили выявить существенный для эволюции временной разрыв между формированием кукульбейского и прочих магматических комплексов.

Большинство ранее полученных датировок мезозойских гранитоидов Rb-Sr-, K-Ar-, Ar-Ar- методами зачастую противоречивы или дают широкий диапазон внедрения интрузий того или иного комплекса [Геологическая…, 2010; 2012]. В ходе уточняющих U-Pb-геохронологических исследований (на данный момент датирование магматического циркона является наиболее надежным критерием оценки возраста изверженных пород благодаря высокой температуре закрытия U-Th-Pb-изотопной системы) нами был установлен возраст пород основных фаз гранитоидных интрузий, относящихся к упомянутым выше комплексам [Нарыжнова и др., 2023]: Антийский (шахтаминский комплекс), Борщовочный (борщовочный комплекс) и Сретенский (амуджикано-сретенский комплекс) массивы.

Исследованные кристаллы циркона из гранитоидов шахтаминского, амуджикано-сретенского и борщовочного комплексов хорошо огранены и имеют магматический облик, среди них встречаются кристаллы как с преобладанием призм, так и с близким развитием граней призм и дипирамид ($К_{уд}$ варьирует от 0.9 до 6.0). Весь проанализированный циркон характеризуется преимущественно ростовой зональностью. Содержание U и Th/U-отношения: Борщовочный массив (326–5534 г/т и 0.08–0.55 соответственно), Сретенский массив (723–2720 г/т и 0.14–0.93 соответственно) и Антийский массив (156–555 г/т и 0.45–0.94 соответственно). Морфология, внутреннее строение и концентрации Th и U, согласно принятым критериям [Pupin, 1980; Hoskin et al., 2003], позволяют уверенно идентифицировать циркон как магматический. Наиболее древние (позднеюрские) возраста получены для пород шахтаминского комплекса (Антийский массив, 163± 1 и 162± 1 млн лет) (рисунки 38а, б). Близкие возрастные значения наблюдаются для пород

Борщовочного (157± 1 млн лет) (рисунок 38в) и Сретенского (157± 1 млн лет) (рисунок 38г) массивов. Таким образом, установлена субсинхронность внедрения интрузий амуджикано-сретенского и шахтаминского, а также близкое время формирования гранитоидов борщовочного комплекса. В это же время, для всех интрузивных фаз крупнейших интрузий кукульбейского комплекса – Соктуйской (петротип) и Саханайской – были получены раннемеловые оценки возраста пород (см. Главу 4).

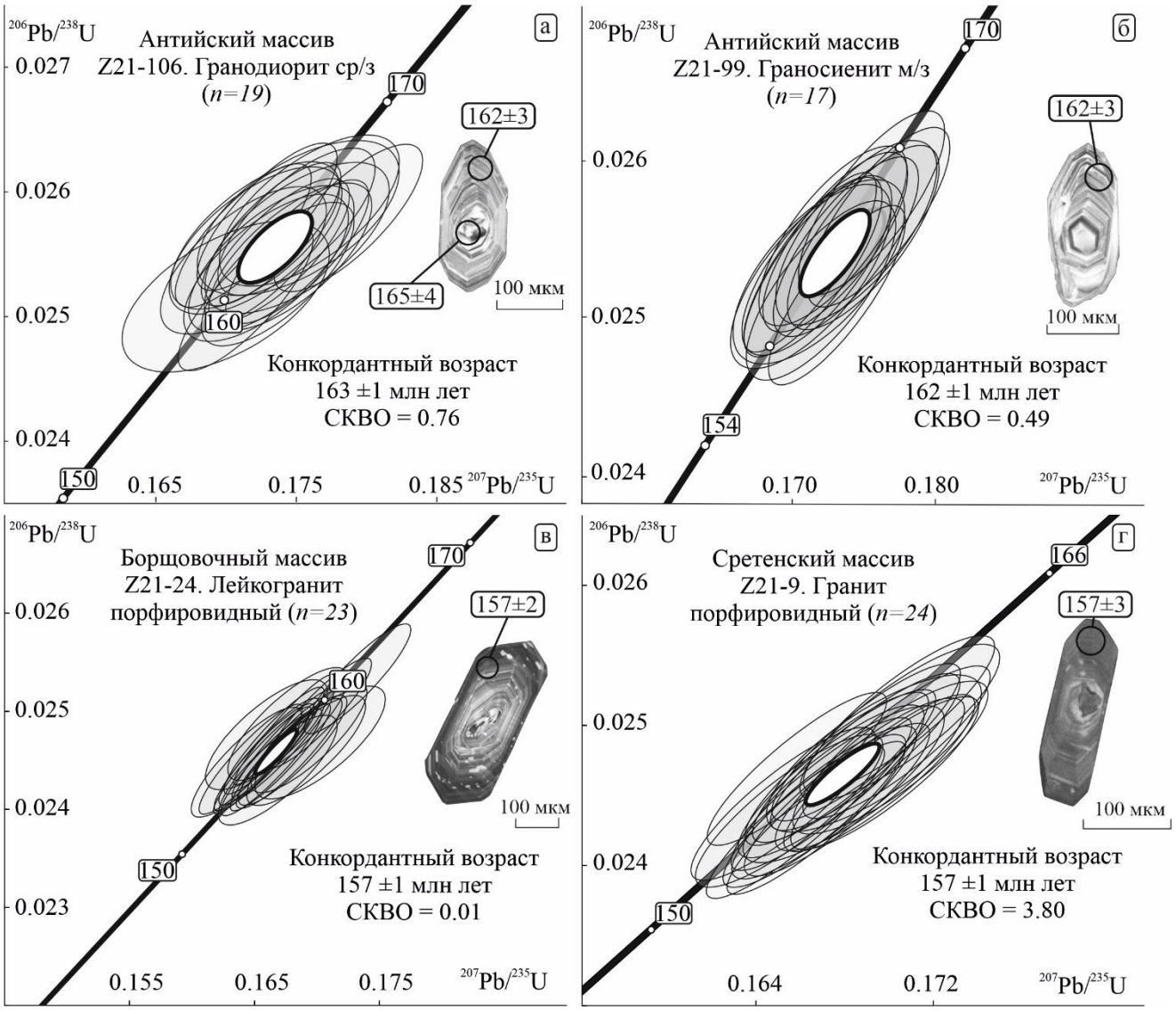


Рисунок 38. Диаграммы с конкордиями и катодолюминесцентные изображения циркона из гранитоидов Центрального и Восточного Забайкалья [Нарыжнова и др., 2023]

Сопоставление авторских и литературных данных по U-Pb-датированию циркона из различных фаз обсуждаемых в работе комплексов показало, что формирование гранитоидов кукульбейского комплекса на 10-12 млн лет отстает от

времени формирования гранитоидов других комплексов (рисунок 39). Согласно проведенным исследованиям, становление гранитоидов кукульбейского комплекса произошло в раннем мелу (145-139 млн лет).

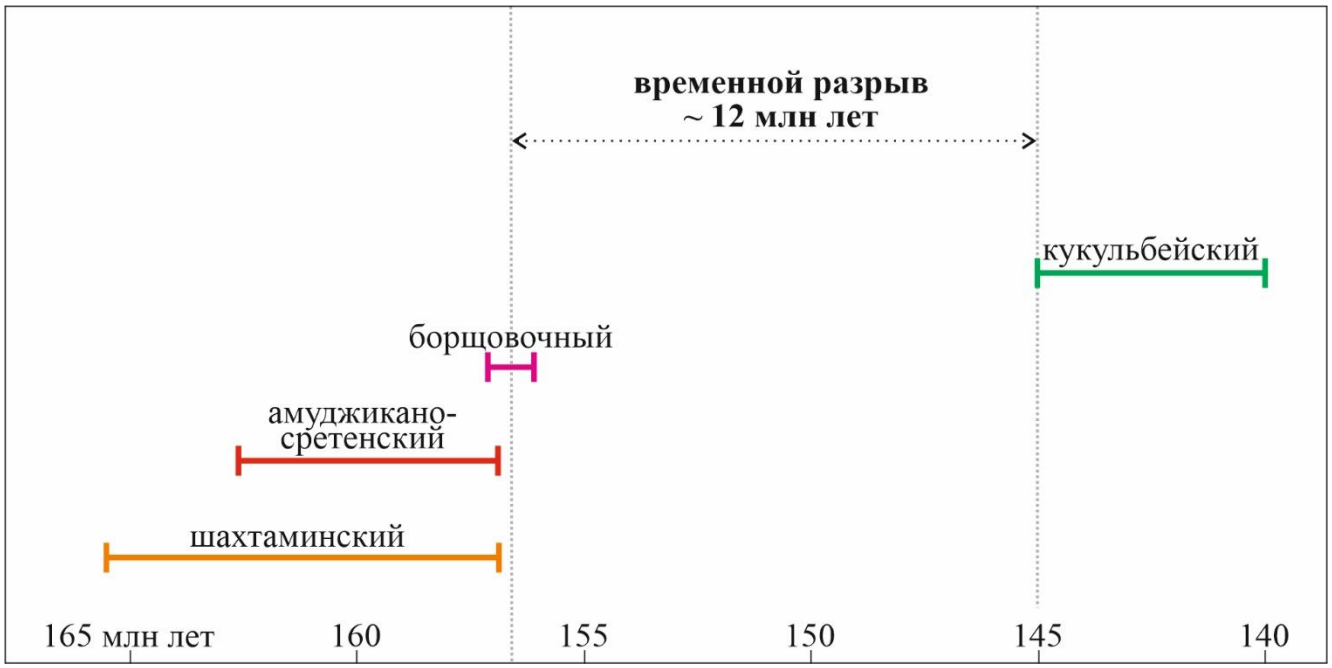


Рисунок 39. Обобщенные данные по результатам U-Pb датирования циркона из мезозойских гранитоидов Центрального и Восточного Забайкалья: шахтаминского [Берзина и др., 2013; Nevolko et al., 2021; Svetlitskaya et al., 2022; Нарыжнова и др., 2023; Редин и др., 2024], амуджикано-сретенского [Берзина и др., 2015; Нарыжнова и др., 2023], борщовочного [Нарыжнова и др., 2023] и кукульбейского комплексов [Коваленко и др., 2000; Иванова и др., 2021; Нарыжнова и др., 2023; 2025]

Таким образом, гранит-лейкогранитная ассоциация кукульбейского комплекса отстоит во времени от предшествующих гранитоидов и является результатом отдельного термального события, произошедшего в начале раннего мела.

Представленные данные позволяют сформулировать **первое защищаемое положение**:

Гранитоиды Соктуйского и Саханайского массивов, относящиеся к ранней фазе кукульбейского комплекса, имеют раннемеловой (145-139 млн лет) возраст. Их внедрение произошло на 10-12 млн лет позже формирования других мезозойских гранитоидов Центрального и Восточного Забайкалья.

8.2. Геохимическая типизация гранитоидов ранней фазы кукульбейского комплекса

Выделение кукульбейского комплекса в качестве отдельного магматического этапа на рассматриваемой территории МОСП, подтверждается вещественными и изотопными характеристиками пород.

В составе всех мезозойских комплексов присутствуют гранодиориты-граниты-лейкограниты нормального и умеренно-щелочного ряда. Все изученные породы можно разделить на магнезиальную (амуджикано-сретенский, шахтаминский и большинство гранитоидов борщовочного комплекса) и железистую (кукульбейский комплекс) серии (рисунок 40а). По соотношению щелочей и кальция породы кукульбейского комплекса относятся к известково-щелочной, реже щелочной сериям (рисунок 40б), в то время как остальные гранитоиды соответствуют полям щелочно-известковистых и известково-щелочных составов (рисунок 40б). По соотношению глинозема, щелочей и кальция (рисунок 40в) породы шахтаминского комплекса являются низкоглиноземистыми, а породы кукульбейского и борщовочного – высокоглиноземистыми. Гранитоиды амуджикано-сретенского комплекса попадают на границу между высоко- и низкоглиноземистыми составами.

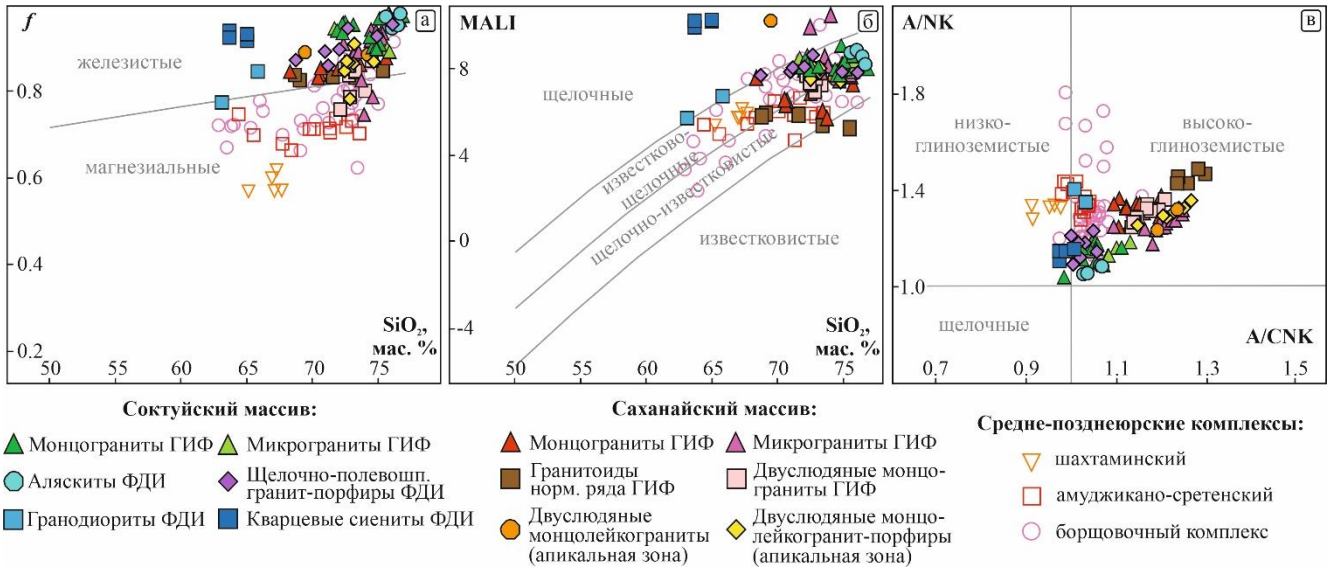


Рисунок 40. Классификационные диаграммы для гранитоидов мезозойского этапа магматизма: а-в – «SiO_2 (мас. %)-*f* (железистость)», «SiO_2 (мас. %)-MALI», «A/CNK-A/NK» [Frost et al., 2001].

f = [FeO_{Tot}/(FeO_{Tot}-MgO)] (мол. кол.), A/CNK = [Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)] (мол. кол.), A/NK = [Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)] (мол. кол.), MALI = [Na_2O+K_2O-CaO] (мол. кол.).

В целом, в породах кукульбейского комплекса проявлены повышенные концентрации высокозарядных элементов, не типичные для большинства мезозойских гранитоидов. На диаграмме [Whalen et al., 1983] гранитоиды кукульбейского комплекса попадают как в область анорогенных, так и в область фракционированных расплавов I- и S- гранитоидов (рисунок 41а, б). Гранитоиды амуджикано-сретенского и шахтаминского комплексов соответствуют области нефракционированных гранитоидов I-, S- типа. Породы борщовочного комплекса расположены на границе между нефракционированными и анорогенными гранитоидами. А.В. Гребенниковым было показано, что на дискриминантных диаграммах [Whalen et al., 1987] происходит перекрытие составов анорогенных и фракционированных гранитов. По соотношению породообразующих окислов на диаграмме [Гребенников, 2014] (рисунок 41в) породы кукульбейского комплекса попадают в область гранитоидов A_2-типа, в то время как гранитоиды остальных комплексов соответствуют S- и I-типу.

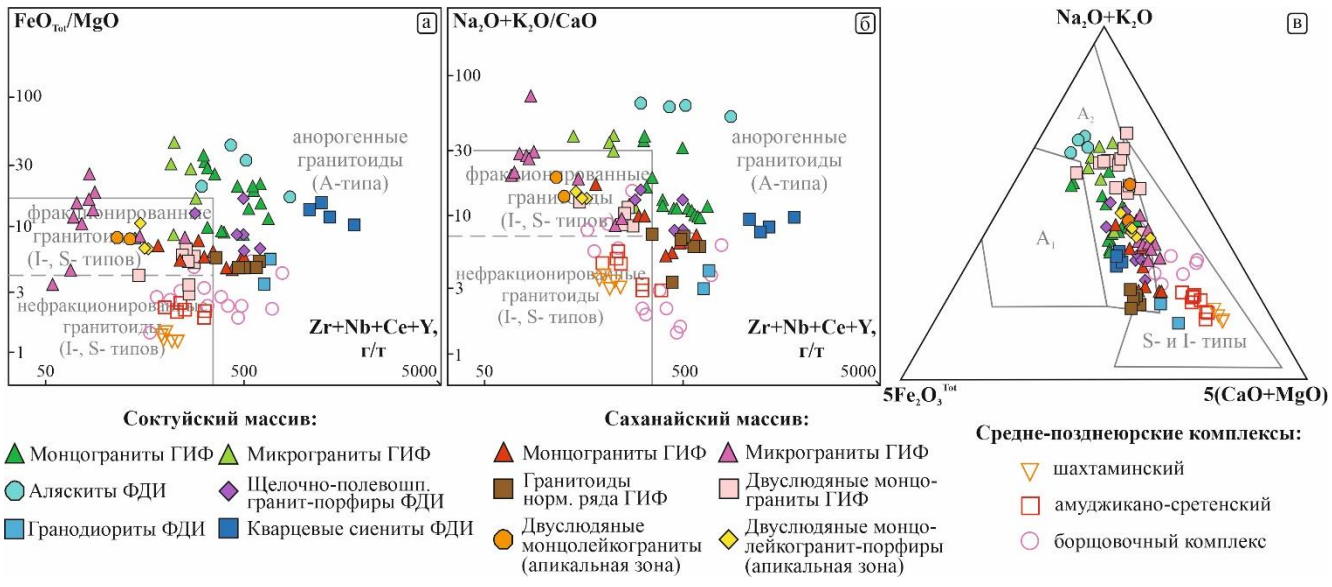


Рисунок 41. Дискриминантные диаграммы для гранитоидов кукульбейского комплекса: а, б – «[FeO^{Tot}/MgO] (мас. %)-[Zr+Nb+Ce+Y] (г/т)» и «[(Na_2O+K_2O)/CaO] (мас. %)-[Zr+Nb+Ce+Y] (г/т)», соответственно [Whalen et al., 1987], в – «[(Na_2O+K_2O)-Fe_2O_3*5-(CaO+MgO)*5] (мол. кол.)» [Гребенников, 2014].

Изотопный состав Sm-Nd и $\delta^{18}O$ в мезозойских гранитоидах Центрального и Восточного Забайкалья представлен в (таблице 5). Среди гранитоидов *Аргунского блока* самые низкие значения $\varepsilon_{Nd(t)}$ характерны для пород борщовочного и амуджикано-сретенского комплекса: -2.8 и -2.9, соответственно. В гранитоидах шахтаминского комплекса значения $\varepsilon_{Nd(t)}$ варьируют от отрицательных в Шахтаминском массиве (от -2.7 до -1.1) до слабоположительных в Антийском массиве (от +0.6 до +0.8). Для гранитоидов кукульбейского комплекса (Соктуйский массив) характерны как слабоотрицательные значения $\varepsilon_{Nd(t)}$ = -0.8 в породах ГИФ, так и слабоположительные значения в породах ФДИ ($\varepsilon_{Nd(t)}$ от 0 до +1.3). Для гранитоидов *Агинского блока* (Саханайский массив) наблюдаются вариации $\varepsilon_{Nd(t)}$ от -3.8 до -1.0. В целом, в породах исследуемых комплексов наблюдается взаимосвязь между радиогенным составом неодима и содержанием $\delta^{18}O$. Как правило, пониженным $\varepsilon_{Nd(t)}$ соответствуют повышенные значения $\delta^{18}O$ (таблица 5). Подобное характерно для гранитоидов борщовочного, амуджикано-сретенского комплексов, а также наблюдается в гранитоидах ГИФ кукульбейского комплекса. Повышенные содержания $\delta^{18}O$ (более 9.5‰) могут свидетельствовать о существенном вкладе зрелого корового материала [O`Neil et al., 1977; Harris et al., 1997].

Таблица 5. Sm-Nd и $\delta^{18}O$ изотопные составы мезозойских гранитоидов Центрального и Восточного Забайкалья

Массив	Порода	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\varepsilon_{Nd\,(t)}$	$t_{Nd(DM-2)}$, млн лет	$\delta^{18}O_{SMOW}$ ‰, среднее
Шахтамин-ский*	Монцонит*	0.108147	0.512489	-1.10	1057	–
	Гранит*	0.088737	0.512386	-2.70	1189	
Антийский	Граносиенит	0.108076	0.512274	0.57	920	
	Гранит	0.105278	0.512581	0.78	904	
Сретенский	Лейкогранит	0.108100	0.512405	-2.78	1194	10.8
Борщовочный	Лейкогранит	0.081210	0.512374	-2.91	1203	11.9

Таблица 5 (окончание)

Массив	Порода	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\varepsilon_{Nd\,(t)}$	$t_{Nd(DM-2)}$, млн лет	$\delta^{18}O_{SMOW}$ ‰, среднее
Соктуйский	Монцолейкогранит ГИФ	0.112636	0.512517	-0.83	1021	9.8
	Аляскит ФДИ	0.113109	0.512573	0.27	931	9.3
	Щелочно-полевошпатовый гранит-порфир ФДИ	0.103553	0.512568	0.33	924	9.7
	Гранодиорит ФДИ	0.106320	0.512555	0.01	950	–
	Кварцевый сиенит ФДИ	0.080156	0.512595	1.25	847	9.3
Саханайский	Монцолейкогранит ГИФ	0.126981	0.512483	-1.76	1098	10.0
	Гранодиорит ГИФ	0.113623	0.512450	-2.18	1131	10.9
	Двуслюдяной монцолейкогранит ГИФ	0.102573	0.512356	-3.77	1267	10.5
	Двуслюдяной монцолейкогранит (апикальная зона)	0.118756	0.512518	-0.95	1029	11.2

*данные взяты из работы [Berzina et al., 2013]

Согласно полученным данным, на мезозойском этапе произошло последовательное внедрение нескольких типов геохимически отличимых гранитоидов. Первыми, в период 166-155 млн лет, образовались интрузии шахтаминского комплекса, гранитоиды которого относятся к I-типу. Близкие по времени образования гранитоиды амуджикано-сретенского и борщовочного комплексов (163-157 млн лет, соответственно) относятся к промежуточному I-S-типу. При этом, гранитоиды борщовочного массива являются более глиноземистыми и по изотопным (Sm-Nd- и $\delta^{18}O$-) данным характеризуются несколько более высокой долей зрелого корового материала в источнике первичных магм. Отметим, что гранитоиды всех перечисленных ассоциаций являются магнезиальными (по классификации [Frost et al., 2001]).

Мезозойский гранитоидный магматизм Центрального и Восточного Забайкалья завершился внедрением гранитоидов кукульбейского комплекса. Все

рассматриваемые породы ранней фазы кукульбейского комплекса (145-139 млн лет) обогащены глиноземом, но при этом проявляют высокую железистость и близость к анорогенным гранитоидам, что не характерно для предшествующих интрузивных комплексов.

В свою очередь, по содержанию типоморфных элементов, набору породообразующих и акцессорных минералов (а также их составу) среди гранитоидов ранней фазы кукульбейского комплекса наблюдаются существенные различия, не позволяющие относить все породы к единому геохимическому типу (таблица 6, таблица 7). Детальное изучение интрузивных фаз, обнаруженных в составе Соктуйского и Саханайского массивов, показало существенные неоднородности в составе ранней фазы кукульбейского комплекса.

В составе Соктуйского массива выделяется главная интрузивная фаза и фаза дополнительных интрузий [Кузьмин, Антипин, 1965; Коваленко и др., 2000]. Монцо- граниты-лейкограниты ГИФ являются более глиноземистыми ($A/CNK_{ср.зн.}$ = 1.03-1.07), нежели породы ФДИ ($A/CNK_{ср.зн.}$ = 0.95-1.05). К тому же, последние содержат породообразующий железистый амфибол (железистый паргасит-железистый эденит) и ядра клинопироксена. За исключением железистого-биотита из гранодиоритов, железистость остальных темных слюд превышает 89 %. Оксидная минерализация пород ГИФ Соктуйского массива и щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров ФДИ представлена магнетитом и ильменитом. В остальных породах присутствует исключительно ильменит. В некоторых разновидностях присутствуют идиоморфные зональные кристаллы алланита. Для щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров ФДИ характерны рабдофан, флюоцерит, паризит и бастнезит. Флюорит встречается только в гранитоидах ГИФ и щелочно-полевошпатовых гранит-порфирах ФДИ.

Гранитоиды ГИФ Соктуйского массива обогащены фтором и литофильными редкими элементами (Li, Rb, Cs, а также, по данным предшественников – Be, Sn и W) и относятся к породам главной фазы гранитоидов редкометалльно-плюмазитового типа (таблица 6). Аляскиты и щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры ФДИ содержат значительно меньшие концентрации фтора и

литофильных элементов. В них наблюдается относительное обогащение высокозарядными элементами и, в меньшей степени РЗЭ, умеренно-щелочной характер. Гранодиориты обладают схожими характеристиками с гранитоидами известково-щелочного типа (сопоставимые концентрации Rb и Sr, а также близкие значения Na_2O/K_2O, K/Rb, Ba/Sr отношений), но, в отличие от последних, содержат повышенные концентрации TiO_2, P_2O_5, Zr и других высокозарядных элементов. Кварцевые сиениты – ультракалиевые железистые породы умеренно-щелочного ряда. По содержанию высокозарядных элементов и по соотношению ряда петрогенных оксидов (рисунок 41в) породы ФДИ Соктуйского массива относятся к умеренно-щелочным гранитам A_2-типа, возникшим в обстановках растяжения.

Таблица 6. Сравнительные характеристики разновидностей Соктуйского массива. Сокращения минералов даны согласно [Warr, 2021]

Интрузивная фаза	Главная		Дополнительная			
Разновидность	Монцо-граниты-лейкограниты	Микролейко-граниты	Аляскиты	Щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры	Гранодиориты	Кварцевые сиениты
Породообразующие	Qz, Afs, Pl, Sid	Qz, Afs, Pl, Sid	Qz, Afs, Ab, Sid, **±Fe-Ed – Fe-Prg**	Qz, Afs, Pl, **Fe-Ed – Fe-Prg**, Sid	Qz, Pl, Afs, Cpx, **Fe-Ed**, Fe-Bt	Qz, Pl, Afs, **Fe-Ed – Fe-Prg**, Sid – Fe-Bt
Акцессорные	Zrn, **Mag, Ilm**, **Aln**, Mnz, Ap, Fl	Zrn, Fl	Zrn, Mnz, **Ilm**, Chv (?)	Zrn, **Mag, Ilm**, **Aln**, Mnz, Ap, Rbd, Fl, Cas, Ru, Fcrt, Bsn, Prs	Zrn, Ap, **Ilm**	Zrn, Ap, **Aln**, **Ilm**
F (слюда), мас. %	$\frac{0.82-1.12}{1.00}$	$\frac{1.09-1.51}{1.24}$	$\frac{0.04-0.23}{0.10}$	$\frac{0.43-1.10}{0.89}$	$\frac{0.73-1.18}{0.96}$	$\frac{0.26-0.41}{0.33}$
Cl (слюда), мас. %	$\frac{0.23-0.45}{0.33}$	$\frac{0.16-0.34}{0.28}$	$\frac{\mathbf{0.53-0.71}}{\mathbf{0.63}}$	$\frac{\mathbf{0.36-0.60}}{\mathbf{0.50}}$	$\frac{\mathbf{0.63-0.80}}{\mathbf{0.72}}$	$\frac{\mathbf{0.59-0.83}}{\mathbf{0.72}}$
$f_{ср. зн.}$ (слюда)	93	99	100	89	76	96
A/CNK	$\frac{\mathbf{0.98-1.11}}{\mathbf{1.03}}$	$\frac{\mathbf{1.01-1.13}}{\mathbf{1.07}}$	$\frac{1.02-1.07}{1.05}$	$\frac{0.99-1.05}{1.01}$	$\frac{0.97-1.00}{0.99}$	$\frac{0.96-1.00}{0.98}$
F, мас. %	$\frac{\mathbf{0.13-0.43}}{\mathbf{0.29}}$	$\frac{\mathbf{0.03-0.31}}{\mathbf{0.15}}$	**0.02**	$\frac{0.03-0.23}{0.13}$	$\frac{0.11-0.14}{0.13}$	$\frac{0.04-0.06}{0.05}$
Rb+Cs+Li, г/т	$\frac{\mathbf{356-628}}{\mathbf{441}}$	$\frac{\mathbf{359-685}}{\mathbf{501}}$	$\frac{196-250}{220}$	$\frac{220-545}{316}$	$\frac{202-207}{204}$	$\frac{135-202}{172}$
Sr, г/т	$\frac{6-77}{37}$	$\frac{4-12}{7}$	$\frac{3-5}{4}$	$\frac{\mathbf{46-228}}{\mathbf{141}}$	$\frac{\mathbf{383-464}}{\mathbf{423}}$	$\frac{36-82}{55}$
Zr, г/т	$\frac{83-380}{244}$	$\frac{6-137}{102}$	$\frac{252-678}{409}$	$\frac{161-434}{306}$	$\frac{477-516}{496}$	$\frac{958-1154}{1049}$
REE, г/т	$\frac{191-423}{302}$	$\frac{27-158}{98}$	$\frac{32-327}{178}$	$\frac{152-330}{250}$	$\frac{260-266}{263}$	$\frac{\mathbf{233-1198}}{\mathbf{585}}$
P_2O_5, мас. %	$\frac{0.01-0.06}{0.03}$	$\frac{0.01-0.04}{0.02}$	$\frac{0.01-0.02}{0.01}$	$\frac{0.01-0.11}{0.07}$	$\frac{0.19-0.30}{0.24}$	$\frac{10.03-0.08}{0.06}$
Геохимический тип	редкометалльный плюмазитовый(A_2 – тип)		умеренно-щелочной (A_2 – тип)			

Все гранитоиды Саханайского и Зур-Ундурского интрузивов являются высокоглиноземистыми ($A/CNK_{ср.зн.}$ > 1.11), и повсеместно содержат сидерофиллит, хотя в некоторых петрографических разновидностях присутствует и железистый мусковит (таблица 7). Железистость сидерофиллита в гранитоидах Саханайского массива варьирует от 94 до 99 %. Во всех породах отсутствует магнетит: оксидная минерализация представлена в виде ильменита, а в породах апикальной зоны встречается также рутил. Во всех гранитоидах наблюдается повышенное количество апатита, ксенотима, монацита, флюорита. Также в составе некоторых разновидностей присутствует турмалин, изредка – гранат.

Высокие концентрации фтора характерны для гранитоидов нормального ряда (гранодиориты-граниты-лейкограниты) ГИФ Саханайского массива, а также для монцо- гранитов-лейкогранитов апикальной зоны. При этом, во всех разновидностях наблюдаются повышенные содержания литофильных редких элементов (Li, Rb, Cs) и фосфора (!) (для сравнения, максимальные концентрации фосфора наблюдаются лишь в гранодиоритах Соктуйского массива – 0.19-0.30 мас. %, в остальных гранитоидах Соктуйского массива концентрации фосфора незначительны). В некоторых разновидностях Саханайского массива наблюдаются повышенные содержания высокозарядных и редкоземельных элементов. На дискриминантных диаграммах (рисунок 41а-в) породы Саханайского массива соответствуют анорогенным гранитоидам. Но, учитывая повышенную глиноземистость, обогащение фтором, литием, рубидием и цезием, породы главной и апикальной зоны Саханайского массива все же относятся к редкометалльно-плюмазитовому типу.

Таблица 7. Сравнительные характеристики разновидностей Саханайского массива. Сокращения минералов даны согласно [Warr, 2021]

	Главная интрузивная фаза				Апикальная зона	
Разновидность	Гранодиориты-граниты-лейкограниты ср/з	Двуслюдяные монцолейко-граниты ср/з	Монцограниты порфировидные кр/з	Микро-лейкограниты	Монцолейкограниты порфировидные кр/з	Монцолейко-гранит-порфиры
Породообразующие	Qz, Afs, Pl, Sid, ±Fe-Ms	Qz, Afs, Pl, Sid, Fe-Ms	Qz, Afs, Pl, Sid, ±Fe-Ms	Qz, Afs, Pl, Fe-Ms, ±Tur	Qz, Afs, Pl, Sid, Fe-Ms	Qz, Afs, Pl, Sid, Fe-Ms
Акцессорные	**Ilm**, Zrn, **Ap**, Mnz, Xnt, **Tur**, Fl	**Ilm**, Zrn, **Ap**, Mnz, Xnt	**Ilm**, Zrn, **Ap**, Mnz, Xnt, **Tur**, Fl	**Ilm**, Zrn, **Ap**, Mnz, Xnt, **Tur, Grt**	Zrn, **Ap**, Mnz, Xnt, Fl, Ru**, Grt**	**Ilm**, Zrn, **Ap**, Mnz, Xnt, **Tur**, Fl, Ru
F (Sid), мас. %	$\frac{\mathbf{1.13-1.64}}{\mathbf{1.30}}$	$\frac{0.79-1.03}{0.85}$	$\frac{0.20-0.6}{0.63}$	отсутствует	$\frac{\mathbf{1.26-1.58}}{\mathbf{1.37}}$	$\frac{\mathbf{0.88-2.76}}{\mathbf{1.20}}$
Cl (Sid), мас. %	$\frac{0.03-0.05}{0.04}$	$\frac{<0.02-0.02}{0.02}$	$\frac{0.05-0.06}{0.06}$		$\frac{0.04-0.05}{0.04}$	$\frac{<0.02-0.04}{0.02}$
$f_{ср.\ зн.}$ (Sid)	98	98	97		95	97
A/CNK	$\frac{\mathbf{1.19-1.23}}{\mathbf{1.21}}$	$\frac{\mathbf{1.12-1.19}}{\mathbf{1.15}}$	$\frac{\mathbf{1.06-1.18}}{\mathbf{1.11}}$	$\frac{\mathbf{1.06-1.55}}{\mathbf{1.19}}$	$\frac{\mathbf{1.15-1.19}}{\mathbf{1.17}}$	$\frac{\mathbf{1.13-1.22}}{\mathbf{1.18}}$
F, мас. %	$\frac{\mathbf{0.14-0.26}}{\mathbf{0.20}}$	$\frac{\mathbf{0.02-0.05}}{\mathbf{0.03}}$	$\frac{0.10-0.19}{0.14}$	$\frac{0.02-0.30}{0.10}$	$\frac{\mathbf{0.29-0.35}}{\mathbf{0.32}}$	$\frac{\mathbf{0.16-0.42}}{\mathbf{0.27}}$
Rb+Cs+Li, г/т	$\frac{\mathbf{528-817}}{\mathbf{655}}$	$\frac{364-421}{393}$	$\frac{245-398}{346}$	$\frac{297-881}{500}$	$\frac{\mathbf{600-673}}{\mathbf{636}}$	$\frac{\mathbf{515-793}}{\mathbf{612}}$
Sr, г/т	$\frac{88-94}{93}$	$\frac{78-118}{106}$	$\frac{63-221}{151}$	$\frac{3-100}{33}$	$\frac{56-74}{65}$	$\frac{40-75}{61}$
Zr, г/т	$\frac{\mathbf{195-326}}{\mathbf{284}}$	$\frac{75-160}{135}$	$\frac{\mathbf{81-368}}{\mathbf{231}}$	$\frac{8-73}{26}$	$\frac{57-64}{60}$	$\frac{72-84}{79}$
REE, г/т	$\frac{\mathbf{252-436}}{\mathbf{354}}$	$\frac{101-206}{171}$	$\frac{\mathbf{142-384}}{\mathbf{254}}$	$\frac{7-86}{28}$	$\frac{53-62}{60}$	$\frac{77-86}{83}$
P_2O_5, мас. %	$\frac{\mathbf{0.18-0.26}}{\mathbf{0.21}}$	$\frac{\mathbf{0.06-0.14}}{\mathbf{0.10}}$	$\frac{\mathbf{0.07-0.34}}{\mathbf{0.16}}$	$\frac{\mathbf{0.04-0.33}}{\mathbf{0.10}}$	$\frac{\mathbf{0.18-0.24}}{\mathbf{0.21}}$	$\frac{\mathbf{0.10-0.24}}{\mathbf{0.19}}$
Геохимический тип	редкометалльный плюмазитовый (A_2 – тип)					

Представленные данные позволяют сформулировать **второе защищаемое положение:**

По особенностям химизма гранитоиды ранней фазы кукульбейского комплекса не имеют вещественных аналогов среди юрских гранитоидов Центрального и Восточного Забайкалья. Всем раннемеловым породам Саханайского и Соктуйского массива присущи черты анорогенных гранитоидов. При этом только гранитоиды главной интрузивной фазы обогащены фтором и литофильными элементами и принадлежат к геохимическому типу редкометалльно-плюмазитовых гранитов.

8.3. Неоднородность состава гранитоидов Соктуйского и Саханайского массивов как отражение особенностей их петрогенезиса

В многочисленных работах, посвященных изучению гранитоидов кукульбейского комплекса, особое внимание уделяется рудоносным дифференциатам. Ограниченно редкометалльные граниты первой фазы комплекса, вероятно, в связи с экономически незначимыми концентрациями редких металлов, остаются «за кадром». Однако, изучение именно ранней фазы может внести существенное дополнение к вопросу происхождения редкометалльных плюмазитовых гранитов не только Забайкальской, но и других редкометалльных провинций мира.

Одной из ключевых проблем является проблема источника магматического флюида. На данный момент существует две основные гипотезы его происхождения: первая объясняет появление флюида за счет мантийного привноса [Ярмолюк, Кузьмин, 2012], во второй рассуждается о происхождении высокофтористого флюида за счет плавления нижнекоровых субстратов [Cuney, Barbie, 2014; Antipin et al., 2016]. Новые данные об особенностях минералогии, геохимии и флюидного режима обнаруженных нами и не изученных ранее петрографических разновидностей в пределах двух крупных интрузий кукульбейского комплекса вносят дополнительный вклад в понимание как

источника флюида, так и особенностей петрогенезиса редкометалльных гранитоидов Центрального и Восточного Забайкалья.

В ходе проведенных исследований установлена высокая железистость как пород, так и темноцветных минералов (слюд и амфиболов). Среди оксидной минерализации во всех породах отмечается повышенное содержание ильменита. Значения △FMQ, рассчитанные по редкоэлементному составу акцессорного циркона из всех разновидностей пород, отрицательны (от -1.3 до -4.3). В целом, петрогеохимический состав пород и минералов свидетельствует о восстановленном составе магматического расплава.

Однако, в гранитоидах Соктуйского массива зафиксировано отличие окислительно-восстановительных условий формирования гранитоидных магм, образовавших отдельные фазы и группы пород. В двух разновидностях (гранитоидах ГИФ и щелочно-полевошпатовых гранит-порфирах ФДИ) присутствует как ильменит, так и магнетит, в остальных (аляскитах, гранодиоритах, кварцевых сиенитах) – только ильменит. На разницу в фугитивности кислорода в расплавах также указывает состав газовой фазы флюидных включений, которые сингенетичны с расплавными включениями в гранитоидах ГИФ и ФДИ Соктуйского массива. Во включениях из кварца гранитоидов ГИФ превалирует углекислый состав газовой фазы, в то время как в кварце аляскитов ФДИ она представлена смесью углекислоты и метана (CO_2>CH_4), редко – чистым метаном. Флюидные включения из кварца щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров ФДИ содержат смесь углекислоты, метана и азота (CO_2>N_2>CH_4). Доля метана значительно возрастает во флюиде магмы, сформировавшей тела кварцевых сиенитов. В большинстве включений водных флюидов в кварце в качестве примеси установлен исключительно метан. Примеси метана характерны для флюида гранодиоритов. Появление метана во флюиде аляскитов, щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров, гранодиоритов и кварцевых сиенитов ФДИ является отражением более восстановительных условий кристаллизации их материнских магм.

Многочисленные работы, посвященные химическому составу слюд [Маракушев, Тарарин, 1965; Бушляков, Холоднов, 1986; Li et al., 2020; и др.], показали их информативность в отношении условий кристаллизации пород и некоторых особенностей состава родоначальных магм. Для определения возможных источников флюида И.Н. Бушляков и В.В. Холоднов [Бушляков, Холоднов, 1986] предложили использовать в качестве ключевых элементов хлор и фтор слюд (рисунок 42). Работами упомянутых авторов было показано, что источником хлора являются исключительно мантийные расплавы, в то время как фтор может иметь и коровую природу. Отметим, что данные построения вряд ли применимы для кратонных областей с мощным осадочным чехлом, содержащим толщи соленосных отложений или эвапоритов, однако для складчатых сооружений логичность этого подхода не вызывает сомнений. Так, для пород Соктуйского массива установлено, что слюды аляскитов, кварцевых сиенитов и гранодиоритов ФДИ обогащены хлором и обеднены фтором. Слюды остальных пород массива демонстрируют обратную картину: они обогащены фтором по сравнению с хлором. При этом в сидерофиллите из гранитоидов Саханайской интрузии концентрации хлора едва превышают уровень определения (до 0.06 мас. %). На диаграмме (рисунок 42) эти составы соответствуют коровому флюиду.

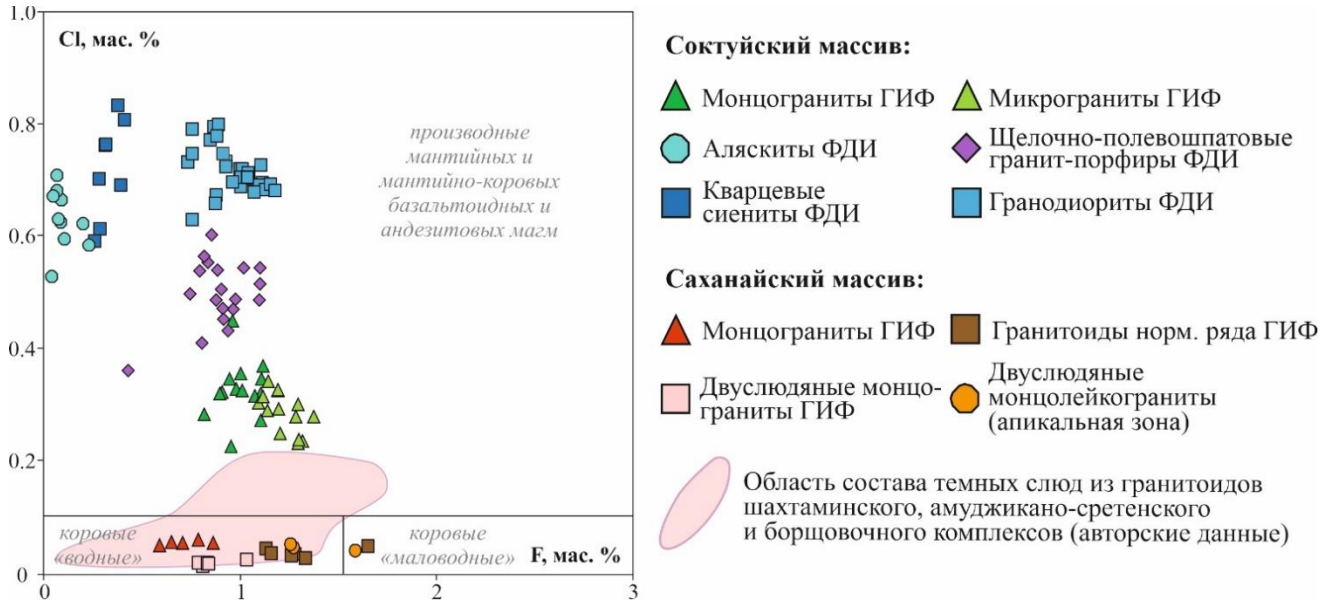


Рисунок 42. Соотношения хлора и фтора в темных слюдах из пород Соктуйского и Саханайского массива. Поля по [Бушляков, Холоднов, 1986].

При изучении биотитов из гранитоидов Урала Г.Б. Ферштатер и Н.С. Бородиной была установлена зависимость содержания глинозема и титана в слюдах и глубины становления массива [Ферштатер, Бородина, 1975]. Применение данного подхода для слюд из гранитоидов Соктуйского массива (рисунок 43) показывает, что самыми глубинными породами являются кварцевые сиениты и гранитоиды ФДИ. Монцо- граниты-лейкограниты ГИФ формировались в гипабиссальных условиях, а микролейкограниты ГИФ относятся к близповерхностным интрузивным образованиям. Малые глубины образования характерны и для пород Саханайской интрузии (рисунок 43).

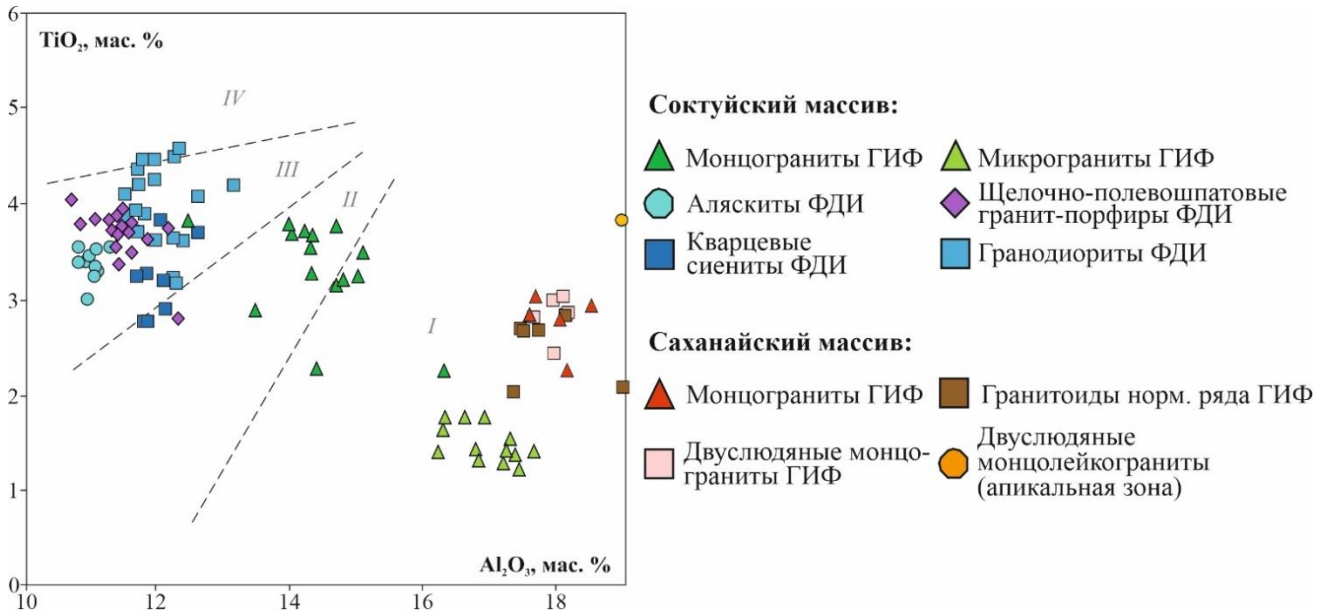


Рисунок 43. Зависимость содержания TiO_2 и Al_2O_3 в биотитах [Ферштатер, Бородина, 1975]. Фация: I – субвулканическая, II – гипабиссальная, III – мезоабиссальная, IV – абиссальная.

Повышенные концентрации хлора в слюдах из гранитоидов ФДИ Соктуйского массива ограничивают применение Bt-термометра (максимальные концентрации Cl для расчета составляют 0.52 мас. %, [Li, Zhang, 2022]), поэтому температуры получены лишь для двух разновидностей: монцогранитов ГИФ и щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров ФДИ. Полученные данным методом значения температур кристаллизации пород Соктуйского и Саханайского массивов значительно не отличаются (рисунок 44) и изменяются в диапазоне от 702-786 °C.

Оценки температуры кристаллизации гранитных расплавов, вычисленные через концентрации Ti в цирконе [Ferry, Watson, 2007], показали значительный

разброс температур: от 624 до 848 °С. Обращают на себя внимания низкие температуры, полученные для циркона из аляскитов, гранодиоритов и, уж тем более, кварцевых сиенитов ФДИ Соктуйского массива. Эти породы содержат максимально высокие концентрации Zr (ср.зн. = 518 г/т), что косвенно свидетельствует о повышенных температурах их образования. Напротив, максимальные температуры кристаллизации циркона установлены для пород апикальной зоны Саханайского массива (рисунок 44), содержание Zr в которых достигает лишь 84 г/т.

В связи с очевидными противоречиями, дополнительно была рассчитана температура насыщения расплава цирконием по [Boehnke et al., 2013] (рисунок 44). Согласно полученным данным, наиболее высокотемпературными являются магмы гранитоидов ФДИ Соктуйского массива. Самые низкие температуры характерны для магм монцолейкогранитов апикальной зоны Саханайского массива. Магмы, сформировавшие монцогранит-лейкограниты ГИФ обоих массивов, имеют близкие температуры насыщения цирконием (рисунок 44).

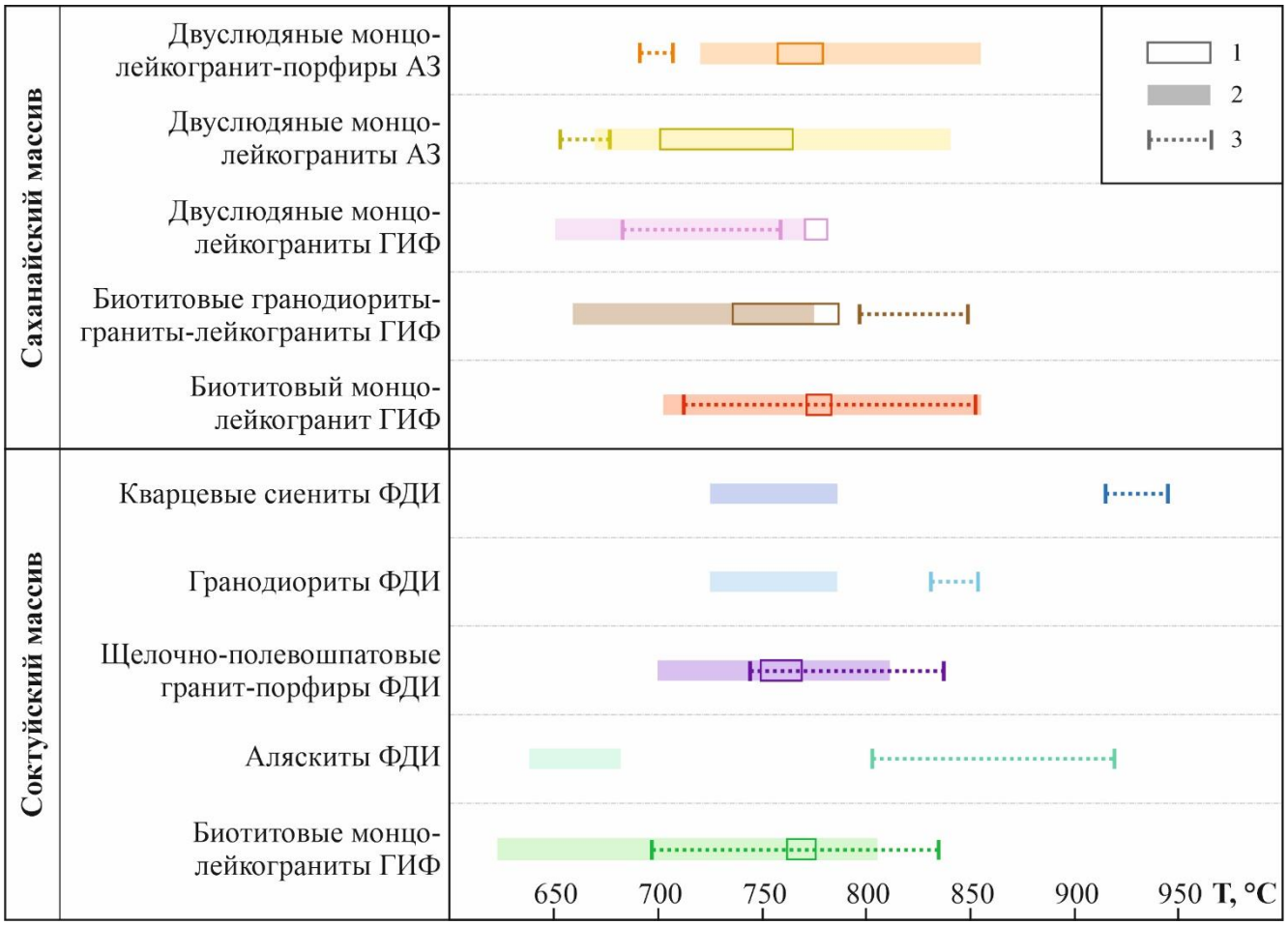


Рисунок 44. Оценки температуры кристаллизации гранитоидов Саханайского и Соктуйского массивов: 1 – температура кристаллизации биотита по [Li, Zhang, 2022], 2 – температура кристаллизации циркона по [Ferry, Watson, 2007], 3 – температура насыщения расплава цирконием по [Boehnke et al., 2013].

Для гранитоидов Соктуйского массива наблюдается закономерность в накоплении фтора по мере понижения температур гранитных расплавов (рисунок 45а). Максимальные концентрации фтора (при минимальных температурах гранитного расплава) характерны для гранитоидов ГИФ Соктуйского массива. Для Саханайской интрузии наблюдается плавное снижение концентраций фтора в ряду биотитовые гранитоиды нормального ряда → биотитовые монцограниты → двуслюдяные монцограниты ГИФ (рисунок 45б). В «поздних» гранитах апикальной зоны концентрации фтора достигают максимальных значений.

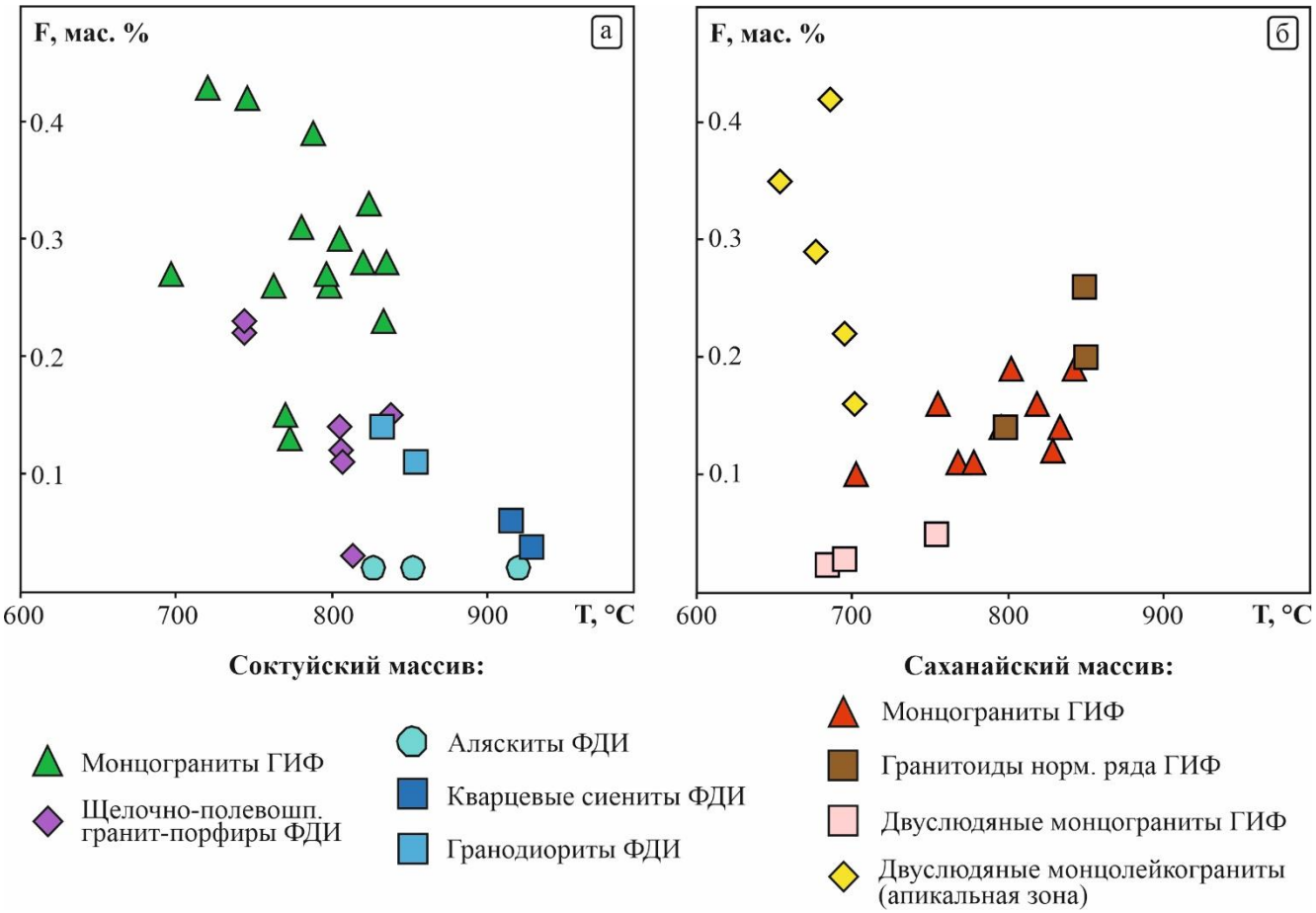


Рисунок 45. Соотношение концентраций фтора и температур насыщения расплава цирконием для пород Соктуйского (а) и Саханайского (б) массивов.

В отличие от Соктуйского массива, в гранитоидах Саханайской интрузии обнаружены высокие концентрации фосфора (рисунки 46а, б). На диаграмме (рисунок 46б) наблюдается снижение концентраций фосфора в гранитоидах ГИФ Саханайского массива от биотитовых гранитоидов нормального ряда через биотитовые монцограниты к двуслюдяным монцогранитам.

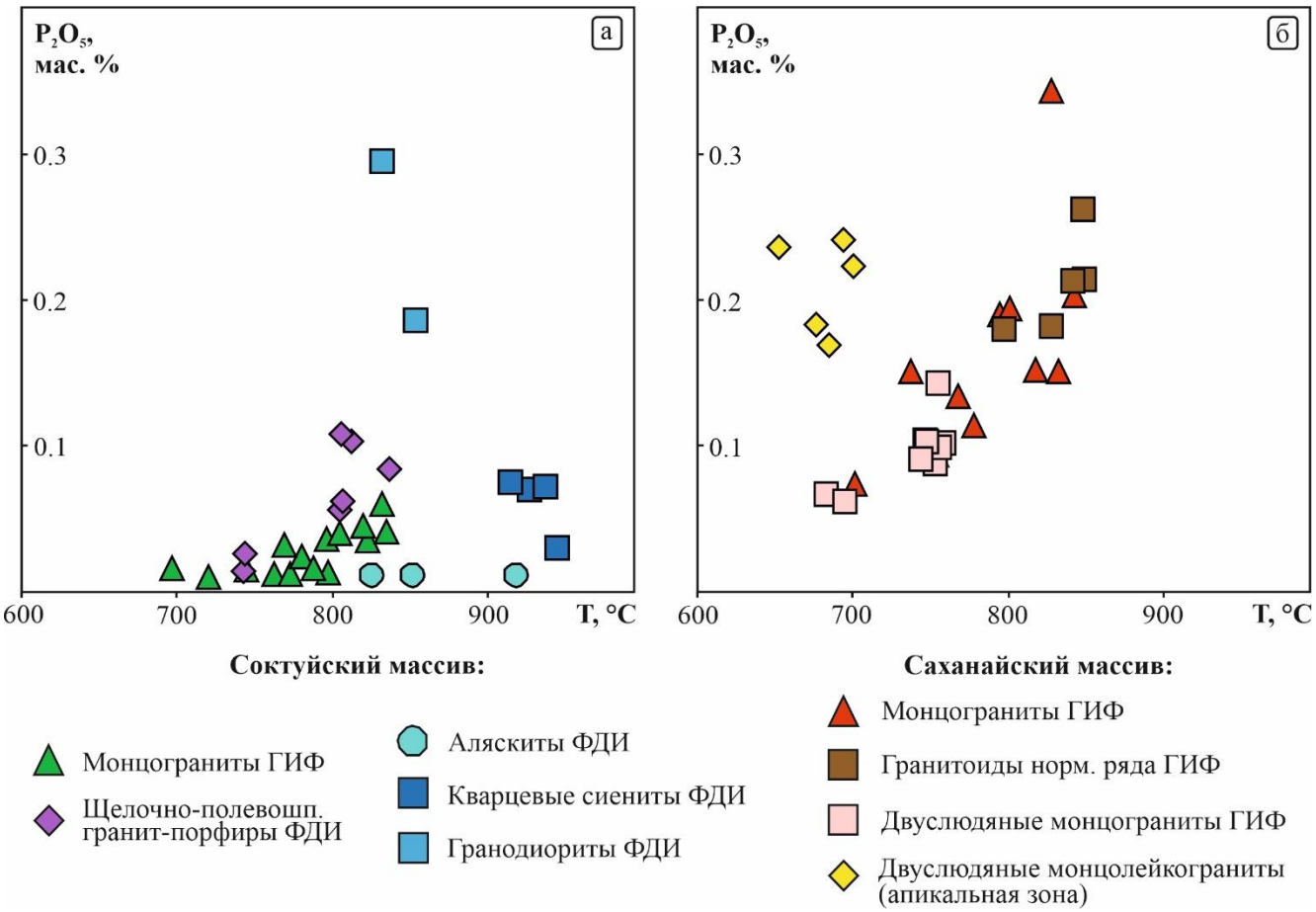


Рисунок 46. Соотношение концентраций фосфора и температур насыщения расплава цирконием для пород Соктуйского (а) и Саханайского (б) массивов.

Породы с повышенным содержанием фосфора (например, осадочные фосфориты), вовлечение которых в плавление могло обусловить существенные концентрации P_2O_5 в гранитных расплавах, в разрезе коры изучаемого региона отсутствуют. В то же время, на территории центрального сегмента МОСП развиты рифтогенные впадины, сложенные позднеюрскими-раннемеловыми шошонит-латитовыми и трахибазальт-риолитовыми сериями кайласской и тургинской свит. Для этих вулканических пород характерны высокие концентрации фосфора (0.23-1.79, при среднем 0.67 мас. %), редкоземельных (126-463, при среднем 247 г/т) и

высокозарядных (203-719, при среднем 370 г/т) элементов [Сасим и др., 2012; Кхлиф и др., 2017; Андреева и др., 2020б; Воронцов и др., 2024]. Вероятнее всего, обогащение этими элементами, наблюдаемое в редкометалльно-плюмазитовых гранитах ГИФ Саханайского массива, является следствием взаимодействия редкометалльно-гранитной и трахиандезитовой магм.

В разрезе Агинского и Аргунского террейнов отсутствуют также и соленосные и эвапоритовые толщи, которые могли бы являться источником хлора. Следовательно, повышенные содержания этого элемента (при отсутствии фтора) в слюдах и более восстановленный состав газовой фазы флюидных включений в аляскитах могут объясняться только участием в их образовании мантийного расплава или флюида. Примесь метана и высокохлористый состав флюида кварцевых сиенитов, являющихся дифференциатами глубинных магм, характеризует (для Соктуйского массива) мантийный источник, в то время как существенно углекислотный состав газовой фазы и повышенные содержания фтора в слюдах гранитоидов ГИФ и ФДИ, вероятно, отражают специфику корового флюида гранитоидов. Магмы гранитоидов ГИФ не могут быть производными дифференциатами аляскитового расплава. Об этом свидетельствуют геологические взаимоотношения двух фаз: аляскиты прорывают породы главной фазы Соктуйского массива. Слюды из гранодиоритов ФДИ при высоких содержаниях хлора также характеризуются повышенными концентрациями фтора, сопоставимыми с таковыми для слюд из гранитоидов ГИФ. В примесном составе первичных флюидных включений из кварца гранодиоритов ФДИ установлено наличие метана. Это позволяет предположить, что в гранодиортовой магме присутствовал флюид из разных источников.

Таким образом, в формировании гранитоидов Соктуйского массива участвовали два различных источника флюида: фтористый (обедненный хлором) и существенно-хлористый (обедненный фтором). Опираясь на сказанное выше, можно считать, что источником хлористого флюида с низкими содержаниями фтора являлись кристаллизующиеся мантийные магмы (кварцевые сиениты), в то время как высокофтористый флюид, по нашему мнению, вероятнее всего имел

коровую природу. По мнению [Cuney, Barbey, 2014; Antipin et al., 2016] образование такого высокофтористого (к тому же редкометалльного) флюида связано с гранулитовым метаморфизмом пород континентальной коры под воздействием тепла мантийных магм. Гранитоиды ГИФ Соктуйского массива были сформированы при плавлении пород средней или верхней коры под воздействием окисленного высокофтористого флюида, обогащенного литофильными элементами. Аляскиты, щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры и кварцевые сиениты сформировались на более глубинных уровнях коры под воздействием более восстановленного хлористого флюида. Кварцевые сиениты, вероятно, являются продуктом эволюции базитовых магм мантийной природы, а гранодиориты возникли в результате одновременного взаимодействия восстановленного мантийного и окисленного корового флюидов. Магмы гранитов главной интрузивной фазы сформировались на несколько более высоком гипсометрическом уровне за счет плавления пород верхней коры под воздействием нижнекоровых высокофтористых флюидов. Обобщенная модель образования всей гаммы гранитоидов, слагающих Соктуйский массив, отражена на (рисунке 47).

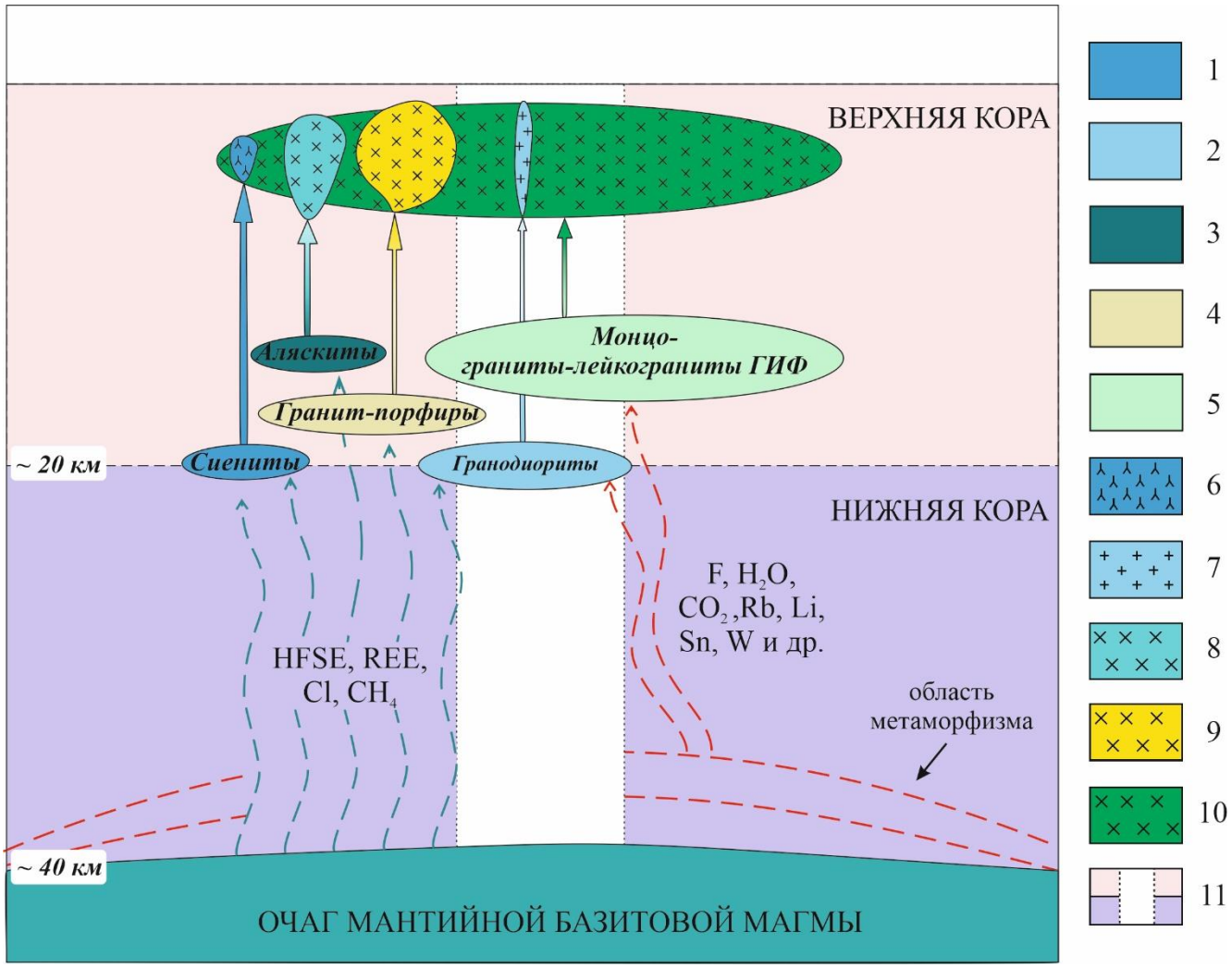


Рисунок 47. Модель происхождения гранитоидных магм Соктуйского массива по [Нарыжнова и др. 2025] (на основе модели [Cuney, Barbey, 2014; Antipin et al., 2016] с изменениями).

Условные обозначения: 1-5 – магматические камеры: 1 – кварцевых сиенитов, 2 – гранодиоритов, 3 – аляскитов, 4 – щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров, 5 – монцо-гранит-лейкогранитов; 6-10 – интрузивные породы Соктуйского массива: 6 – кварцевые сиениты ФДИ, 7 – гранодиориты ФДИ, 8 – аляскиты ФДИ, 9 – щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры ФДИ, 10 – монцо- гранит-лейкограниты ГИФ; 11 – зона транспорта вещества.

Гранитоиды Саханайского массива в некоторой мере отражают минеральные (Ms, Grt, Tur) характеристики верхнекорового источника, но по содержанию типоморфных и примесных элементов (Li, Rb, F и др.) стремятся к составам гранитоидов ГИФ Соктуйского массива. Различия в петрогенном и редкоэлементном составе изученных гранитоидов (таблица 7) позволяют выделить несколько эпизодов образования и последовательного внедрения различных по

составу магм в процессе становления Саханайского интрузива, отраженных на (рисунке 48). Сначала при ограниченном воздействии корового редкометалльного флюида произошло формирование расплавов биотитовых монцогранитов главной фазы. Эти породы умеренно обогащены фтором и крупноионными литофильными элементами. Во время второго, более высокотемпературного, импульса произошло разрастание очага гранитообразования с генерацией расплавов двуслюдяных монцо- гранит-лейкогранитов (с низкими концентрациями Li, Rb, Cs и F), близких к S-типу. Одновременно (?) с этим, произошло формирование «высокотемпературных» магм гранитоидов нормального ряда ГИФ. Высокие концентрации Li и F в гранодиоритах-гранитах-лейкогранитах ГИФ связаны с более интенсивным воздействием на плавящиеся субстраты высокофтористого редкометалльного флюида, а обогащение P_2O_5, HFSE и REE – с непосредственным воздействием на анатектический очаг мантийных магм, сходных с трахиандезитами кайласской свиты. Таким образом, гранодиориты-граниты-лейкограниты ГИФ являются результатом гибридизации редкометалльной и трахиандезитовой магм. Двуслюдяные монцолейкограниты Зун-Ундура образовались за счет эволюции расплавов гранодиоритов-гранитов-лейкогранитов ГИФ, о чем свидетельствуют накопление Li, F, B и одновременное обеднение HFSE и REE в расплавах (при близких концентрациях P_2O_5).

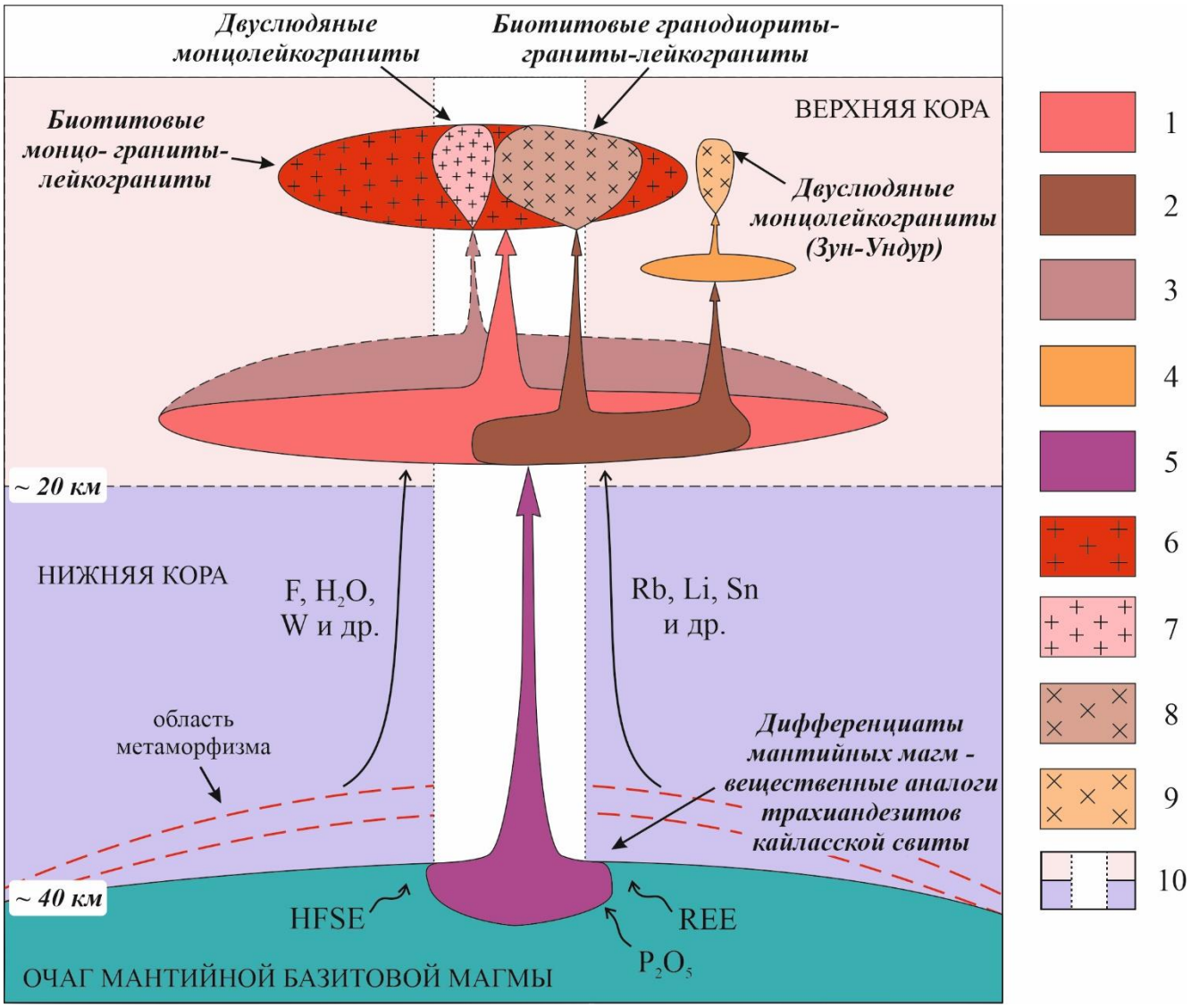


Рисунок 48. Схематическая модель происхождения гранитоидных магм Саханайского массива (основано на модели [Cuney, Barbey, 2014; Antipin et al., 2016] с изменениями).

Условные обозначения: 1-5 – магматические камеры: 1 – биотитовых монцо- гранитов-лейкогранитов, 2 – биотитовых гранодиорит-гранит-лейкогранитов, 3 – двуслюдяных монцо-гранитов-лейкогранитов, 4 – двуслюдяных монцо- гранитов-лейкогранитов (Зун-Ундур), 5 – трахиандезитов кайласской свиты; 6-10 – интрузивные породы Саханайского массива: 6 – биотитовые монцо- гранит-лейкограниты ГИФ, 7 – биотитовые гранодиорит-гранит-лейкограниты ГИФ; 8 – двуслюдяные монцо- граниты-лейкограниты ГИФ, 9 – двуслюдяные монцо- граниты-лейкограниты (Зун-Ундур); 10 – зона транспорта вещества.

Представленные данные позволяют сформулировать **третье защищаемое положение**:

Формирование гранитоидов Соктуйского и Саханайского массивов не было связано с эволюцией одного материнского расплава. В их образовании принимали участие магмы мантийной и коровой природы, различающиеся по редкоэлементным характеристикам, содержанию летучих компонентов и окислительно-восстановительному потенциалу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе работ было проведено комплексное исследование гранитоидов Соктуйского и Саханайского массивов, относящихся к ранней фазе кукульбейского комплекса. В составе указанных массивов были обнаружены и изучены не описанные ранее петрографические разновидности пород. Полученные данные вносят дополнительный вклад в понимание особенностей петрогенезиса редкометалльных гранитоидов как Центрального и Восточного Забайкалья, так и других редкометалльных провинций.

Анализ опубликованных за последнее десятилетие данных, а также результаты проведенных геологических, минералого-геохимических и изотопно-геохронологических исследований мезозойских гранитоидов на изучаемой территории, показали отсутствие какой-либо генетической связи между гранитоидами кукульбейского комплекса и предшествующими им проявлениями юрского гранитоидного магматизма (шахтаминского, амуджикано-сретенского и борщовочного комплексов). Немаловажно, что датирование магматического циркона позволило выявить наличие существенного (более 10 млн лет) временного разрыва между формированием кукульбейского и прочих магматических комплексов. Сопоставление вещественных и изотопных составов гранитоидов кукульбейского комплекса и других мезозойских гранитоидов показало, что породы ранней фазы кукульбейского комплекса не имеют вещественных аналогов среди средне-позднеюрских гранитоидов Центрального и Восточного Забайкалья. Полученные выводы подтверждаются резко различной металлогенической специализацией перечисленных комплексов (шахтаминского и амуджикано-сретенского – Cu, Au, Mo; кукульбейского – Sn, W, Ta, Li).

Проведенные петро- геохимические, минералогические и изотопные исследования пород Соктуйской и Саханайской интрузий позволили обосновать вещественную неоднородность гранитоидов ранней фазы кукульбейского комплекса. Всем изученным разновидностям присущи черты анорогенных гранитоидов: повышенные концентрации HFSE, REE, высокая железистость пород и темноцветных минералов. При этом, только гранитоиды главной интрузивной фазы (как Соктуйского, так и Саханайского массивов) содержат повышенные концентрации F, Li, Rb, Cs, что позволяет отождествлять их с редкометалльно-плюмазитовыми гранитами.

Детальное изучение состава породообразующих и акцессорных минералов, анализ состава первичных включений минералообразующих сред и поведения петрогенных и редких элементов в гранитоидах Соктуйского и Саханайского массивов показало, что их формирование не связано с эволюцией одной материнской магмы. Разнообразие материнских магм было обусловлено воздействием мантийных расплавов, а также флюидов мантийной и коровой природы на породы континентальной коры. Прямое участие мантийных магм с восстановленным хлористым и/или фосфористым флюидом привело к формированию гранитоидов ФДИ Соктуйского массива, а также гранитоидов нормального ряда ГИФ Саханайского массива. Термальное воздействие очагов высокотемпературных мантийных магм на породы континентальной коры вызвало гранулитовый метаморфизм и высвобождение фтористого и более окисленного флюида, при участии которого были сформированы редкометалльные плюмазитовые гранитоиды ГИФ Соктуйского и Саханайского массивов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамов Б.Н., Посохов В.Ф. Петрогеохимическая и изотопная характеристика, связь с магматизмом вольфрамовых месторождений Агинской и Аргунской структурно-формационных зон Восточного Забайкалья // Литосфера. – 2021. – Т. 21. – №. 2. – С. 262-272.
2. Абрамов С.С. Образование высокофтористых магм путем фильтрации флюида через кислые магмы: петрологические и геохимические свидетельства метамагматизма // Петрология. – 2004. – Т. 12. – № 1. – С. 22-45.
3. Абушкевич В.С., Сырицо Л.Ф. Изотопно-геохимическая модель формирования Li-F гранитов Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье. – СПб.: Наука, 2007. – 148 с.
4. Андреева О.В., Петров В.А., Полуэктов В.В. Мезозойские кислые магматиты Юго-Восточного Забайкалья: петрогеохимия, связь с метасоматизмом и рудообразованием // Геология рудных месторождений. – 2020а. – Т. 62. – № 1. – С. 76-104.
5. Андреева Ю.С., Сасим С.А., Дриль С.И. Геохимия и петрогенезис позднемезозойских вулканитов Торейской и Харанорской впадин (Восточное Забайкалье) // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Науки о Земле. – 2020. – Т. 33. – С. 3-20.
6. Аникина Е.В., Малич К.Н., Белоусова Е.А., Баданина И.Ю., Солошенко Н.Г., Русин И.А., Алексеев А.В. U-Pb возраст и Hf-Nd-Sr изотопная систематика жильных пород Волковского массива (Средний Урал, Россия) // Геохимия. – 2018. – № 3. – С. 209-221.

7. Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Волкова Е.В., Томас Р. Состав расплава Li-F гранитов и его эволюция в процессе формирования рудоносного Орловского массива в Восточном Забайкалье // Петрология. – 2010. – Т. 18. – № 2. – С. 1-29.
8. Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Волкова Е.В., Томас Р. Состав слюд из пород и расплавных включений в кварце Li-F гранитов Орловского массива в Восточном Забайкалье как генетический индикатор // Записки Российского минералогического общества. – 2024. – Ч. CLIII. – № 3. – С. 3-28.
9. Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Крымский Р.Ш., Ларионов А.Н., Николаева И.В., Серов П.А. Шахтаминская Mo-порфировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): возраст, источники, генетические особенности // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 6. – С. 764-786.
10. Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Баянова Т.Б., Киселева В.Ю., Крымский Р.Ш., Лепехина Е.Н., Палесский С.В. Жирекенская Mo-порфировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): U-Pb возраст, источники, геодинамическая обстановка // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – № 3. – С. 571-594.
11. Бескин С.М., Загорский В.Е., Кузнецова Л.Г., Курсинов И.И., Павлова В.Н., Прокофьев В.Ю., Цыганов А.Е., Шмакин Б.М. Этыкинское редкометальное рудное поле в Восточном Забайкалье (Восточная Сибирь) // Геология рудных месторождений. – 1994. – Т. 36. – № 4. – С. 310-325.
12. Бескин С.М., Марин Ю.Б. Особенности гранитовых систем с редкометальными пегматитами // Записки Российского минералогического общества. – 2013. – Ч. CXLVIII. – № 4. – С. 1-16.
13. Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). – М.: АН СССР, 1962. – 208 с.
14. Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Воробьев В.С. Геохронологические рубежи для южной части Восточного Забайкалья по данным U-Pb метода датирования // Геохимия. – 1979. – № 2. – С. 204-215.

15. Булгатов А.Н., Климук В.С., Шивохин Е.А. Кулиндинская свита в стратотипе (Восточное Забайкалье, Монголо-Охотский складчатый пояс) // Отечественная геология. – 2010. – № 4. – С. 54-60.
16. Булгатов А.Н., Климук В.С. Условия образования и состав базальтов рифейских кулиндинской и ононской свит междуречья Онона и Аги (Восточное Забайкалье) // Тихоокеанская геология. – 2002. – Т. 21. – № 2. – С. 9-17.
17. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов. – М.: Наука, 1986. – 186 с.
18. Вартанова Н.С., Завьялова И.В., Щербакова З.В. Гранитоиды Восточного Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1972. – 271 с.
19. Владимиров А.Г., Ляхов Н.З., Исупов В.П., Загорский В.Е., Гусев Г.С., Белозеров И.М. Литиевые месторождения сподуменовых пегматитов Сибири и инновационные технологии в электрохимической энергетике // Разведка и охрана недр. – 2011. – № 6. – С. 13-19.
20. Владимиров А.Г., Ляхов Н.З., Загорский В.Е., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Исупов В.П., Белозеров И.М., Уваров А.Н., Гусев Г.С., Юсупов Т.С., Анникова И.Ю., Бескин С.М., Шокальский С.П., Михеев Е.И., Котлер П.Д., Мороз Е.Н., Гаврюшкина О.А. Литиевые месторождения сподуменовых пегматитов Сибири // Химия в интересах устойчивого развития. – 2012. – Т. 20. – № 1. – С. 3-20.
21. Воронцов А.А., Федерягина Е.Н., Дриль С.И., Сасим С.А., Травин А.В., Будяк А.Е. Высококалиевый юрско-меловой вулканизм Нерчинской впадины Восточного Забайкалья и его геодинамическая природа // Доклады Академии наук. Науки о Земле. – 2024. – Т. 516. – № 2. – С. 606-615.
22. Гаврюшкина О.А., Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Крук Н.Н., Пономарчук А.В., Томас В.Г. Эволюция редкометалльных Li-F гранитных магм в очагах рудно-магматических систем олово-вольфрамовых месторождений Тигриного и Забытого (Центральный Сихотэ-Алинь, Приморье) // Геология рудных месторождений. – 2023. – Т. 65. – № 6. – С. 509-527.

23.Геологические исследования и горнопромышленный комплекс Забайкалья / под ред. Г.А. Юргенсона. Новосибирск: Наука, 1999. 574 с.

24.Гинзбург А.И. Проблемы редкометальных гранитов // Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. – М.: Наука, 1972. – С. 7-27.

25.Голубев В.Н., Чернышев И.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д., Яковлева С.З. Стрельцовский урановорудный район: изотопно-геохронологическая (U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd) характеристика гранитоидов и их место в истории формирования урановых месторождений // Геология рудных месторождений. – 2010. – Т. 52. – № 6. – С. 553-571.

26.Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 1. – С. 53-70.

27.Гордиенко И.В., Метелкин Д.В., Ветлужских Л.И. Строение Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема выделения Амурского микроконтинента // Геология и геофизика. – 2019. – Т. 60. – № 3. – С. 318-341.

28.Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист M-50 – Борзя: объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. – 553 с.

29.Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист M-49 – Петровск-Забайкальский: объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. – 438 с.

30.Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Девятова В.Н. Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелинсиенитовой системах и распределение элементов между фазами. – М.: ГЕОС, 2005. – 186 с.

31.Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 9. – С. 1356-1373.

32.Гребенников А.М., Шемонаева Т.А. Критерии оценки потенциальной редкометальной рудоносности гранитоидов кукульбейского интрузивного

комплекса Восточного Забайкалья // Геология и геофизика. – 1971. – Т. 12. – № 7. – С. 34-41.

33. Гребенников А.М. Орловское танталовое месторождение // Месторождения Забайкалья. – 1995. – Т. 1. – С. 96-107.

34. Дриль С.И., Голубев В.Н. Изотопная Nd-Sm систематика и редкоземельная характеристика пород аккреционных комплексов восточно-забайкальской части Монголо-Охотского пояса // Доклады Академии наук. – 2003. – Т. 389. – № 3. – С. 369-373.

35. Дриль С.И., Носкова Ю.В., Зарубина О.В. Изотопные Sm-Nd характеристики ювенильной коры центральной части Монголо-Охотского орогенного пояса // Современные направления развития геохимии: материалы Всероссийской конференции (21-25 ноября 2022 г.). – 2022. – С. 173-175.

36. Дриль С.И., Кузьмин М.И., Носкова Ю.В., Зарубина О.В. Изотопные Sm–Nd-характеристики ювенильной коры центральной части Монголо-Охотского орогенного пояса // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. – 2023. – Т. 509. – № 2. – С. 184-189.

37. Загорский В.Е., Перетяжко И.С. Пегматиты с самоцветами Центрального Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1992. – 224 с.

38. Загорский В.Е., Владимиров А.Г., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Дьячков Б.А., Анникова И.Ю., Шокальский С.П., Уваров А.Н. Крупные поля сподуменовых пегматитов в обстановках рифтогенеза и постколлизионных сдвигово-раздвиговых деформаций континентальной литосферы // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 2. – С. 303-322.

39. Заика В.А., Сорокин А.А. Возраст и источники протолитов метаосадочных пород восточной части Тукурингрского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U-Th-Pb, Lu-Hf и Sm-Nd изотопных исследований // Тихоокеанская геология. – 2021. – Т. 40. – № 3. – С. 16-27.

40. Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Девятова В.Н., Удоратина О.В., Чевычелов В.Ю. Цирконий-гафниевый индикатор фракционирования редкометальных гранитов // Петрология. – 2009. – Т. 17. – № 1. – С. 28-50.

41. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра, 1990. – Т. 2. – 327 с.
42. Иванова А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Сырицо Л.Ф., Бочаров В.Н. U-Pb (ID-TIMS) датирование высокоурановых метамиктизированных цирконов: новые возможности известных подходов // Петрология. – 2021. – Т. 29. – № 6. – С. 656-667.
43. Иванова Г.Ф. Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений. – М.: Наука, 1972. – 150 с.
44. Карманова Н.Г., Карманов Н.С. Универсальная методика рентгенофлуоресцентного силикатного анализа горных пород на спектрометре ARL-9900XP // VII Всероссийская конференция по рентгеноспектральному анализу (19-23 сентября 2011 г.). – Новосибирск: Наука, 2011. – 126 с.
45. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Петров Л.Л. Топазсодержащий кварцевый кератофир (онгонит) – новая разновидность субвулканических жильных магматических пород // Доклады АН СССР. – 1971. – Т. 199. – № 2. – С. 430-433.
46. Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометальных Li–F гранитоидов // Петрология. – 1999. – Т. 7. – № 4. – С. 401-429.
47. Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Антипин В.С., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б. Необычная ассоциация литий-фтористых и щелочных гранитоидов Соктуйского массива (Восточное Забайкалье): возраст и источники магм // Доклады Академии наук. – 2000. – Т. 372. – № 4. – С. 536-540.
48. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометальных гранитов. – Новосибирск: Наука, 1977. – 206 с.
49. Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты – субвулканические аналоги редкометальных литий-фтористых гранитов // Труды совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. – М.: Наука, 1976. – 127 с.

50. Коваленко Н.И. Экспериментальное исследование условий образования редкометальных литий-фтористых гранитов. – М.: Наука, 1979. – 152 с.
51. Коваль В.П. Региональный геохимический анализ гранитоидов. – М.: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1998. – 483 с.
52. Козлов В.Д., Ефремов С.В., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. Геохимия, изотопная геохронология и генетические черты Верхнеундинского гранитоидного батолита (Восточное Забайкалье) // Геохимия. – 2003. – № 4. – С. 408-424.
53. Козлов В.Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометальных провинций. – М.: Наука, 1985. – 304 с.
54. Козлов В.Д. Редкоземельные элементы как индикаторы источников рудного вещества, степени дифференциации и рудоносности интрузий редкометалльных гранитов (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 1. – С. 38-53.
55. Козлов В.Д. Особенности редкоэлементного состава и генезиса гранитоидов шахтаминского и кукульбейского редкометалльных комплексов Агинской зоны Забайкалья // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 5. – С. 676-689.
56. Козлов В.Д., Свадковская Л.Н. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1977. – 252 с.
57. Константинов Р.М., Томсон И.Н., Полякова О.П. Возрастная последовательность формирования рудных формаций Восточного Забайкалья // Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР. – М.: Наука, 1971. – С. 36-49.
58. Коржинский Д.С. Метамагматические процессы // Известия АН СССР. Серия геологическая. – 1973. – № 12. – С. 3-6.
59. Корчагина Д.А., Агибалов О.А. Опыт прогнозирования перспективных на золотое оруденение площадей на основе проведения комплексного анализа рудной и россыпной золотоносности (Забайкальский край) // Отечественная геология. – 2020. – № 1. – С. 29-51.
60. Кузьмин М.И., Антипин В.С. Поведение рубидия и лития при становлении Соктуйского гранитного массива (Восточное Забайкалье) // Вопросы геохимии

изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. – М.: Наука, 1965. – С. 12-22.

61. Кулибин А.И. Описание Ундинского золотосодержащего прииска // Горный журнал. – 1830. – № 1. – С. 1-28.
62. Кхлиф Н., Сасим С.А., Андреева Ю.С. Вещественные особенности и петрогенезис вулканитов кайласской и тургинской свит Александрово-Заводской рифтогенной впадины Юго-Восточного Забайкалья // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Науки о Земле. – 2017. – Т. 19. – С. 108-129.
63. Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Известия АН СССР. Серия геологическая. – 1965. – № 3. – С. 20-37.
64. Нарыжнова А.В., Хромых С.В., Крук Н.Н., Котлер П.Д. Новые геохронологические и изотопные данные по мезозойским гранитоидам Восточного Забайкалья // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. – 2023. – Т. 510. – № 2. – С. 181-188.
65. Нарыжнова А.В., Крук Н.Н., Смирнов С.З., Котлер П.Д., Куликова А.В., Бортников Н.С., Антипин В.С., Мороз Е.Н., Волосов А.С., Борисенко А.С. Раннемеловые гранитоиды Соктуйского массива (Восточное Забайкалье): особенности состава и петрогенезиса // Геология и геофизика. – 2025. – Т. 66. – № 5. – С. 589-614.
66. Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) // Геохимия. – 2008. – № 10. – С. 1085-1091.
67. Овчинников Л.Н. Об участии газов в постмагматическом рудообразовании и выделении пневматолитовой фазы // Проблемы постмагматического рудообразования. – Прага: Изд-во Чехословацкой АН, 1965. – Т. 2. – С. 252-269.
68. 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.

69. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. – 1999. – Т. 18. – № 5. – С. 24-43.

70. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22. – № 6. – С. 7-41.

71. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Дриль С.И., Герасимов Н.С. Rb-Sr изотопная система и особенности распределения Rb и Sr в породах массива онгонитов Ары-Булак, образованных при участии процессов фторидно-силикатной магматической несмесимости // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 11. – С. 1776-1789.

72. Перетяжко И.С., Савина Е.А. Тетрад-эффекты в спектрах распределения редкоземельных элементов гранитоидных пород как индикатор процессов фторидно-силикатной жидкостной несмесимости в магматических системах // Петрология. – 2010. – Т. 18. – № 5. – С. 536-566.

73. Полевая Н.И., Тихомиров Н.И. Возраст некоторых интрузивных комплексов Забайкалья по геологическим и радиологическим данным // Материалы по петрологии гранитоидов Забайкалья. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – С. 7-15.

74. Редин Ю.О., Борисенко А.С., Редина А.А., Малютина А.В., Дульцев В.Ф. Основные этапы формирования золотого и редкометалльного оруденения Восточного Забайкалья и связанного с ним магматизма: новые U-Pb и Ar-Ar данные // Геосферные исследования. – 2024. – № 2. – С. 77-100.

75. Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. – М.: Наука, 1990. – 181 с.

76. Руженцев С.В., Некрасов Г.Е. Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника. – 2009. – № 1. – С. 39-58.

77. Сасим С.А., Чуканова В.С., Ильина Н.Н., Семенова Ю.В., Ощепкова А.В. Геохимия вулканических пород позднемезозойской рифтогенной ассоциации Александровско-Заводской впадины (Юго-Восточное Забайкалье) // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Науки о Земле. – 2012. – Т. 5. – № 2. – С. 209-228.

78. Сасим С.А., Дриль С.И., Травин А.В., Владимирова Т.А., Герасимов Н.С., Носкова Ю.В. Шошонит-латитовая серия Восточного Забайкалья: 40Ar/39Ar возраст, геохимия и Sr-Nd изотопный состав пород акатуевской вулканоплутонической ассоциации Александрово-Заводской впадины // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 5. – С. 756-772.

79. Смирнов С.З., Бортников Н.С., Гоневчук В.Г., Гореликова Н.В. Составы расплавов и флюидный режим кристаллизации редкометальных гранитов и пегматитов Тигриного Sn–W месторождения (Приморье) // Доклады РАН. – 2014. – Т. 456. – № 1. – С. 95-100.

80. Смирнова Ю.Н., Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Смирнов Ю.В. Возраст и источники сноса осадочных пород даурской серии (рифей) Аргунского континентального массива: результаты U–Th–Pb и Lu–Hf изотопных исследований детритового циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2021. – Т. 29. – № 1. – С. 3-10.

81. Смирнова Ю.Н., Овчинников Р.О., Смирнов Ю.В., Дриль С.И. Источники кластического материала и условия накопления осадочных пород Даурской серии Аргунского континентального массива // Тихоокеанская геология. – 2022. – Т. 41. – № 1. – С. 13-31.

82. Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Хромых С.В. Условия кристаллизации, состав и источники редкометальных магм при формировании онгонитов Калба-Нарымской зоны Восточного Забайкалья // Петрология. – 2016. – Т. 24. – № 2. – С. 168-193.

83. Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Секисова В.С., Бортников Н.С., Гореликова Н.В., Томас В.Г. Магматогенно-флюидная система олово-порфирового Высокогорского месторождения (Сихотэ-Алинь, Кавалеровский рудный район,

Приморье, Россия): магматический этап развития // Геология рудных месторождений. – 2023. – Т. 65. – № 7. – С. 700-721.

84. Сорокин А.А. Палеозойские аккреционные комплексы восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеанская геология. – 2001. – Т. 20. – № 6. – С. 31-36.

85. Сорокин А.А. Геодинамическая эволюция восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса: дис. ... д-ра геол.-минерал. наук: 25.00.01, 25.00.04. – Благовещенск, 2005. – 358 с.

86. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Летунов С.П., Прокофьев В.Ю. Флюидный режим процесса рудообразования Балейской золоторудно-магматической системы (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 10. – С. 1413-1422.

87. Ступак Д.Ф., Прокофьев В.Ю., Зарайский Г.П. Условия формирования рудоносных литий-фтористых гранитов Шумиловского месторождения вольфрама, Центральное Забайкалье // Петрология. – 2008. – Т. 16. – № 3. – С. 331-336.

88. Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометалльного рудообразования. – СПб.: Изд-во СПбГУ, 2002. – 360 с.

89. Сырицо Л.Ф., Баданина Е.В., Абушкевич В.С., Волкова Е.В., Терехов А.В. Продуктивность редкометальных плюмазитовых гранитов и условия образования месторождений вольфрама // Геология рудных месторождений. – 2018. – Т. 60. – № 1. – С. 38-56.

90. Сырицо Л.Ф., Иванова А.А., Баданина Е.В., Волкова Е.В. Амазонитовые Li-F граниты REE-Nb-Zr-Th-U специализации: геохимия, минералогия, изотопная геохронология Тургинского массива в Восточном Забайкалье // Петрология. – 2021. – Т. 29. – № 1. – С. 64-89.

91. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М.: Наука, 1977. – 280 с.

92. Титов В. Заметки о месторождениях цветных камней и соляных озерах Нерчинского края // Горный журнал. – 1855. – Кн. VI. – С. 417-493.

93. Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Бойко С.М. Геохимия и петрология редкометальных плюмазитовых гранитов. – Новосибирск: Наука, 1983. – 182 с.
94. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). – М.: Наука, 1975. – 287 с.
95. Шарпенок Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей–кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. – 2013. – Т. 56. – С. 40-50.
96. Шаповалов Ю.Б., Чевычелов В.Ю., Коржинская В.С., Котова Н.П., Редькин А.Ф., Конышев А.А. Физико-химические условия образования редкометальных месторождений во фторсодержащих гранитоидных системах по экспериментальным данным // Петрология. – 2019. – Т. 27. – № 6. – С. 617-637.
97. Щекина Т.И., Граменицкий Е.Н., Алферьева Я.О. Лейкократовые магматические расплавы с предельными концентрациями фтора: эксперимент и природные отношения // Петрология. – 2013. – Т. 21. – № 5. – С. 499-516.
98. Щекина Т.И., Русак А.А., Алферьева Я.О., Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р., Зиновьева Н.Г., Бычков А.Ю., Бычкова Я.В., Хвостиков В.А. Распределение REE, Y, Sc и Li между алюмосиликатным и алюмофторидным расплавами в модельной гранитной системе в зависимости от давления и содержания воды // Геохимия. – 2020. – Т. 65. – № 4. – С. 343-361.
99. Юргенсон Г.А. Типоморфизм, условия образования и рудоносность жильного кварца: автореферат дис. ... д-ра геол.-минерал. наук: 04.00.11; Читинский ин-т природных ресурсов. – Чита, 1997. – 139 с.
100. Юргенсон Г.А. Золотосеребряная минеральная ассоциация в Шахтаминском рудном поле // Вестник Забайкальского государственного университета. – 2020. – Т. 26. – № 6. – С. 54-63.
101. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометальный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений. – 2012. – Т. 54. – № 5. – С. 375-399.

102. Antipin V., Gerel O., Perepelov A., Odgerel D., Zolboo T. Late Paleozoic and Early Mesozoic rare-metal granites in Central Mongolia and Baikal region: review of geochemistry, possible magma sources and related mineralization // Journal of Geosciences. – 2016. – Vol. 61. – No. 1. – P. 105-125.

103. Badanina E.V., Veksler I.V., Thomas R., Syritso L.F., Trumbull R.B. Magmatic evolution of Li–F, rare-metal granites: a case study of melt inclusions in the Khangilay complex, Eastern Transbaikalia (Russia) // Chemical Geology. – 2004. – Vol. 210. – No. 1-4. – P. 113-133.

104. Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // Journal of Asian Earth Sciences. – 2002. – No. 21. – P. 87-110.

105. Ballouard C., Poujol M., Boulvais P., Branquet Y., Tartèse R., Vigneresse J. L. Nb-Ta fractionation in peraluminous granites: A marker of the magmatic-hydrothermal transition // Geology. – 2016. – T. 44. – No. 3. – C. 231-234.

106. Barth A. P., Wooden J. L. Coupled elemental and isotopic analyses of polygenetic zircons from granitic rocks by ion microprobe, with implications for melt evolution and the sources of granitic magmas // Chemical Geology. – 2010. – No. 273 (3-4). – P. 185-193.

107. Beard J.S., Lofgren G.E. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstone and amphibolites at 1.3 and 6.9 kbar // Journal of Petrology. – 1991. – Vol. 32. – P. 465-501.

108. Boehnke P., Watson E.B., Trail D., Harrison T.M., Schmitt A.K. Zircon saturation re-revisited // Chemical Geology. – 2013. – Vol. 351. – P. 324-334.

109. Boynton W.V. Geochemistry of Rare Earth Elements: Meteorite Studies // Rare Earth Element Geochemistry (ed. P. Henderson). – Elsevier. – 1984. – P. 63-114.

110. Bussien D., Gombojav N., Winkler W., Von Quadt A. The Mongol-Okhotsk Belt in Mongolia — a new appraisal of the geodynamic development by the study of sandstone provenance and detrital zircons // Tectonophysics. – 2011. – Vol. 510. – P. 132-150.

111. Christiansen E.H., Stuckless J.S., Funkhouser M.J. Petrogenesis of rare-metal granites from depleted crustal sources: an example from the Cenozoic of western Utah, USA // Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits. Can Inst Min Metall Spec Paper. – 1988. – Vol. 39. – P. 307-321.

112. Cuney M., Barbey P. Uranium, rare metals, and granulite-facies metamorphism // Geoscience Frontiers. – 2014. – Vol. 5. – No. 5. – P. 729-745.

113. Ferry J.M., Watson E.B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2007. – Vol. 154. – P. 429-437.

114. Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // Journal of Geochemical Exploration. – 2012. – Vol. 112. – P. 1-20.

115. Frost B.R., Arculus R.J., Barnes C.G., Collins W.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification of granitic rocks // Journal of Petrology. – 2001. – Vol. 42. – P. 2033-2048.

116. Ge W.C., Chen J.S., Yang H., Zhao G.C., Zhang Y.L., Tian D.X. Tectonic implications of new zircon U–Pb ages for the Xinghuadukou Complex, Erguna massif, northern Great Xing'an Range, NE China // Journal of Asian Earth Sciences. – 2015. – Vol. 106. – P. 169-185.

117. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth and Planetary Science Letters. – 1988. – Vol. 87. – P. 249-265.

118. Griffin W., Powell W., Pearson N., O'Reilly S. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // Mineralogical Association of Canada Short Course Series. – 2008. – P. 308-311.

119. Grimes C.B., John B.E., Cheadle M.J., Mazdab F.K., Wooden J.L., Swapp S., Schwartz J.J. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2009. – Vol. 158. – No. 6. – P. 757-783.

120. Harlov D. The Role of Halogens in Terrestrial and Extraterrestrial Geochemical Processes: Surface, Crust, and Mantle // In: D. Harlov L. Aranovich (eds.), The Role

of Halogens in Terrestrial and Extraterrestrial Geochemical Processes. Springer Geochemistry. –2018. – P. 1–19.

121. Harris C., Faure K., Diamond R., Scheepers R. Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of S- and I-type granitoids: The Cape Granite suite, South Africa // Chemical Geology. – 1997. – Vol. 143. – P. 95-114.

122. Hawthorne F.C., Oberti R. Classification of the amphiboles // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. – 2007. – Vol. 67. – No. 1. – P. 55-88.

123. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. – 2003. – Vol. 53. – P. 27-62.

124. Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2005. – Vol. 69. – P. 637-648.

125. Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1999. – Vol. 63. – No. 2. – P. 489-508.

126. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chemical Geology. – 2004. – Vol. 211. – No. 1-2. – P. 47-69.

127. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // Earth and Planetary Science Letters. – 1984. – Vol. 67. – P. 137-150.

128. JI G., Jiang S., Cheng Y., Bao H., and Zhang H. 2026. Geochemical characteristics and their geological significance of zircon and apatite from the Wunugetushan porphyry Cu–Mo deposit, Inner Mongolia, NE China // Acta Geologica Sinica - English Edition 100. – 2026. – No. 3. – P. 795–813.

129. Keto L.S., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // Earth and Planetary Science Letters. – 1987. – Vol. 84. – No. 1. – P. 27-41.

130. Khanchuk A.I., Didenko A.N., Popeko L.I., Sorokin A.A., Shevchenko B.F. Structure and evolution of the Mongol-Okhotsk Orogenic Belt // The Central Asian

Orogenic Belt (geology, evolution, tectonics, and models) (ed. A. Kröner). – Stuttgart: Borntraeger Science Publishers, 2015. – P. 211-235.

131. Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N., McDonald B. Zircon Th/U ratios in magmatic environs // Lithos. – 2015. – Vol. 212. – P. 397-414.

132. Koester E., Pawley A.R., Fernandes L.A., Porcher C.C., Soliani Jr E. Experimental melting of cordierite gneiss and the petrogenesis of syntranscurrent peraluminous granites in southern Brazil // Journal of Petrology. – 2002. – Vol. 43. – No. 8. – P. 1595-1616.

133. Lee R.G., Dilles J.H., Tosdal R.M., Wooden J.L., Mazdab F.K. Magmatic evolution of granodiorite intrusions at the El Salvador porphyry copper deposit, Chile, based on trace element composition and U/Pb age of zircons // Economic Geology. – 2017. – Vol. 112. – No. 2. – P. 245-273.

134. Li X., Zhang C., Behrens H., Holtz F. Calculating biotite formula from electron microprobe analysis data using a machine learning method based on principal components regression // Lithos. – 2020. – P. 356-357.

135. Li X., Zhang C. Machine learning thermobarometry for biotite-bearing magmas // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2022. – Vol. 127. – No. 9. – e2022JB024137.

136. Loucks R.R., Fiorentini M.L., Henríquez G.J. New magmatic oxybarometer using trace elements in zircon // Journal of Petrology. – 2020. – Vol. 61. – No. 3. – egaa034.

137. Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publications. – 2003. – P. 1-70.

138. Masuda A., Ikeuchi Y. Lanthanide tetrad effect observed in marine environment // Geochemical Journal. – 1979. – Vol. 13. – No. 1. – P. 19-22.

139. Masuda A., Kawakami O., Dohmoto Y., Takenaka T. Lanthanide tetrad effects in nature: two mutually opposite types, W and M // Geochemical Journal. – 1987. – Vol. 21. – P. 119-124.

140. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical Geology. – 1995. – Vol. 120. – P. 223-253.

141. Miller C.F., Stoddard E.F., Bradfish L.J., Dollase W.A. Composition of Plutonic Muscovite: Genetic Implications // Canadian Mineralogist. – 1981. – Vol. 19. – P. 25-34.

142. Nachit H., Ibhi A., Abia H., Ohoud M. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites // Comptes Rendus Geoscience. – 2005. – Vol. 337. – No. 16. – P. 1415-1420.

143. Nevolko P.A., Svetlitskaya T.V., Savichev A.A., Vesnin V.S., Fominykh P.A. Uranium-Pb zircon ages, whole-rock and zircon mineral geochemistry as indicators for magmatic fertility and porphyry Cu-Mo-Au mineralization at the Bystrinsky and Shakhtama deposits, Eastern Transbaikalia, Russia // Ore Geology Reviews. – 2021. – 104532.

144. Newton R.C., Manning C.E. Quartz solubility in H_2O-NaCl and H_2O-CO_2 solutions at deep crust-upper mantle pressures and temperatures: 2–15 kbar and 500–900 °C // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2000. – Vol. 64. – No. 17. – P. 2993-3005.

145. O'Neil J.R., Shaw S.E., Flood R.H. Oxygen and hydrogen isotope composition as indicators of granite genesis in the New England Batholith, Australia // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1977. – Vol. 62. – P. 313-328.

146. Patiño Douce A.E., Beard J.S. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar // Journal of Petrology. – 1995. – Vol. 36. – No. 3. – P. 707-738.

147. Paton C., Woodhead J.D., Hellstrom J.C., Heirgt J.M., Greig A., Maas R. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2010. – Vol. 11. – Q0AA06.

148. Piazolo S., Belousova E., La Fontaine A., Corcoran C., Cairney J.M. Trace element homogeneity from micron to atomic scale: Implication for the suitability of the zircon GJ-1 as a trace element reference material // Chemical Geology. – 2017. – Vol. 456. – P. 10-18.

149. Pupin J.P. Zircon and granite petrology // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1980. – Vol. 73. – No. 3. – P. 207-220.

150. Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // Journal of Petrology. – 1995. – Vol. 36. – No. 4. – P. 891-931.

151. Reyf F.G., Seltmann R., Zaraisky G.P. The role of magmatic processes in the formation of banded Li, F-enriched granites from the Orlovka tantalum deposit, Transbaikalia, Russia: microthermometric evidence // The Canadian Mineralogist. – 2000. – Vol. 38. – No. 4. – P. 915-936.

152. Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // Lithos. – 1989. – Vol. 22. – P. 247-263.

153. Ruppen D., Knaf A., Bussien D., Winkler W., Chimedtseren A., Von Quadt A. Restoring the Silurian to Carboniferous northern active continental margin of the Mongol–Okhotsk Ocean in Mongolia: Hangay–Hentey accretionary wedge and seamount collision // Gondwana Research. – 2014. – Vol. 25. – No. 4. – P. 1517-1534.

154. Schwinn G., Markl G. REE systematics in hydrothermal fluorite // Chemical Geology. – 2005. – Vol. 216. – P. 225-248.

155. Sharp Z.D. A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1990. – Vol. 54. – No. 5. – P. 1353-1357.

156. Shmulovich K., Graham C., Yardley B. Quartz, albite and diopside solubilities in H_2O–NaCl and H_2O–CO_2 fluids at 0.5–0.9 GPa // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2001. – Vol. 141. – P. 95-108.

157. Slama J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plesovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chemical Geology. – 2008. – Vol. 249. – No. 1-2. – P. 1-35.

158. Staatz M.H., Carr W.J. Geology and mineral deposits of the Thomas and Dugway ranges, Juab and Tooele counties, Utah // US Government Printing Office. – 1964. – Vol. 415.

159. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. – 1989. – No. 42. – P. 313-345.

160. Svetlitskaya T.V., Nevolko P.A. New whole-rock skarn and porphyry fertility indicators: insights from Cu-Au-Fe skarn and Cu-Mo-Au porphyry deposits in Eastern Transbaikalia, Russia // Ore Geology Reviews. – 2022. – 105108.

161. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its evolution and composition. – London: Blackwell, 1985. – 312 p.

162. Tischendorf G., Forster H.-J., Gottesmann B. Minor- and trace-element composition of trioctahedral micas: A review // Mineralogical Magazine. – 2001. – Vol. 65. – No. 2. – P. 249-276.

163. Tischendorf G., Gottesmann B., Forster H.-J., Trumbull R. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation // Mineralogical Magazine. – 1997. – Vol. 61. – No. 408. – P. 809-834.

164. Tomurtogoo O., Windley B.F., Kröner A., Badarch G., Liu D.Y. Zircon age and occurrence of the Adaatsag ophiolite and Muron shear zone, central Mongolia: constraints on the evolution of the Mongol-Okhotsk ocean, suture and orogeny // Journal of the Geological Society of London. – 2005. – Vol. 162. – P. 125-134.

165. Warr L.N. IMA–CNMNC approved mineral symbols // Mineralogical Magazine. – 2021. – Vol. 85. – P. 291-320.

166. Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // Geostandards Newsletter. – 1995. – Issue 19. – P. 1-23.

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

168. Yuan H.L., Gao S., Dai M.N., Zong C.L., Günther D., Fontaine G.H., Diwu C. Simultaneous determinations of U–Pb age, Hf isotopes and trace element

compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS // Chemical Geology. – 2008. – Vol. 247. – No. 1-2. – P. 100-118.

169. Zaraisky G., Korzhinskaya V., Kotova N., 2010. Experimental studies of Ta2O5 and columbite-tantalite solubility in fluoride solutions from 300 to 550 °C and 50 to 100 MPa // Mineralogy and Petrology. – 2010. – Vol. 99. – No. 3. – P. 287-300.

170. Zorin Y.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // Tectonophysics. – 1999. – Vol. 306. – P. 33-56.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1. Результаты U-Pb-датирования циркона из гранитоидов кукульбейского комплекса

Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ		$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ	
Соктуйский массив. Обр. Z21-108 (монцогранит ГИФ)										
~~0.26~~	~~0.0512~~	~~0.0010~~	~~0.1603~~	~~0.0026~~	~~0.81~~	~~151~~	~~2~~	~~145~~	~~2~~	~~4.1~~
~~0.42~~	~~0.0733~~	~~0.0016~~	~~0.2398~~	~~0.0044~~	~~0.83~~	~~218~~	~~4~~	~~151~~	~~2~~	~~44.1~~
0.32	0.0496	0.0011	0.1529	0.0030	0.84	145	3	143	2	1.2
~~0.42~~	~~0.0614~~	~~0.0013~~	~~0.2028~~	~~0.0034~~	~~0.81~~	~~188~~	~~3~~	~~153~~	~~2~~	~~22.8~~
~~0.30~~	~~0.0827~~	~~0.0018~~	~~0.2333~~	~~0.0041~~	~~0.82~~	~~213~~	~~3~~	~~131~~	~~2~~	~~62.9~~
~~0.58~~	~~0.1214~~	~~0.0027~~	~~0.3900~~	~~0.0072~~	~~0.83~~	~~334~~	~~5~~	~~149~~	~~2~~	~~124.9~~
0.51	0.0488	0.0013	0.1511	0.0035	0.88	143	3	144	2	-0.4
0.56	0.0488	0.0010	0.1502	0.0025	0.82	142	2	143	2	-0.4
0.24	0.0491	0.0012	0.1547	0.0032	0.86	146	3	146	2	0.1
0.31	0.0495	0.0010	0.1513	0.0026	0.82	143	2	142	2	1.1
~~0.73~~	~~0.0482~~	~~0.0013~~	~~0.1489~~	~~0.0036~~	~~0.88~~	~~141~~	~~3~~	~~143~~	~~2~~	~~-1.4~~
0.31	0.0494	0.0013	0.1515	0.0035	0.87	143	3	142	2	0.9
0.12	0.0490	0.0010	0.1494	0.0024	0.80	141	2	141	2	0.1
~~0.38~~	~~0.0553~~	~~0.0012~~	~~0.1764~~	~~0.0032~~	~~0.82~~	~~165~~	~~3~~	~~148~~	~~2~~	~~11.8~~
~~0.35~~	~~0.0585~~	~~0.0013~~	~~0.1857~~	~~0.0035~~	~~0.83~~	~~173~~	~~3~~	~~147~~	~~2~~	~~17.7~~
~~0.50~~	~~0.0537~~	~~0.0012~~	~~0.1653~~	~~0.0030~~	~~0.82~~	~~155~~	~~3~~	~~143~~	~~2~~	~~8.8~~
0.35	0.0488	0.0011	0.1520	0.0027	0.82	144	2	144	2	-0.3
0.14	0.0491	0.0010	0.1432	0.0024	0.80	136	2	135	2	0.5
0.67	0.0493	0.0013	0.1520	0.0035	0.87	144	3	143	2	0.6
~~0.24~~	~~0.0498~~	~~0.0011~~	~~0.1527~~	~~0.0026~~	~~0.81~~	~~144~~	~~2~~	~~142~~	~~2~~	~~1.7~~
0.46	0.0486	0.0013	0.1541	0.0035	0.87	146	3	147	2	-0.8
~~0.60~~	~~0.0502~~	~~0.0011~~	~~0.1531~~	~~0.0028~~	~~0.82~~	~~145~~	~~2~~	~~141~~	~~2~~	~~2.5~~
~~0.21~~	~~0.0516~~	~~0.0010~~	~~0.1805~~	~~0.0029~~	~~0.79~~	~~169~~	~~2~~	~~162~~	~~2~~	~~4.2~~
~~0.25~~	~~0.0643~~	~~0.0013~~	~~0.2093~~	~~0.0033~~	~~0.79~~	~~193~~	~~3~~	~~151~~	~~2~~	~~28.1~~
0.24	0.0493	0.0010	0.1507	0.0023	0.78	143	2	142	2	0.7
0.40	0.0495	0.0011	0.1537	0.0028	0.82	145	2	144	2	0.8
0.19	0.0498	0.0010	0.1599	0.0024	0.78	151	2	149	2	1.3
~~0.14~~	~~0.0511~~	~~0.0010~~	~~0.1647~~	~~0.0026~~	~~0.79~~	~~155~~	~~2~~	~~149~~	~~2~~	~~3.8~~
0.29	0.0490	0.0010	0.1458	0.0023	0.78	138	2	138	2	0.1
~~0.31~~	~~0.0544~~	~~0.0011~~	~~0.1579~~	~~0.0024~~	~~0.78~~	~~149~~	~~2~~	~~135~~	~~2~~	~~10.6~~
~~0.32~~	~~0.0508~~	~~0.0010~~	~~0.1565~~	~~0.0025~~	~~0.79~~	~~148~~	~~2~~	~~143~~	~~2~~	~~3.5~~
0.21	0.0489	0.0010	0.1476	0.0023	0.79	140	2	140	2	-0.1
~~0.23~~	~~0.0501~~	~~0.0010~~	~~0.1502~~	~~0.0023~~	~~0.78~~	~~142~~	~~2~~	~~139~~	~~2~~	~~2.4~~
0.47	0.0489	0.0018	0.1511	0.0050	0.91	143	4	143	2	-0.1
~~0.63~~	~~0.0532~~	~~0.0011~~	~~0.1600~~	~~0.0026~~	~~0.79~~	~~151~~	~~2~~	~~139~~	~~2~~	~~8.2~~
~~0.71~~	~~0.0573~~	~~0.0012~~	~~0.1779~~	~~0.0029~~	~~0.79~~	~~166~~	~~2~~	~~144~~	~~2~~	~~15.7~~
0.72	0.0494	0.0013	0.1534	0.0034	0.86	145	3	144	2	0.7
0.54	0.0486	0.0014	0.1506	0.0037	0.88	143	3	144	2	-0.8
0.49	0.0490	0.0013	0.1528	0.0035	0.87	144	3	144	2	0.1
~~0.41~~	~~0.0674~~	~~0.0015~~	~~0.2044~~	~~0.0036~~	~~0.81~~	~~189~~	~~3~~	~~140~~	~~2~~	~~34.5~~

Приложение 1 (продолжение)

Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ		$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ	
Соктуйский массив. Обр. Z21-102 (аляскит ФДИ)										
0.65	0.1536	0.0081	0.0229	0.0005	0.37	144	7	146	3	-1.2
0.62	0.1540	0.0100	0.0226	0.0005	0.31	144	9	144	3	0.2
0.58	0.1535	0.0085	0.0224	0.0004	0.32	144	8	143	3	1.1
0.56	0.1564	0.0088	0.0226	0.0005	0.36	147	8	144	3	1.9
~~0.76~~	~~0.1530~~	~~0.0100~~	~~0.0230~~	~~0.0005~~	~~0.30~~	~~143~~	~~9~~	~~147~~	~~3~~	~~-2.6~~
~~0.47~~	~~0.1490~~	~~0.0130~~	~~0.0228~~	~~0.0005~~	~~0.26~~	~~139~~	~~11~~	~~145~~	~~3~~	~~-4.4~~
0.62	0.1545	0.0087	0.0227	0.0004	0.34	145	8	144	3	0.4
0.52	0.1538	0.0090	0.0227	0.0005	0.37	144	8	144	3	0.0
~~0.59~~	~~0.1600~~	~~0.0110~~	~~0.0223~~	~~0.0004~~	~~0.28~~	~~149~~	~~10~~	~~142~~	~~3~~	~~4.9~~
0.57	0.1556	0.0094	0.0225	0.0005	0.35	146	8	144	3	1.6
~~0.58~~	~~0.1619~~	~~0.0070~~	~~0.0228~~	~~0.0004~~	~~0.45~~	~~152~~	~~6~~	~~146~~	~~3~~	~~4.3~~
~~0.63~~	~~0.1603~~	~~0.0083~~	~~0.0220~~	~~0.0004~~	~~0.36~~	~~151~~	~~7~~	~~140~~	~~3~~	~~7.2~~
~~0.58~~	~~0.1570~~	~~0.0100~~	~~0.0226~~	~~0.0005~~	~~0.34~~	~~147~~	~~9~~	~~144~~	~~3~~	~~2.1~~
0.64	0.1545	0.0091	0.0227	0.0004	0.31	145	8	145	3	0.3
0.45	0.1544	0.0093	0.0225	0.0004	0.32	145	8	144	3	1.1
~~0.53~~	~~0.1560~~	~~0.0100~~	~~0.0225~~	~~0.0005~~	~~0.33~~	~~146~~	~~9~~	~~144~~	~~3~~	~~2.0~~
0.61	0.1545	0.0079	0.0225	0.0004	0.38	145	7	144	3	1.0
~~0.69~~	~~0.1630~~	~~0.0094~~	~~0.0222~~	~~0.0004~~	~~0.32~~	~~153~~	~~8~~	~~142~~	~~3~~	~~7.8~~
0.54	0.1550	0.0110	0.0228	0.0005	0.29	145	10	145	3	0.1
0.68	0.1562	0.0096	0.0226	0.0005	0.33	147	8	144	3	1.7
0.57	0.1550	0.0079	0.0227	0.0004	0.37	147	7	145	3	1.4
~~0.81~~	~~0.1602~~	~~0.0098~~	~~0.0225~~	~~0.0005~~	~~0.39~~	~~150~~	~~9~~	~~143~~	~~3~~	~~4.7~~
0.50	0.1530	0.0150	0.0230	0.0006	0.28	144	14	146	4	-1.6
~~0.54~~	~~0.1618~~	~~0.0085~~	~~0.0226~~	~~0.0005~~	~~0.41~~	~~152~~	~~7~~	~~144~~	~~3~~	~~5.4~~
~~0.54~~	~~0.1704~~	~~0.0060~~	~~0.0230~~	~~0.0004~~	~~0.47~~	~~159~~	~~5~~	~~146~~	~~2~~	~~8.9~~
0.53	0.1536	0.0085	0.0226	0.0004	0.33	144	8	144	3	0.1
0.54	0.1550	0.0130	0.0224	0.0006	0.31	145	11	143	4	1.5
~~0.40~~	~~0.1550~~	~~0.0190~~	~~0.0231~~	~~0.0008~~	~~0.27~~	~~143~~	~~16~~	~~147~~	~~5~~	~~-2.9~~
~~0.53~~	~~0.1690~~	~~0.0110~~	~~0.0236~~	~~0.0005~~	~~0.29~~	~~158~~	~~9~~	~~150~~	~~3~~	~~5.4~~
~~0.62~~	~~0.1752~~	~~0.0096~~	~~0.0236~~	~~0.0005~~	~~0.36~~	~~163~~	~~8~~	~~150~~	~~3~~	~~8.6~~
0.57	0.1530	0.0140	0.0226	0.0005	0.26	143	12	144	3	-0.8
~~0.51~~	~~0.1420~~	~~0.0099~~	~~0.0229~~	~~0.0005~~	~~0.29~~	~~134~~	~~9~~	~~146~~	~~3~~	~~-8.5~~
0.75	0.1580	0.0100	0.0232	0.0006	0.44	149	9	148	4	0.3
0.54	0.1530	0.0100	0.0229	0.0006	0.37	144	9	146	4	-1.4
~~0.47~~	~~0.1410~~	~~0.0140~~	~~0.0230~~	~~0.0007~~	~~0.28~~	~~133~~	~~13~~	~~147~~	~~4~~	~~-9.2~~
~~0.52~~	~~0.1498~~	~~0.0085~~	~~0.0234~~	~~0.0005~~	~~0.39~~	~~141~~	~~8~~	~~149~~	~~3~~	~~-5.4~~
~~0.72~~	~~0.1514~~	~~0.0088~~	~~0.0228~~	~~0.0005~~	~~0.37~~	~~142~~	~~8~~	~~146~~	~~3~~	~~-2.2~~
0.46	0.1570	0.0140	0.0231	0.0007	0.33	147	12	147	4	-0.2
0.50	0.1550	0.0110	0.0229	0.0007	0.41	145	10	146	4	-0.4
0.54	0.1542	0.0085	0.0231	0.0005	0.41	145	7	147	3	-1.4
~~0.53~~	~~0.1520~~	~~0.0100~~	~~0.0229~~	~~0.0005~~	~~0.35~~	~~142~~	~~9~~	~~146~~	~~3~~	~~-2.3~~
0.86	0.1520	0.0100	0.0228	0.0005	0.32	143	9	145	3	-1.6
0.95	0.1550	0.0085	0.0227	0.0004	0.31	146	8	145	3	0.7
0.54	0.1560	0.0140	0.0227	0.0007	0.32	146	12	145	4	0.8
~~0.52~~	~~0.1522~~	~~0.0099~~	~~0.0230~~	~~0.0005~~	~~0.34~~	~~143~~	~~9~~	~~147~~	~~3~~	~~-2.6~~

Приложение 1 (продолжение)

Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ		$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ	
Соктуйский массив. Обр. Z22-91 (щелочно-полевошпатовый гранит-порфир ФДИ)										
0.41	0.1490	0.0120	0.0220	0.0005	0.29	140	11	141	3	-0.4
0.45	0.1492	0.0095	0.0222	0.0004	0.30	140	9	141	3	-0.6
~~0.35~~	~~0.1510~~	~~0.0160~~	~~0.0228~~	~~0.0008~~	~~0.34~~	~~142~~	~~14~~	~~146~~	~~5~~	~~-2.4~~
0.44	0.1476	0.0090	0.0220	0.0004	0.32	139	8	141	3	-1.0
~~0.39~~	~~0.1490~~	~~0.0100~~	~~0.0226~~	~~0.0006~~	~~0.42~~	~~141~~	~~9~~	~~144~~	~~4~~	~~-2.3~~
~~0.51~~	~~0.1470~~	~~0.0270~~	~~0.0217~~	~~0.0010~~	~~0.24~~	~~136~~	~~24~~	~~139~~	~~6~~	~~-1.8~~
~~0.68~~	~~0.1570~~	~~0.0160~~	~~0.0220~~	~~0.0006~~	~~0.26~~	~~145~~	~~14~~	~~141~~	~~4~~	~~3.2~~
~~0.37~~	~~0.1510~~	~~0.0200~~	~~0.0225~~	~~0.0008~~	~~0.27~~	~~139~~	~~18~~	~~143~~	~~5~~	~~-2.9~~
0.63	0.1540	0.0210	0.0224	0.0008	0.28	141	18	143	5	-1.2
~~0.35~~	~~0.1600~~	~~0.0220~~	~~0.0219~~	~~0.0007~~	~~0.23~~	~~150~~	~~20~~	~~140~~	~~4~~	~~7.2~~
~~0.58~~	~~0.1480~~	~~0.0270~~	~~0.0225~~	~~0.0009~~	~~0.22~~	~~135~~	~~23~~	~~144~~	~~6~~	~~-6.0~~
0.56	0.1500	0.0180	0.0222	0.0008	0.28	142	17	141	5	0.4
0.30	0.1528	0.0054	0.0226	0.0004	0.48	144	5	144	2	0.2
0.44	0.1520	0.0190	0.0222	0.0007	0.25	143	17	142	4	1.1
~~0.52~~	~~0.1570~~	~~0.0270~~	~~0.0229~~	~~0.0009~~	~~0.23~~	~~149~~	~~25~~	~~146~~	~~6~~	~~2.3~~
~~0.39~~	~~0.1530~~	~~0.0110~~	~~0.0221~~	~~0.0006~~	~~0.35~~	~~144~~	~~10~~	~~141~~	~~4~~	~~2.1~~
~~0.45~~	~~0.1500~~	~~0.0250~~	~~0.0219~~	~~0.0010~~	~~0.27~~	~~136~~	~~22~~	~~140~~	~~6~~	~~-2.6~~
~~0.80~~	~~0.1490~~	~~0.0180~~	~~0.0220~~	~~0.0007~~	~~0.25~~	~~138~~	~~15~~	~~140~~	~~4~~	~~-1.6~~
~~0.48~~	~~0.1460~~	~~0.0110~~	~~0.0219~~	~~0.0005~~	~~0.32~~	~~138~~	~~10~~	~~140~~	~~3~~	~~-1.4~~
0.36	0.1530	0.0110	0.0223	0.0005	0.34	143	10	142	3	0.6
0.35	0.1540	0.0150	0.0224	0.0006	0.28	143	13	143	4	0.2
~~0.43~~	~~0.1570~~	~~0.0100~~	~~0.0225~~	~~0.0008~~	~~0.54~~	~~148~~	~~9~~	~~144~~	~~5~~	~~2.8~~
0.44	0.1540	0.0140	0.0224	0.0007	0.33	144	12	143	4	0.9
0.38	0.1540	0.0170	0.0225	0.0008	0.33	143	15	143	5	-0.1
0.36	0.1530	0.0260	0.0224	0.0009	0.22	141	22	143	5	-1.1
~~0.70~~	~~0.1780~~	~~0.0160~~	~~0.0219~~	~~0.0006~~	~~0.30~~	~~164~~	~~14~~	~~139~~	~~4~~	~~17.6~~
~~0.37~~	~~0.1443~~	~~0.0078~~	~~0.0222~~	~~0.0005~~	~~0.40~~	~~136~~	~~7~~	~~142~~	~~3~~	~~-3.9~~
0.75	0.1510	0.0030	0.0223	0.0005	0.96	143	3	142	3	0.6
0.52	0.1497	0.0027	0.0222	0.0003	0.85	142	2	141	2	0.1
0.58	0.1520	0.0150	0.0223	0.0007	0.33	141	13	142	5	-0.6
~~0.53~~	~~0.1570~~	~~0.0190~~	~~0.0224~~	~~0.0008~~	~~0.30~~	~~146~~	~~17~~	~~143~~	~~5~~	~~2.4~~
0.42	0.1520	0.0220	0.0223	0.0009	0.28	143	20	142	6	0.4
~~0.35~~	~~0.1410~~	~~0.0160~~	~~0.0231~~	~~0.0008~~	~~0.29~~	~~132~~	~~14~~	~~147~~	~~5~~	~~-10.2~~
~~0.59~~	~~0.1840~~	~~0.0210~~	~~0.0217~~	~~0.0006~~	~~0.24~~	~~169~~	~~19~~	~~138~~	~~4~~	~~22.2~~
~~0.47~~	~~0.1858~~	~~0.0093~~	~~0.0224~~	~~0.0004~~	~~0.39~~	~~173~~	~~8~~	~~143~~	~~3~~	~~21.2~~
~~0.44~~	~~0.2140~~	~~0.0210~~	~~0.0239~~	~~0.0006~~	~~0.25~~	~~193~~	~~17~~	~~153~~	~~4~~	~~26.6~~
0.26	0.1514	0.0094	0.0225	0.0007	0.49	143	8	144	4	-0.7
~~0.44~~	~~0.2660~~	~~0.0320~~	~~0.0236~~	~~0.0009~~	~~0.30~~	~~230~~	~~25~~	~~151~~	~~5~~	~~52.8~~
~~0.50~~	~~0.1699~~	~~0.0095~~	~~0.0253~~	~~0.0005~~	~~0.34~~	~~158~~	~~8~~	~~161~~	~~3~~	~~-1.7~~
0.54	0.1530	0.0220	0.0222	0.0008	0.25	142	20	141	5	0.6
~~0.58~~	~~0.2230~~	~~0.0200~~	~~0.0235~~	~~0.0006~~	~~0.27~~	~~203~~	~~17~~	~~150~~	~~4~~	~~35.4~~
~~0.36~~	~~0.1460~~	~~0.0120~~	~~0.0222~~	~~0.0006~~	~~0.30~~	~~137~~	~~10~~	~~142~~	~~4~~	~~-3.3~~
~~0.41~~	~~0.1585~~	~~0.0078~~	~~0.0247~~	~~0.0005~~	~~0.44~~	~~149~~	~~7~~	~~157~~	~~3~~	~~-5.3~~
~~0.43~~	~~0.1700~~	~~0.0260~~	~~0.0225~~	~~0.0009~~	~~0.27~~	~~152~~	~~22~~	~~144~~	~~6~~	~~5.9~~
~~0.25~~	~~0.1685~~	~~0.0047~~	~~0.0246~~	~~0.0004~~	~~0.63~~	~~158~~	~~4~~	~~157~~	~~3~~	~~0.7~~

Приложение 1 (продолжение)

Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ		$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ	
Соктуйский массив. Обр. Z23-6/1 (гранодиорит ФДИ)										
~~0.29~~	~~0.1551~~	~~0.0040~~	~~0.0226~~	~~0.0003~~	~~0.56~~	~~146~~	~~4~~	~~144~~	~~2~~	~~1.7~~
0.33	0.1486	0.0049	0.0221	0.0003	0.47	141	4	141	2	-0.2
0.50	0.1463	0.0047	0.0216	0.0003	0.48	139	4	138	2	0.7
0.31	0.1467	0.0030	0.0216	0.0003	0.69	139	3	138	2	1.1
~~0.39~~	~~0.1524~~	~~0.0043~~	~~0.0216~~	~~0.0003~~	~~0.53~~	~~144~~	~~4~~	~~138~~	~~2~~	~~4.4~~
~~0.41~~	~~0.1482~~	~~0.0033~~	~~0.0216~~	~~0.0003~~	~~0.65~~	~~140~~	~~3~~	~~138~~	~~2~~	~~1.7~~
0.41	0.1449	0.0051	0.0219	0.0003	0.44	137	5	140	2	-1.6
0.26	0.1501	0.0030	0.0222	0.0003	0.70	142	3	142	2	0.4
~~0.28~~	~~0.1553~~	~~0.0042~~	~~0.0220~~	~~0.0003~~	~~0.55~~	~~147~~	~~4~~	~~140~~	~~2~~	~~4.6~~
~~0.50~~	~~0.1532~~	~~0.0060~~	~~0.0218~~	~~0.0004~~	~~0.41~~	~~145~~	~~5~~	~~139~~	~~2~~	~~4.0~~
0.31	0.1515	0.0065	0.0222	0.0004	0.39	143	6	142	2	1.2
0.50	0.1515	0.0043	0.0222	0.0003	0.52	143	4	142	2	1.2
0.48	0.1473	0.0040	0.0219	0.0003	0.53	140	4	140	2	-0.1
0.33	0.1504	0.0033	0.0224	0.0003	0.66	142	3	143	2	-0.6
0.43	0.1539	0.0066	0.0225	0.0004	0.39	145	6	143	2	1.5
~~0.34~~	~~0.1623~~	~~0.0025~~	~~0.0205~~	~~0.0003~~	~~0.88~~	~~153~~	~~2~~	~~131~~	~~2~~	~~16.7~~
~~0.29~~	~~0.1543~~	~~0.0048~~	~~0.0223~~	~~0.0003~~	~~0.49~~	~~146~~	~~4~~	~~142~~	~~2~~	~~2.5~~
~~0.39~~	~~0.1594~~	~~0.0033~~	~~0.0229~~	~~0.0003~~	~~0.68~~	~~150~~	~~3~~	~~146~~	~~2~~	~~3.0~~
~~0.42~~	~~0.1573~~	~~0.0046~~	~~0.0223~~	~~0.0003~~	~~0.52~~	~~148~~	~~4~~	~~142~~	~~2~~	~~4.5~~
~~0.43~~	~~0.1719~~	~~0.0042~~	~~0.0236~~	~~0.0003~~	~~0.59~~	~~161~~	~~4~~	~~150~~	~~2~~	~~7.0~~
~~0.44~~	~~0.1471~~	~~0.0041~~	~~0.0224~~	~~0.0003~~	~~0.53~~	~~139~~	~~4~~	~~143~~	~~2~~	~~-2.2~~
~~0.33~~	~~0.1547~~	~~0.0029~~	~~0.0223~~	~~0.0003~~	~~0.74~~	~~146~~	~~3~~	~~142~~	~~2~~	~~2.8~~
~~0.28~~	~~0.1527~~	~~0.0050~~	~~0.0222~~	~~0.0003~~	~~0.47~~	~~144~~	~~4~~	~~141~~	~~2~~	~~2.1~~
~~0.33~~	~~0.1550~~	~~0.0039~~	~~0.0231~~	~~0.0003~~	~~0.59~~	~~146~~	~~3~~	~~147~~	~~2~~	~~-0.7~~
~~0.31~~	~~0.1523~~	~~0.0055~~	~~0.0220~~	~~0.0004~~	~~0.44~~	~~144~~	~~5~~	~~141~~	~~2~~	~~2.4~~
0.40	0.1509	0.0052	0.0224	0.0004	0.45	143	5	143	2	-0.2
~~0.25~~	~~0.1582~~	~~0.0077~~	~~0.0221~~	~~0.0004~~	~~0.36~~	~~149~~	~~7~~	~~141~~	~~2~~	~~5.8~~
~~0.32~~	~~0.1550~~	~~0.0052~~	~~0.0226~~	~~0.0004~~	~~0.46~~	~~146~~	~~5~~	~~144~~	~~2~~	~~1.7~~
~~0.29~~	~~0.1686~~	~~0.0050~~	~~0.0233~~	~~0.0004~~	~~0.53~~	~~158~~	~~4~~	~~148~~	~~2~~	~~6.7~~
0.31	0.1510	0.0033	0.0225	0.0003	0.65	143	3	143	2	-0.2
~~0.45~~	~~0.1546~~	~~0.0037~~	~~0.0225~~	~~0.0003~~	~~0.60~~	~~146~~	~~3~~	~~143~~	~~2~~	~~2.0~~
0.44	0.1456	0.0042	0.0217	0.0003	0.52	138	4	139	2	-0.4
~~0.40~~	~~0.1492~~	~~0.0040~~	~~0.0225~~	~~0.0003~~	~~0.54~~	~~141~~	~~4~~	~~143~~	~~2~~	~~-1.5~~
0.50	0.1537	0.0033	0.0225	0.0003	0.67	145	3	143	2	1.4
0.47	0.1516	0.0041	0.0222	0.0003	0.55	143	4	141	2	1.6
~~0.38~~	~~0.1501~~	~~0.0050~~	~~0.0217~~	~~0.0003~~	~~0.47~~	~~142~~	~~4~~	~~139~~	~~2~~	~~2.5~~
~~0.29~~	~~0.1557~~	~~0.0038~~	~~0.0223~~	~~0.0003~~	~~0.60~~	~~147~~	~~3~~	~~142~~	~~2~~	~~3.5~~
0.35	0.1464	0.0040	0.0217	0.0003	0.54	139	4	138	2	0.4
~~0.45~~	~~0.1583~~	~~0.0041~~	~~0.0223~~	~~0.0003~~	~~0.57~~	~~149~~	~~4~~	~~143~~	~~2~~	~~4.7~~
~~0.24~~	~~0.1496~~	~~0.0045~~	~~0.0216~~	~~0.0003~~	~~0.50~~	~~142~~	~~4~~	~~138~~	~~2~~	~~2.5~~

Приложение 1 (продолжение)

Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ		$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ	
Соктуйский массив. Обр. Z23-6/3 (кварцевый сиенит ФДИ)										
0.55	0.1480	0.0031	0.0227	0.0003	0.69	140	3	145	2	-3.2
0.74	0.1503	0.0044	0.0223	0.0003	0.53	142	4	142	2	0.2
1.02	0.1509	0.0036	0.0220	0.0003	0.64	143	3	140	2	2.0
0.76	0.1536	0.0028	0.0226	0.0003	0.80	145	2	144	2	0.8
~~0.78~~	~~0.1677~~	~~0.0029~~	~~0.0227~~	~~0.0003~~	~~0.84~~	~~157~~	~~3~~	~~145~~	~~2~~	~~8.9~~
0.58	0.1472	0.0045	0.0220	0.0003	0.50	139	4	140	2	-0.5
0.57	0.1480	0.0070	0.0220	0.0004	0.36	140	6	140	2	0.1
~~0.70~~	~~0.1552~~	~~0.0054~~	~~0.0219~~	~~0.0004~~	~~0.46~~	~~146~~	~~5~~	~~140~~	~~2~~	~~4.6~~
0.85	0.1480	0.0052	0.0217	0.0004	0.46	140	5	138	2	1.5
0.52	0.1478	0.0062	0.0219	0.0004	0.39	140	5	140	2	0.0
1.35	0.1468	0.0026	0.0224	0.0003	0.80	139	2	143	2	-2.6
0.47	0.1513	0.0080	0.0222	0.0004	0.34	143	7	142	2	1.1
0.55	0.1459	0.0071	0.0217	0.0004	0.37	138	6	138	2	-0.1
0.52	0.1512	0.0050	0.0224	0.0004	0.48	143	4	143	2	0.0
~~0.48~~	~~0.1452~~	~~0.0044~~	~~0.0225~~	~~0.0004~~	~~0.52~~	~~138~~	~~4~~	~~143~~	~~2~~	~~-4.0~~
~~0.67~~	~~0.1458~~	~~0.0033~~	~~0.0228~~	~~0.0003~~	~~0.66~~	~~138~~	~~3~~	~~145~~	~~2~~	~~-4.9~~
0.40	0.1538	0.0041	0.0222	0.0003	0.58	145	4	142	2	2.5
0.72	0.1501	0.0026	0.0224	0.0003	0.81	142	2	143	2	-0.6
~~0.59~~	~~0.1558~~	~~0.0027~~	~~0.0223~~	~~0.0003~~	~~0.84~~	~~147~~	~~2~~	~~142~~	~~2~~	~~3.2~~
0.45	0.1521	0.0026	0.0225	0.0003	0.85	144	2	143	2	0.5
0.42	0.1506	0.0025	0.0224	0.0003	0.87	143	2	143	2	-0.2
0.44	0.1518	0.0026	0.0225	0.0003	0.83	144	2	143	2	0.1
0.88	0.1505	0.0026	0.0224	0.0003	0.83	142	2	143	2	-0.3
0.46	0.1537	0.0052	0.0218	0.0004	0.48	145	5	139	2	4.5
0.66	0.1535	0.0049	0.0225	0.0004	0.49	145	4	143	2	1.1
0.44	0.1478	0.0023	0.0222	0.0003	0.91	140	2	142	2	-1.2
0.46	0.1504	0.0063	0.0219	0.0004	0.39	142	6	140	2	1.9
0.58	0.1524	0.0051	0.0219	0.0004	0.48	144	5	140	2	3.1
0.56	0.1512	0.0025	0.0225	0.0003	0.86	143	2	144	2	-0.6
0.45	0.1506	0.0031	0.0223	0.0003	0.71	143	3	142	2	0.5
0.61	0.1503	0.0054	0.0229	0.0004	0.45	142	5	146	2	-2.5
0.58	0.1546	0.0053	0.0227	0.0004	0.46	146	5	144	2	1.0
0.67	0.1476	0.0031	0.0217	0.0003	0.71	140	3	138	2	1.2
0.68	0.1456	0.0025	0.0222	0.0003	0.83	138	2	142	2	-2.5
0.59	0.1457	0.0046	0.0220	0.0003	0.49	138	4	140	2	-1.3
0.48	0.1535	0.0047	0.0222	0.0004	0.51	145	4	142	2	2.3
~~0.75~~	~~0.1587~~	~~0.0041~~	~~0.0215~~	~~0.0003~~	~~0.60~~	~~150~~	~~4~~	~~137~~	~~2~~	~~9.0~~
0.75	0.1463	0.0036	0.0216	0.0003	0.60	139	3	138	2	0.6
0.48	0.1468	0.0040	0.0220	0.0003	0.55	139	4	140	2	-0.9
0.68	0.1436	0.0045	0.0218	0.0003	0.50	136	4	139	2	-2.1

Приложение 1 (продолжение)

Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ		$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ	
Саханайский массив. Обр. Z21-173 (монцогранит ГИФ)										
0.05	0.1530	0.0024	0.0221	0.0003	0.97	145	2	141	2	2.4
0.51	1.3315	0.0246	0.0315	0.0005	0.88	860	11	200	3	330.4
0.67	0.1527	0.0048	0.0222	0.0004	0.51	144	4	141	2	2.1
0.09	0.1514	0.0024	0.0227	0.0003	0.93	143	2	145	2	-1.2
0.16	0.1867	0.0031	0.0229	0.0003	0.89	174	3	146	2	19.1
0.39	0.1675	0.0035	0.0213	0.0003	0.73	157	3	136	2	15.5
0.26	0.1485	0.0031	0.0223	0.0003	0.72	141	3	142	2	-1.1
0.04	0.1505	0.0023	0.0220	0.0003	0.95	142	2	140	2	1.5
0.10	0.1490	0.0024	0.0221	0.0003	0.92	141	2	141	2	0.1
0.17	0.2196	0.0035	0.0225	0.0003	0.92	202	3	144	2	40.5
0.95	0.1666	0.0044	0.0225	0.0004	0.61	156	4	143	2	9.2
0.09	0.1583	0.0026	0.0221	0.0003	0.90	149	2	141	2	5.7
0.04	0.1477	0.0023	0.0220	0.0003	0.92	140	2	140	2	-0.4
0.40	0.1522	0.0031	0.0221	0.0003	0.73	144	3	141	2	2.2
0.03	0.1516	0.0023	0.0222	0.0003	0.96	143	2	142	2	1.3
0.50	0.9639	0.0170	0.0304	0.0005	0.88	685	9	193	3	255.3
0.03	0.1491	0.0023	0.0221	0.0003	0.93	141	2	141	2	0.1
0.09	0.1622	0.0026	0.0217	0.0003	0.92	153	2	138	2	10.3
0.30	0.1480	0.0043	0.0218	0.0004	0.55	140	4	139	2	1.0
0.06	0.1603	0.0027	0.0233	0.0003	0.87	151	2	148	2	1.7
0.09	0.1837	0.0029	0.0225	0.0003	0.94	171	2	144	2	19.3
0.40	0.1508	0.0040	0.0228	0.0004	0.59	143	4	145	2	-1.8
0.08	0.1763	0.0028	0.0230	0.0003	0.94	165	2	147	2	12.3
0.08	0.1985	0.0032	0.0240	0.0004	0.90	184	3	153	2	20.3
0.08	0.1566	0.0026	0.0219	0.0003	0.88	148	2	140	2	5.7
0.27	0.1579	0.0037	0.0231	0.0004	0.65	149	3	147	2	1.2
0.67	5.5128	0.0861	0.0705	0.0011	0.95	1903	13	439	6	333.2
0.09	0.1594	0.0025	0.0222	0.0003	0.91	150	2	141	2	6.3
0.71	0.1510	0.0067	0.0219	0.0004	0.40	143	6	140	2	2.2
0.34	0.1510	0.0042	0.0224	0.0004	0.56	143	4	143	2	0.0
0.17	0.1721	0.0028	0.0224	0.0003	0.91	161	2	143	2	12.9
0.03	0.1521	0.0024	0.0220	0.0003	0.93	144	2	140	2	2.5
0.33	0.7494	0.0121	0.0279	0.0004	0.91	568	7	177	3	220.3
0.18	0.1524	0.0048	0.0225	0.0004	0.53	144	4	144	2	0.3
0.04	0.1541	0.0024	0.0220	0.0003	0.93	146	2	140	2	3.8
0.33	0.1524	0.0042	0.0226	0.0004	0.58	144	4	144	2	0.0
0.66	0.1635	0.0054	0.0224	0.0004	0.50	154	5	143	2	7.9
0.04	0.1562	0.0024	0.0221	0.0003	0.93	147	2	141	2	4.7
0.78	0.1445	0.0051	0.0214	0.0004	0.47	137	5	137	2	0.3

Приложение 1 (продолжение)

Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ		$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ	
Саханайский массив. Обр. Т24-14 (гранодиорит ГИФ)										
0.18	0.1498	0.0027	0.0222	0.0004	0.89	142	2	142	2	0.1
0.77	0.1476	0.0075	0.0216	0.0004	0.39	140	7	138	3	1.5
~~0.06~~	~~0.1631~~	~~0.0026~~	~~0.0226~~	~~0.0004~~	~~1.00~~	~~153~~	~~2~~	~~144~~	~~2~~	~~6.5~~
0.20	0.1497	0.0030	0.0232	0.0004	0.80	142	3	148	2	-3.9
~~0.56~~	~~0.1609~~	~~0.0044~~	~~0.0219~~	~~0.0004~~	~~0.62~~	~~152~~	~~4~~	~~140~~	~~2~~	~~8.6~~
~~0.58~~	~~0.1430~~	~~0.0046~~	~~0.0218~~	~~0.0004~~	~~0.53~~	~~136~~	~~4~~	~~139~~	~~2~~	~~-2.4~~
0.29	0.1488	0.0031	0.0220	0.0004	0.78	141	3	140	2	0.3
~~0.70~~	~~0.1429~~	~~0.0052~~	~~0.0220~~	~~0.0004~~	~~0.49~~	~~136~~	~~5~~	~~140~~	~~2~~	~~-3.4~~
0.09	0.1503	0.0025	0.0222	0.0004	0.95	142	2	142	2	0.4
~~0.05~~	~~0.1492~~	~~0.0025~~	~~0.0215~~	~~0.0003~~	~~0.94~~	~~141~~	~~2~~	~~137~~	~~2~~	~~3.1~~
0.51	0.1461	0.0035	0.0219	0.0004	0.69	139	3	139	2	-0.6
~~0.16~~	~~0.2283~~	~~0.0039~~	~~0.0253~~	~~0.0004~~	~~0.96~~	~~209~~	~~3~~	~~161~~	~~3~~	~~29.8~~
0.40	0.1490	0.0034	0.0217	0.0004	0.74	141	3	139	2	1.8
0.29	0.1482	0.0027	0.0220	0.0004	0.90	140	2	141	2	-0.1
~~0.61~~	~~0.1493~~	~~0.0037~~	~~0.0217~~	~~0.0004~~	~~0.67~~	~~141~~	~~3~~	~~138~~	~~2~~	~~2.2~~
~~0.18~~	~~0.1494~~	~~0.0038~~	~~0.0215~~	~~0.0004~~	~~0.66~~	~~141~~	~~3~~	~~137~~	~~2~~	~~3.1~~
~~0.17~~	~~0.1515~~	~~0.0029~~	~~0.0228~~	~~0.0004~~	~~0.86~~	~~143~~	~~3~~	~~145~~	~~2~~	~~-1.2~~
0.81	0.1492	0.0044	0.0217	0.0004	0.58	141	4	138	2	2.0
~~0.07~~	~~0.1572~~	~~0.0027~~	~~0.0230~~	~~0.0004~~	~~0.95~~	~~148~~	~~2~~	~~147~~	~~2~~	~~1.1~~
~~0.24~~	~~0.1443~~	~~0.0028~~	~~0.0221~~	~~0.0004~~	~~0.85~~	~~137~~	~~2~~	~~141~~	~~2~~	~~-2.7~~
0.22	0.1496	0.0034	0.0220	0.0004	0.75	142	3	140	2	1.0
0.44	0.1452	0.0042	0.0217	0.0004	0.61	138	4	138	2	-0.4
~~0.44~~	~~0.4458~~	~~0.0079~~	~~0.0241~~	~~0.0004~~	~~0.94~~	~~374~~	~~6~~	~~154~~	~~3~~	~~143.5~~
0.06	0.1483	0.0026	0.0222	0.0004	0.94	140	2	141	2	-0.6
~~0.11~~	~~0.1285~~	~~0.0022~~	~~0.0189~~	~~0.0003~~	~~0.97~~	~~123~~	~~2~~	~~120~~	~~2~~	~~2.0~~
~~0.53~~	~~0.3876~~	~~0.0085~~	~~0.0226~~	~~0.0004~~	~~0.79~~	~~333~~	~~6~~	~~144~~	~~2~~	~~131.3~~
0.15	0.1501	0.0032	0.0222	0.0004	0.79	142	3	142	2	0.2
0.38	0.1453	0.0031	0.0219	0.0004	0.78	138	3	140	2	-1.4
0.42	0.1464	0.0036	0.0217	0.0004	0.69	139	3	138	2	0.4
0.15	0.1499	0.0028	0.0222	0.0004	0.89	142	2	142	2	0.3

Приложение 1 (продолжение)

Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ		$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ	
Саханайский массив. Обр. Т24-24 (двуслюдяной монцолейкогранит ГИФ)										
0.57	0.1543	0.0055	0.0230	0.0004	0.50	146	5	146	3	-0.4
~~0.60~~	~~0.5237~~	~~0.0115~~	~~0.0686~~	~~0.0011~~	~~0.75~~	~~428~~	~~8~~	~~428~~	~~7~~	~~0.0~~
~~0.48~~	~~0.4694~~	~~0.0086~~	~~0.0267~~	~~0.0004~~	~~0.88~~	~~391~~	~~6~~	~~170~~	~~3~~	~~130.0~~
0.55	0.1746	0.0074	0.0253	0.0005	0.44	163	6	161	3	1.5
~~0.80~~	~~0.1724~~	~~0.0044~~	~~0.0232~~	~~0.0004~~	~~0.66~~	~~162~~	~~4~~	~~148~~	~~2~~	~~9.3~~
0.33	0.1479	0.0035	0.0224	0.0004	0.71	140	3	143	2	-1.8
~~0.77~~	~~0.2634~~	~~0.0053~~	~~0.0366~~	~~0.0006~~	~~0.81~~	~~237~~	~~4~~	~~232~~	~~4~~	~~2.5~~
0.15	0.1548	0.0031	0.0226	0.0004	0.81	146	3	144	2	1.4
0.11	0.1502	0.0034	0.0228	0.0004	0.71	142	3	145	2	-2.3
~~0.29~~	~~0.3793~~	~~0.0078~~	~~0.0505~~	~~0.0008~~	~~0.79~~	~~327~~	~~6~~	~~317~~	~~5~~	~~2.9~~
0.49	0.1587	0.0064	0.0228	0.0004	0.46	150	6	145	3	3.0
0.35	0.1547	0.0043	0.0226	0.0004	0.60	146	4	144	2	1.2
0.53	0.1531	0.0049	0.0227	0.0004	0.54	145	4	145	2	-0.3
~~0.79~~	~~0.1594~~	~~0.0053~~	~~0.0225~~	~~0.0004~~	~~0.53~~	~~150~~	~~5~~	~~144~~	~~3~~	~~4.5~~
~~0.22~~	~~0.1387~~	~~0.0026~~	~~0.0207~~	~~0.0003~~	~~0.86~~	~~132~~	~~2~~	~~132~~	~~2~~	~~-0.4~~
~~0.21~~	~~0.1595~~	~~0.0032~~	~~0.0226~~	~~0.0004~~	~~0.79~~	~~150~~	~~3~~	~~144~~	~~2~~	~~4.6~~
~~0.59~~	~~0.7975~~	~~0.0212~~	~~0.0273~~	~~0.0005~~	~~0.73~~	~~595~~	~~12~~	~~174~~	~~3~~	~~242.6~~
~~1.83~~	~~0.4193~~	~~0.0094~~	~~0.0557~~	~~0.0009~~	~~0.74~~	~~356~~	~~7~~	~~350~~	~~6~~	~~1.7~~
0.30	0.1532	0.0035	0.0227	0.0004	0.71	145	3	144	2	0.2
0.98	0.1599	0.0059	0.0230	0.0004	0.49	151	5	147	3	2.6
~~0.39~~	~~0.2929~~	~~0.0059~~	~~0.0408~~	~~0.0007~~	~~0.81~~	~~261~~	~~5~~	~~258~~	~~4~~	~~1.3~~
~~0.36~~	~~0.1472~~	~~0.0061~~	~~0.0227~~	~~0.0004~~	~~0.45~~	~~140~~	~~5~~	~~145~~	~~3~~	~~-3.5~~
0.63	0.1561	0.0103	0.0228	0.0005	0.33	147	9	146	3	1.2
~~0.30~~	~~0.1996~~	~~0.0043~~	~~0.0286~~	~~0.0005~~	~~0.77~~	~~185~~	~~4~~	~~182~~	~~3~~	~~1.5~~
~~1.57~~	~~0.1921~~	~~0.0075~~	~~0.0231~~	~~0.0004~~	~~0.48~~	~~178~~	~~6~~	~~147~~	~~3~~	~~21.2~~
0.36	0.1553	0.0052	0.0225	0.0004	0.54	147	5	143	3	2.4
0.55	0.1558	0.0060	0.0230	0.0004	0.47	147	5	146	3	0.5
~~0.40~~	~~0.1634~~	~~0.0048~~	~~0.0227~~	~~0.0004~~	~~0.58~~	~~154~~	~~4~~	~~145~~	~~2~~	~~6.2~~
0.14	0.1556	0.0048	0.0227	0.0004	0.57	147	4	145	3	1.3
~~0.38~~	~~0.1477~~	~~0.0064~~	~~0.0227~~	~~0.0004~~	~~0.44~~	~~140~~	~~6~~	~~145~~	~~3~~	~~-3.3~~
0.04	0.1496	0.0027	0.0223	0.0004	0.89	142	2	142	2	-0.3
~~0.60~~	~~0.1787~~	~~0.0044~~	~~0.0220~~	~~0.0004~~	~~0.69~~	~~167~~	~~4~~	~~141~~	~~2~~	~~18.9~~

Приложение 1 (продолжение)

Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ		$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ	
Саханайский массив. Обр. Z21-165 (двуслюдяной монцолейкогранит апикальной зоны)										
0.54	0.1446	0.0051	0.0216	0.0004	0.48	137	4	138	2	-0.4
0.55	0.1423	0.0081	0.0213	0.0004	0.33	135	7	136	3	-0.7
0.34	0.1463	0.0035	0.0213	0.0003	0.65	139	3	136	2	1.9
0.14	0.1464	0.0026	0.0218	0.0003	0.84	139	2	139	2	-0.1
0.27	0.1475	0.0047	0.0218	0.0004	0.52	140	4	139	2	0.4
0.38	0.1422	0.0039	0.0216	0.0003	0.57	135	4	138	2	-2.0
0.13	0.1425	0.0027	0.0218	0.0003	0.81	135	2	139	2	-2.5
0.31	0.1431	0.0043	0.0219	0.0004	0.53	136	4	139	2	-2.6
0.27	0.1476	0.0031	0.0219	0.0003	0.73	140	3	140	2	0.1
~~0.51~~	~~0.1498~~	~~0.0051~~	~~0.0214~~	~~0.0004~~	~~0.48~~	~~142~~	~~4~~	~~137~~	~~2~~	~~3.8~~
0.49	0.1473	0.0041	0.0215	0.0003	0.56	140	4	137	2	1.8
0.16	0.1467	0.0029	0.0219	0.0003	0.77	139	3	139	2	-0.3
~~0.58~~	~~0.4041~~	~~0.0112~~	~~0.0544~~	~~0.0009~~	~~0.58~~	~~345~~	~~8~~	~~342~~	~~5~~	~~0.9~~
~~0.43~~	~~0.1403~~	~~0.0044~~	~~0.0220~~	~~0.0004~~	~~0.52~~	~~133~~	~~4~~	~~140~~	~~2~~	~~-4.9~~
0.24	0.1473	0.0032	0.0218	0.0003	0.73	140	3	139	2	0.6
0.13	0.1466	0.0032	0.0221	0.0003	0.70	139	3	141	2	-1.6
0.12	0.1495	0.0031	0.0218	0.0003	0.73	142	3	139	2	1.7
~~0.37~~	~~0.2862~~	~~0.0051~~	~~0.0234~~	~~0.0004~~	~~0.86~~	~~256~~	~~4~~	~~149~~	~~2~~	~~71.4~~
0.11	0.1444	0.0026	0.0218	0.0003	0.83	137	2	139	2	-1.7
0.43	0.1495	0.0048	0.0225	0.0004	0.51	142	4	144	2	-1.5
~~0.45~~	~~0.1758~~	~~0.0037~~	~~0.0252~~	~~0.0004~~	~~0.73~~	~~164~~	~~3~~	~~160~~	~~2~~	~~2.5~~
0.48	0.1503	0.0042	0.0221	0.0004	0.58	142	4	141	2	1.1
0.10	0.1473	0.0026	0.0221	0.0003	0.84	140	2	141	2	-0.9
0.20	0.1516	0.0035	0.0226	0.0004	0.68	143	3	144	2	-0.6
0.42	0.1506	0.0062	0.0217	0.0004	0.44	142	5	138	2	3.1
~~0.47~~	~~0.3359~~	~~0.0063~~	~~0.0468~~	~~0.0007~~	~~0.82~~	~~294~~	~~5~~	~~295~~	~~4~~	~~-0.2~~
~~0.37~~	~~0.5759~~	~~0.0109~~	~~0.0757~~	~~0.0012~~	~~0.81~~	~~462~~	~~7~~	~~471~~	~~7~~	~~-1.9~~
0.30	0.1451	0.0032	0.0215	0.0003	0.71	138	3	137	2	0.3
0.27	0.1448	0.0031	0.0214	0.0003	0.71	137	3	137	2	0.4
0.66	0.1415	0.0063	0.0215	0.0004	0.40	134	6	137	2	-2.2
0.41	0.1476	0.0033	0.0219	0.0003	0.70	140	3	140	2	0.2
~~1.93~~	~~0.3782~~	~~0.0083~~	~~0.0421~~	~~0.0007~~	~~0.72~~	~~326~~	~~6~~	~~266~~	~~4~~	~~22.7~~
0.24	0.1503	0.0035	0.0220	0.0004	0.69	142	3	140	2	1.6
0.16	0.1491	0.0028	0.0216	0.0003	0.83	141	2	138	2	2.5
~~0.90~~	~~0.1397~~	~~0.0049~~	~~0.0215~~	~~0.0004~~	~~0.48~~	~~133~~	~~4~~	~~137~~	~~2~~	~~-3.2~~
0.31	0.1524	0.0034	0.0219	0.0004	0.71	144	3	140	2	3.0
0.47	0.1471	0.0051	0.0221	0.0004	0.48	139	5	141	2	-1.0
0.35	0.1496	0.0037	0.0225	0.0004	0.64	142	3	144	2	-1.5
0.42	0.1479	0.0038	0.0221	0.0004	0.63	140	3	141	2	-0.6
~~0.37~~	~~0.1735~~	~~0.0044~~	~~0.0250~~	~~0.0004~~	~~0.64~~	~~163~~	~~4~~	~~159~~	~~3~~	~~2.1~~

Приложение 1 (продолжение)

Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ		$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ	
Саханайский массив. Обр. Т24-03 (двуслюдяной монцолейкогранит-порфир апикальной зоны)										
0.49	0.1523	0.0078	0.0228	0.0005	0.38	144	7	145	3	-1.0
0.66	0.1503	0.0072	0.0228	0.0004	0.40	142	6	146	3	-2.3
0.57	0.1575	0.0066	0.0225	0.0004	0.44	149	6	144	3	3.3
0.46	0.1500	0.0059	0.0231	0.0004	0.45	142	5	147	3	-3.5
~~0.26~~	~~0.1676~~	~~0.0046~~	~~0.0233~~	~~0.0004~~	~~0.62~~	~~157~~	~~4~~	~~149~~	~~2~~	~~5.9~~
0.47	0.1515	0.0046	0.0227	0.0004	0.57	143	4	144	2	-0.8
0.98	0.1522	0.0054	0.0222	0.0004	0.51	144	5	142	2	1.7
~~0.44~~	~~0.1646~~	~~0.0062~~	~~0.0229~~	~~0.0004~~	~~0.49~~	~~155~~	~~5~~	~~146~~	~~3~~	~~6.1~~
~~0.52~~	~~0.2734~~	~~0.0058~~	~~0.0392~~	~~0.0006~~	~~0.77~~	~~245~~	~~5~~	~~248~~	~~4~~	~~-1.1~~
0.20	0.1540	0.0050	0.0229	0.0004	0.54	146	4	146	3	-0.2
0.57	0.1552	0.0062	0.0228	0.0004	0.46	147	5	146	3	0.6
0.29	0.1537	0.0052	0.0226	0.0004	0.52	145	5	144	3	0.8
0.58	0.1496	0.0065	0.0226	0.0004	0.43	142	6	144	3	-1.7
0.75	0.1495	0.0067	0.0228	0.0004	0.41	141	6	145	3	-2.7
~~0.55~~	~~0.2461~~	~~0.0082~~	~~0.0339~~	~~0.0006~~	~~0.53~~	~~223~~	~~7~~	~~215~~	~~4~~	~~4.1~~
0.21	0.1532	0.0040	0.0227	0.0004	0.65	145	3	144	2	0.3
0.65	0.1526	0.0037	0.0225	0.0004	0.68	144	3	143	2	0.6
0.23	0.1564	0.0041	0.0224	0.0004	0.64	148	4	143	2	3.4
0.26	0.1522	0.0042	0.0230	0.0004	0.61	144	4	147	2	-2.1
~~1.53~~	~~0.2537~~	~~0.0068~~	~~0.0361~~	~~0.0006~~	~~0.63~~	~~230~~	~~6~~	~~229~~	~~4~~	~~0.3~~
0.47	0.1556	0.0066	0.0229	0.0004	0.44	147	6	146	3	0.8
0.14	0.1530	0.0036	0.0223	0.0004	0.71	145	3	142	2	1.6
~~0.58~~	~~0.2941~~	~~0.0059~~	~~0.0412~~	~~0.0007~~	~~0.81~~	~~262~~	~~5~~	~~260~~	~~4~~	~~0.6~~
~~0.50~~	~~0.2654~~	~~0.0048~~	~~0.0372~~	~~0.0006~~	~~0.87~~	~~239~~	~~4~~	~~236~~	~~4~~	~~1.4~~
0.24	0.1538	0.0050	0.0229	0.0004	0.54	145	4	146	3	-0.3
0.72	0.1486	0.0096	0.0219	0.0005	0.35	141	8	140	3	0.6
~~0.45~~	~~0.1660~~	~~0.0071~~	~~0.0226~~	~~0.0004~~	~~0.45~~	~~156~~	~~6~~	~~144~~	~~3~~	~~8.2~~
~~0.69~~	~~0.1564~~	~~0.0080~~	~~0.0221~~	~~0.0004~~	~~0.39~~	~~148~~	~~7~~	~~141~~	~~3~~	~~4.5~~
~~0.51~~	~~0.1676~~	~~0.0064~~	~~0.0231~~	~~0.0004~~	~~0.48~~	~~157~~	~~6~~	~~147~~	~~3~~	~~6.9~~
0.61	0.1477	0.0071	0.0225	0.0004	0.40	140	6	144	3	-2.6
~~0.53~~	~~0.1669~~	~~0.0073~~	~~0.0226~~	~~0.0004~~	~~0.44~~	~~157~~	~~6~~	~~144~~	~~3~~	~~8.7~~
0.42	0.1578	0.0065	0.0229	0.0004	0.45	149	6	146	3	1.9
~~1.20~~	~~0.2718~~	~~0.0061~~	~~0.0389~~	~~0.0006~~	~~0.73~~	~~244~~	~~5~~	~~246~~	~~4~~	~~-0.7~~
0.12	0.1565	0.0036	0.0229	0.0004	0.73	148	3	146	2	1.2
~~0.04~~	~~0.2631~~	~~0.0046~~	~~0.0244~~	~~0.0004~~	~~0.91~~	~~237~~	~~4~~	~~156~~	~~2~~	~~52.3~~
~~0.52~~	~~0.1640~~	~~0.0086~~	~~0.0227~~	~~0.0005~~	~~0.39~~	~~154~~	~~7~~	~~144~~	~~3~~	~~6.8~~
~~0.02~~	~~0.1686~~	~~0.0029~~	~~0.0226~~	~~0.0004~~	~~0.92~~	~~158~~	~~3~~	~~144~~	~~2~~	~~9.9~~
0.87	0.1552	0.0061	0.0228	0.0004	0.47	147	5	145	3	1.0
0.34	0.1538	0.0056	0.0230	0.0004	0.49	145	5	147	3	-0.9
~~0.03~~	~~0.1863~~	~~0.0032~~	~~0.0233~~	~~0.0004~~	~~0.92~~	~~174~~	~~3~~	~~148~~	~~2~~	~~17.1~~

Приложение 2. Состав слюд из гранитоидов кукульбейского комплекса

Массив, фаза	Обр. №	Слюда	Содержание петрогенных компонентов (мас. %)													*f*	*al*
			∑	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	Li_2O	Cl	F		
Сокуйский массив. Главная интрузивная фаза	Z21-108. Монцогранит	Сидерофиллит	97.32	35.74	3.56	14.23	0.03	30.00	2.23	0.57	н.п.о.	0.11	9.62	0.15	0.32	0.91	93	17
			97.47	35.76	3.69	14.25	0.00	29.97	2.17	0.58	н.п.о.	0.12	9.72	0.15	0.32	0.90	93	17
			97.55	35.50	3.71	13.94	0.00	30.53	2.07	0.65	н.п.о.	0.13	9.66	0.21	0.27	1.11	94	17
			97.14	35.25	3.28	14.25	0.01	30.40	2.06	0.64	н.п.о.	0.16	9.65	0.21	0.32	1.11	94	17
			97.70	34.75	3.84	12.39	0.01	32.99	1.90	0.68	н.п.о.	0.14	9.55	0.21	0.34	1.11	95	15
			97.76	35.34	2.90	13.40	0.00	32.26	2.09	0.64	н.п.о.	0.10	9.64	0.20	0.31	1.08	94	16
			97.64	36.06	2.25	16.24	0.00	28.89	2.29	0.58	н.п.о.	0.09	9.82	0.17	0.45	0.96	93	19
			97.89	36.41	3.50	15.03	0.00	29.05	2.26	0.58	н.п.о.	0.10	9.80	0.16	0.23	0.96	93	18
			95.61	35.71	3.16	14.62	0.00	28.21	2.35	0.61	н.п.о.	0.09	9.57	0.16	0.34	0.95	92	18
			95.46	35.56	3.26	14.95	0.02	27.93	2.30	0.52	н.п.о.	0.10	9.52	0.17	0.33	0.98	92	19
			97.72	35.81	3.78	14.62	0.00	29.41	2.21	0.73	н.п.о.	0.12	9.68	0.18	0.35	1.01	93	18
			97.93	35.67	3.80	13.91	0.00	30.50	2.21	0.73	н.п.о.	0.14	9.63	0.18	0.32	1.01	93	17
			98.03	35.46	3.74	14.14	0.00	30.71	1.99	0.68	н.п.о.	0.13	9.71	0.21	0.37	1.12	94	17
			96.66	35.45	3.22	14.73	0.02	29.58	2.18	0.62	н.п.о.	0.14	9.62	0.13	0.28	0.82	93	18
			95.01	33.65	2.28	14.32	0.02	33.76	0.55	0.31	0.03	0.22	9.05	0.04	0.44	0.38	98	17

Приложение 2 (продолжение)

Массив, фаза	Обр. №	Слюда	Содержание петрогенных компонентов (мас. %)														*f*	*al*
			∑	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	Li_2O	Cl	F		
Соктуйский массив. Главная интрузивная фаза	Z22-107. Микромонцолейкогранит	Сидерофиллит	94.44	34.23	1.41	17.18	0.00	29.44	0.20	0.51	н.п.о.	0.07	9.80	0.27	0.30	1.30	99	21
			95.69	34.84	1.28	17.14	0.00	30.50	0.24	0.49	н.п.о.	0.10	9.53	0.28	0.23	1.32	99	21
			95.40	34.88	1.54	17.24	0.03	30.02	0.21	0.51	н.п.о.	0.11	9.46	0.20	0.30	1.09	99	21
			95.74	34.83	1.37	17.31	0.00	30.31	0.23	0.48	н.п.о.	0.09	9.67	0.24	0.25	1.20	99	21
			95.46	34.55	0.16	19.17	0.00	29.39	0.18	0.50	н.п.о.	0.08	9.76	0.35	0.16	1.51	99	23
			94.86	35.10	1.43	16.72	0.02	30.30	0.26	0.48	н.п.о.	0.11	8.93	0.22	0.34	1.15	99	20
			95.82	34.65	1.31	16.76	0.02	31.42	0.23	0.50	н.п.о.	0.09	9.39	0.22	0.29	1.14	99	20
			95.98	34.80	1.55	17.47	0.00	30.09	0.23	0.46	н.п.о.	0.09	9.77	0.27	0.23	1.30	99	21
			94.11	34.02	1.76	16.85	0.00	29.58	0.22	0.46	н.п.о.	0.11	9.57	0.27	0.24	1.30	99	21
			95.13	34.87	1.63	16.22	0.00	30.73	0.22	0.45	0.04	0.12	9.36	0.24	0.29	1.20	99	20
			94.94	34.27	1.40	16.15	0.01	31.56	0.19	0.46	н.п.о.	0.10	9.35	0.21	0.31	1.12	99	20
			96.61	35.11	1.21	17.37	0.00	30.95	0.26	0.47	н.п.о.	н.п.о.	9.67	0.24	0.32	1.20	99	21
			95.51	34.72	1.41	17.59	0.00	29.66	0.20	0.50	н.п.о.	0.07	9.78	0.27	0.28	1.29	99	21
			94.77	34.66	1.77	16.56	0.00	29.87	0.20	0.49	н.п.о.	0.06	9.63	0.24	0.33	1.19	99	20
			94.75	34.45	1.77	16.26	0.00	30.26	0.22	0.49	н.п.о.	н.п.о.	9.61	0.30	0.28	1.38	99	20

Приложение 2 (продолжение)

Массив, фаза	Обр. №	Слюда	Содержание петрогенных компонентов (мас. %)														*f*	*al*
			∑	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	Li_2O	Cl	F		
Соктуйский массив. Фаза дополнительный интрузий	Z21-101. Аляскит	Сидерофиллит	95.65	34.56	3.29	11.00	0.00	36.60	0.13	0.32	0.04	0.10	8.86	0.00	0.66	0.09	100	13
			97.35	35.02	3.01	10.89	0.00	37.89	0.11	0.40	н.п.о.	0.12	9.08	0.02	0.58	0.23	100	13
			96.13	35.32	3.25	10.99	0.02	36.25	0.16	0.36	0.06	0.07	8.90	0.00	0.68	0.07	100	13
			95.43	35.49	3.46	10.83	0.00	35.55	0.13	0.35	0.08	н.п.о.	8.78	0.00	0.62	0.09	100	13
			94.64	36.47	3.37	10.93	0.00	33.71	0.11	0.30	0.05	0.09	8.78	0.01	0.62	0.20	100	13
			95.46	35.78	3.55	10.75	0.00	35.47	0.13	0.35	0.05	0.08	8.73	0.00	0.53	0.04	100	13
			95.21	35.13	3.54	11.01	0.00	35.09	0.15	0.39	0.05	0.11	9.03	0.00	0.67	0.05	100	14
			94.61	35.92	3.35	11.00	0.01	34.22	0.15	0.37	0.05	н.п.о.	8.80	0.00	0.63	0.07	100	14
			96.24	34.54	3.56	11.22	0.01	36.65	0.14	0.40	0.07	0.14	8.74	0.00	0.71	0.07	100	14
			96.58	34.85	3.39	10.75	0.00	37.32	0.13	0.34	0.05	0.15	8.90	0.00	0.59	0.10	100	13
	Z22-91. Щел.-пол. гранит-порфир	Сидерофиллит-Fe-биотит	97.68	35.62	3.89	11.31	0.00	31.17	4.03	0.38	н.п.о.	н.п.о.	9.64	0.21	0.49	1.10	89	14
			97.22	35.59	3.85	11.19	0.00	30.91	3.99	0.36	н.п.о.	0.07	9.64	0.21	0.51	1.10	89	14
			97.33	35.46	3.85	10.99	0.02	31.87	3.61	0.40	н.п.о.	0.11	9.38	0.21	0.54	1.10	90	13
			98.12	35.91	3.74	11.23	0.00	31.87	3.80	0.42	н.п.о.	0.09	9.48	0.18	0.54	1.02	89	14
			97.69	35.69	3.82	11.53	0.02	31.72	3.50	0.40	н.п.о.	0.09	9.53	0.13	0.55	0.84	90	14
			98.00	36.18	3.78	11.33	0.00	31.40	3.81	0.41	н.п.о.2	0.08	9.56	0.14	0.54	0.88	89	14

Приложение 2 (продолжение)

Массив, фаза	Обр. №	Слюда	Содержание петрогенных компонентов (мас. %)														*f*	*al*
			∑	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	Li_2O	Cl	F		
Соктуйский массив. Фаза дополнительный интрузий	Z22-91. Щелочно-полевошпатовый гранит-порфир	Сидерофиллит-Fe-биотит	97.32	35.80	3.51	11.54	0.01	31.15	3.84	0.46	н.п.о.	0.08	9.53	0.15	0.50	0.91	89	14
			95.96	35.08	3.38	11.35	0.00	31.61	3.72	0.42	0.07	0.07	8.82	0.17	0.47	0.96	89	14
			79.35	27.53	2.42	8.93	0.00	30.02	2.51	0.31	0.11	0.06	6.67	0.04	0.36	0.43	92	13
			97.81	35.63	3.79	11.38	0.00	32.20	3.46	0.40	н.п.о.	0.14	9.34	0.14	0.60	0.86	90	14
			96.79	35.42	3.72	11.49	0.00	31.54	3.46	0.37	н.п.о.	0.07	9.39	0.12	0.54	0.79	90	14
			94.77	34.26	3.80	10.75	0.00	31.69	3.13	0.39	н.п.о.	0.11	9.24	0.13	0.56	0.82	91	13
			96.46	36.02	3.64	11.78	0.00	29.44	4.32	0.31	н.п.о.	0.04	9.54	0.16	0.43	0.94	87	14
			97.38	37.16	2.80	12.23	0.01	29.26	4.64	0.32	н.п.о.	0.07	9.41	0.17	0.49	0.98	86	15
			95.34	35.44	3.97	11.40	0.01	29.63	3.69	0.39	н.п.о.	0.08	9.49	0.11	0.50	0.75	89	14
			93.08	33.21	4.06	10.63	0.02	30.49	3.59	0.33	н.п.о.	н.п.о.	9.32	0.15	0.47	0.91	89	14
			95.42	35.77	3.76	12.08	0.00	28.74	3.80	0.31	н.п.о.	н.п.о.	9.60	0.14	0.49	0.88	88	15
			93.57	34.60	3.69	11.32	0.00	29.07	3.78	0.34	н.п.о.	0.06	9.32	0.15	0.45	0.92	88	14
			95.01	35.54	3.56	11.30	0.00	28.97	4.54	0.35	н.п.о.	н.п.о.	9.47	0.12	0.41	0.81	86	14
	Z23-6/1.Грано-диорит	Fe-биотит	98.29	37.02	4.48	11.90	0.03	25.86	8.08	0.22	н.п.о.	0.10	9.14	0.11	0.73	0.73	76	14
			97.13	37.67	4.21	13.08	0.02	24.58	7.42	0.21	0.07	0.10	8.39	0.11	0.63	0.76	77	16
			98.48	36.48	3.62	12.32	0.02	27.30	7.64	0.26	н.п.о.	н.п.о.	9.13	0.14	0.79	0.87	78	15

Приложение 2 (продолжение)

Массив, фаза	Обр. №	Слюда	Содержание петрогенных компонентов (мас. %)														*f*	*al*
			∑	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	Li_2O	Cl	F		
Соктуйский массив. Фаза дополнительный интрузий	Z23-6/1.Гранодиорит	Fe-биотит	98.45	36.64	3.23	12.17	0.02	27.11	8.19	0.26	н.п.о.	0.13	9.00	0.16	0.73	0.93	77	14
			98.07	36.46	3.17	12.22	0.03	27.09	7.97	0.26	н.п.о.	0.09	9.11	0.16	0.72	0.93	77	15
			97.87	37.00	4.48	11.72	0.02	25.44	8.31	0.21	н.п.о.	0.17	8.98	0.14	0.67	0.88	75	14
			98.50	37.16	4.41	11.71	0.02	25.70	8.52	0.20	н.п.о.	0.13	9.12	0.11	0.75	0.76	75	14
			96.80	36.48	3.73	11.57	0.02	25.25	8.71	0.23	н.п.о.	0.08	9.01	0.18	0.72	1.00	74	14
			97.13	36.43	3.74	11.64	0.01	25.35	8.73	0.25	н.п.о.	0.07	9.08	0.21	0.69	1.11	74	14
			99.65	38.45	4.32	11.81	0.04	25.18	8.68	0.22	н.п.о.	0.11	8.99	0.21	0.73	1.11	74	14
			97.93	36.75	4.21	11.65	0.06	25.66	8.42	0.21	0.04	0.14	9.03	0.19	0.70	1.05	75	14
			98.40	37.79	3.90	11.63	0.03	24.81	8.98	0.18	н.п.о.	0.09	9.18	0.21	0.69	1.10	73	14
			98.27	37.95	3.91	11.75	0.04	24.66	8.83	0.22	н.п.о.	0.06	9.11	0.18	0.72	1.01	74	14
			99.10	38.37	4.32	11.89	0.02	24.66	8.57	0.20	н.п.о.	0.15	9.17	0.19	0.71	1.04	74	14
			97.91	37.62	4.09	12.55	0.03	24.83	8.11	0.18	н.п.о.	0.13	8.82	0.14	0.66	0.87	75	15
			98.66	37.58	3.94	11.61	0.06	25.67	8.55	0.20	н.п.о.	0.08	9.26	0.18	0.69	1.01	75	14
			98.39	37.57	4.11	11.44	0.04	25.47	8.50	0.17	н.п.о.	0.10	9.16	0.22	0.68	1.13	75	14
			99.13	36.87	4.51	12.19	0.03	26.72	7.51	0.23	н.п.о.	0.16	9.31	0.14	0.77	0.85	78	15
			99.79	37.24	4.60	12.26	0.05	26.99	7.51	0.23	н.п.о.	0.07	9.28	0.11	0.79	0.76	78	15

Приложение 2 (продолжение)

Массив, фаза	Обр. №	Слюда	Содержание петрогенных компонентов (мас. %)														*f*	*al*
			∑	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	Li_2O	Cl	F		
Соктуйский массив. Фаза дополнительный интрузий	Z23-6/1.Гранодиорит	Fe-биотит	98.14	37.66	3.89	11.47	0.05	25.44	8.48	0.17	н.п.о.	0.12	9.16	0.18	0.70	1.01	75	14
			98.07	36.44	4.27	11.92	0.05	25.68	8.37	0.20	н.п.о.	0.12	9.28	0.19	0.70	1.04	75	14
			98.73	37.20	4.27	11.90	0.05	25.72	8.35	0.20	н.п.о.	0.08	9.30	0.17	0.70	0.96	75	14
			97.48	36.50	3.72	11.64	0.16	24.70	9.31	0.20	0.05	0.12	9.23	0.22	0.69	1.15	73	14
			97.75	37.38	3.63	11.91	0.08	24.40	9.11	0.18	0.03	0.08	9.09	0.23	0.68	1.18	73	14
			96.18	35.32	4.41	11.74	0.21	25.54	7.98	0.20	н.п.о.	0.11	9.01	0.15	0.75	0.91	76	15
			96.76	35.40	4.38	11.65	0.13	26.07	8.05	0.17	0.03	0.13	9.09	0.14	0.78	0.88	76	14
	Z23-6/3. Кварцевый сиенит	Сидерофиллит-Fe-биотит	93.45	32.77	3.25	11.63	0.04	34.04	1.38	0.43	0.06	0.13	8.66	0.03	0.76	0.31	96	15
			93.56	33.24	2.90	12.05	0.05	33.63	1.45	0.45	0.05	н.п.о.	8.60	0.03	0.76	0.32	96	15
			93.03	32.25	2.77	11.73	0.03	34.40	1.59	0.45	0.06	0.06	8.47	0.04	0.83	0.38	96	15
			93.15	31.94	2.77	11.79	0.06	34.51	1.57	0.45	0.04	0.10	8.71	0.04	0.81	0.41	96	15
			93.10	32.70	3.20	12.03	0.03	34.00	1.51	0.43	0.06	н.п.о.	8.14	0.02	0.70	0.28	96	15
			93.26	32.86	3.28	11.77	0.02	33.94	1.40	0.39	0.05	0.09	8.38	0.04	0.69	0.39	96	15
			91.63	32.05	3.84	11.99	0.02	32.92	1.27	0.30	0.10	н.п.о.	8.19	0.02	0.61	0.29	96	15
			90.93	32.55	3.71	12.55	0.04	31.74	1.19	0.30	0.12	0.07	7.82	0.02	0.59	0.26	96	16

Приложение 2 (продолжение)

Массив, фаза	Обр. №	Слюда	Содержание петрогенных компонентов (мас. %)														*f*	*al*
			∑	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	Li_2O	Cl	F		
Саханайский массив. Главная интрузивная фаза	Z21-173. Монцогранит	Fe-биотит	97.52	34.86	2.99	17.70	0.02	24.30	0.67	3.41	н.п.о.	0.10	9.51	0.07	0.05	0.59	97	23
			97.95	35.28	2.76	18.06	0.02	23.75	0.76	3.65	н.п.о.	0.08	9.59	0.12	0.06	0.78	97	23
			90.81	24.05	0.23	19.73	0.03	35.18	1.10	4.71	0.04	0.11	0.23	0.01	н.п.о.	0.20	97	25
			97.59	35.34	2.90	18.53	0.03	23.03	0.74	3.48	н.п.о.	0.08	9.52	0.10	0.05	0.71	97	24
			98.46	36.11	2.23	18.17	0.02	23.50	0.68	3.94	н.п.о.	0.07	9.62	0.14	0.06	0.86	97	23
			98.12	35.75	2.81	17.60	0.05	23.66	0.49	4.16	н.п.о.	0.08	9.55	0.09	0.06	0.65	98	23
		Fe-мусковит	99.18	48.17	0.43	30.77	0.02	4.68	0.17	1.65	н.п.о.	0.29	9.35	0.17	н.п.о.	0.54	97	37
			97.91	48.67	0.67	31.33	0.03	3.61	0.13	1.37	н.п.о.	0.23	8.29	0.21	0.02	0.63	97	37
			98.90	48.52	0.66	32.08	0.03	3.20	0.12	1.31	н.п.о.	0.35	8.95	0.26	н.п.о.	0.72	96	38
			101.05	50.19	1.09	31.89	0.01	3.38	0.10	1.58	н.п.о.	0.19	9.09	0.17	н.п.о.	0.53	97	37
			97.32	47.18	0.45	30.10	0.02	4.47	0.20	1.61	н.п.о.	0.32	9.33	0.20	н.п.о.	0.59	96	37
			100.22	49.79	0.14	31.16	0.02	4.26	0.14	1.60	н.п.о.	0.15	9.13	0.23	н.п.о.	0.66	97	37
	Т24-14. Гранодиорит	Fe-биотит	95.19	37.49	2.05	19.00	0.01	19.77	0.47	4.41	0.03	0.04	8.03	0.22	0.05	1.13	98	25
			97.96	35.32	2.66	17.47	0.02	23.20	0.65	4.81	н.п.о.	0.15	9.72	0.27	0.03	1.28	97	23
			98.54	36.47	2.79	18.15	0.03	21.92	0.68	4.98	н.п.о.	0.16	9.46	0.40	0.05	1.65	97	24
			97.94	35.97	2.63	17.52	0.04	22.50	0.66	5.01	н.п.о.	н.п.о.	9.64	0.26	0.03	1.26	97	23

Приложение 2 (продолжение)

Массив, фаза	Обр. №	Слюда	Содержание петрогенных компонентов (мас. %)														*f*	*al*
			∑	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	Li_2O	Cl	F		
Саханайский массив. Главная интрузивная фаза	Т24-14. Гранодиорит	Fe-биотит	98.19	36.19	2.01	17.37	0.02	22.69	0.64	5.50	н.п.о.	0.10	9.61	0.28	0.03	1.33	97	23
			97.75	35.87	2.65	17.75	0.01	22.57	0.61	4.79	н.п.о.	н.п.о.	9.51	0.23	0.04	1.16	97	23
		Fe-мусковит	100.67	48.90	0.76	34.36	0.02	2.64	0.03	1.06	н.п.о.	0.37	9.01	0.07	н.п.о.	0.28	99	40
			99.07	48.23	0.85	33.84	0.00	2.56	0.05	0.93	н.п.о.	0.39	8.72	0.13	н.п.о.	0.43	98	40
			97.37	46.99	0.95	32.40	0.03	2.78	0.05	1.06	н.п.о.	0.49	9.15	0.16	н.п.о.	0.51	98	39
			99.67	48.34	0.85	34.29	0.02	2.55	0.05	0.93	н.п.о.	0.38	8.81	0.08	н.п.о.	0.29	98	40
			98.16	47.14	0.81	34.02	0.02	2.48	0.03	0.98	н.п.о.	0.37	8.74	0.15	н.п.о.	0.49	99	41
			100.17	48.58	0.84	34.59	0.01	2.63	0.04	0.92	н.п.о.	0.38	8.60	0.17	н.п.о.	0.52	98	40
	Т24-24. Монцолейкогранит	Fe-биотит	97.92	35.35	2.95	17.95	0.02	22.79	0.55	4.91	н.п.о.	0.06	9.56	0.13	н.п.о.	0.81	98	23
			98.19	35.38	2.41	17.98	0.01	23.52	0.44	4.99	н.п.о.	0.10	9.42	0.13	0.02	0.83	98	23
			96.66	34.55	2.78	17.67	0.03	22.85	0.45	5.07	н.п.о.	0.07	9.33	0.19	0.02	1.03	98	23
			98.85	36.05	3.00	18.11	0.04	23.09	0.48	5.22	н.п.о.	н.п.о.	9.05	0.12	0.02	0.79	98	23
			98.47	35.98	2.81	18.16	0.02	22.09	0.46	5.26	н.п.о.	0.10	9.79	0.13	0.02	0.83	98	24
			97.73	35.79	2.83	18.19	0.00	22.06	0.46	4.92	н.п.о.	0.07	9.61	0.13	0.02	0.84	98	24
		Fe-мусковит	99.49	48.29	0.88	30.88	0.03	4.46	0.10	1.84	н.п.о.	0.27	8.68	0.57	н.п.о.	1.32	98	37
			100.33	48.97	0.91	31.14	0.01	4.61	0.10	1.90	н.п.о.	0.17	8.82	0.25	н.п.о.	0.70	98	37

Приложение 2 (продолжение)

Массив, фаза	Обр. №	Слюда	Содержание петрогенных компонентов (мас. %)														*f*	*al*
			∑	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	Li_2O	Cl	F		
Саханайский массив. Главная интрузивная фаза	Т24-24. Монцолейкогранит	Fe-мусковит	100.23	48.03	1.04	33.68	0.02	3.34	0.06	1.19	н.п.о.	0.44	8.58	0.42	н.п.о.	1.04	98	40
			98.85	47.65	0.87	31.03	0.04	4.30	0.10	1.65	н.п.о.	0.21	9.21	0.31	н.п.о.	0.83	98	37
			98.81	47.31	0.83	30.47	0.01	4.34	0.10	1.69	н.п.о.	0.32	9.90	0.35	н.п.о.	0.91	98	37
			100.25	49.15	0.80	30.87	0.02	4.67	0.11	1.83	н.п.о.	0.25	8.71	0.38	н.п.о.	0.96	98	36
			100.33	48.97	0.91	31.14	0.01	4.61	0.10	1.90	н.п.о.	0.17	8.82	0.25	н.п.о.	0.70	98	37
			100.23	48.03	1.04	33.68	0.02	3.34	0.06	1.19	н.п.о.	0.44	8.58	0.42	н.п.о.	1.04	98	40
			98.85	47.65	0.87	31.03	0.04	4.30	0.10	1.65	н.п.о.	0.21	9.21	0.31	н.п.о.	0.83	98	37
			98.81	47.31	0.83	30.47	0.01	4.34	0.10	1.69	н.п.о.	0.32	9.90	0.35	н.п.о.	0.91	98	37
			100.25	49.15	0.80	30.87	0.02	4.67	0.11	1.83	н.п.о.	0.25	8.71	0.38	н.п.о.	0.96	98	36
	Т24-16. Микрогранит	Fe-мусковит	102.33	49.81	0.27	35.77	0.02	3.25	0.13	0.49	н.п.о.	0.33	8.41	0.25	н.п.о.	0.71	96	40
			99.52	47.32	0.63	35.60	0.00	2.20	0.08	0.56	н.п.о.	0.49	8.66	0.42	н.п.о.	1.05	96	42
			97.68	46.19	0.61	34.41	0.00	2.64	0.10	0.38	н.п.о.	0.40	9.03	0.37	н.п.о.	0.95	96	41
			103.91	49.97	0.32	35.75	0.00	3.60	0.13	0.37	н.п.о.	0.44	9.50	0.21	н.п.о.	0.63	97	40
			95.06	45.88	0.70	33.69	0.01	2.27	0.08	0.52	н.п.о.	0.38	7.72	0.36	0.07	0.94	96	41
			99.06	47.31	0.59	34.53	0.03	2.70	0.11	0.62	н.п.о.	0.48	8.77	0.42	н.п.о.	1.04	96	41

Приложение 2 (окончание)

Массив, фаза	Обр. №	Слюда	Содержание петрогенных компонентов (мас. %)														*f*	*al*
			∑	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	Li_2O	Cl	F		
Саханайский массив. Апикальная зона	Z21-165. Монцолейкогранит	Fe-биотит	98.22	35.31	2.60	19.95	0.02	22.00	0.89	3.85	н.п.о.	0.21	9.50	0.26	0.05	1.27	96	26
			97.30	36.24	2.62	19.47	0.02	20.65	0.72	3.93	н.п.о.	0.22	9.51	0.38	0.04	1.58	97	25
			97.46	35.69	3.79	19.10	0.05	21.06	0.80	3.62	н.п.о.	0.07	9.57	0.26	0.05	1.26	96	25
		Fe-мусковит	100.89	48.60	0.38	34.45	0.01	2.82	0.16	0.96	н.п.о.	0.36	8.63	0.82	н.п.о.	1.74	95	40
			99.52	47.22	0.55	34.70	0.01	2.29	0.08	0.79	н.п.о.	0.56	9.01	0.70	н.п.о.	1.54	96	41
			100.38	47.90	0.43	35.51	0.00	2.02	0.12	0.76	н.п.о.	0.48	8.86	0.65	н.п.о.	1.46	95	42
			100.33	48.10	0.18	34.36	0.01	2.67	0.18	0.91	н.п.о.	0.46	9.23	0.56	н.п.о.	1.31	94	40
			101.35	49.01	0.91	33.77	0.01	2.66	0.16	0.96	н.п.о.	0.35	9.11	0.82	н.п.о.	1.74	94	39
	Z21-161. Монцолейкогранит-порфир	Fe-биотит	90.54	26.16	0.12	20.90	0.05	33.37	1.13	2.78	0.14	0.02	0.46	0.03	н.п.о.	0.33	97	26
			90.99	32.42	0.13	20.73	0.02	27.52	0.41	1.58	0.18	0.00	2.75	0.12	н.п.о.	0.79	99	26
			96.80	36.05	2.60	19.90	0.03	20.84	0.98	2.34	н.п.о.	0.23	9.36	0.94	0.04	2.76	95	26
		Fe-мусковит	99.75	48.34	0.87	35.05	0.00	1.70	0.03	0.88	н.п.о.	0.43	8.75	0.27	н.п.о.	0.75	98	41
			100.57	48.05	0.50	35.21	0.02	2.22	0.09	1.07	н.п.о.	0.54	8.80	0.50	н.п.о.	1.19	96	41
			99.49	48.00	0.46	35.42	0.01	1.66	0.05	0.87	н.п.о.	0.53	8.71	0.28	н.п.о.	0.76	97	42
			100.02	47.72	0.84	35.89	0.01	1.46	0.05	0.83	н.п.о.	0.56	9.03	0.21	н.п.о.	0.63	97	42
			100.47	48.50	0.53	35.00	0.02	1.99	0.07	1.11	н.п.о.	0.52	8.90	0.32	н.п.о.	0.86	97	41

Приложение 3. Содержания титана и редкоземельных элементов (г/т) в цирконе из гранитоидов кукульбейского комплекса

Массив	Обр. №	Ti	T, °C	FMQ	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
Соктуйский (ГИФ)	Z21-109. Монцогранит	2.7	636	-2.7	0.01	7.8	0.03	1.00	3.2	0.05	17.0	6.8	87	29	130	30	290	33	808
		2.3	624	-1.6	0.01	19.0	0.39	7.70	18.0	0.07	89.0	31.0	364	113	455	94	857	93	2929
		18.0	804	-2.3	0.01	5.4	0.21	3.70	6.0	1.00	21.0	6.0	63	19	78	18	185	21	518
		4.0	666	-2.2	0.01	8.0	0.10	2.20	6.3	0.07	30.0	10.0	114	36	151	34	349	38	947
		4.1	668	-2.8	0.63	7.6	0.35	3.00	4.2	0.08	19.0	7.4	91	30	133	31	325	37	823
Соктуйский (ФДИ)	Z21-102. Аляскит	4.2	670	-1.7	0.02	17.0	0.13	2.40	6.4	0.04	29.0	10.0	120	38	152	34	346	35	960
		3.5	656	-1.7	0.02	31.0	0.14	3.00	9.3	0.04	45.0	16.0	186	60	239	52	494	50	1540
		3.9	664	-1.6	0.02	17.0	0.11	2.30	6.0	0.04	27.0	9.3	108	34	138	31	299	32	887
		4.1	668	-1.5	0.02	19.0	0.12	2.90	7.2	0.05	32.0	11.0	125	40	163	36	354	38	1039
		3.2	649	-1.4	0.03	32.0	0.25	5.50	18.0	0.04	83.0	28.0	325	100	393	84	789	84	2603
		2.8	639	-1.3	0.02	28.0	0.15	3.20	8.9	0.04	43.0	15.0	183	59	237	51	480	52	1531
		4.0	666	-1.7	0.02	15.0	0.10	2.40	6.0	0.04	27.0	9.0	104	33	135	29	281	30	867
		4.8	681	-1.7	0.02	41.0	0.24	3.90	12.0	0.04	58.0	21.0	242	75	300	64	599	63	2017
		3.3	651	-1.7	0.03	23.0	0.45	8.40	19.0	0.04	91.0	30.0	350	108	419	89	810	88	2734

Приложение 3 (продолжение)

Массив	Обр. №	Ti	T, °C	FMQ	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
Соктуйский (ФДИ)	Z22-92. Щелочно-полевошпатовый гранит-порфир	16.0	701	-3.3	0.02	3.1	0.23	5.20	8.7	0.39	31.0	9.6	99	29	119	26	255	27	786
		11.0	755	-3.1	0.02	4.7	0.26	5.10	9.4	0.27	37.0	11.0	122	35	145	31	315	35	942
		19.0	810	-3.3	0.02	2.7	0.27	4.70	8.8	0.73	31.0	8.7	92	27	106	23	231	25	705
		6.1	701	-2.5	0.01	4.7	0.05	1.20	3.2	0.12	14.0	4.7	55	19	77	19	192	22	494
		13.0	771	-3.3	0.02	3.7	0.17	2.80	5.0	0.25	20.0	6.2	70	22	89	20	211	23	576
		8.7	733	-3.1	0.02	7.0	0.11	2.00	4.7	0.07	21.0	6.8	81	26	112	26	275	31	699
		11.0	755	-3.2	0.06	6.9	0.60	10.00	17.0	0.31	61.0	18.0	201	59	234	50	499	56	1532
		16.0	792	-3.6	0.07	3.8	0.54	7.70	11.0	0.62	41.0	12.0	131	40	162	34	343	39	1041
	Z23-6/1. Гранодиорит	13.0	771	-3.5	0.27	6.1	0.63	9.50	14.0	0.52	51.0	16.0	168	51	205	45	447	48	1340
		11.0	755	-3.1	0.03	5.0	0.37	6.80	13.0	0.56	44.0	13.0	139	40	165	36	356	38	1058
		16.0	792	-3.4	0.01	1.9	0.07	1.50	3.5	0.17	15.0	4.7	52	16	65	15	153	18	432
		12.0	763	-3.2	0.01	3.0	0.15	3.10	6.5	0.28	25.0	7.7	82	24	100	23	235	25	667
		15.0	785	-3.1	0.04	5.7	0.22	4.50	8.9	0.32	34.0	10.0	113	33	136	30	298	33	903
		12.0	763	-3.2	0.02	3.6	0.29	5.30	8.6	0.29	30.0	8.7	96	29	117	26	257	29	784
		18.0	804	-3.3	0.02	1.7	0.07	1.10	2.5	0.19	10.0	3.2	36	11	47	11	114	13	310

Приложение 3 (продолжение)

Массив	Обр. №	Ti	T, °C	FMQ	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
Соктуйский (ФДИ)	Z23-6/1. Гранодиорит	8.4	730	-2.8	0.01	6.6	0.27	5.50	11.0	0.17	44.0	13.0	143	42	170	38	366	40	1140
		4.8	681	-2.9	0.17	14.0	0.12	1.90	5.5	0.05	23.0	9.4	114	38	171	40	379	45	1042
		12.0	763	-3.3	0.03	3.8	0.35	5.50	8.5	0.46	30.0	9.5	97	30	120	28	282	31	809
	Z23-6/3. Кварцевый сиенит	15.0	785	-1.9	0.01	6.6	0.07	1.80	2.8	0.08	11.0	2.8	30	9.2	37	9.3	101	12	238
		8.2	727	-2.4	0.10	12.0	0.57	10.00	16.0	0.12	55.0	16.0	179	54	218	48	468	47	1414
		13.0	771	-1.9	0.03	18.0	0.41	7.10	8.9	0.05	23.0	6.7	64	19	80	18	202	22	498
		10.0	746	-1.4	0.01	6.4	0.06	1.20	1.8	0.07	6.6	1.9	22	7.1	30	7.1	78	9.7	186
		9.3	739	-1.7	0.19	22.0	1.80	31.00	41.0	0.15	109.0	27.0	266	73	282	60	608	68	1916
		12.0	763	-1.6	0.06	8.0	0.43	7.80	10.0	0.08	27.0	6.9	67	19	76	17	172	21	475
		13.0	771	-1.7	0.18	14.0	1.10	18.00	21.0	0.26	54.0	13.0	119	34	130	29	299	35	850
		14.0	778	-1.8	0.41	22.0	2.40	36.00	43.0	0.28	102.0	24.0	219	58	219	48	527	58	1418
		8.1	726	-2.0	0.15	31.0	1.30	26.00	50.0	0.10	169.0	46.0	463	128	494	105	1003	106	3330

Приложение 3 (продолжение)

Массив	Обр. №	Ti	T, °C	FMQ	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
Саханайский массив (ГИФ)	Z21-173. Монцогранит	5.5	693	-2.6	0.01	13.0	0.08	1.70	4.2	0.19	21.0	7.9	105	36	175	45	497	59	1072
		16.0	792	-2.6	0.01	7.3	0.13	2.60	5.9	0.74	24.0	8.3	91	30	130	31	316	38	806
		7.6	721	-3.5	0.02	5.2	0.11	2.30	6.9	0.15	31.0	12.0	144	48	217	55	600	69	1357
		14.0	778	-2.2	0.01	12.0	0.15	3.50	7.4	0.94	31.0	9.7	106	33	134	31	307	36	901
		20.0	815	-2.3	0.02	8.4	0.09	1.90	3.6	0.54	15.0	4.8	56	18	76	19	200	23	477
		11.0	755	-2.1	0.01	15.0	0.07	2.00	4.4	0.42	19.0	6.5	75	24	102	24	254	30	643
		26.0	844	-2.0	0.02	9.9	0.19	3.70	6.2	1.30	22.0	6.4	66	19	79	18	183	20	528
	T24-14. Гранодиорит	7.9	724	-1.9	0.03	8.3	0.04	0.64	2.1	0.21	9.7	3.4	41	14	62	16	138	25	392
		4.8	681	-2.4	0.03	7.0	0.04	0.98	2.4	0.18	11.0	4.5	59	21	94	27	220	44	578
		5.7	696	-3.2	0.03	6.4	0.05	0.92	2.2	0.15	12.0	5.6	76	28	141	37	330	63	802
		4.4	674	-2.0	0.03	9.6	0.05	0.87	2.3	0.12	12.0	4.2	54	19	85	21	177	33	511
		3.7	660	-3.5	0.08	5.6	0.10	1.20	3.6	0.07	18.0	8.1	112	42	201	56	481	91	1147
	T24-24. Монцолейкогранит	3.3	651	-1.4	0.01	23.0	0.13	2.30	4.9	0.94	26.0	10.0	145	53	262	69	767	93	1549
		11.0	755	-3.6	2.50	17.0	1.20	8.00	7.2	0.60	28.0	11.0	139	46	218	58	627	76	1306
		4.0	666	-3.0	0.02	8.8	0.06	1.00	3.2	0.18	19.0	7.8	104	35	170	46	508	62	1039
		13.0	771	-2.9	0.01	12.0	0.07	1.80	4.1	0.46	17.0	6.0	71	23	105	26	288	34	651

Приложение 3 (окончание)

Массив	Обр. №	Ti	T, °C	FMQ	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
Саханайский массив (апикальная зона)	Z21-165. Монцолейкогранит	21.0	821	-3.4	0.03	3.5	0.26	4.70	9.4	0.44	33.0	9.8	104	32	128	28	279	32	839
		25.0	840	-3.4	0.04	2.9	0.09	1.50	3.2	0.34	11.0	4.0	44	14	61	14	146	18	388
		12.0	763	-3.5	0.01	2.3	0.07	1.60	4.0	0.15	17.0	6.5	78	27	119	28	312	36	764
		14.0	778	-3.5	0.02	3.1	0.13	2.80	6.0	0.18	26.0	8.2	97	31	129	30	302	35	851
		26.0	844	-3.0	0.07	4.8	0.42	7.10	10.0	1.40	34.0	9.3	96	27	111	24	239	27	762
		27.0	848	-3.3	0.05	3.5	0.42	6.80	9.6	1.00	32.0	9.5	97	27	111	24	245	28	769
		11.0	755	-3.2	0.03	6.7	0.34	6.40	12.0	0.16	45.0	14.0	154	49	198	44	452	52	1321
		7.1	715	-3.8	0.01	2.7	0.09	1.90	5.2	0.16	25.0	9.5	118	38	165	40	405	47	1067
		27.0	848	-2.9	0.02	4.1	0.21	3.70	7.1	1.10	25.0	6.8	72	21	82	18	181	21	582
	T24-02. Монцолейкогранит-порфир	7.2	716	-3.7	0.01	1.5	0.04	0.90	2.5	0.05	14.0	5.6	73	25	119	31	341	42	711
		4.2	670	-4.3	0.01	1.3	0.03	0.76	3.2	0.06	19.0	8.5	122	44	217	58	620	76	1227
		7.1	715	-4.0	0.01	1.4	0.06	1.30	4.0	0.06	22.0	9.0	118	41	189	48	531	62	1112
		4.5	676	-4.3	0.01	1.4	0.04	1.10	4.2	0.12	24.0	10.0	134	44	189	45	459	51	1258
		25.0	840	-3.3	0.02	2.8	0.22	4.30	6.8	0.60	23.0	6.4	67	20	78	18	179	20	521
		4.3	672	-0.5	0.01	78.0	0.07	1.50	4.3	0.73	27.0	12.0	163	62	321	86	987	123	1906

Приложение 4. Содержания петрогенных (мас. %), фтора (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в гранитоидах кукульбейского комплекса

Обр. №	Z21-89	Z21-90	Z22-92	Z22-96	Z22-99	Z22-110	Z22-113	Z22-109
Фаза	Соктуйский массив. Монцо граниты-лейкограниты ГИФ							
SiO_2	76.56	75.70	75.03	75.02	74.77	74.67	74.46	74.31
TiO_2	0.09	0.11	0.07	0.08	0.03	0.12	0.18	0.17
Al_2O_3	11.93	12.33	12.92	13.09	12.74	13.00	12.80	13.08
FeO	1.58	1.96	1.74	1.54	1.27	1.49	1.93	1.80
MnO	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.05	0.03
MgO	0.06	0.05	0.06	0.15	0.14	0.16	0.20	0.15
CaO	0.46	0.26	0.56	0.57	0.31	0.74	0.65	0.78
Na_2O	3.18	3.36	3.82	3.73	4.22	3.65	3.70	3.48
K_2O	5.18	5.31	4.58	4.99	5.05	4.66	4.57	5.13
P_2O_5	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02
T, °C	763	773	721	745	798	780	770	788
F	0.26	0.13	0.43	0.42	0.26	0.31	0.15	0.39
Li	69	67	129	132	71	67	96	64
B	–	–	8	18	–	–	–	11
Rb	358	318	456	473	315	308	409	312
Sr	24	8	9	16	50	29	50	29
Y	46.6	10.4	76.5	68.3	34.3	45.4	41.2	75.0
Zr	184	197	120	158	284	216	195	240
Nb	33	29	47	35	37	31	41	34
Cs	14	14	16	23	13	11	25	12
Ba	61	14	26	38	146	106	110	68
La	48.4	24.1	35.7	28.1	75.0	45.1	57.8	162.7
Ce	93	80	86	70	150	107	122	326
Pr	12.4	5.2	10.9	8.8	17.2	11.4	13.8	37.2
Nd	40.9	16.4	41.0	34.1	62.4	39.3	47.8	136.1
Sm	9.2	2.6	11.9	9.6	11.8	7.5	9.3	26.0
Eu	0.12	0.08	0.04	0.10	0.47	0.29	0.35	0.28
Gd	7.4	2.2	12.5	9.9	10.8	7.3	8.0	24.7
Tb	1.10	0.31	2.19	1.70	1.48	1.23	1.22	3.46
Dy	6.7	1.8	13.0	11.0	7.4	7.2	6.8	17.6
Ho	1.31	0.34	2.60	2.25	1.28	1.50	1.40	3.02
Er	3.86	1.07	7.53	6.70	3.44	4.34	4.10	8.04
Tm	0.62	0.17	1.11	1.04	0.47	0.65	0.62	0.98
Yb	4.00	1.10	6.86	6.47	2.86	4.30	3.86	5.60
Lu	0.57	0.16	0.96	0.92	0.43	0.66	0.61	0.76
Hf	7.7	7.3	6.5	7.4	8.1	7.3	7.0	7.7
Ta	3.5	2.2	6.5	4.9	4.0	3.3	5.9	2.1
Th	43.9	41.3	47.4	48.3	45.0	52.9	69.6	96.9
U	13.3	6.3	7.4	10.4	8.2	9.9	21.8	14.9

Приложение 4 (продолжение)

Обр. №	Z22-111	Z21-108	Z22-102	Z22-97	Z21-109	Z21-102	Z21-101	Z21-103
Фаза	Соктуйский массив. Монцо граниты-лейкограниты ГИФ					Соктуйский массив. Аляскиты ФДИ		
SiO_2	72.43	72.36	72.23	72.20	71.77	76.63	75.92	75.54
TiO_2	0.21	0.21	0.17	0.17	0.27	0.13	0.20	0.15
Al_2O_3	13.77	13.53	13.83	13.96	13.86	11.92	12.45	12.37
FeO	2.74	2.96	2.47	2.34	3.08	1.13	1.19	1.46
MnO	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.01	0.01	0.01
MgO	0.12	0.13	0.12	0.16	0.20	0.02	0.06	0.04
CaO	0.87	0.96	0.84	0.84	0.93	0.14	0.17	0.14
Na_2O	3.79	3.69	3.94	4.07	3.67	3.47	3.79	3.82
K_2O	5.13	5.11	5.07	5.22	5.20	4.86	5.19	5.02
P_2O_5	0.05	0.04	0.04	0.04	0.06	0.01	0.01	0.01
T, °C	820	835	796	805	833	826	919	852
F	0.28	0.28	0.27	0.30	0.23	0.02	0.02	0.02
Li	84	61	83	89	40	9	9	23
B	–	–	–	–	10	11	12	10
Rb	278	285	323	370	301	185	183	208
Sr	52	52	48	57	77	4	5	4
Y	36.3	34.9	28.3	33.1	46.6	25.1	22.6	11.1
Zr	328	380	272	304	363	303	678	402
Nb	35	36	39	42	38	34	46	44
Cs	14	14	20	17	15	5	4	5
Ba	175	235	150	186	274	6	11	8
La	68.1	66.0	64.4	74.1	102.5	48.6	70.6	32.0
Ce	166	157	134	153	176	73	140	70
Pr	15.2	16.2	13.3	17.1	21.9	11.7	20.3	9.1
Nd	50.8	55.1	44.2	59.3	77.1	41.3	64.2	29.1
Sm	9.2	10.5	7.0	10.7	14.2	7.7	12.5	5.4
Eu	0.48	0.65	0.36	0.48	0.80	0.04	0.04	0.04
Gd	8.5	7.7	5.9	8.1	11.3	5.5	7.5	3.1
Tb	1.17	1.17	0.82	1.07	1.58	0.83	0.97	0.47
Dy	6.3	6.4	4.6	5.5	8.1	4.5	4.8	2.3
Ho	1.13	1.10	0.90	0.97	1.45	0.80	0.82	0.43
Er	3.18	3.09	2.74	2.98	4.01	2.35	2.40	1.27
Tm	0.47	0.46	0.43	0.44	0.59	0.35	0.35	0.23
Yb	2.90	2.76	2.64	3.04	3.78	2.28	2.32	1.60
Lu	0.45	0.40	0.38	0.47	0.53	0.33	0.36	0.24
Hf	9.3	10.0	8.1	8.8	10.1	9.2	16.6	11.3
Ta	3.8	2.9	5.4	4.6	4.3	2.2	2.1	2.8
Th	42.4	39.4	40.6	46.4	38.3	24.8	28.3	29.5
U	10.1	11.4	11.6	12.8	11.1	3.0	5.2	3.7

Приложение 4. (продолжение)

Обр. №	Z21-96	Z21-93	Z21-91	Z21-92	Z22-91	Z21-94	Z23-6/1	Z23-8/2
Фаза	Соктуйский массив. Щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры ФДИ						Соктуйский массив. Гранодиориты ФДИ	
SiO_2	74.88	72.65	71.99	71.12	70.88	68.64	63.02	65.76
TiO_2	0.14	0.22	0.27	0.27	0.28	0.40	0.93	0.65
Al_2O_3	12.67	13.40	14.13	13.92	14.44	14.73	16.14	16.24
FeO	1.54	2.45	2.55	2.59	2.76	3.45	5.33	4.41
MnO	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.08	0.06
MgO	0.11	0.13	0.27	0.38	0.31	0.46	1.40	0.73
CaO	0.67	0.72	1.15	1.10	1.15	1.54	2.85	2.27
Na_2O	3.75	3.90	3.61	3.57	3.69	3.86	4.18	4.21
K_2O	4.72	5.40	5.54	5.49	5.29	5.33	4.30	4.73
P_2O_5	0.03	0.10	0.06	0.11	0.06	0.08	0.30	0.19
T, °C	744	813	805	806	807	837	832	854
F	0.23	0.03	0.14	0.12	0.11	0.15	0.14	0.11
Li	105	12	43	35	26	35	36	30
B	10	16	–	–	23	–	11	11
Rb	425	204	210	212	188	200	163	166
Sr	46	74	172	170	159	228	464	382
Y	22.8	21.3	32.0	30.3	30.1	32.2	25.7	27.2
Zr	161	330	305	306	297	434	477	516
Nb	33	33	20	21	18	23	24	23
Cs	15	4	8	9	6	10	7	6
Ba	94	283	466	454	464	614	899	958
La	35.8	25.9	66.7	77.3	69.7	61.5	54.3	53.7
Ce	69	122	145	145	118	124	116	122
Pr	7.8	6.9	15.8	17.2	15.3	14.8	13.6	13.4
Nd	22.7	26.0	54.0	58.2	52.7	50.9	46.9	47.4
Sm	3.7	5.7	10.5	10.0	9.3	9.5	8.4	8.8
Eu	0.33	0.39	0.69	0.60	0.75	0.98	1.65	1.48
Gd	2.9	5.3	7.4	7.6	7.8	6.8	6.5	6.4
Tb	0.44	0.76	1.08	1.05	1.08	1.01	0.97	0.93
Dy	2.7	4.1	5.6	5.6	5.6	5.4	5.0	5.3
Ho	0.58	0.77	1.04	1.03	1.03	1.06	0.95	1.00
Er	1.94	2.04	2.89	2.89	2.97	2.85	2.44	2.75
Tm	0.37	0.30	0.41	0.40	0.41	0.42	0.32	0.37
Yb	2.46	2.01	2.56	2.47	2.58	2.72	2.21	2.40
Lu	0.38	0.28	0.36	0.35	0.38	0.40	0.30	0.34
Hf	5.6	8.6	7.7	8.2	7.6	10.1	11.0	12.2
Ta	3.1	1.6	1.7	2.3	1.7	2.1	1.6	1.9
Th	51.8	22.9	31.7	33.5	29.3	27.5	17.1	21.5
U	17.7	3.9	5.5	5.1	3.3	3.8	2.4	4.2

Приложение 4. (продолжение)

Обр. №	Z23-6/3	CKT981	Z23-8/1	Z23-7	Z22-105	Z22-93	Z22-115	Z22-106
Фаза	Соктуйский массив. Кварцевые сиениты ФДИ				Соктуйский массив. Микрограниты ГИФ			
SiO_2	64.94	64.87	63.67	63.62	75.75	75.74	75.67	75.60
TiO_2	0.59	0.51	0.57	0.45	0.04	0.04	0.10	0.02
Al_2O_3	16.79	16.93	17.37	17.14	13.11	12.43	12.82	13.17
FeO	3.76	3.69	4.16	4.52	1.41	1.35	1.51	0.79
MnO	0.07	0.10	0.08	0.12	0.03	0.02	0.02	0.01
MgO	0.26	0.33	0.32	0.27	0.03	0.16	0.05	0.09
CaO	1.25	1.20	1.44	1.54	0.30	0.24	0.73	0.24
Na_2O	3.86	5.19	4.77	4.76	4.21	3.40	3.92	3.95
K_2O	7.61	6.21	6.77	6.64	4.10	5.09	4.52	4.91
P_2O_5	0.07	0.03	0.07	0.08	0.01	0.01	0.02	0.02
T, °C	927	945	937	915	729	495	716	705
F	0.04	–	–	0.06	0.15	0.21	0.31	0.04
Li	8	–	–	10	131	129	29	23
B	13	–	–	10	13	–	10	7
Rb	151	197	130	173	479	544	336	330
Sr	45	82	36	57	6	8	12	6
Y	18.0	46.0	20.2	21.6	36.7	22.9	39.2	36.2
Zr	958	1154	1113	972	122	6	122	100
Nb	20	48	24	19	36	50	44	50
Cs	3	4	5	7	13	12	16	7
Ba	187	219	170	221	8	26	18	12
La	43.5	273.5	67.9	126.1	11.5	27.0	29.3	13.9
Ce	111	594	226	230	27	62	67	36
Pr	12.0	62.2	18.7	26.9	3.5	7.6	7.9	4.5
Nd	44.5	198.4	66.5	89.1	14.0	26.5	27.4	17.8
Sm	7.1	26.7	9.0	11.3	4.7	6.1	5.9	5.7
Eu	0.94	0.54	1.01	0.94	0.04	0.03	0.13	0.03
Gd	5.0	17.5	6.1	7.4	5.0	5.5	5.4	5.6
Tb	0.70	2.08	0.75	0.93	0.96	0.91	0.88	1.07
Dy	3.6	10.1	3.6	4.6	6.0	5.1	5.3	6.8
Ho	0.65	1.81	0.75	0.85	1.24	0.94	1.09	1.45
Er	1.84	5.10	2.10	2.25	3.94	2.72	3.49	4.22
Tm	0.27	0.70	0.33	0.32	0.65	0.38	0.50	0.66
Yb	2.00	4.90	2.28	2.30	4.48	2.33	3.44	4.50
Lu	0.34	0.72	0.34	0.34	0.70	0.33	0.53	0.65
Hf	17.0	24.6	19.4	17.6	9.1	0.4	5.5	8.0
Ta	1.2	2.8	1.1	1.3	4.7	7.7	7.5	10.0
Th	8.1	60.1	9.8	13.7	29.4	11.6	75.2	25.5
U	2.5	5.0	1.8	1.7	7.1	13.6	12.7	14.4

Приложение 4. (продолжение)

Обр. №	Z21-156	Z21-157	Z21-167	Z21-168	Z21-173	Z21-176	T24-33	T24-31
Фаза	**Саханайский массив. Монцо- граниты-лейкограниты ГИФ**							
SiO_2	73.74	70.59	68.36	73.39	73.23	72.62	75.71	72.51
TiO_2	0.46	0.50	0.63	0.44	0.24	0.31	0.19	0.33
Al_2O_3	12.33	14.40	14.82	12.58	13.65	13.60	12.56	13.76
FeO	3.56	3.10	3.94	3.00	2.31	2.32	1.77	2.45
MnO	0.09	0.08	0.08	0.06	0.07	0.06	0.05	0.07
MgO	0.54	0.60	0.69	0.50	0.27	0.37	0.23	0.35
CaO	1.13	1.60	1.26	1.17	0.85	0.87	0.45	1.05
Na_2O	3.27	3.52	3.05	2.81	3.51	3.20	2.82	3.21
K_2O	3.60	4.37	5.63	4.42	4.83	5.09	4.79	4.64
P_2O_5	0.15	0.19	0.20	0.15	0.09	0.13	0.07	0.11
T, °C	817	795	842	832	754	768	702	778
F	0.16	0.14	0.19	0.14	0.16	0.11	0.10	0.11
Li	142	93	81	50	91	97	63	96
B	14	–	14	–	–	–	14	18
Rb	228	212	240	188	287	288	289	239
Sr	105	221	183	163	99	136	63	154
Y	42.6	29.7	35.7	28.4	37.4	29.4	28.3	30.4
Zr	275	251	368	314	163	182	81	193
Nb	28	21	29	22	22	20	18	17
Cs	13	12	9	7	13	13	7	8
Ba	189	451	501	314	231	291	169	378
La	61.9	55.2	83.0	65.9	37.2	41.6	27.5	51.1
Ce	137	115	169	137	82	86	61	110
Pr	16.7	13.4	21.1	16.5	9.5	10.4	7.1	12.9
Nd	58.8	48.0	72.0	55.8	31.8	36.4	23.8	44.3
Sm	12.2	8.5	12.5	10.5	7.5	6.6	4.8	8.5
Eu	0.53	1.01	0.92	0.64	0.48	0.61	0.39	0.73
Gd	8.8	7.0	9.7	7.4	6.1	5.4	4.2	6.4
Tb	1.30	1.02	1.37	1.00	1.06	0.87	0.73	0.95
Dy	7.4	5.4	6.7	5.3	6.2	4.8	4.5	5.2
Ho	1.38	1.03	1.11	0.95	1.20	0.96	0.90	1.00
Er	4.02	2.83	3.08	2.44	3.95	2.70	2.83	2.90
Tm	0.62	0.40	0.46	0.35	0.67	0.43	0.46	0.47
Yb	4.00	2.50	2.86	2.20	4.63	2.80	3.46	3.00
Lu	0.60	0.36	0.42	0.32	0.65	0.40	0.53	0.43
Hf	7.7	6.4	9.4	7.8	5.2	4.5	3.0	5.6
Ta	2.8	2.5	1.9	1.4	2.7	2.2	3.4	1.7
Th	36.7	24.1	41.2	33.1	27.9	21.5	18.7	27.4
U	6.9	2.4	4.1	4.5	13.3	11.9	11.4	4.8

Приложение 4. (продолжение)

Обр. №	T24-14	T24-18	T24-19	T24-20	T24-21	T24-16	Z21-160	Z21-166
Фаза	**Саханайский массив. Гранодиориты-граниты-лейкограниты ГИФ**					**Саханайский массив. Микрограниты ГИФ**		
SiO_2	68.76	73.38	75.46	71.61	69.10	73.82	74.49	72.46
TiO_2	0.67	0.52	0.42	0.57	0.65	0.05	0.05	0.04
Al_2O_3	14.55	12.61	12.08	13.93	14.63	14.54	14.75	14.88
FeO	4.98	3.68	3.24	3.92	4.49	1.08	1.31	0.75
MnO	0.17	0.11	0.10	0.12	0.14	0.07	0.03	0.04
MgO	0.91	0.72	0.54	0.75	0.90	0.21	0.11	0.07
CaO	1.21	0.90	0.88	1.09	1.26	0.38	0.45	0.38
Na_2O	3.78	3.01	3.04	3.87	4.02	4.87	4.56	3.47
K_2O	3.28	3.35	3.17	3.11	3.16	3.41	3.60	6.45
P_2O_5	0.26	0.21	0.18	0.18	0.21	0.14	0.13	0.33
T, °C	848	849	797	828	842	588	601	572
F	0.26	0.20	0.14	–	–	–	0.05	0.20
Li	380	270	220	–	–	–	28	189
B	35	29	53	–	–	–	1280	25
Rb	387	323	277	282	333	370	244	554
Sr	94	94	94	88	94	8	17	33
Y	51.6	37.8	37.5	32.8	41.4	7.8	8.3	3.8
Zr	326	299	195	277	321	22	25	20
Nb	44	33	27	34	43	31	26	49
Cs	50	29	31	20	25	16	7	31
Ba	170	199	185	140	160	11	21	43
La	89.8	67.1	51.6	74.2	83.9	2.7	3.5	1.4
Ce	193	145	109	161	181	6	8	3
Pr	22.5	16.6	12.9	18.3	21.1	0.8	1.0	0.3
Nd	77.7	58.3	44.5	63.1	72.5	2.6	3.1	1.0
Sm	15.6	11.4	9.0	12.1	14.3	0.9	1.3	0.4
Eu	0.59	0.53	0.59	0.47	0.54	0.05	0.04	0.04
Gd	12.4	8.7	7.1	8.9	10.8	0.8	1.1	0.4
Tb	1.82	1.27	1.11	1.26	1.57	0.16	0.22	0.09
Dy	9.6	6.8	6.3	6.3	8.1	1.1	1.3	0.5
Ho	1.73	1.26	1.18	1.08	1.41	0.21	0.23	0.08
Er	4.68	3.44	3.37	2.83	3.64	0.65	0.66	0.23
Tm	0.73	0.55	0.55	0.44	0.55	0.14	0.12	0.04
Yb	4.85	3.77	3.94	2.97	3.70	1.13	1.09	0.28
Lu	0.68	0.52	0.58	0.45	0.53	0.16	0.17	0.04
Hf	9.7	8.7	5.7	8.1	9.4	1.7	1.5	1.5
Ta	6.0	4.9	4.3	4.0	5.0	7.4	4.3	37.2
Th	54.4	38.1	28.5	43.1	48.6	4.6	4.9	2.0
U	20.2	8.5	6.0	6.7	8.2	2.6	4.0	2.3

Приложение 4. (продолжение)

Обр. №	Z21-170	Z21-171	Z21-172	T24-23	T24-24	T24-25	T24-26	T24-27
Фаза	Саханайский массив. Микрограниты ГИФ			Саханайский массив. Двуслюдяные монцолейкограниты ГИФ				
SiO_2	74.67	75.61	74.56	73.37	72.51	74.14	74.62	72.78
TiO_2	0.06	0.04	0.04	0.22	0.22	0.13	0.13	0.23
Al_2O_3	14.61	13.62	14.28	14.12	14.48	13.96	14.30	14.45
FeO	1.35	1.06	1.16	1.68	1.90	1.47	1.30	1.90
MnO	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05
MgO	0.09	0.04	0.06	0.28	0.30	0.35	0.17	0.27
CaO	0.11	0.32	0.29	0.90	0.87	0.68	0.68	0.82
Na_2O	1.32	4.56	4.51	3.44	3.40	3.92	3.71	3.34
K_2O	6.50	3.24	3.50	4.63	4.98	4.39	4.40	5.08
P_2O_5	0.04	0.06	0.06	0.10	0.10	0.07	0.06	0.09
T, °C	570	607	611	753	759	683	695	753
F	0.30	0.12	0.09	0.05	–	0.02	0.03	–
Li	257	139	130	106	–	85	100	–
B	25			22	–	20	22	–
Rb	606	364	387	300	322	264	278	307
Sr	4	3	5	112	116	78	84	111
Y	20.9	19.0	20.7	14.7	15.7	18.6	20.8	13.7
Zr	12	28	28	150	160	75	79	150
Nb	43	28	28	18	20	15	17	17
Cs	18	27	26	15	17	15	17	19
Ba	7	6	6	447	464	233	244	433
La	2.9	2.8	4.0	45.5	46.7	21.6	21.0	41.6
Ce	8	7	9	86	92	45	43	84
Pr	0.9	0.9	1.3	9.6	9.9	5.0	4.8	8.9
Nd	3.7	2.9	4.2	32.0	32.5	16.8	16.0	29.3
Sm	1.7	1.4	1.6	5.7	5.7	3.4	3.4	5.2
Eu	0.04	0.02	0.04	0.52	0.55	0.32	0.31	0.50
Gd	1.9	1.4	1.6	4.2	4.4	2.9	2.8	3.8
Tb	0.47	0.43	0.43	0.57	0.55	0.50	0.50	0.51
Dy	3.1	2.9	2.9	2.7	2.8	3.0	3.2	2.5
Ho	0.56	0.55	0.55	0.49	0.52	0.60	0.64	0.47
Er	1.93	1.88	1.99	1.32	1.44	1.73	1.93	1.20
Tm	0.39	0.39	0.46	0.21	0.23	0.29	0.36	0.18
Yb	3.28	3.41	3.40	1.30	1.48	2.19	2.54	1.19
Lu	0.53	0.52	0.48	0.20	0.21	0.31	0.36	0.17
Hf	0.8	2.0	2.1	4.5	4.7	2.8	2.9	4.6
Ta	4.9	6.6	5.2	2.6	2.7	1.9	2.0	2.4
Th	9.1	13.8	12.9	32.6	35.0	16.1	16.2	31.9
U	4.6	4.3	4.4	3.8	4.5	6.7	6.1	3.5

Приложение 4. (окончание)

Обр. №	T24-28	T24-29	T24-30	Z21-161	Z21-162	Z21-163	Z21-164	Z21-165
Фаза	Саханайский массив. Двуслюдяные монцолейкограниты ГИФ			Саханайский массив. Двуслюдяные монцолейкогранит-порфиры А3			Саханайский массив. Двуслюдяные монцолейкограниты А3	
SiO_2	73.33	72.18	72.92	73.17	73.27	72.84	69.47	74.28
TiO_2	0.22	0.24	0.23	0.17	0.12	0.16	0.09	0.12
Al_2O_3	14.32	14.14	14.47	14.37	14.28	14.24	16.24	14.09
FeO	1.65	1.89	1.71	1.75	1.62	1.71	1.19	1.60
MnO	0.05	0.05	0.05	0.06	0.09	0.06	0.06	0.06
MgO	0.28	0.59	0.45	0.25	0.15	0.24	0.14	0.19
CaO	0.85	0.84	0.81	0.67	0.58	0.64	0.56	0.62
Na_2O	3.34	3.62	3.73	3.63	3.84	3.50	3.48	3.57
K_2O	4.65	4.72	4.88	4.82	4.31	4.61	6.88	4.45
P_2O_5	0.10	0.10	0.09	0.24	0.17	0.22	0.24	0.18
T, °C	756	747	744	694	685	701	653	677
F	–	–	–	0.22	0.42	0.16	0.35	0.29
Li	–	–	–	164	310	164	–	250
B	–	–	–	88	–	91	24	25
Rb	303	296	308	320	439	326	562	386
Sr	115	109	113	75	40	66	74	56
Y	14.7	15.4	16.4	17.1	16.9	16.9	13.4	13.6
Zr	147	148	145	82	72	84	57	64
Nb	18	18	18	22	25	24	20	23
Cs	19	16	16	32	44	37	38	37
Ba	414	413	414	201	122	173	255	115
La	41.8	43.6	48.3	17.0	15.3	16.8	11.6	12.2
Ce	82	89	95	35	32	36	23	26
Pr	9.0	9.3	10.2	4.2	3.8	4.2	2.7	3.1
Nd	29.2	31.1	34.5	14.6	13.6	15.5	9.2	10.8
Sm	5.3	5.4	6.2	3.6	2.7	3.7	2.4	2.5
Eu	0.49	0.50	0.51	0.27	0.20	0.28	0.31	0.20
Gd	3.9	4.1	4.5	3.2	2.4	3.2	2.2	2.4
Tb	0.54	0.55	0.60	0.54	0.42	0.53	0.36	0.42
Dy	2.6	2.8	3.0	3.1	2.5	3.2	2.2	2.4
Ho	0.46	0.51	0.52	0.52	0.52	0.52	0.39	0.46
Er	1.30	1.42	1.48	1.40	1.49	1.28	1.10	1.08
Tm	0.19	0.21	0.23	0.20	0.27	0.18	0.18	0.16
Yb	1.19	1.37	1.48	1.16	1.88	1.08	1.10	0.90
Lu	0.19	0.21	0.21	0.16	0.26	0.15	0.17	0.13
Hf	4.5	4.3	4.4	2.5	2.5	2.7	1.9	2.0
Ta	2.4	2.4	2.4	5.2	8.5	7.8	4.9	5.4
Th	30.9	33.2	35.6	12.1	9.8	12.8	7.6	9.1
U	3.6	3.8	4.3	8.4	2.8	11.3	7.4	8.9