

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ им. В.С. СОБОЛЕВА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

и

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
"НОВОСИБИРСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ"

На правах рукописи

СОКОЛОВА Екатерина Николаевна

**ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ
ГРАНИТНЫХ РАСПЛАВОВ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ДАЙКОВЫХ ПОЯСОВ
ЮЖНОГО АЛТАЯ И ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА**

25.00.04 – «петрология, вулканология»

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
кандидат геол.-мин. наук
Смирнов Сергей Захарович

НОВОСИБИРСК – 2014

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
Принятые сокращения	9
Глава 1. Классификация и условия образования редкометалльных гранитоидов (по литературным данным)	11
1.1 Классификация и номенклатура редкометалльных пород	11
1.2 Модели образования редкометалльных гранитоидов	13
1.3. Р-Т параметры формирования редкометалльных дайковых пород	17
1.4. Главные черты тектонического и геодинамического положения редкометалльных дайковых поясов Южного Алтая и Восточного Казахстана	20
Глава 2. Материалы и методы исследования	23
2.1. Материалы исследования.....	23
2.2. Методика исследований.....	23
2.2.1. Минералого-геохимические и аналитические методы	24
2.2.2. Термобарометрические методы	27
Глава 3. Чечекский и Ахмировский дайковые пояса (Восточный Казахстан)	33
3.1. История изучения	33
3.2. Геологическая позиция и возраст.....	34
3.3. Петрография, геохимия, номенклатура пород	38
3.4. Минералогия	44
3.4.1. Кварц.....	44
3.4.2. Слюды.....	44
3.4.3. Полевые шпаты.....	54
3.4.4. Акцессорная минерализация	59
3.5. Результаты исследования расплавных и флюидных включений	61
3.5.1. Микроскопическая диагностика и фазовый состав включений при комнатной температуре.....	61
3.5.2. Термометрия расплавных включений	62
3.5.3. Термометрия и состав флюидных включений.....	65
3.5.4. Состав стекол расплавных включений.....	68
Глава 4. Восточно-Калгутинский дайковый пояс (Южный Алтай)	76
4.1. История изучения	76
4.2. Геологическая позиция, возраст и связь с оруденением.....	77
4.3. Петрография, геохимия, номенклатура пород	82
4.4. Минералогия	90

4.4.1. Кварц.....	90
4.4.2. Слюды.....	91
4.4.3. Полевые шпаты.....	101
4.4.4. Акцессорная минерализация	108
4.5. Результаты исследований расплавных и флюидных включений.....	116
4.5.1. Микроскопическая диагностика и фазовый состав включений	116
4.5.2. Термометрия расплавных включений	118
4.5.3. Термометрия и состав флюидных включений.....	119
4.5.4. Состав стекол расплавных включений.....	121
Глава 5. Сравнительная характеристика условий формирования редкометалльных дайковых поясов и их связь с оруденением	129
5.1. Интерпретация химических анализов расплавных включений	129
5.1.1. Влияние герметичности включений на их химический состав	129
5.1.2. Соотношение компонентов в анализах расплавных включений	129
5.2. Последовательность кристаллизации минералов из редкометалльных расплавов.....	130
5.3. Общие характеристики геохимии и минералогии дайковых пород, и состава расплавов	135
5.3.1. Минералого-геохимические особенности редкометалльных дайковых пород.....	135
5.3.2. Основные характеристики состава расплавов при кристаллизации минералов дайковых пород	137
5.4. Неоднородность состава пород дайковых поясов и ее причины	138
5.4.1. Петрохимические и минералогические свидетельства гетерогенности составов пород дайковых поясов	138
5.4.2. Причины неоднородности расплавов	140
5.5. P-T параметры кристаллизации вкрапленников в очагах редкометалльных магм	147
5.5.1. Давление.....	147
5.5.2. Температура	152
5.6. Связь образования редкометалльных дайковых поясов с оруденением	156
5.6.1. Геологические, геохимические и термобарогеохимические критерии рудоносности.	156
5.6.2. Источник рудоносного флюида и место генерации редкометалльных расплавов .	161
5.6.3. Оценка рудного потенциала магм, сформировавших дайковые пояса.....	162
5.7. Модель формирования дайковых поясов	163
Заключение	167
Список литературы.....	168

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы: Вопросы генезиса редкометалльных пород рассматриваются со времени их первых находок, и дискуссии активно продолжаются до настоящего времени. Редкометалльные гранитоиды являются продуктами заключительного этапа эволюции длительно развивающихся очагов гранитоидного магматизма. Содержания редких элементов (Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Be) в этих породах могут быть в десятки и более раз выше, чем в обычных гранитах, и достигать уровня промышленных редкометалльных пегматитов (Коваленко, 1977; Дергачев, 1988). Вместе с тем, по данным многочисленных исследователей (Коваленко, Коваленко, 1976; Таусон, 1977; Козлов, 1985; Рейф, 1990 и др.), редкометалльные гранитоиды в большинстве случаев локализуются в пределах рудных полей месторождений Sn, W, Mo и других редких металлов. Таким образом, редкометалльные породы являются индикаторами наличия оруденения и сами представляют потенциальные источники сырья что, наряду с необычным составом, определяет устойчивый интерес к их изучению.

Важным этапом в решении вопросов генезиса редкометалльных гранитов стала находка их субвулканических аналогов – онгонитов, – что показало возможность существования собственных редкометалльных расплавов (Коваленко, Коваленко, 1976). Обнаружение расплавных включений в минералах редкометалльных гранитов стало неоспоримым доказательством их магматической природы (Царева и др., 1991; Наумов и др., 1982, 1990). В настоящее время использование методов термобарогеохимии получило широкое развитие для изучения генезиса самых разнообразных пород (Коваленко и др., 1998; Thomas et al., 2000; Перетяжко, Савина, 2010). Исследование включений в минералах редкометалльных гранитоидов позволяет установить особенности процессов кристаллизации, происходивших в глубинных магматических камерах, и тем самым реконструировать историю развития магматических очагов, которые, как считается, являются важнейшими составными частями рудно-магматических систем (Гоневчук, 2002; Chappel, Hine, 2006; Поцелуев и др., 2008). Изучение физико-химических параметров кристаллизации редкометалльных магм позволяет внести существенный вклад в решение фундаментальных вопросов петрогенезиса и практических вопросов рудообразования.

Объекты исследования: дайковые пояса, сложенные редкометалльными породами - онгонитами и эльванами. Восточно-Калгутинский дайковый пояс на Южном Алтае является частью рудно-магматической системы, включающей крупное Mo-W месторождение. Чечекский и Ахмировский дайковые пояса в Восточном Казахстане не имеют очевидной связи с оруденением.

Цель работы: определение условий кристаллизации и эволюции магм, сформировавших Восточно-Калгутинский (Южный Алтай), Чечекский и Ахмировский (Восточный Казахстан) редкометалльные дайковые пояса, и установление их рудогенерирующего потенциала.

Основные задачи:

1. Определение минералого-геохимических особенностей дайковых пород.
2. Установление особенностей химизма расплавов и сопутствующих флюидов по включениям в минералах.
3. Разработка метода гомогенизации включений водонасыщенных гранитных расплавов с контролем их герметичности. Определение температуры и давления кристаллизации и эволюции магм по включениям минералообразующих сред.
4. Выявление признаков, определяющих рудный потенциал магм изучаемых дайковых поясов.

Фактический материал, методы исследований и личный вклад автора:

Основу рабочей коллекции составляют образцы, отобранные в ходе экспедиций 2009, 2011 и 2013 гг. с участием автора, и в 2007, 2012 г. С.З. Смирновым, А.Г. Владимировым, И.Ю. Анниковой, С.В. Хромых; также использован материал из авторских коллекций В.Б. Дергачева и С.А. Выставного, А.В. Титова. Минералого-петрографические и термобарогеохимические исследования проводились автором лично. Всего в ходе работы просмотрено 80 шлифов и пластинок; в 80 валовых пробах определены концентрации петрогенных и редких элементов; рентгеноспектральными методами получено и обработано более 1500 анализов минералов и 200 анализов расплавных включений (РВ); методом вторично-ионной масс-спектрометрии - 25 анализов минералов и 10 анализов РВ; методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией - 20 анализов РВ; получено 80 катодолюминесцентных изображений вкрапленников кварца; проведено 20 прогревов РВ при атмосферном давлении и 38 прогревов в автоклаве, проведена криотермометрия 130 флюидных включений, сняты спектры комбинационного рассеяния для 100 флюидных и расплавных включений. Определения концентраций F, B, Li, рудных элементов в породах были сделаны в Аналитическом центре ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Ионно-зондовые анализы минералов и расплавных включений выполнены в Ярославском филиале ФТИАН РАН (г. Ярославль). Остальные исследования проведены с использованием оборудования ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

Защищаемые положения:

1. Минеральный состав пород изученных дайковых поясов определяется геохимической спецификой сформировавших их водонасыщенных редкометалльных магм. Материнские магмы онгонитов Восточного Казахстана были обогащены фтором и оловом, что привело к образованию топаза, высокофтористых литиевых слюд и касситерита. Магмы Восточно-Калгутинского дайкового пояса были обогащены фосфором и вольфрамом, что обусловило широкое распространение апатита в ассоциации с монтебразитом и гердеритом, кристаллизацию низкофтористого литиевого мусковита и появление вольфрамита.

2. Разнообразие составов даек в пределах поясов и отдельных тел связано с химической неоднородностью магм в камерах, где происходила кристаллизация вкрапленников. Неоднородность состава даек Чечекского пояса обусловлена внедрением последовательных дифференциатов одной и той же магмы, а даек Восточно-Калгутинского пояса – как кристаллизационной дифференциацией магмы, так и ее взаимодействием с водными флюидами.

3. Кристаллизация вкрапленников редкометалльных дайковых пород поясов Южного Алтая и Восточного Казахстана происходила в глубинных магматических камерах в присутствии водного флюида. Кристаллизация расплавов при формировании дайковых поясов Восточного Казахстана протекала при температуре 560-605⁰С и давлении 3,6-5,3 кбар, а Восточно-Калгутинского пояса – при температуре 565-620⁰С и давлении 4,5–6 кбар.

Научная новизна:

1. Впервые установлено, что формирование вкрапленников редкометалльных дайковых пород Южного Алтая и Восточного Казахстана происходило из расплавов с высокими содержаниями редких литофильных элементов.

2. Применение новой методики прогрева РВ под давлением тяжелой воды D₂O с последующим контролем герметичности включений и корректировки температуры гомогенизации с учетом давления позволили получить более точные значения температуры кристаллизации по сравнению с предшествующими исследованиями.

3. Проведенные впервые детальные исследования флюидных включений в минералах Чечекского, Ахмировского и Восточно-Калгутинского дайковых поясов позволили определить особенности состава и свойств магматогенного флюида в процессе кристаллизации редкометалльных магм.

4. Впервые доказана значительная роль флюидно-магматического взаимодействия в формировании разнообразия составов расплавов и пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса.

5. В породах Восточно-Калгутинского пояса аналитическими методами достоверно определен монтебразит $\text{LiAl}[\text{PO}_4](\text{OH},\text{F})$, а также впервые обнаружен гердерит $\text{CaBe}[\text{PO}_4](\text{F},\text{OH})$, не известный ранее в субвулканических редкометалльных породах.

Практическая значимость работы: Разработанная методика работы с насыщенными водой расплавленными включениями может быть использована исследователями, работающими с гранитоидными системами. Часть выводов, полученных в ходе работы, используется в чтении курса «Термобарогеохимия» на Геолого-геофизическом факультете НГУ. Редкометалльные граниты характеризуются богатыми содержаниями рудных элементов (Li, Be, Cs, Nb, Ta и др.), сравнимыми с редкометалльными промышленными пегматитами. Изучение распределения этих элементов в породообразующих и акцессорных минералах имеет важное значение в случае возможного использования таких пород в качестве руды редких металлов. Совместное рассмотрение двух проявлений редкометалльных гранитоидов, одно из которых входит в состав рудно-магматической системы, а другое не связано с гидротермальной минерализацией, позволило сделать вывод об условиях, препятствовавших формированию магматогенного рудообразующего флюида. Полученные данные о закономерностях эволюции и флюидном режиме редкометалльных гранитоидных магм могут быть использованы при обосновании научной базы для прогнозирования и поиска редкометалльных месторождений.

Апробация работы и публикации: Результаты исследований по теме диссертации изложены в 21 работе, из них 3 статьи опубликованы в рецензируемых российских журналах. Основные результаты представлены на: Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле (Новосибирск, 2008 и 2012); Азиатской конференции по флюидным включениям ACROFI-III и Термобарогеохимии (Новосибирск, 2010); Научном совещании "Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса" (Иркутск, 2010); Европейской конференции по флюидным включениям ECROFI-XXI (Леобен, Австрия, 2011); XV Всероссийской конференции по термобарогеохимии (Москва, 2012); всероссийской молодежной научно-практической конференции "Науки о Земле. Современное состояние" (Шира, респ. Хакасия, 2013); международной Гольдшмидтовской геохимической конференции (Флоренция, Италия, 2013).

Структура и объем работы: Диссертация состоит из введения, 5 глав и заключения общим объемом 182 страницы. В ней содержится 72 рисунка и 21 таблица. Список литературы включает 191 наименование.

Благодарности: Автор благодарит С.З. Смирнова за научное руководство, огромную поддержку и внимание на всех этапах выполнения работы. Коллектив лаборатории №436 Термобарогеохимии под руководством А.А. Томиленко оказал неоценимую помощь в

освоении научного подхода и методов исследования. Искреннюю признательность выражаю сотрудникам лаб. 211 И.Ю. Анниковой, С.В. Хромых, А.Г. Владимирову, Н.Н. Круку, П.Д. Котлеру за сотрудничество, консультации и ценные советы. Отдельная благодарность В.Г. Томасу за предоставленную возможность проведения термометрических экспериментов под давлением, Е.И. Астрелиной за плодотворную совместную работу и помощь в получении материалов по флюидным включениям. Основная часть аналитических данных была получена в лабораториях ИГМ СО РАН при непосредственной помощи Н.С. Карманова, Л.Н. Поспеловой, Е.Н. Нигматулиной, А.Т. Титова, М.В. Хлестова, И.Н. Куприянова, Е.И. Петрушина, а также С.Г. Симакина и Е.В. Потапова в ФТИАН РАН (г. Ярославль). Кроме того, автор признателен О.М. Туркиной, А.Э. Изоху, В.А. Симонову за критические замечания по содержанию и оформлению диссертации. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 12-05-31290, РФФИ № 10-05-00913, междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН №123, а также НИЛ СПМ ТГУ № 2012-1.2.1-12-000-2008-8340.

Принятые сокращения

ВДС – волно-дисперсионная спектрометрия (микронзондовый анализ)

г.п. – газовый пузырь

ВРМ – высокоредкометалльный

ГРИГ – главный редкометалльный индекс гранитов (*Дергачев, 1992*)

$$\text{ГРИГ} = F * (\text{Li} + \text{Rb} + \text{Cs}) / (\text{Ba} + \text{Sr})$$

ИК – инфракрасный (инфракрасная спектроскопия)

КПШ – калиевый полевой шпат

КР – комбинационное рассеяние (спектроскопия комбинационного рассеяния или рамановская спектроскопия)

мас.% - массовые проценты

п.о. – предел обнаружения

РВ – расплавные включения

РЗЭ – редкоземельные элементы

РМ – редкометалльный

РМС – рудно-магматическая система

СЭМ – сканирующий электронный микроскоп

T_{гом} – температура гомогенизации

T_{пл.л} – температура плавления льда

T_{эвт} – температура эвтектики

УРМ – ультраредкометалльный

ф.е. – формульная единица

ФВ – флюидные включения

ЭДС – энерго-дисперсионная спектрометрия (анализ на сканирующем электронном микроскопе с энерго-дисперсионным спектрометром)

A/CNK – индекс глиноземистости $A/CNK = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (мол.)

ASI – индекс насыщения алюминием $ASI = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Li}_2\text{O} + \text{Rb}_2\text{O})$ (мол.) (*London, 1992*)

LA ICP-MS – масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией

Kp – коэффициент распределения элемента между минералом и расплавом

Kd – комбинированный (или суммарный) коэффициент распределения

$$Kd = \sum Kp_i * X_i, \text{ i - минерал}$$

D – коэффициент распределения элемента между флюидом и расплавом

Сокращения минералов, миналов слюд

(согласно *Siivola, Schmid, 2007; Rieder et al., 1998*)

- Ab** - альбит $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$
An - анортит $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
Ann - аннит $\text{KFe}_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH},\text{F})_2$
Ap- апатит $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F},\text{OH})$
Bt - биотит $\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH},\text{F})_2$
Col - колумбит $(\text{Fe},\text{Mn})\text{Nb}_2\text{O}_6$
Cry – криолит $\text{Na}_3[\text{AlF}_6]$
Cst - касситерит SnO_2
Fl - флюорит CaF_2
Нpy – халькопирит CuFeS_2
Hrd – гердерит $\text{CaBe}[\text{PO}_4](\text{F},\text{OH})$
Ist - истонит $\text{KMg}_2\text{Al}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH},\text{F})_2$
Kfs (Or) – калиевый полевой шпат (ортоклаз) KAlSi_3O_8
Lpd - лепидолит $\text{K}(\text{Li},\text{Al})_{2,5-3}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH},\text{F})_2$
Mon- монацит $\text{Ce}[\text{PO}_4]$
Ms - мусковит $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH},\text{F})_2$
Mtb – монтебразит $\text{LiAl}[\text{PO}_4](\text{OH},\text{F})$
Phl - флогопит $\text{KMg}_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH},\text{F})_2$
Pkz – поликраз $(\text{Y},\text{Ca},\text{Ce},\text{U},\text{Th})(\text{Ti},\text{Nb},\text{Ta})_2\text{O}_6$
Py - пирит FeS_2
Qtz - кварц SiO_2
Rt – рутил TiO_2
Sid – сидерофиллит $\text{KFe}_2\text{Al}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH},\text{F})_2$
Sp - сфалерит ZnS
Toz- топаз $\text{Al}[\text{SiO}_4]\text{F}_2$
Trp – триплит $(\text{Mn},\text{Fe},\text{Mg},\text{Ca})_2[\text{PO}_4](\text{F},\text{OH})$
Ttn - танталит $(\text{Fe},\text{Mn})\text{Ta}_2\text{O}_6$
Tur– турмалин $\text{Na}(\text{Al},\text{Li},\text{Fe})_3\text{Al}_6(\text{OH},\text{F})_4[\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{BO}_3)_3$
Wt – вольфрамит $(\text{Mn},\text{Fe})\text{WO}_4$
Xen- ксенотим $(\text{Y},\text{PЗЭ})\text{PO}_4$
Zrn – циркон $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$
Zwd – циннвальдит $\text{K}(\text{Al},\text{Li},\text{Fe}^{2+})_{2,5-3}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH},\text{F})_2$

Глава 1. Классификация и условия образования редкометалльных гранитоидов (по литературным данным)

1.1 Классификация и номенклатура редкометалльных пород

В общем случае к редкометалльным гранитоидам относятся породы, «несущие повышенные по сравнению со средними содержаниями в кислых интрузивных породах концентрации некоторых редких элементов (Li, Rb, Cs, Nb, Ta) и резко пониженные концентрации Sr и Ba» (Коваленко, 1977). Обычно они обеднены редкоземельными элементами, Zr и характеризуются низкими отношениями K/Rb, Nb/Ta, Zr/Hf (Коваленко и др., 1999). А.И. Гинзбургом РМ гранитами названы «обогащенные редкометалльными минералами разновидности, представляющие руды редких металлов» (Гинзбург, 1972). В.Д. Козлов редкометалльными называет «граниты с повышенными относительно кларкового уровня в 1,5-4 раза и более концентрациями характерных гранитофильных элементов» (Козлов, 1985). По мнению В.П. Коваля (Коваль, 1998), граница РМ пород проходит по соотношению $Ba/Rb < 2$. По данным В.Б. Дергачева (Дергачев, 1992) к РМ относятся породы с минимальными значениями (Li+F) 0,15 мас.%. Авторы (Петрография..., 2001) отмечают, что концентрация фтора в них составляет 0,2-0,4 мас.%, а лития 0,02-0,2 мас.%. Редкометалльные граниты являются разновидностью высокоглиноземистых гранитов умеренно-щелочного ряда, по минеральному составу эти породы именуется микроклин-альбитовыми. Их субвулканические аналоги принадлежат к семействам трахириодацитов и трахириолитов умереннощелочных кислых вулканических пород и выделяются в виды онгонит и онгориолит. Их отличительными особенностями являются наличие мусковита и возможно присутствие топаза (Петрография..., 2001; Петрографический..., 2009).

Редкометалльные граниты составляют так называемый геохимический тип. Геохимический тип - группа пород, с общностью условий и способа образования, что находит отражение в их приуроченности к определенным геодинамическим обстановкам, сходстве химического, редкоэлементного минерального состава, а также в формировании в сходных геологических условиях рудно-магматических систем, близких по потенциальной рудоносности (Коваленко, 1977; Таусон, 1977, 1982). Среди РМ гранитоидов выделяются геохимические типы: плюмазитовые граниты (нормальный ряд щелочности), субщелочного ряда, агпайтовые граниты (щелочного ряда). Геохимический тип «материнской» магмы и геологические условия ее кристаллизации определяют возможный спектр рудных проявлений в связи с ней (Таусон, 1977). Для детального расчленения геохимических типов и оценки их рудного потенциала используются «геохимические фации активности вполне подвижных компонентов» (K, Na, Li, F, Cl, CO₂, S, B). Так, в геохимическом типе РМ плюмазитовых лейкогранитов выделяется литий-фтористая фация, к которой относятся

литий-фтористые граниты и их субвулканические аналоги онгониты, и бор-калиевая фации, к которой можно отнести другой тип РМ дайковых пород - эльваны (Козлов, 1985). В современной русскоязычной литературе эльваны и онгониты формально разделяют по соотношению K_2O и Na_2O : эльваны - по преобладанию K_2O , а онгониты – по преобладанию Na_2O (Козлов, Сवादковская, 1977; Дергачев, 1992; Владимиров и др., 2007; Антипин и др., 2002; Анникова, 2003). Эталонными представителями онгонитов являются дайки РМ гранит-порфиров в районе месторождения Онгон-Хайерхан в Монголии (Коваленко, Коваленко, 1976). Термин «эльван» берет свое происхождение от обозначения богатых калием и бором фельзит-порфиров в дайках рудной провинции Корнуолл в Англии (Halls, 1994; Антипин и др., 2002). Кроме того, для РМ дайковых пород используются названия «топазовый риолит», «топазит» для обозначения пород субвулканического облика с повышенным содержанием топаза и $F > 3,5$ мас. % (Дергачев, 1992; Антипин и др., 1999).

По уровню содержания редких элементов, сопоставимым с редкометалльными промышленными пегматитами, выделены ультраредкометалльные (УРМ) разновидности онгонитов и эльванов (Дергачев, 1992; Загорский и др., 1997). Для сравнительной характеристики степени редкометалльности гранитов используется главный редкометалльный индекс гранитов (ГРИГ). Изначально он был определен как $F^*(Li+Rb)/(Ba+Sr)$ (Козлов, Сवादковская, 1977). В работах по Калгутинскому массиву и Восточно-Калгутинскому дайковому поясу этот индекс модифицирован в виде $F^*(Li+Rb+Cs)/(Ba+Sr)$ (Дергачев, 1992). ГРИГ можно считать показателем степени дифференцированности и, вместе с тем, принадлежности к литий-фтористым гранитам. Однако, применительно к объектам данной работы он не достаточно информативен в связи с тем, что содержание щелочных редких элементов (Li+Rb+Cs) больше в породах Восточно-Калгутинского дайкового пояса, но ГРИГ выше на порядок в дайковых породах Восточного Казахстана. Это связано с более высоким содержанием фтора и очень низким содержанием бария и стронция в последних. Кроме того, в связи с оценкой потенциальной рудоносности редкометалльных гранитов, используя индекс ГРИГ, можно пропустить величины отдельных важных составляющих индекса, в частности - концентрацию фтора. В.Д. Козловым и Л.Н. Сवादковской (Козлов, Сवादковская, 1977) отмечается, что в целом рудопродуктивность РМ гранитоидов определяется одновременным накоплением редких щелочей и фтора.

На основе этих показателей в разделах 3.3. и 4.3. будут рассмотрены породы исследуемых нами объектов с целью показать соответствие принятым классификациям редкометалльных пород.

1.2 Модели образования редкометалльных гранитоидов

На заре изучения РМ гранитов широкое распространение получила теория их метасоматического происхождения. Они рассматривались как продукт альбитизации и грейзенизации обычных гранитов и им было присвоено название «апограниты». Согласно существовавшей теории, повышенные концентрации редких элементов обусловлены метасоматической переработкой исходных пород (Беус и др., 1962). Некоторые авторы признавали совместное влияние и магматической дифференциации, и метасоматоза на образование таких пород (Гинзбург, 1972).

Взгляды на генезис редкометалльных гранитоидов кардинальным образом изменились в 70-х гг. XX в. Находка В.И. Коваленко с коллегами субвулканических аналогов редкометалльных гранитов – онгонитов – в пределах вольфрамового месторождения Онгон-Хайрхан в Центральной Монголии стала доказательством возможности существования РМ расплавов (Коваленко и др., 1971). Близкие по составу к онгонитам породы – топазовые риолиты – описаны на западе США (Christiansen et al., 1984; Царева и др., 1991), и кислые РМ вулканические породы – игнимбриты и обсидианы – в Перу (Pichavant et al., 1988). Важным этапом стало обнаружение в минералах редкометалльных гранитоидов расплавных включений (Наумов и др., 1971, 1982). Кроме того, в пользу их магматического генезиса свидетельствуют следующие факты: интрузивные контакты с вмещающими породами, увеличение степени раскристаллизованности от периферии к центру, проявление флюидалности на контактах. Таким образом, к настоящему времени магматический генезис надежно обоснован. Наиболее распространенная в настоящее время теория происхождения сводится к тому, что редкометалльные расплавы представляют собой дифференциаты, которые обособляются при кристаллизации остаточных магматических очагов гранитов (Таусон, 1977; Коваленко и др., 1999; Попов и др., 1998). Вслед за А.И. Гинзбургом такой способ называют «пегматитовой моделью» (Руб, 1997; Петрография..., 2001). Обособление именно онгонитовой магмы с натровой специализацией вызвано дифференциацией гранитной магмы по альбитовому тренду, что связано с увеличением растворимости натрия в расплаве при увеличении в нем фтора и воды по мере дифференциации (Коваленко, Коваленко, 1976; Антипин и др., 1999). С другой стороны, если бы кристаллизация всех гранитных систем протекала таким универсальным путем, то распространенность РМ гранитоидов была бы намного больше.

Кроме того, и в современных работах встречаются примеры редкометалльных гранитов, главная роль в формировании которых отводится процессам грейзенизации. К таковым, например, относятся лепидолитовые граниты Мунгутийн Цагаан Дурулж в Монголии, редкометалльная специализация которых обусловлена воздействием на

лейкограниты обогащенных фтором и редкими элементами флюидов, отделившихся от залегающего на глубине очага РМ магм (Кузнецова и др., 2012).

На основании многочисленных исследований расплавных включений в различных гранитоидах, с которыми связаны гидротермальные месторождения, установлено, что редкометалльные гранитные магмы наиболее обогащены водой (Наумов и др., 1982; Рейф, 1990, Thomas et al., 2000; Таусон, 1977). Кроме воды, важными летучими компонентами в расплавах являются фтор и, в некоторых случаях, фосфор (Thomas et al., 1996; London, 1992). Их присутствие значительно снижает вязкость расплава, а также делает более эффективной экстракцию рудных компонентов во флюид. Таким образом, летучие компоненты играют ведущую роль в образовании и эволюции РМ магм и сопутствующем накоплении редких, в том числе и рудных элементов. Дайковые пояса онгонитов и сходных с ними пород зачастую входят в состав рудно-магматических систем. Они завершают эволюцию более крупных гранитоидных комплексов и в большинстве случаев сопровождаются гидротермальным оруденением (Коваленко, Коваленко, 1976). С проявлениями РМ гранитов закономерно ассоциируют рудные месторождения редких металлов (Ta, Nb, Sn, W, Be, Li, Cs). Рассмотрим наиболее яркие примеры таких систем, помимо упомянутого уже вольфрамового месторождения Онгон-Хайерхан, в пределах которого были описаны дайки онгонитов. В редкометалльной провинции Корнуолл в юго-западной Англии предрудные дайки высококалиевых РМ пород (эльванов) ассоциируют с рудоносными касситеритовыми жилами, осваивая одну и ту же систему трещин (Halls, 1994; Антипин и др., 2002). Существуют различные взгляды на эволюцию этой Корнубийской рудно-магматической системы. Одни модели формирования гранитов батолита подразумевают значительную роль поздне- и постмагматических флюидов в перераспределении элементов и субсолидусных превращениях самих гранитоидов. Считается, что флюидная фаза возникает в результате дифференциации гранитной магмы S-типа (Charoy, 1986; Chappel, Hine, 2006). С другой стороны, привлекается внешний источник вещества (мантийный материал, обогащенный летучими и несовместимыми элементами при метасоматозе) для объяснения генерации магмы, процессов кристаллизации и накопления рудного вещества (Stone, Exley, 1985; Williamson et al., 2010; Chappel, Hine, 2006). Исследования генезиса высококалиевых дайковых пород в Южном Прибайкалье, с которыми генетически связана редкометалльно-олово-вольфрамовая минерализация, показали, что концентрирование рудных элементов произошло в результате глубокой дифференциации коровых гранитных магм с активным участием магмогенной флюидной фазы (Антипин и др., 1999). Ассоциация гидротермального оруденения с образованием дайковых поясов объясняется в работах Ф.Г. Рейфа. При вскрытии магматической камеры внедрение расплава в образовавшиеся трещины

связано с падением давления и последующим обязательным вскипанием, т.е. отделением флюидной фазы. Так называемая «магматическая дистилляция» создает условия для перехода многих рассеянных в расплаве металлов в сосуществующий с ним флюид, что и обуславливает последующий этап гидротермальной деятельности (*Рейф, 1982*). Еще одним необходимым условием для возникновения крупной магматогенной гидротермальной системы является достаточная концентрация рудных элементов в расплаве.

Идея о ключевой роли эманационной дифференциации гранитов с привлечением внешних интрателлурических потоков в формировании рудоносных редкометалльных гранитоидов была высказана Ю.А. Кузнецовым, Э.П. Изохом, Л.В. Таусоном (*Кузнецов, Изох, 1969; Таусон, 1977*). Суммируя данные по изучению гранитоидов Центрального Забайкалья, В.Д. Козлов и Л.Н. Сवादковская (*Козлов, Сवादковская, 1977*) предложили механизм с привнесением флюида. Согласно этой модели, летучая фаза, богатая фтором, бором, калием отделяется от базальтовых магм. В ходе тектоно-магматической активизации в глубинных зонах совершается «передача» летучих компонентов и связанных с ними калия кислым гранитным расплавам. Они определяют мобилизацию и накопление редких элементов, олова. Такие потоки носят локальный характер, чем обусловлена малая распространенность РМ гранитов. П.В. Коваль (*Коваль, 1998*) на обширном материале по гранитоидам Монголо-Охотской зоны пришел к выводу об участии глубинных трансмагматических флюидов в образовании редкометалльных гранитоидных магм. Их образование сопровождается процессами метамагматизма (гранитизации, дебазификации) – воздействия на остаточные магмы поздне- и постмагматических флюидов. Теория метамагматизма, предложенная Д.С.Коржинским (*Коржинский, 1973*) в настоящее время получила развитие для объяснения процессов формирования гранитных пегматитов (*Загорский, Перетяжко, 1992*). Подобная идея о влиянии флюидной фазы на состав расплава высказывалась в отношении генезиса эльванов Англии (*Henley, 1974; Charoy, 1986; Антипин и др., 2002*). Модель заключается в возникновении гетерогенности состава расплава при воздействии на него флюидов в различной степени и различного состава.

Итак, в образовании редкометалльно-гранитных расплавов признается важная роль дифференциации и обязательное условие – флюидно-магматическое взаимодействие. Флюид накапливается в процессе магматической дифференциации и влияет на ее дальнейший ход.

В последние годы исследователи сходятся во мнении о влиянии тепла мантийных магм на происхождение РМ гранитоидов (*Владимиров и др., 1998; Коваленко и др., 1999; Антипин и др., 2002; Анникова и др., 2006; Поцелуев и др., 2006; Добрецов и др., 2010; Ярмолюк, Кузьмин, 2012*). Отмечено, что появление РМ гранитоидов в Прибайкалье, Забайкалье, Монголии по времени синхронизируется с мощной вспышкой внутриплитного

магматизма в палеозое-мезозое. Полученные изотопные данные не исключают возможность вещественного влияния мантийных магм плюмов на гранитные магмы.

Суммируя рассмотренные гипотезы, можно сделать заключение, что наиболее общепринятым в настоящий момент механизмом образования РМ расплавов можно считать кристаллизационную и эманационную дифференциацию. Важная роль отводится дополнительным факторам, среди которых участие мантийных магм и трансмагматических флюидов. Судя по проведенному обзору, в каждом конкретном случае механизм формирования РМ расплавов и становления пород уникален, с чем связано большое разнообразие РМ пород. Вместе с тем, они представляют интерес не только с точки зрения познания процессов генерации магм, но и имеют практическую значимость как индикаторы и концентраторы редкометалльного оруденения.

В связи с этим, для выяснения условий образования РМ магм были взяты Чечекский и Ахмировский дайковые пояса (Восточный Казахстан) и Восточно-Калгутинский дайковый пояс (Южный Алтай). Выбор объектов обоснован, с одной стороны, их сходством, что позволяет сопоставлять условия формирования редкометалльных дайковых поясов двух различных регионов. С другой стороны, ключевым отличием является отсутствие очевидного рудопроявления в связи с рассматриваемыми дайковыми поясами Восточного Казахстана и приуроченность редкометалльного дайкового пояса Южного Алтая к рудно-магматической системе. Совместное рассмотрение двух проявлений редкометалльных гранитоидов – рудоносных и не связанных с рудопоявлением – позволило составить представление о закономерностях появления оруденения.

1.3. P-T параметры формирования редкометалльных дайковых пород

Первые данные о параметрах кристаллизации онгонитовых расплавов на основе изучения расплавных включений были опубликованы в 70-80-е гг. XX в. для онгонитов, онгориолитов, литий-фтористых гранитов Монголии и онгонитов Ары-Булакского массива Забайкалья (Наумов и др., 1971; Коваленко, Коваленко, 1976; Наумов и др., 1982). Температуры начала плавления расплавных включений (РВ) во вкрапленниках кварца, топаза, апатита довольно выдержаны для всех изученных пород – 500-600°C, иногда они понижаются до 430-480°C или повышаются до 690-720°C. Полученные этими исследователями температуры гомогенизации ($T_{\text{гом}}$) находятся в широком интервале от 540 до 1180°C даже для включений из образцов одного месторождения (Табл. 1). Такие высокие температуры связывают с сухостью системы (Царева и др., 1991), а также с существованием механизмов интенсивного разогрева магмы на любой стадии ее дифференциации, связанных, вероятно, с декомпрессией и потерей воды (Наумов и др., 1982). Одними из самых новых работ по термометрии РВ в минералах онгонитов Ары-Булакского массива (Кузнецов и др., 2004; Антипин и др., 2009; Перетяжко, Савина, 2010) подтверждаются температуры начала плавления 450-500°C и $T_{\text{гом}}$ 650-720°C. Авторы отмечают, что полной гомогенизации включений достичь не удалось вплоть до 1100°C. При температуре 650-720°C, принятой за $T_{\text{гом}}$ РВ, происходит полное переплавление кристаллических фаз, а в расплаве содержится один или несколько газовых пузырьков.

Для флюоритсодержащих гранитов Уругудей-Утуликского интрузивно-дайкового пояса (Южное Прибайкалье) установлено, что плавление силикатных фаз во включениях начинается при температуре 640-650°C, а гомогенизация расплавных включений происходит при 790-870°C. Для более поздних продуктов дифференциации гранитной магмы – топаз- и криолитсодержащих гранитов и онгонитов – установлены более низкие температуры начала плавления силикатных фаз (600-640°C) и гомогенизации расплавных включений (680-830°C) (Владимиров и др., 2007).

Известны данные термометрии РВ для некоторых пород Чиндагауйского и Кунгурджаринского массивов Южного Алтая, входящих в состав чиндагатуйско-калгутинского комплекса (Владимиров и др., 1998). Для пород ранних интрузивных ритмов Чиндагатуйского и Кунгурджаринского массивов установлены температуры начала плавления РВ 550-590°C и $T_{\text{гом}}$ 560-640°C (Табл. 1). Сподуменовые аплиты позднего интрузивного ритма характеризуются пониженными $T_{\text{гом}}$ РВ до 530-550°C, что соответствует закономерному температурному тренду дифференциации. Авторы подчеркивают, что для даек позднего интрузивного ритма Калгутинского массива по РВ установлены значимо более высокие температуры кристаллизации (610-620°C для УРМ онгонитов и 640-665°C для

эльванов), чем для вышеописанных сподуменовых гранитов позднего интрузивного ритма Кунгурджаринского массива, что свидетельствует о существенных различиях в термодинамических условиях эволюции и содержании летучих в остаточных расплавах в разных массивах (*Владимиров и др., 1998*).

Геологические наблюдения показывают, что для эльванового и онгонитового магматизма характерной является ассоциация с интрузивными или эксплозивными брекчиями, что описано для проявлений даек эльванов провинции Корнуолл (Англия), Уругудей-Утуликского пояса (Прибайкалье) (*Антипин и др., 2002*). Это свидетельствует о большой роли флюида в расплаве, который накапливался по мере кристаллизации и может высвобождаться, формируя характерные структуры и оказывая метасоматическое воздействие на ранее сформированные породы. По данным изучения РВ в РМ породах многих регионов оценено довольно высокое флюидное давление. Для онгонитов и онгориолитов Монголии (*Наумов и др., 1982*) оценено давление 1,4-4,2 кбар (**Табл.1**). В последних работах по расплавленным включениям массива Ары-Булак давление оценено в 0,4-0,8 кбар (*Перетяжко, Савина, 2010*). Общей особенностью РВ гранитоидов Кангурджаринского массива на Южном Алтае является высокая плотность флюидного обособления вследствие чего при прогреве без избыточного внешнего давления наблюдается разгерметизация всех включений размером более 1,5-2 мкм. По оценкам, проведенным на основе данных термокриометрии расплавленных и флюидных включений, давление при кристаллизации вкрапленников кварца составляло 3,8-4,2 кбар для ранних интрузивных ритмов и 3,2-3,6 кбар для сподуменовых аплитов позднего ритма (*Владимиров и др., 1998*). По включениям в кварце гранит-порфиров Уругудей-Утуликского интрузивно-дайкового пояса оценено высокое флюидное давление 2,5-3 кбар (*Владимиров и др., 2007*).

Определенные составы стекол гомогенных РВ оказались близкими к составу самих пород массивов Онгон-Хайрхан и Ары-Булак (*Наумов и др., 1971; Антипин и др., 2009*). Кроме того, для стекол РВ Ары-Булакского массива установлены аномально высокие концентрации Li (до 2400 ppm), Rb (до 4300 ppm), Cs (до 560 ppm), Be (до 300 ppm) - элементов, являющихся типоморфными для онгонитов. Отмечается обогащение РВ фтором – 3-8 мас.%, бором – до 600-888 ppm в стеклах РВ онгонитов массива Ары-Булак (*Кузнецов и др., 2004; Перетяжко, Савина, 2010*), до 0,3 мас.% бора в РВ в кварце сподуменовых гранитов Алахинского массива (*Коваленко и др., 1998*). Отмечается высокая концентрация воды в РВ – до 4-10 мас.% H₂O (**Табл. 1**). Высокие концентрации воды подтверждаются экспериментальными данными, которые свидетельствуют о растворимости 8-10 мас.% H₂O в онгонитовом расплаве при температуре 700°C и флюидном давлении 1 кбар (*Коваленко, 1979; Holtz, Johannes, 1994*).

Таблица 1

Параметры кристаллизации, определенные по данным изучения расплавных включений в эльванах, онгонитах и литий-фтористых гранитах

Местонахождение	Порода	Минерал	T _{н.п.} , °C	T _{гом.} , °C	H ₂ O, мас.% / P, кбар	Источник
Онгон-Хайрхан, Монголия	Онгонитовые дайки	т	550-600	920-1020	7,2-8,6/3,6-4,2	<i>Наумов и др., 1971</i> <i>Наумов и др., 1976</i> <i>Наумов и др., 1982</i>
		т	520-550	920-1020		
		к	480-500	540-550		
Дурбен-Дорт-Ула, Монголия	Онгониты из вулканических покровов	а	-	1200	0,2/0,09	<i>Наумов и др., 1982</i>
		к	580-600	950-1180		
		а	-	1170		
		к	530-600	850-1160		
		к	430-450	760-830		
Бага-Газрын, Монголия	Литий-фтористые граниты Амазонитовые пегматиты	к	690-720	790-860	1,7-3,4/1,4-3,3	<i>Наумов и др., 1982</i>
		т	540-550	640-720	-	<i>Наумов и др., 1982</i>
		т	550	640-720	-	<i>Наумов и др., 1976</i>
Балджа-Гол, Монголия	Дайка онгонита	т	-	680-730	-	<i>Наумов и др., 1982</i>
		к	540-570	830-1050	-	
Югодзырский массив, Монголия	Литий-фтористые граниты	т	480-520	600-650	-	<i>Наумов и др., 1982</i>
Ары-Булак, Забайкалье	Онгониты субвулканического штока	к	470-500	620-1100	-/0,15-0,6 0,2-10/0,9-3,9 5-8,7/- 4,7-7,8/- 1,5-6,3/0,4-0,8	<i>Наумов и др., 1982</i> <i>Наумов и др., 1990</i> <i>Кузнецов и др., 2004</i> <i>Антипин и др., 2009</i> <i>Перетяжко, Савина, 2010;</i>
		т	470-500	620-750		
		т	460-520	580-930		
		к, т	650-720	650-720		
		к, т	450-500	600-750		
Утулик, Прибайкалье	Ранние флюортодержащие граниты Поздние топаз- и криолитсодержащие граниты и онгониты	к	640-650	790-870	0,5-4,1/2,5-2,8	<i>Владимиров и др., 2007</i>
		к	600-640	680-830	1,2-8,2/2,3-3,1	<i>Владимиров и др., 2007</i>
Чиндагатуйский массив, Ю.Алтай	Биотитовые граниты раннего ритма	к	620-640 <620	650-670 630-650	-	<i>Владимиров и др., 1998</i>
Кунгурджаринский массив, Ю.Алтай	Турмалин-мусковитовые лейкограниты раннего ритма Мусковитовые лейкограниты Сподуменовые аплиты позднего ритма	к	<600 580-590 <560	630-640 590-620 570-590	-/3,8-4,2	<i>Владимиров и др., 1998</i>
		к	<550	560-590	-/3,8-4,2	
		к	<520	530-550	-/3,2-3,6	

Продолжение таблицы на следующей странице

Таблица 1 (продолжение)

Местонахождение	Порода	Минерал	T _{н.п.} , °C	T _{гом.} , °C	H ₂ O, мас.% / P, кбар	Источник
Калгутинский массив	Биотитовые граниты главной интрузивной фазы	к	650-680 630-650 620-640	710-730 670-690 640-660		<i>Титов и др., 2001</i>
	Мусковитовые лейкограниты	к	620-640	650-670		
	Гранит-порфир	к	620-640	650-670		
	Биотитовые микрогранит-порфиры	к	630-650 620-640	680-700 670-680		
Восточно-Калгутинский пояс	Фельзит-порфир	к	630-650 <620	670-690 630-650		<i>Титов и др., 2001</i>
	Калгутит	к	580-600	610-620		<i>Владимиров и др., 1998</i>
		к	600-620	630-650	-/2-4	<i>Титов и др., 2001</i>
	Флюоритсодержащие фельзит-порфиры	к	700-730	770-790	-/2-4	<i>Титов и др., 2001</i>
			640-660 650-670	690-720 720-740		
Высококалийевые фельзит-порфиры	к	680-700	770-800		<i>Титов и др., 2001</i>	

Примечания: T_{н.п.} – температура начала плавления; T_{гом.} – температура гомогенизации; P – давление; H₂O – концентрация воды в расплаве; к – кварц; т – топаз; а – апатит.

Таким образом, общими характерными особенностями рассмотренных онгонитов, литий-фтористых гранитов и подобных им пород являются повышенные концентрации редких элементов, летучих компонентов и воды, низкая температура и высокое флюидное давление при их формировании.

1.4. Главные черты тектонического и геодинамического положения редкометалльных дайковых поясов Южного Алтая и Восточного Казахстана

Территория Центральной Азии в позднем палеозое–мезозое испытывала активный внутриплитный магматизм от базитового до гранитного состава, результатом которого явились и многочисленные проявления литий-фтористых РМ гранитоидов (*Коваленко и др., 1999*) (**Рис. 1**). Целый ряд крупных месторождений Ta, Nb, Zr, Sn, W, Mo, Be, Li и др. элементов был сформирован в эти эпохи на территории Монголии и юга Сибири. Анализ редкометалльных месторождений и проявлений показывает, что они связаны с проявлениями преимущественно щелочного магматизма – от ультраосновных и карбонатитовых комплексов до щелочных и литий-фтористых гранитоидов (*Ярмолюк, Кузьмин, 2012*). Проявления этих магматических комплексов обусловлены формированием крупных магматических провинций (LIP – Large Ingeous Provinces), которые возникли в результате активности мантийных плюмов (Таримского, Эймешаньского, Сибирского) (*Добрецов и др., 2010*). Не затронутые складчатостью центральные области плит (Сибирский кратон) и микроконтинентов (Таримский, Джунгарский) испытали излияния траппов, в то время как в

литосфере складчатых областей с большой мощностью осадочно-метаморфических толщ происходило масштабное коровое плавление с формированием значительных объемов гранитоидов (Добрецов и др., 2005, 2010; Ярмолюк, Кузьмин, 2012). Именно в складчатых областях, в условиях активного мантийно-корового взаимодействия, проявлены редкометалльные Li-F гранитоиды (Забайкалье, Прибайкалье, Монголия, Средняя Азия). Образование Чечекского и Ахмировского дайковых поясов Восточного Казахстана было сопряжено с формированием гранитоидов крупного Калба-Нарымского батолита и серий разнообразных магматических комплексов – плагиогранитов, габбро-сиенит-гранитных и андезит-дацит-риолитовых серий, субщелочных габброидов и пикритоидов, возникших в интервале 290-280 млн лет назад (Хромых и др., 2014) в связи с активностью Таримского мантийного плюма (Борисенко и др., 2006; Добрецов и др., 2010; Хромых и др., 2013; Котлер и др., 2014). Образование Калгутинской РМС относят к внутриплитному этапу, связанному с позднепалеозойско-мезозойской тектоно-магматической активизацией Алтайской аккреционно-коллизийной системы под воздействием Сибирского суперплюма (Коваленко и др., 1999; Гусев, 2003; Добрецов и др., 2005; Борисенко и др., 2006).

Несмотря на обилие информации, полученной по условиям формирования редкометалльных литий-фтористых гранитоидов, невозможно составить общей для всех известных проявлений модели эволюции редкометалльных гранитных магм. Необычность составов пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса и слабая изученность пород Чечекского и Ахмировского дайковых поясов потребовали более детального комплексного исследования условий их формирования с привлечением результатов анализов породообразующих минералов и новых данных по расплавленным и флюидным включениям. Специального рассмотрения требует также различное отношение даек к сопутствующему гидротермальному оруденению. Обладая схожими геохимическими чертами, первые локализуются в пределах Калгутинского гидротермального молибден-вольфрамового месторождения, вторые не сопровождаются рудопроявлениями. Сравнительное рассмотрение условий эволюции материнских магм этих поясов позволит глубже понять причины различий минералого-геохимических особенностей магматических пород и отношения к постмагматической гидротермальной минерализации.

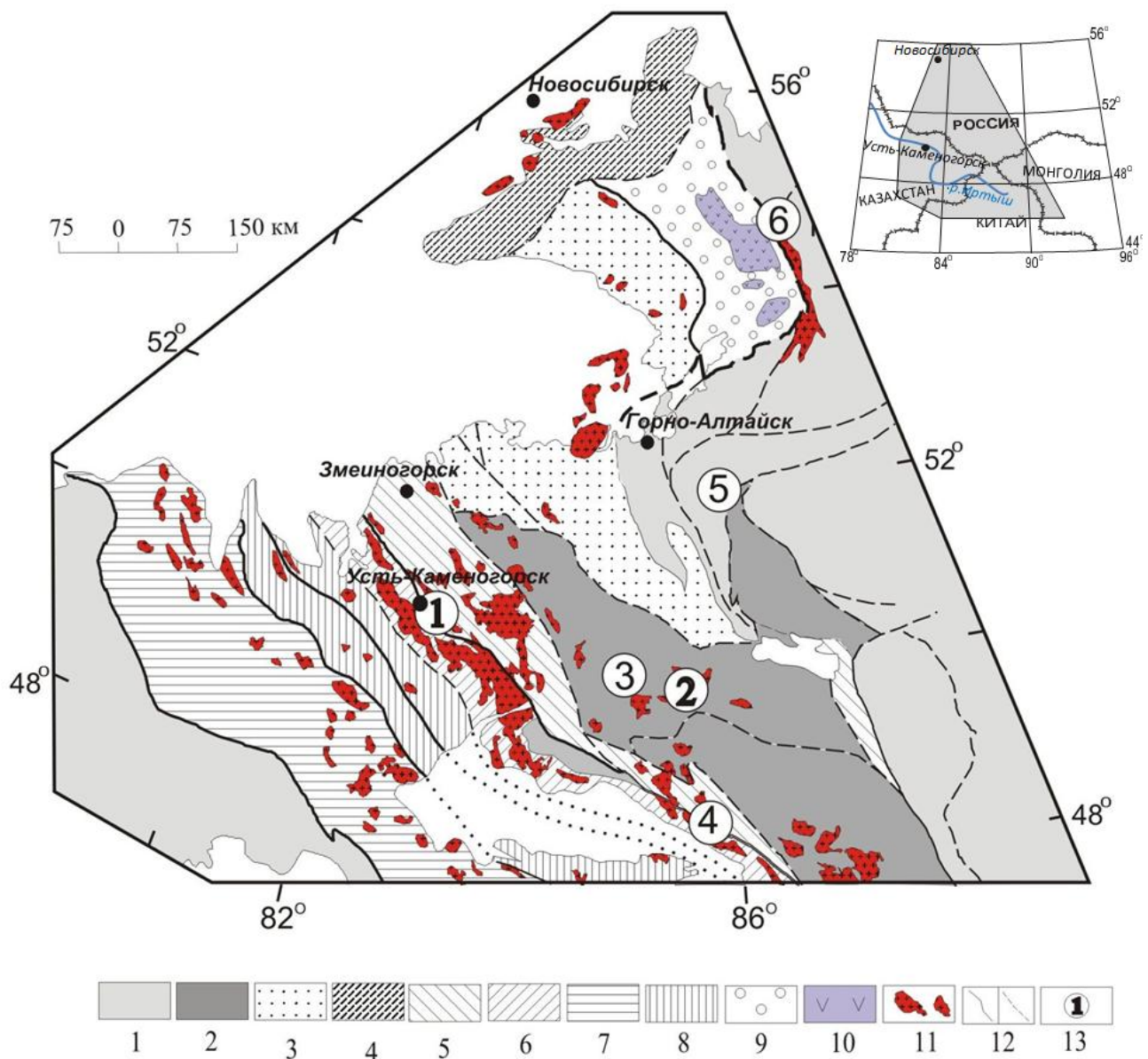


Рис. 1. Схема расположения крупных и уникальных редкометалльных месторождений в структурах Алтайской аккреционно-коллизонной системы по (Владимиров и др., 2005).
 Условные обозначения: 1 – комплексы Сибирского и Казахстанского континентов (NP-PZ₁); 2 – Алтае-Монгольский микроконтинент; 3–8 – различные тектонические блоки, формирующие Алтайскую аккреционно-коллизонную систему (PZ₂₋₃), 9 – Кузнецкий осадочный бассейн, включая 10 – траппы триасового возраста; 11 – гранитоиды (С-J₁); 12 – разломы (достоверные и предполагаемые), 13 – крупнейшие редкометалльные месторождения и проявления: (1) – Чечекский и Ахмировский редкометалльные дайковые пояса; а также Сподуменовые редкометалльные пегматиты месторождения Асубулак (Li, Rb, Cs, Ta, Nb), Восточный Казахстан; (2) – Калгутинская рудно-магматическая система, Горный Алтай (Mo, W); (3) – Сподуменовые гранит-порфиры Алахинского штока, Горный Алтай (Li, Ta, Nb); (4) – Сподуменовые редкометалльные пегматиты месторождения Когтогай (Li, Rb, Cs, Ta, Nb), Монгольский Алтай, Китай; (5) – Сподуменовые пегматиты Прителецкого месторождения (Li); 6-Сподуменовые пегматиты Ташелгинского месторождения (Li).

Глава 2. Материалы и методы исследования

2.1. Материалы исследования

В рабочую коллекцию по объектам Восточного Казахстана входят образцы, отобранные в ходе экспедиций 2009, 2012 гг. С.З. Смирновым и С.В. Хромых, и в экспедициях 2011 и 2013 гг. с участием автора. Всего в коллекции около 40 образцов дайковых пород Ахмировского и Чечекского дайковых поясов. На схематической карте (**Рис. 5**) отмечены точки опробования Ахмировских и Чечекских даек. Основу рабочего материала для исследования Восточно-Калгутинского дайкового пояса составляют образцы, отобранные в 2007 г. сотрудниками лаб. 436 и 211 С.З. Смирновым, А.Г. Владимировым, И.Ю. Анниковой, С.В. Хромых, в экспедиции 2009 г. с участием автора, также использован материал из авторских коллекций В.Б. Дергачёва и С.А. Выставного, А.В. Титова, собранный в 90-е годы XX в. Всего в работе использовано около 40 образцов дайковых пород и гранитов главной интрузивной фазы. На схеме Восточно-Калгутинского дайкового пояса вынесены точки опробования, охватывающие пояс по всему протяжению и позволяющие охарактеризовать главные петрографические разновидности пород дайкового пояса (**Рис.33**).

Из образцов изготовлены шлифы и плоско-параллельные полированные с двух сторон пластинки для петрографических, аналитических и термобарогеохимических исследований; сделаны протоочки для термометрии расплавных включений и химического анализа минералов.

2.2. Методика исследований

Методика работы включает в себя согласованный анализ состава пород, минералов и данных по термометрии и составу расплавных (РВ) и флюидных включений (ФВ) в порфиновых вкрапленниках кварца. Валовый состав пород определяется слагающими их минеральными ассоциациями. Состав расплавных включений характеризует состав среды минералообразования. Сравнение этих двух параметров позволяет сопоставить составы захваченных расплавов и магматических минеральных ассоциаций, и проследить характер эволюции состава расплава от времени кристаллизации вкрапленников до затвердевания дайковых пород. Состав отдельных минеральных фаз показывает распределение элементов между ними и расплавом в процессе кристаллизации и дает представление о минеральной форме нахождения отдельных элементов в породе. Кроме химических характеристик минералов и минеральных ассоциаций, в работе получен комплекс данных по составам расплавов и флюидов, а также по Р-Т параметрам процессов кристаллизации на основе

исследования расплавных и флюидных включений, с привлечением вспомогательных данных по минералогии и петрографии.

2.2.1. Минералого-геохимические и аналитические методы

Определение содержаний петрогенных элементов в породах выполнено методом рентгенофлуоресцентного анализа с использованием установки СРМ-25 в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Определение концентраций редких и редкоземельных элементов (Y, Zr, Nb, Ta, Hf, TR, Th, U) выполнено методом масс-спектропии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре "ELEMENT" фирмы "Finnigan" в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) по стандартной методике. Уровни концентраций F, B, Sr, Ba и рудных элементов (Cu, Zn, Ge, Mo, Ag, Sn, Tl, Pb, W) определены методом количественного атомно-эмиссионного анализа, щелочных элементов (K, Na, Li, Rb, Cs) – методом пламенной фотометрии в Аналитическом центре ИГХ СО РАН (г. Иркутск).

Петрографическое описание шлифов, поиск и определение минералов, отбор и идентификация включений с фотодокументацией производилась с помощью оптического поляризационного микроскопа Olympus BX-51 с фотокамерой Lumenera Infinity и Color View III. После отбора интересующих объектов проводились исследования с помощью сканирующего электронного микроскопа и методов микроанализа. **На сканирующих электронных микроскопах** Tescan Mira 3 LMU и LEO-1430VP (Аналитический центр ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) проделана работа по определению взаимоотношений минералов в породах, поиску и идентификации акцессорных минералов и минеральных фаз в составе кристаллического агрегата расплавных включений. Также с помощью электронного микроскопа были проведены катодолюминесцентные исследования вкрапленников кварца с целью реконструкции процессов роста и привязки включений к зонально-секториальному строению (*Perny et al., 1992; Rusk and Reed, 2002; Smith et al., 2010; Vasyukova et al., 2013*). Ускоряющее напряжение при работе составляло 20 кВ, сила тока 1,9-2,6 нА. Люминесценция наблюдалась в видимой области спектра в диапазоне 300-700 нм.

Основным методом определения химического состава минералов и стекол расплавных включений был рентгеноспектральный микроанализ. На сканирующих электронных микроскопах Tescan Mira 3 LMU и LEO-1430VP (Аналитический центр ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), снабженных **энерго-дисперсионными спектрометрами (ЭДС)**, был определен состав главных минералов дайковых пород. Кроме этого, методом ЭДС была проведена диагностика акцессорных минералов, минералов в составе кристаллического агрегата РВ. Метод ЭДС позволяет видеть одновременно весь энергетический спектр характеристического рентгеновского излучения, что позволяет определять все

присутствующие элементы, начиная с атомной массы 10. Однако он обладает более низкой чувствительностью по сравнению с методом волно-дисперсионной спектроскопии (ВДС). Это вызывает затруднение в определении низких концентраций некоторых элементов, особенно легких и невозможность определения элементов, аналитические линии которых совпадают с линиями главных компонентов минералов. В качестве примера можно привести Rb, определение которого невозможно из-за наложения на его L_{β} линии и L_{α} линии Si.

Метод волно-дисперсионной спектроскопии (ВДС) реализован на **электронно-зондовых микроанализаторах** Cameca Camebax Micro и Jeol JXA-8100 в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Детекторы ВДС обладают большей чувствительностью, чем ЭДС, что позволяет определять более низкие концентрации. Кроме того, они обладают большей разрешающей способностью, что позволяет избежать неправильного определения концентраций из-за наложения линий. Этим методом определялись содержания петрогенных компонентов, а также Rb, Cs, Ba, Sr, F, Cl. Этот метод был использован для точного анализа ранее диагностированных фаз: породообразующих минералов и стекол гомогенных РВ. Для калибровки приборов перед началом работы проводилась съемка внешних стандартов (хорошо охарактеризованных природных и синтетических минералов: альбит, ортоклаз, фтор-флогопит, диопсид). Анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ. Для минералов устанавливалась сила тока зонда 30-50 нА и диаметр электронного пучка 2-4 мкм, для РВ для минимизации потери натрия ток был уменьшен до 10-36 нА, а диаметр пучка увеличен до 5-10 мкм. В процессе работы, чтобы учесть возможное изменение параметров (так называемый дрейф прибора) проводилась съемка стандартов, содержащих необходимые элементы. Пределы обнаружения для элементов-примесей (мас.%): FeO 0.029, MnO 0.021, BaO 0.113, Na₂O 0.024, F 0.16, MgO 0.018, Rb₂O 0.015, K₂O 0.010, CaO 0.011, TiO₂ 0.013, P₂O₅ 0.016, Cs₂O 0.03. При анализе водосодержащих фаз в программу вводилось ожидаемое содержание H₂O, чтобы учесть коррекцию матричных эффектов: 2.5 мас.% для слюд и 4.5 мас.% для стекол РВ. Для стекол РВ учтены особенности их анализа методом ВДС. Известно, что при наличии в стекле воды, натрий легко мигрирует от электронного пучка, что приводит к занижению определенных содержаний (Базарова и др., 1975; Lineveawer, 1962; Nielsen, Sigurdsson, 1981; Morgan, London, 2005). Чтобы восстановить истинную концентрацию натрия, было проведено определение изменения интенсивности линии K_{α} Na в зависимости от времени воздействия электронного пучка на электронно-зондовом микроанализаторе Jeol JSM 8100. Поправка на «потерю» натрия рассчитывалась как интегральное среднее от величины снижения интенсивности за первые 10 секунд и составила от 8 до 30 отн.%, в среднем 16-18 отн.%.

Содержание редких и рассеянных элементов (Cs, Rb, Li, Ba, Sr, Be, B, PЗЭ, Y, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U), а также H₂O и Cl в слюдах, полевых шпатах и стеклах расплавных включений было определено методом вторично-ионной масс-спектрометрии на **ионно-зондовом микроанализаторе** Cameca IMS-4f (Ярославский филиал ФТИАН РАН, г. Ярославль). Калибровка масс определяемых элементов проводилась по стандарту NIST 610 (*Pearce et al., 1997*). При измерении содержаний воды для оценки фоновых концентраций измерялся состав безводного оливина из ксенолита шпинелевого лерцолита р. Шаварын-Царам (Монголия). В качестве внутреннего стандарта использовалась концентрация кремния в анализируемой фазе, определенная методом рентгеноспектрального микроанализа. В соответствии с методикой (*Соболев, 1996*), каждый анализ представлял среднее из пяти аналитических циклов, с общим временем набора сигнала 40-60 мин. Диаметр пучка составлял 20 мкм, что определяло выбор РВ размером не менее 20 мкм. Определение H₂O проводилось по массе ¹H в едином аналитическом цикле с примесными элементами. Для калибровки использованы стекла с содержанием воды от 0,1 до 10 мас.%. Во всем интервале погрешность измерения H₂O определялась погрешностью калибровки и не превышала 10 отн.%. Погрешность определения воды и редких элементов приведена в соответствующих таблицах состава минералов и РВ.

Вторым методом для определения концентрации редких элементов в стеклах расплавных включений был метод **масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой** с лазерной абляцией в точке (LA ICP-MS) на масс-спектрометре Thermo Scientific X-series 2 с приставкой лазерной абляции New Wave UP-213 (Новосибирский государственный университет). Анализ включений проводился при мощности лазера 50-60% и частоте 20 Гц. Размер пучка лазера подбирался по диаметру включения. Для расчета концентраций элементов использовался внешний стандарт NIST 612 (*Pearce et al., 1997*), в качестве внутреннего стандарта использовалось содержание алюминия в РВ, определенное методом рентгеноспектрального анализа.

Определение состава газовой фазы расплавных и флюидных включений, и идентификация кристаллических фаз расплавных включений, не выведенных на поверхность, проводились методом **рамановской спектроскопии** (спектроскопии комбинационного рассеяния, или КР-спектроскопии) на спектроанализаторах U-1000 Jobin Yvon и Horiba Lab Ram HR 800 с полупроводниковыми детекторами (ИГМ СО РАН). В обоих случаях возбуждение проводилось твердотельным лазером с длиной волны 514 нм, мощностью 1,8 Вт и 50 мВт соответственно.

2.2.2. Термобарометрические методы

Микротермометрические исследования флюидных включений проводились с помощью криотермокамеры THMSG600 фирмы Linkam в диапазоне температур от -180 до +500°C. Погрешность измерения составляет 0,1°C. В связи с малым размером флюидных включений (5-15 мкм) ошибка определения температур могла составлять до нескольких градусов. Состав растворов оценивался по температуре плавления эвтектики ($T_{эвт}$). Концентрация растворов газовой-жидких включений в эквиваленте NaCl ($NaCl_{экв}$) определялась по температуре плавления льда ($T_{пл.л}$) в соответствии с данными (*Potter et al., 1978*).

Особенности расплавных включений в выбранных объектах исследования вносят определенные поправки в применяемые методы термометрии. Во-первых, кислые расплавы обладают высокой вязкостью. В зависимости от размера РВ длительность прогрева варьирует от 1,5-3 часов для мелких РВ до 1-2 суток для РВ размером первые десятки микрон (*Рейф, 1990; Thomas, 1996; Тутов и др., 2001; Смирнов и др., 2011*). Во-вторых, РВ в минералах гранитов богаты летучими компонентами. В связи с этим при атмосферном давлении возможна гомогенизация лишь самых мелких РВ размером 1-5 мкм. При нагревании более крупных РВ внутреннее давление летучих компонентов приводит к разгерметизации, вследствие чего меняются состав захваченного вещества и объем вакуоли. **Чтобы избежать декрепитации крупных включений, пригодных для исследования микроаналитическими методами, прогрев проводился в автоклаве под давлением воды 1-3 кбар в соответствии с методикой, разработанной сотрудниками ИГМ с участием автора данной работы** (*Смирнов и др., 2003; Смирнов и др., 2011*). Подобный подход был использован В.Б. Наумовым с коллегами, которые проводили гомогенизацию крупных водонасыщенных РВ в газовом аппарате высокого давления (*Наумов и др., 1992; Рейф, 1990*). При работе с включениями использован комплекс основных методов термобарометрии, а также использованы рекомендации по исследованию включений кислых расплавов (*Чупин, Косухин, 1982; Наумов, 1979; Рейф, 1990; Vodnar, Student, 2006; Смирнов и др., 2011*).

Эксперименты по термометрии расплавных включений при атмосферном давлении проводились закалочным методом в электропечи для микроанализа серии СУОЛ-0,15.2/12М-ИЗ в воздушной среде. Печь выводилась в режим нагрева в течение 2-3 часов, после чего следовала изотермическая выдержка 2,5-3 часа, завершавшаяся закалкой на воздухе. При таком подходе удалось получить гомогенные РВ размером 1-5 мкм.

Использование автоклавной методики с внешним сдерживающим давлением воды позволило получить гомогенные РВ размером до 20-40 мкм. Исходя из необходимых Р-Т

параметров эксперимента, автоклав заполнялся дистиллированной водой. По мере нагревания, возрастало давление внутри автоклава. Заданные температура и давление достигались за 7-8 часов. Выдержка образцов в автоклаве при постоянной температуре длилась 1-2 суток. После прогрева автоклав извлекался на воздух, происходил резкий сброс температуры и давления, и закалка образцов. Были проведены серии автоклавных экспериментов без наблюдения со ступенчатым подъемом температуры в интервале 550-710°C. Путем сужения интервалов температуры были получены значения температуры гомогенизации для РВ из отдельных образцов. В качестве препаратов для прогревов использовались обломки полированных плоскопараллельных пластинок (толщиной 0,3 мм), содержащие вкрапленники кварца с расплавленными включениями. Несколько прогревов в автоклаве проведены с использованием зерен кварца размером 0,25-1 мм, без возможности документации включений до прогрева. После прогрева зерна монтировались в шашку из эпоксидной композиции и приполировывались для наблюдения включений. В соответствии с разработанной методикой (Смирнов и др., 2011), часть прогревов была проведена с наполнением автоклава D₂O и последующей съемкой ИК-спектров на ИК-Фурье спектрометре Bruker Vertex 70 с микроскопом Hyperion 2000 и рамановских спектров на КР-спектрометре Horiba LabRam HR. Анализ спектров РВ в области колебаний связей О-Н и О-D позволил судить о герметичности включений в результате прогрева. Отсутствие линий колебания D₂O в спектрах гомогенных РВ доказывает герметичность в процессе прогрева и надежность получаемой по ним информации. В результате проведенных работ сделан вывод, что возможным влиянием объемной диффузии и диффузии по дислокациям (Qin et al., 1992; Котельникова, Сонюшкин, 1994; Sterner et al., 1995; Severs et al., 2007) можно пренебречь. Обмен водой между включениями и средой заполнения автоклава происходит лишь при наличии механических нарушений минерала-хозяина. Трещины в минерале-хозяине могут быть не видимы, в этом случае герметичность включений надежно может быть проконтролирована ИК- или КР-спектроскопией в области колебаний О-D. Отмечено, что в подавляющем большинстве случаев (на примере РВ в кварце Чечекского и Восточно-Калгутинского дайковых поясов) РВ, которые были прогреты в пластинках, имеют линии колебания О-D в диапазоне 2500-2700 см⁻¹. Те РВ, которые были прогреты в зернах, за редким исключением, не содержат заметного количества D₂O, при этом сохраняется пик, отвечающий колебаниям О-Н в диапазоне 3400-3650 см⁻¹ (Горелик и др., 2008) (Рис. 2).

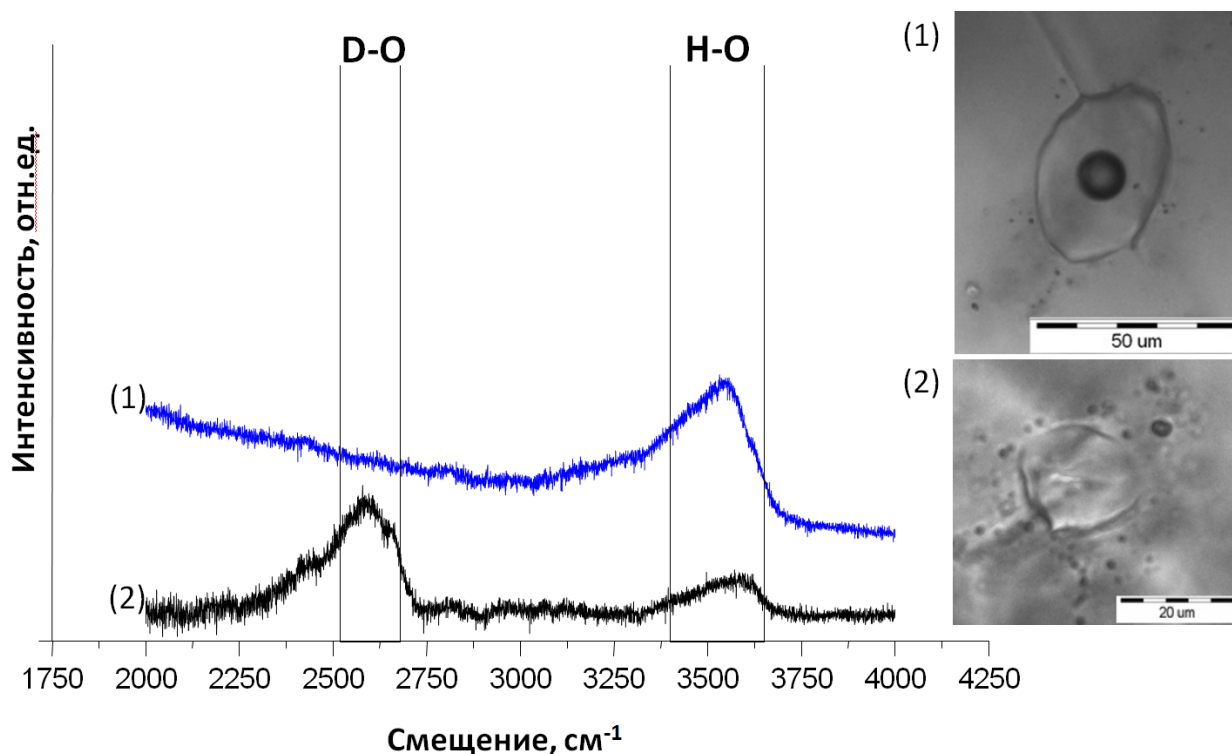


Рис. 2. Рамановские спектры гомогенизированных расплавных включений в кварце онгонитов Чечекского дайкового пояса в области колебаний связей молекулы воды. Отмечены диапазоны колебаний связей воды H_2O и тяжелой воды D_2O . Оба включения содержат H_2O , РВ (2) содержит D_2O . На фото - расплавные включения, в которых проанализировано содержание H_2O и D_2O .

В связи с техническими особенностями конструкции автоклава, по нашим оценкам, задаваемое давление на 1-2 кбар ниже, чем предполагаемое давление при захвате исследуемых включений. В результате, когда истинное давление захвата включения превышает давление в эксперименте, $T_{\text{гом}}$ оказывается завышена. Это было отмечено в работах В.Б. Наумова (*Наумов и др., 1992*), Ф.Г. Рейфа (*Рейф, 1982, 1990*), А.П. Фирсова (*Фирсов, 1988*). Так, например, Ф.Г. Рейф (*Рейф, 1990*) переоценил свои предшествующие данные по $T_{\text{гом}}$ РВ, снизив их на 145-435 градусов для РВ в кварце ряда гранитных массивов Забайкалья.

В данной работе проведены термометрические эксперименты при атмосферном и повышенных давлениях 1, 2, 2,5 и 3 кбар для РВ в кварце из одних и тех же пород Восточно-Калгутинского и Чечекского дайковых поясов. Во всех случаях $T_{\text{гом}}$ РВ оценивалась по самым мелким РВ. Наблюдалось систематическое снижение $T_{\text{гом}}$ РВ с повышением давления воды в экспериментах (**Рис. 3**).

Исследователи предлагают несколько причин отклонения $T_{\text{гом}}$ от температуры захвата РВ. В.Б. Наумов с коллегами считают, что $T_{\text{гом}}$ завышена вследствие разгерметизации включений с частичной или полной потерей летучих (*Наумов и др., 1992*). А.П. Фирсов (*Фирсов, 1998*) приписывает завышение температуры плавления и гомогенизации в опыте

более высокому давлению флюида в экспериментальных условиях вследствие расширения полости включения и снижению флюидного давления, что ведет к повышению температуры плавления минерального агрегата во включении. По другой версии, при подъеме зерен минералов, содержащих РВ, к поверхности вследствие снижения давления из расплава выделяется газ, который вызывает растяжение полости включения (*Tait, 1992*). В работе В.П. Чупина с соавторами были учтены сжимаемость кварца под давлением и появление свободного объема (который маркируется усадочным пузырьком) после снятия нагрузки с минерала-хозяина, что вызывает необходимость повышения температуры для полной гомогенизации РВ (*Чупин и др., 1975*). Логично предположить, что, по мере приближения давления эксперимента к природному давлению захвата РВ, $T_{\text{гом}}$ приближается к температуре захвата. Косвенно оценив давление захвата, можно узнать, какую поправку надо вводить к полученной $T_{\text{гом}}$ при давлении эксперимента. Предварительно за природное давление захвата РВ в кварце исследуемых дайковых поясов можно принять давление ≥ 3 кбар (*Титов и др., 2001; Астрелина, Соколова, 2009*). Подробнее подходы к оценке давления будут описаны в разделе 5.5.1. Проведенные термометрические эксперименты с объектами исследования при разных давлениях (**Рис. 3**) позволяют сделать вывод, что к $T_{\text{гом}}$, полученной в автоклаве при давлении 1 кбар, необходимо вводить отрицательную температурную поправку к температуре по меньшей мере 30 градусов, а при прогреве с внешним давлением 2 кбар – 15 градусов. Эти величины сопоставимы с поправками, рассчитанными В.П. Чупиным с соавторами (*Чупин и др., 1975*) по размеру усадочного пузырька в РВ гранулитов, образованных при давлении 5-7 кбар и прогретых при 1 атм. В случае рассматриваемых водонасыщенных гранитных расплавов, по всей видимости, оказывают влияние факторы, связанные с флюидным давлением (*Наумов и др., 1992; Фирсов, 1998; Tait, 1992*).

Кроме указанных факторов, при интерпретации данных термометрических экспериментов РВ необходимо рассмотреть влияние полиморфного перехода минерала-хозяина кварца из низкотемпературной альфа-модификации в высокотемпературную бета-модификацию. Вследствие скачка плотности/объема (*Справочник..., 1969*) возможно трещинообразование в кварце вокруг РВ. Рассмотрим, при каких параметрах были проведены термометрические эксперименты. Известно, что температура инверсии равна 573°C при атмосферном давлении и возрастает примерно на 1 градус на каждые 40 бар давления (*Дир и др., 1966*) (**Рис. 4**). На этой диаграмме также проведены изохоры, в соответствии с которыми автоклав приходит к заданным условиям экспериментов. Кроме экспериментов под давлением 3 кбар (610°C и 590°C), кварц претерпевает альфа-бета переход в результате прогрева. Часто после прогрева наблюдаются трещины, пересекающие

гомогенные РВ. Вероятно, они образовались при полиморфном переходе кварца на стадии закалки при охлаждении. Важно отметить, что РВ, прогретые в зернах и имеющие видимые трещины после прогрева, в 90 % случаев не содержат D_2O (Рис. 2). РВ, прогретые в пластинках, наоборот, в большинстве случаев перенаполнены D_2O . Вероятно, это связано с тем, что в зернах трещины не имеют сообщения с поверхностью и РВ остаются герметичными относительно среды автоклава. Таким образом, альфа-бета переход не препятствует гомогенизации РВ (по визуальным наблюдениям) и не нарушает герметичности (по данным ИК- и КР-спектроскопии).

Полученные новые данные, касающиеся методических подходов к термометрии водосодержащих включений кислых расплавов в кварце, направлены получение максимально достоверной информации по результатам термометрии РВ. *Водосодержащие включения кислых расплавов, захваченные при повышенном флюидном давлении, необходимо прогревать при внешнем сдерживающем давлении во избежание декрепитации (чтобы избежать завышения температуры гомогенизации и нарушения состава РВ). Предлагается использовать автоклав, заполненный тяжелой водой D_2O с последующей проверкой герметичности включения по наличию D_2O в стекле. Прогрев РВ в зернах кварца по сравнению с прогревом в пластинках позволяет в большинстве случаев избежать перенаполнения РВ водой из среды автоклава (даже если вокруг РВ появляются трещины вследствие полиморфного перехода минерала-хозяина кварца). Установлено, что полученные температуры гомогенизации РВ в экспериментах с давлением 1-2 кбар завышены относительно условий захвата по меньшей мере на 15-30 градусов.*

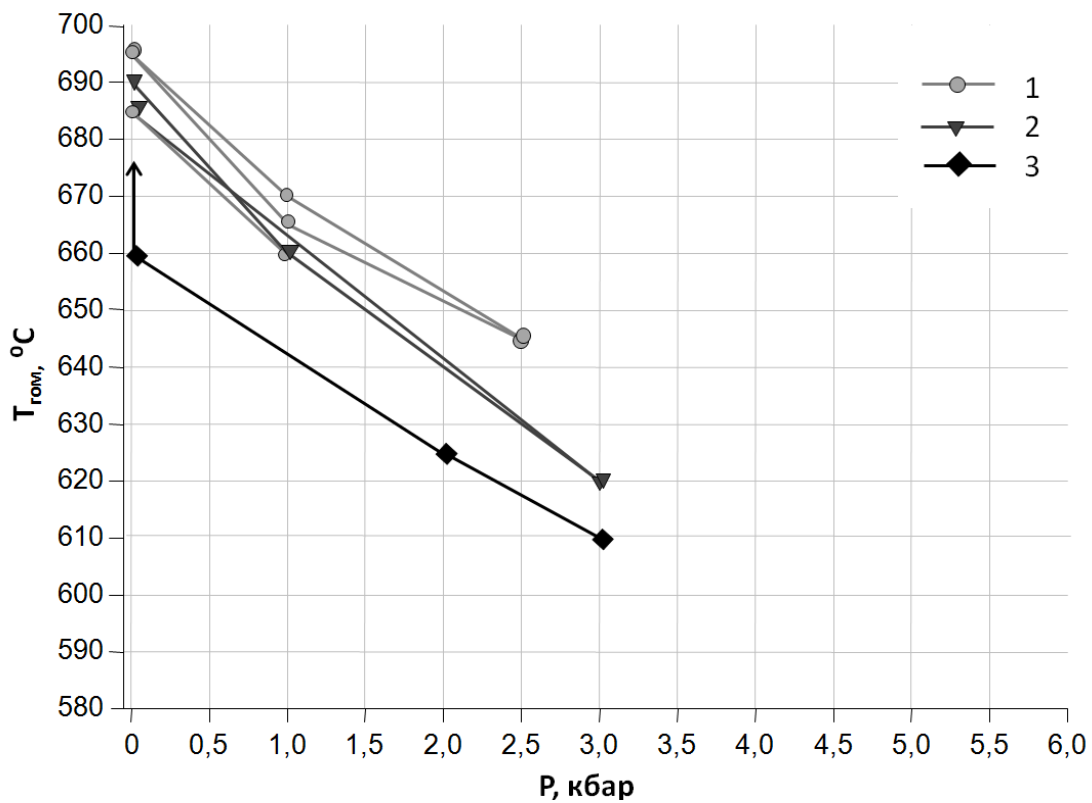


Рис. 3. Зависимость температуры гомогенизации ($T_{\text{гом}}$) расплавных включений в кварце от давления в эксперименте. Эксперименты, изображенные на графике при 0 кбар соответствуют атмосферному давлению. Условные обозначения: 1 – РМ эльваны и онгониты, 2 – ВРМ эльваны Восточно-Калгутинского дайкового пояса, 3 – онгониты Чечекского дайкового пояса.

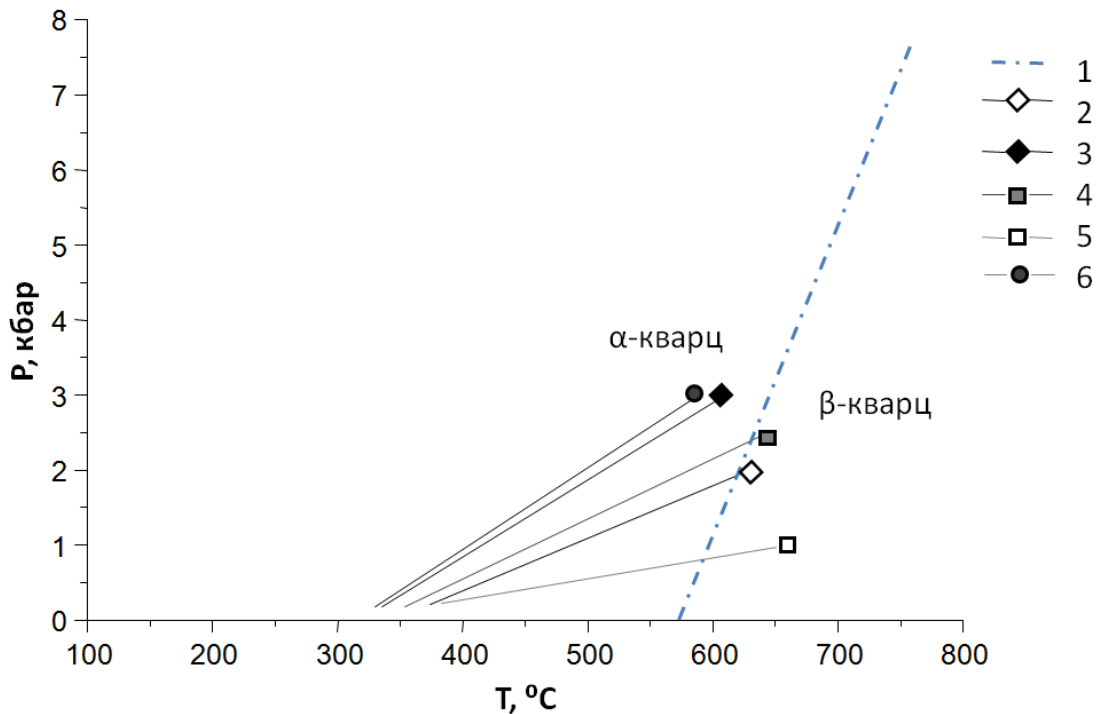


Рис. 4. Полиморфный переход кварца и точки, соответствующие термометрическим экспериментам с РВ в автоклаве. Условные обозначения: 1 – температура полиморфного перехода альфа-бета кварца в зависимости от давления; 2-5 – параметры автоклавных экспериментов и изохоры, вдоль которых автоклав достигает заданных условий; 2-3 – для Чечекского дайкового пояса (630°C - 2 кбар и 610°C - 3 кбар); 4-5 – для Восточно-Калгутинского дайкового пояса (645°C - 2,5 кбар, 660°C - 1 кбар и 590°C - 3 кбар).

Глава 3. Чечекский и Ахмировский дайковые пояса (Восточный Казахстан)

3.1. История изучения

Дайковые пояса северо-восточного простирания в Калба-Нарымской зоне, секущие все предшествующие магматические образования, впервые были описаны под названием «лампрофиров» Б.Н. Ерофеевым и др. (1936), Н.К. Морозенко (1937), Н.А. Елисеевым (1938), которые включили их в состав жильной серии калбинского комплекса и считали производными особой лампрофировой магмы. Впоследствии К.Г. Богданова (1960) на примере Миролюбовского гранитного массива показала, что эти дайки следует рассматривать в качестве образований самостоятельного постбатолитового интрузивного комплекса (*Иванкин и др., 1972*), который по решению 2-го Казахстанского петрографического совещания получил наименование «миролюбовский» (по одноименному дайковому поясу в Центральной Калбе). Дайки миролюбовского комплекса образуют линейные пояса северо-восточного и субмеридионального простирания протяженностью до 30-50 км и шириной до 2-4 км. Всего в пределах Калба-Нарымской зоны выделено около 10 дайковых роев, представленных гомодромной ассоциацией основных, средних и кислых пород. Дайки кислого состава составляют 30-35 % объема жильных образований (*Лопатников и др., 1982*).

При исследованиях в Центральной Калбе близ горы Чечек в окрестностях г.Усть-Каменогорска среди жильных образований миролюбовского комплекса были обнаружены дайки лейкократовых пород, которые разные авторы именовали «кварцевыми порфирами» или «риолитами». Е.Н. Пушко с коллегами (*Пушко и др., 1978*) при проведении более детальных изучений названных пород установлено, что они представляют собой альбитовые гранит-порфиры, характеризующиеся аномально высокими содержаниями фтора, лития, рубидия и некоторых других элементов. По сходству состава и структуры с онгонитами, описанными В.И. Коваленко и Н.И. Коваленко (*Коваленко, Коваленко, 1976*) в Монголии Е.Н. Пушко с соавторами (*Пушко и др., 1978*) предложили породы даек горы Чечек также именовать онгонитами. Впоследствии В.Б. Дергачев (*Дергачев, 1993*), В.Н. Довгаль с коллегами (*Довгаль и др., 1995, 1997*) проводили более детальные исследования даек Чечекского пояса. Сделано подробное описание геологического строения, выделены типы пород и дана их петрографическая характеристика, проведено датирование и получены первые данные по изучению включений. Помимо Чечекского пояса, геологами Алтайской геолого-геофизической экспедиции Министерства геологии Республики Казахстан В.И. Масловым, М.С. Козловым, В.Н. Довгалём установлен еще один дайковый пояс онгонитов – Ахмировский (*Маслов и др., 1994*). В этой работе рассмотрены составы пород, с анализом на

редкие элементы и главные минералы. Включения в минералах Ахмировского пояса до сих пор изучены не были.

Известны другие проявления редкометалльных гранитоидов в Калба-Нарымской зоне: Уланский массив (*Маслов и др., 1994*), дайка онгонитов на рудопроявлении Кара-Узек (*В.И. Маслов, устное сообщение*) и дайка топазитов Ржавая сопка в северо-западной части Иртышской сдвиговой зоны (*Дергачев, Косухин, 1991*).

Коллективом авторов (*Довгаль и др., 1995*) получены первые сведения по включениям минералообразующих сред в кварце онгонитовых даек «в районе Уланского массива», точная принадлежность которых не ясна из публикации. Во внешних частях кристаллов обнаружены зонально расположенные расплавные и флюидные включения, что подразумевает дегазацию расплава на заключительной стадии. Для расплавных включений (РВ) из этой зоны температура гомогенизации составила 640-660⁰С. С учетом данных по термокриометрии сопутствующих флюидных включений определено давление 2,5 кбар. Сделанные авторами микрозондовые определения составов стекол закаленных РВ позволили сделать предварительные оценки содержания петрогенных компонентов, показали высокое содержание фтора, отсутствие хлора. Для включений в минералах топазовых циннвальдит-лепидолитовых гранитов самого Уланского массива, расположенного в 3 км от изученных в данной работе объектов, была определена температура гомогенизации. Она составила 680⁰С в кварцевых вкрапленниках и 630⁰С в интерстициальном кварце. В топазе определена $T_{\text{гом}}$ ниже 620⁰С. Для заключительных стадий кристаллизации кварца по сопутствующим флюидным включениям зафиксировано вскипание магмы. По наличию флюидного обособления в РВ сделано предположение о высокой концентрации воды в расплаве.

3.2. Геологическая позиция и возраст

Чечекский и Ахмировский дайковые пояса находятся на территории Восточно-Казахстанской области Республики Казахстан в окрестностях г.Усть-Каменогорск на левом берегу р. Иртыш. Ахмировский дайковый пояс расположен к западу от города, Чечекский дайковый пояс - к юго-востоку. Расстояние между дайковыми поясами составляет 15 км.

Дайки Чечекского и Ахмировского поясов располагаются в пределах крупной региональной структуры – Калба-Нарымской структурно-металлогенической зоны. К ней приурочен крупнейший в регионе Калба-Нарымский гранитный батолит, с которым связано промышленное редкометалльное оруденение (Ta-Nb, Sn-W, Au), что и определило развитие здесь одного из древнейших в Сибири горно-рудных районов. Калба-Нарымский батолит состоит из множества (более 70) отдельных массивов и протягивается с северо-запада на юго-восток более чем на 450 км при ширине 20-50 км (*Дьячков, 1972; Лопатников и др.,*

1982). Чечекский и Ахмировский дайковые пояса расположены в северо-западной части Калба-Нарымского батолита (**Рис. 5**). Традиционно эти дайковые пояса ассоциируют с редкометалльными пегматитами и гранитами калбинского комплекса (Дергачев, 1993). Вместе с тем, нигде не закартированы взаимоотношения даек РМ пород и гранитов Калбинского батолита. Ближайшие выходы гранитов находятся в 20-30 км на юго-западе от дайковых поясов.

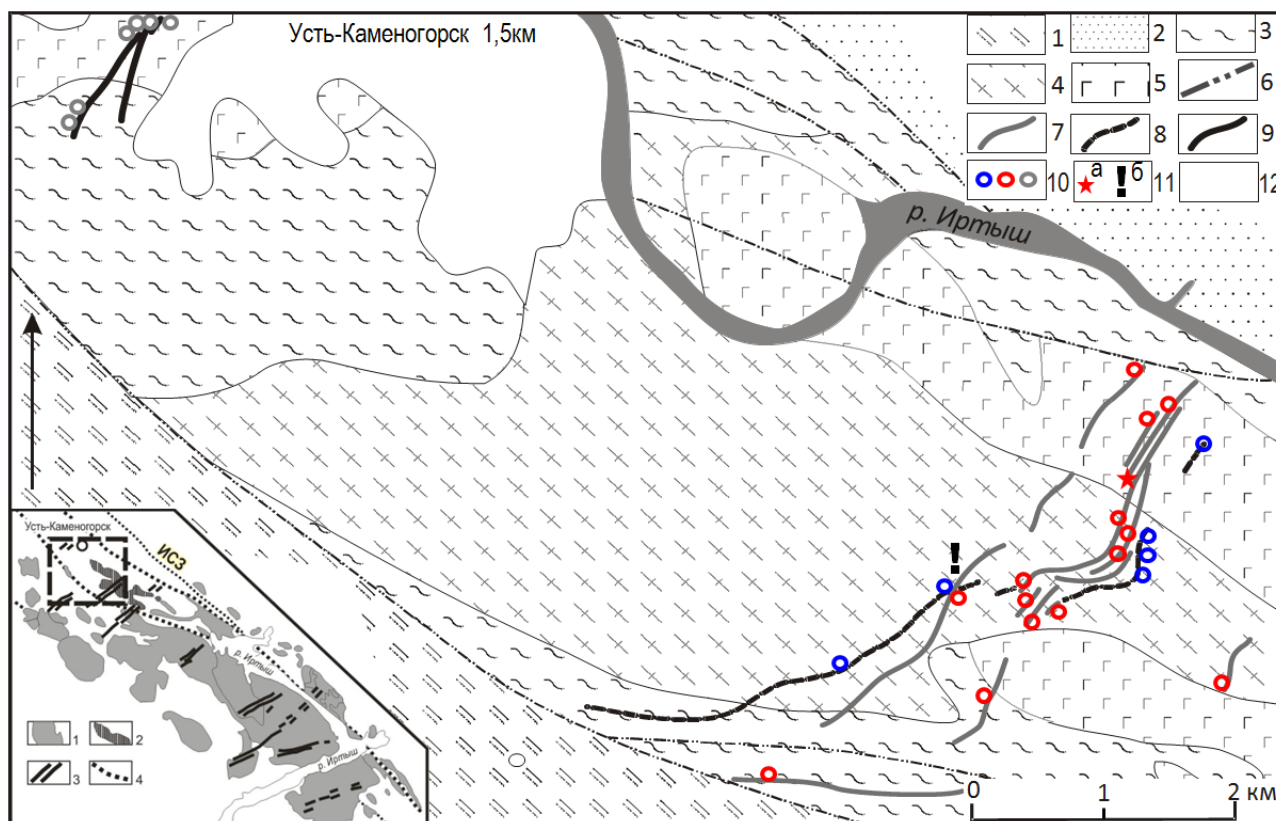


Рис. 5. Схема размещения Чечекского и Ахмировского редкометалльных дайковых поясов (Маслов и др., 1994, с дополнениями). Положение даек нанесено по данным дешифрирования снимков Google Earth.

Условные обозначения: 1, 2 – алевролиты, песчаники, сланцы (D_2); 3 – гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы Иртышской сдвиговой зоны; 4 – гнейсо-гранодиориты и гнейсо-граниты (D); 5 – габброиды; 6 – разломы; 7 – ультраредкометалльные породы Чечекского дайкового пояса; 8 – редкометалльные породы Чечекского пояса; 9 – онгониты Ахмировского пояса; 10 – места отбора образцов (синие значки – РМ породы Чечекского пояса, красные – УРМ породы Чечекского пояса, серые – породы Ахмировского пояса); 11а – место отбора образца для Ar/Ar датирования; 11б – положение контакта между РМ и УРМ породами в обнажении; 12 – четвертичные отложения.

На врезке: 1 – гранитоиды Калба-Нарымского батолита, нерасчлененные; 2 – габброиды ($C_2-3?$); 3 – дайковые пояса миролюбовского комплекса; 4 – разломы (ИСЗ – Иртышская сдвиговая зона).

По данным полевых наблюдений, для Чечекского пояса вмещающими породами служат биотитовые гранито-гнейсы, габброиды и метаморфизованные осадочные породы кыстав-курчумской свиты (D₂gv). Дайки в основном сосредоточены в линейной зоне северо-восточного простирания, в центральной и южной частях пояса наблюдается смена простирания почти на субширотное. На севере и юге дайковый пояс ограничен разломами северо-западного простирания, сопряженными с Иртышской сдвиговой зоной. Пояс имеет протяженность более 10 км при ширине до 3 км, отдельные дайки имеют мощность от 1 до 5 метров (**Рис. 6**).

В центральной части пояса при полевых работах 2013 г. обнаружен контакт между двумя ветвями Чечекского дайкового пояса. Протяженная дайка мелкопорфировых пород субвертикального падения сечет пологопадающую крупнопорфировую дайку. В месте контакта крупнопорфировая дайка не имеет видимых признаков изменения, а в мелкопорфировой породе наблюдаются стекловатая зона закалки с текстурами течения вдоль контакта (**Рис. 7**).

Ахмировский пояс расположен в 15 км на северо-запад от Чечекского пояса (**Рис. 5**). Дайки Ахмировского пояса секут габброиды (в южной и северной оконечностях пояса) и метаморфизованные породы D₂gv. Он имеет то же северо-восточное простирание, меньшую протяженность – около 3 км при ширине до 700 м. Дайковых тел в Ахмировском поясе значительно меньше, чем в Чечекском.

Датирование даек Чечекского пояса Rb-Sr методом по слюде показало возраст 269 млн лет, K/Ar методом по слюде - 280 млн лет (*Маслов и др., 1994*), Rb-Sr по слюде и породе - 266±7 млн лет (*Довгаль и др., 1995*). В рамках настоящей работы с участием автора проведено датирование ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопным методом по вкрапленникам литиевых слюд дайки Чечекского пояса. В возрастном спектре наблюдается устойчивое плато с возрастом 285,7 ± 3 млн лет, что соответствует времени кристаллизации пород дайки (*Хромых и др., 2014*). Полученные геохронологические данные позволяют сопоставить формирование даек с главным интервалом гранитообразования в Калба-Нарымском батолите (280-290 млн лет) (*Довгаль и др., 1995; Владимиров и др., 2005*). Возраст пород Ахмировского дайкового пояса до сих пор не установлен. По схожей геологической обстановке можно предполагать, что дайки Ахмировского пояса образованы близодновременно с дайками Чечекского пояса.



Рис. 6. Обнажения пород в центральной части Чечекского дайкового пояса.



Рис. 7. Фотография контакта двух ветвей Чечекского дайкового пояса: мелкопорфировая дайка (справа) сечет крупнопорфировую (слева). На контакте мелкопорфировая дайка приобретает фельзитовую структуру, стрелкой отмечена флюидальность на контакте с крупнопорфировой дайкой. Место пересечения отмечено (!) на рис. 5.

3.3. Петрография, геохимия, номенклатура пород

Дайки Чечекского и Ахмировского поясов сложены светло-серыми мелкозернистыми породами. Структура пород микрогранитовая, гранит- и фельзит-порфировая, реже афировая. Доля вкрапленников составляет от 5 до 80 %. Размер вкрапленников от 0,2 мм до 0,5-1 см, размер зерен основной массы 30-300 мкм. Главные минералы вкрапленников представлены кварцем, полевым шпатами и слюдой. В породах Ахмировского пояса, кроме перечисленных минералов, во вкрапленниках встречается топаз. Основная масса сложена теми же минералами (**Рис. 8**). Акцессорные апатит, флюорит, топаз, танталит-колумбит, касситерит, циркон, ксенотим, монацит встречаются в основной массе и как кристаллические включения во вкрапленниках. Акцессорные минералы представлены зернами размером от первых микрон до десятков микрон, которые расположены между зернами главных минералов в основной массе или в качестве кристаллических включений во вкрапленниках. Микролиты топаза встречается среди зерен кварца, мусковита и ПШ в основной массе части пород Чечекского пояса (**Рис. 22 д, е**).

Петрохимически дайки Чечекского и Ахмировского дайковых поясов относятся к отряду кислых (SiO_2 от 71,9 до 76,1 мас.%) подотряду умереннощелочных ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ от 7,9 до 9,2 мас.%) пород (*Петрографический...*, 2009). По положению на TAS-диаграмме их составы отвечают трахириолитам. Индекс глиноземистости $A/\text{CNK}=1,1-1,3$, что отвечает высокоглиноземистым породам. По соотношению главных компонентов породы Чечекского и Ахмировского поясов сходны (**Табл. 2**). Величина соотношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в большинстве случаев больше единицы, т.е. редкометалльные дайковые породы Чечекского и Ахмировского поясов принадлежат к онгонитам (**Рис. 9**). Наиболее высокое соотношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ свойственно для афировых пород, значения 0,8-1 относятся к крупнопорфировым гранит-порфирам.

Важной особенностью изучаемых пород является высокая концентрация редких литофильных элементов (Li, Rb, Cs, Be, Ta) и фтора (до 1,5 мас.%). Содержание Cs превышает кларк в стандартных гранитах (*Виноградов, 1962*) до 100 раз, Li - в 10-20 раз, Rb – в 3-6 раз (**Табл. 2**). Разделение пород Чечекского пояса по степени редкометалльности на редкометалльные (РМ) и ультраредкометалльные (УРМ), с множеством разновидностей, было схематично показано В.Б. Дергачевым (*Дергачев, 1993*). Предлагаемая в настоящей работе схема несколько упрощена по сравнению с предложенной ранее. Проведенные детальные исследования химического состава пород Чечекского пояса позволили выделить две отчетливые группы (**Рис. 10, 11**). Первая характеризуется большей концентрацией F (до 1,4 мас.%) и P_2O_5 (до 0,35 мас.%), высоким содержанием редких металлов (Li+Rb+Cs до 2500

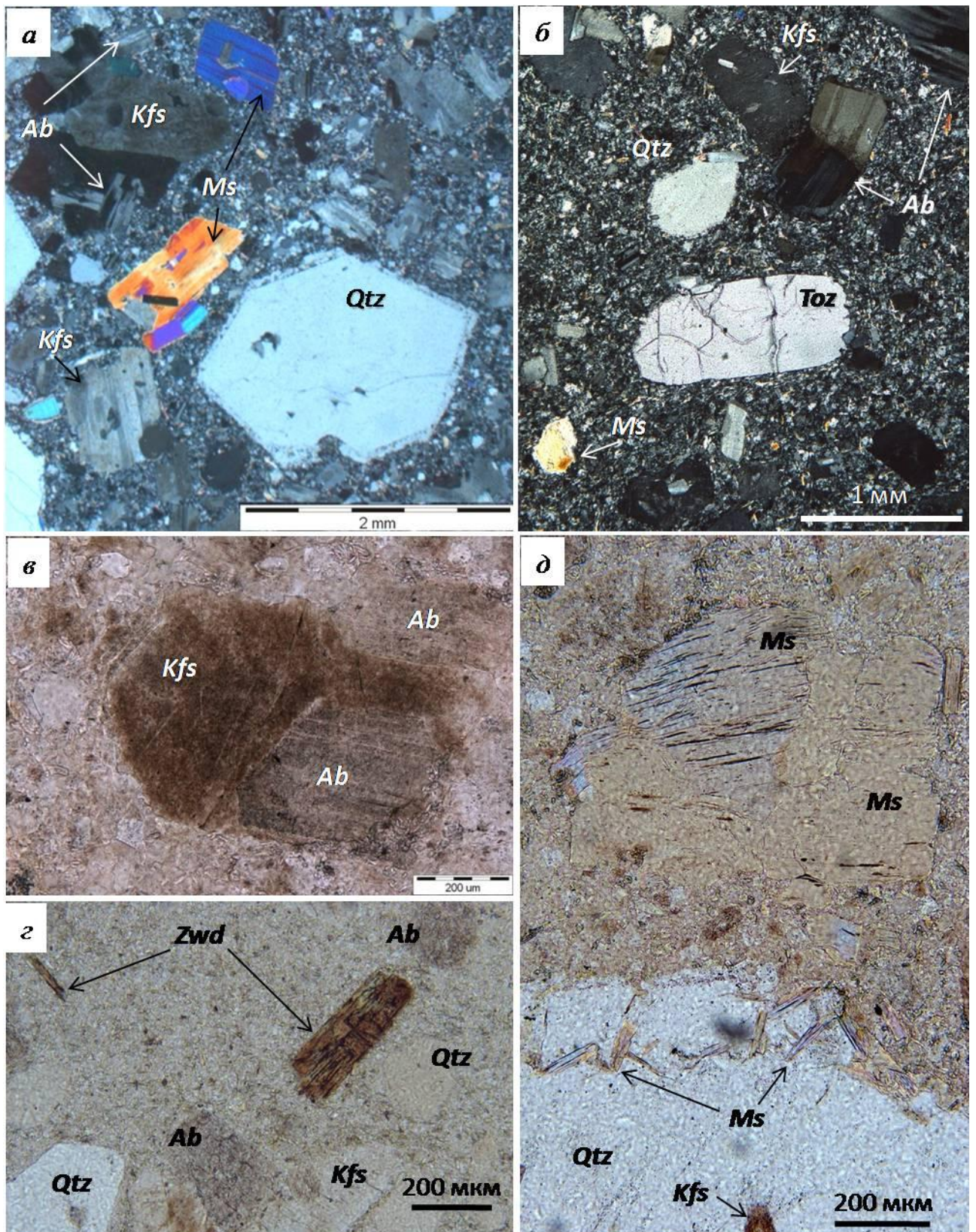


Рис. 8. Породы и породообразующие минералы даек Чечекского (*a, в, д*) и Ахмировского (*б, з*) дайковых поясов. *a, б* – порфировая структура породы и вкрапленники кварца, слюды, калиевого полевого шпата, альбита, топаза; *в* – порфировый вкрапленник альбита с каймой калиевого полевого шпата; *з* – порфиновые вкрапленники темной слюды (циннвальдита), *д* – порфировый вкрапленник слюды и кристаллические включения слюды во внешней зоне роста вкрапленника кварца. Условные обозначения: Ab – альбит, Kfs – калишпат, Ms – мусковит или литиевый мусковит, Toz – топаз, Qtz – кварц, Zwd - циннвальдит.

ppm) и низкими суммами РЗЭ (3-15 ppm). Для них использовано название ультраредкометалльные (УРМ). Вторая группа включает породы с меньшим содержанием редких металлов (до 1000 ppm), F (до 0,45 мас.%), и более высоким - РЗЭ (40-100 ppm). Эта группа пород характеризуется как редкометалльные (РМ). Породы этих двух групп различаются соотношением La_N/Yb_N : 3-5 для первой группы и 0,7-3 для второй (**Рис. 11 а**). Породы Ахмировского пояса отличаются самым высоким содержанием редких металлов (до 4000 ppm) и сумм РЗЭ (110-180 ppm) с положительным наклоном спектров РЗЭ (La_N/Yb_N 0.3-0.4). При этом содержание P_2O_5 в них до 0,05 мас.% - на уровне низко РМ пород Чечекского пояса, и ниже чем кларк стандартных гранитов, который составляет 0,16 мас.% (*Виноградов, 1962*). Содержание F варьирует от 0,54 до 1,3 мас.%. Такого содержания фтора достаточно для появления топаза в качестве самостоятельного минерала. На **рис. 11 б** показано, что составы пород Чечекского пояса выстраиваются в тренд с понижением суммы РЗЭ и увеличением суммы редких щелочей. Составы даек Ахмировского пояса не входят в общий тренд, с более высоким уровнем содержания и РЗЭ, и редких щелочей.

Породы дайковых поясов, УРМ в большей степени, чем РМ, обогащены редкими металлами (Sn, Ta, Nb) относительно средней концентрации в гранитах (**Табл. 2**).

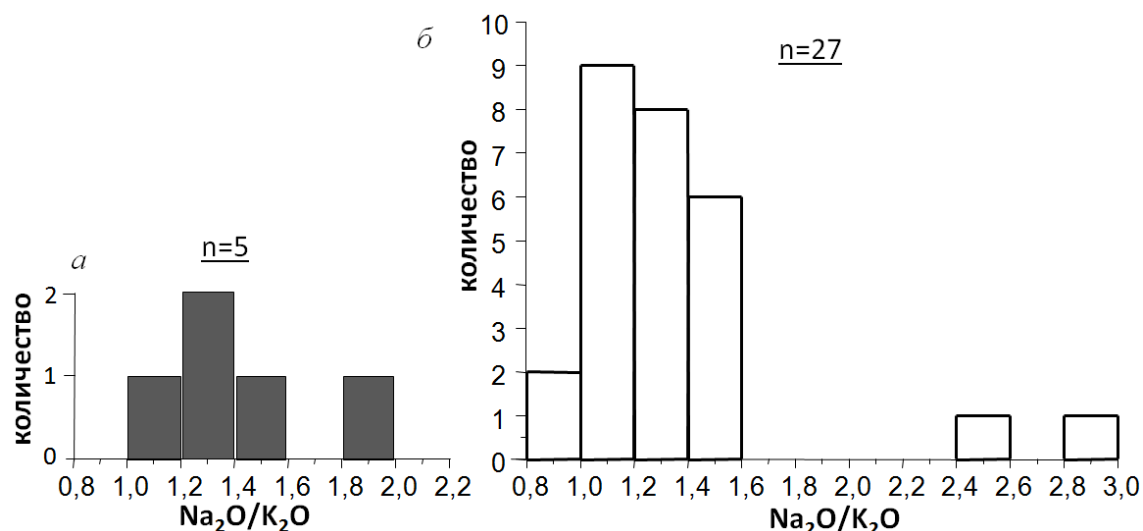


Рис. 9. Распределение соотношений Na_2O/K_2O в редкометалльных дайковых породах Ахмировского (а) и Чечекского (б) поясов. n – общее количество образцов.

Таблица 2

Средние химические составы пород Чечекского и Ахмировского дайковых поясов

	УРМ породы, Чечекский пояс		РМ породы, Чечекский пояс		Ахмировский пояс		кларк
	X	s	X	s	X	s	
n	16		11		3		
SiO ₂	73,60	0,53	74,61	0,76	74,07	1,82	
TiO ₂	0,02	0,00	0,03	0,02	0,03	0,01	
Al ₂ O ₃	15,43	0,41	14,84	0,44	15,29	1,05	
FeO _{общ}	0,82	0,11	0,95	0,23	0,74	0,21	
MnO	0,08	0,01	0,12	0,03	0,17	0,07	
MgO	<0,05	-	<0,05	-	<0,05	-	0,92
CaO	0,50	0,12	0,55	0,10	0,53	0,11	
Na ₂ O	4,81	0,41	4,57	0,76	4,77	0,55	
K ₂ O	3,72	0,21	3,87	0,59	3,79	0,30	
P ₂ O ₅	0,26	0,04	0,06	0,01	0,02	0,00	0,16
п.п.п.	0,69	0,27	0,74	0,23	0,76	0,14	
сумма	100,05	-	100,51	-	100,30	-	
F	0,83	0,38	0,39	0,08	1,01	0,41	0,08
Li	774	232	200	160	1345	808	40
Be	50	60	11	15	15	5	5,5
B	7	3	15	6	11	8	15
Cu	10	5	6	2	8	2	20
Zn	35	10	38	13	38	3	60
Rb	879	98	532	138	1277	509	200
Sr	11	11	25	10	5	3	300
Y	3	1	29	5	72	72	34
Zr	19	4	40	23	49	10	200
Nb	36	5	29	6	30	12	20
Mo	0,3	-	<0,3	-	<0,3	-	1
Sn	122	70	34	13	200	104	3
Cs	24	10	13	3	35	12	5
Ba	16	7	49	30	<5	-	830
Hf	2	1	4	4	8	3	1
Ta	17	6	9	9	32	23	3,5
Pb	25	38	14	14	48	16	20
Th	5	1	6	6	16	2	18
U	3	1	5	5	3	-	3,5
сумма РЗЭ	6	-	67	-	149	-	258
A/CNK	1,20	-	1,17	-	1,18	-	
K/Rb	35	-	60	-	25	-	
Nb/Ta	2,1	-	3,2	-	0,9	-	
Rb/Sr	80	-	21	-	255	-	

Примечания: X – усредненные значения, s – стандартные отклонения, n – число анализов. Содержание петрогенных компонентов и фтора – в мас.%, остальных – в г/т. Прочерк – нет данных. Кларк – среднее содержание элемента в гранитах по (Виноградов, 1962).

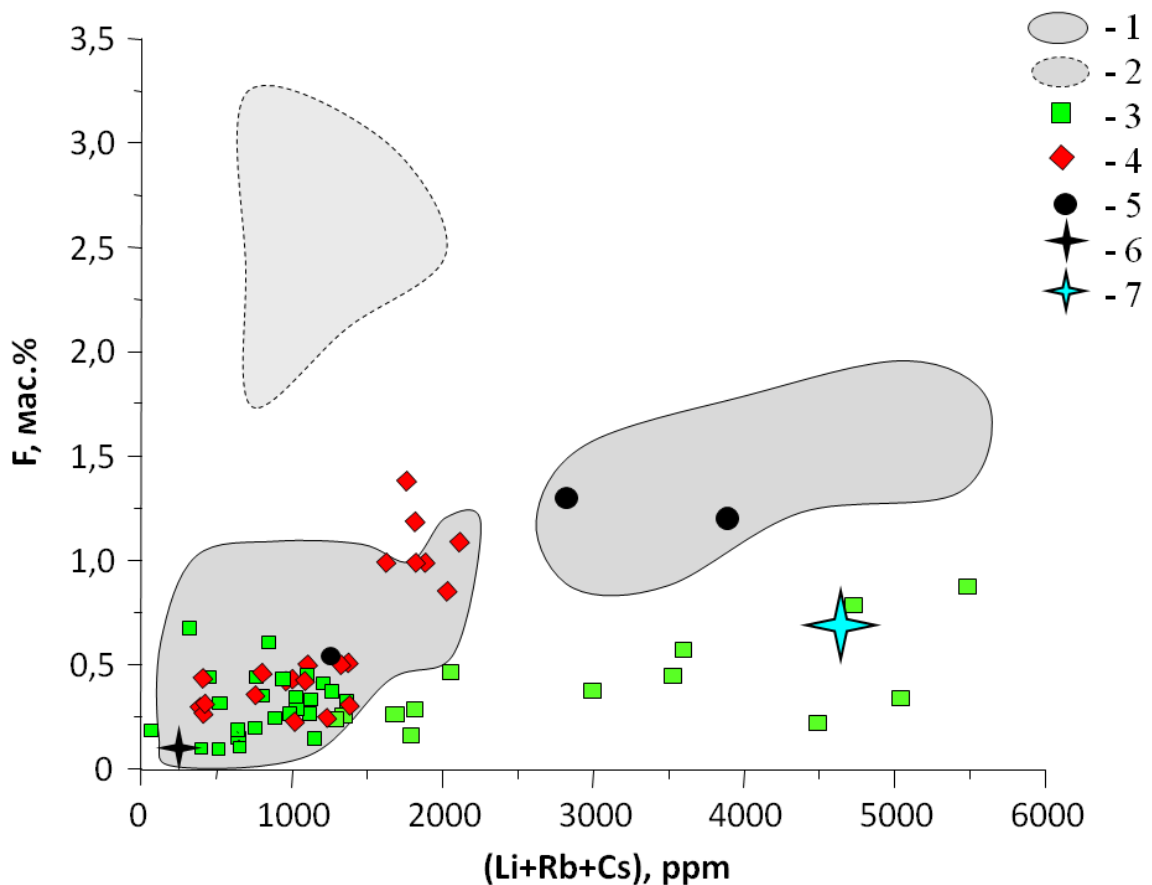


Рис. 10. Положение составов редкометалльных гранитоидов на классификационной диаграмме «сумма редких щелочей – фтор».

Условные обозначения: 1, 2 – поля состава редкометалльных пород мира, в скобках указаны главные металлы связанных с ними рудных месторождений и проявлений (PM дайковые породы: Онгон-Хайерхан, Монголия (W, Sn, ±Nb); Корнуолл, Англия (Sn, ±W, Cu, Mo); Спор-Маунтин, США (Be); Утулик, Прибайкалье (Sn-W проявление), Ары-Булак, Забайкалье; литий-фтористые граниты: Орловка (Ta), Хангилай (W, ±Sn), Спокойнинское (W), Забайкалье; Тигриное, Приморье (Sn, W, In); Бовуар, Франция (Sn, Li, Be, Ta рассеянные); Тоскана, Италия; Базардара, Памир, Таджикистан (Sn); Рудные горы, Германия, Чехия (Sn); 2 – литий-фтористые граниты, онгониты и топазиты Утулик, Прибайкалье (Sn-W проявление), отличающиеся по составу от других проявлений) (Коваленко, 1976; Charoy, 1984; Владимиров и др., 1987; Царева и др., 1991; Cuney et al., 1992; London, 1992; Breiter et al., 1997; Владимиров и др., 1998; Руб и др., 1998; Breiter et al., 1999; Антипин и др., 1999; Владимиров и др., 2001; Антипин et al., 2001; Гоневчук и др., 2005; Антипин и др., 2009; Баданина и др., 2010; Владимиров и др., 2012); 3 – дайковые породы Восточно-Калгутинского дайкового пояса, Южный Алтай (Mo-W); 4 – дайковые породы Чечекского пояса, Восточный Казахстан; 5 – дайковые породы Ахмировского пояса, Восточный Казахстан; 6 – кларк гранита (Виноградов, 1962); 7 – среднее содержание в редкометалльных промышленных пегматитах (Загорский и др., 1997).

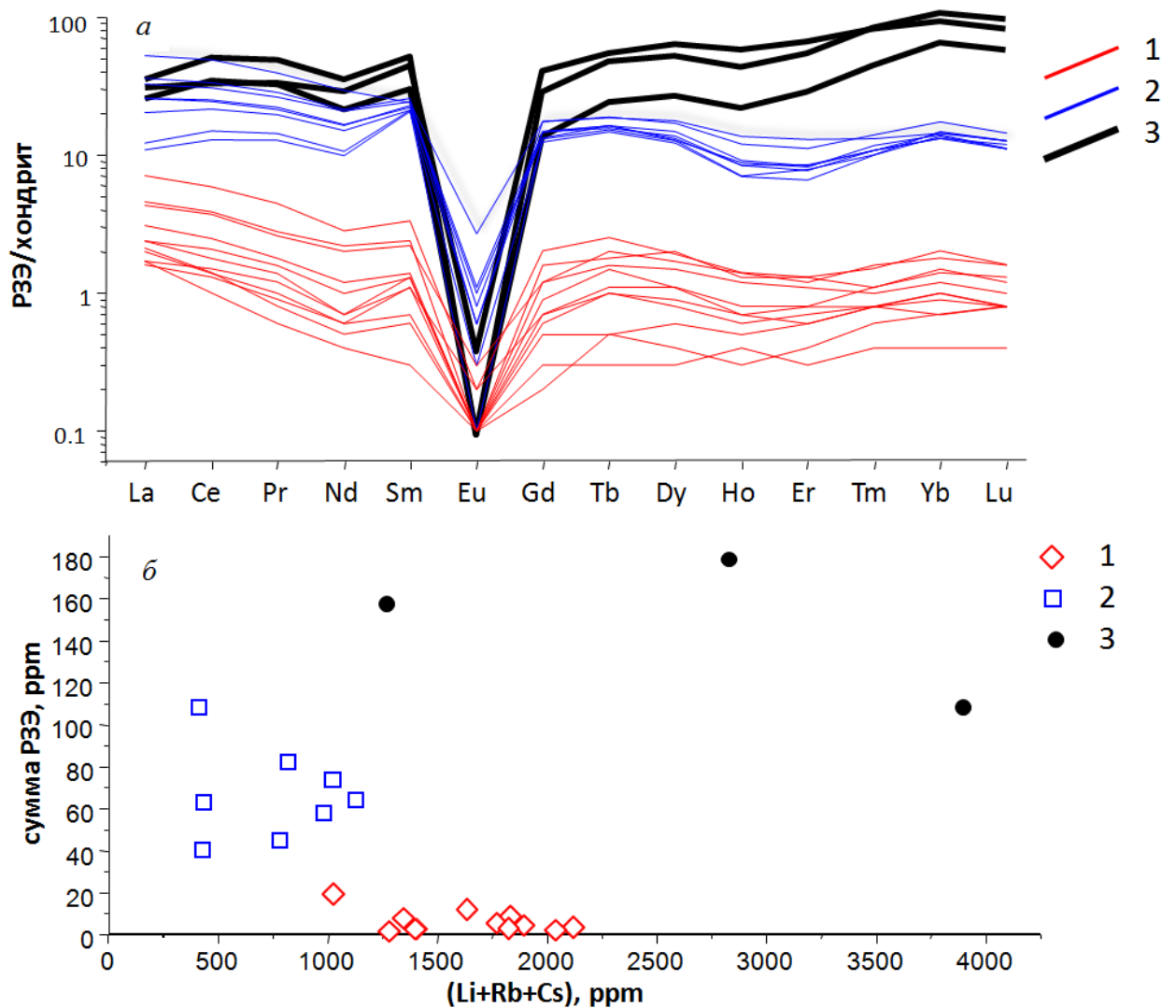


Рис. 11. Состав пород Чечекского и Ахмировского дайковых поясов. а - Спектр редкоземельных элементов, нормированных на хондрит по (Sun, McDonough, 1989). б - соотношение суммы РЗЭ и редких щелочей. Условные обозначения: РМ (1) и УРМ (2) породы Чечекского дайкового пояса, 3 – породы Ахмировского дайкового пояса.

Выделенные два типа пород в составе Чечекского дайкового пояса были вынесены на геологическую карту (Рис. 5). Дайки УРМ пород преобладают. Дайка РМ состава представлена одной ветвью, разделенной на несколько частей в месте перегиба пояса. Обнаруженные нами при полевых работах взаимоотношения двух типов дайковых пород показывают, что внедрение РМ дайки происходило раньше, а УРМ дайки более поздние.

3.4. Минералогия

Породообразующие минералы даек Чечекского и Ахмировского поясов представлены альбитом и калиевым полевым шпатом, кварцем, слюдами, основными акцессорными минералами являются топаз, флюорит, апатит, танталит-колумбит, касситерит.

3.4.1. Кварц

В породах Чечекского и Ахмировского дайковых поясов кварц является одним из главных минералов. Он слагает порфиновые вкрапленники, а также мелкие зерна в основной массе всех без исключения пород. Вкрапленники реже представлены индивидуальными кристаллами, чаще - сростками индивидов кварца, гломеропорфиновыми сростками с полевыми шпатами. Внешние зоны многих вкрапленников плотно заполнены беспорядочно расположенными мелкими кристаллами (**Рис. 8 а, д**). Кристаллические включения во вкрапленниках кварца представлены полевыми шпатами, светлой и темной слюдой, апатитом, монацитом, цирконом, ксенотимом, рутилом, флюоритом, триплитом.

По данным катодолюминесценции, вкрапленники кварца в породах Чечекского и Ахмировского поясов зональные. В УРМ породах Чечекского пояса и породах Ахмировского пояса зональность достаточно четкая (ритмичная), мелкая (**Рис. 12 а, в, д**). В РМ породах Чечекского пояса зональность во вкрапленниках кварца более грубая, менее четкая, границы зон сглажены. В обоих случаях в некоторых вкрапленниках можно отметить следы частичного растворения предыдущих зон (**Рис. 12 в**). В сростках индивидов кварца, либо в случае, если вкрапленник содержит крупное кристаллическое включение, отмечается подгибание и утонение зон роста (**Рис. 12 в**). В изображениях катодолюминесценции зоны роста кварца пересечены нелюминесцирующими участками в виде сети и отдельными темными линиями (**Рис. 12 в, д**). Во вкрапленниках кварца Ахмировского пояса зафиксированы более обширные слаболюминесцирующие области (**Рис. 12 а**). Такие структуры могут маркироваться группами мелких флюидных включений, а могут быть не заметны в проходящем свете.

3.4.2. Слюды

Слюды в породах Чечекского и Ахмировского дайковых поясов являются одним из основных породообразующих минералов онгонитов Чечекского и Ахмировского дайковых поясов. В породах Чечекского пояса это бесцветные слюды, Ахмировского – с плеохроизмом от бесцветного до светло-коричневого. Они слагают порфиновые вкрапленники, входят в состав основной массы и встречаются в виде кристаллических включений во вкрапленниках кварца. Вкрапленники идиоморфны, некоторые из них деформированы (**Рис. 13**). Размер вкрапленников слюды до 5 мм. В основной массе слюда слагает лейсты размером до 50-100 мкм.

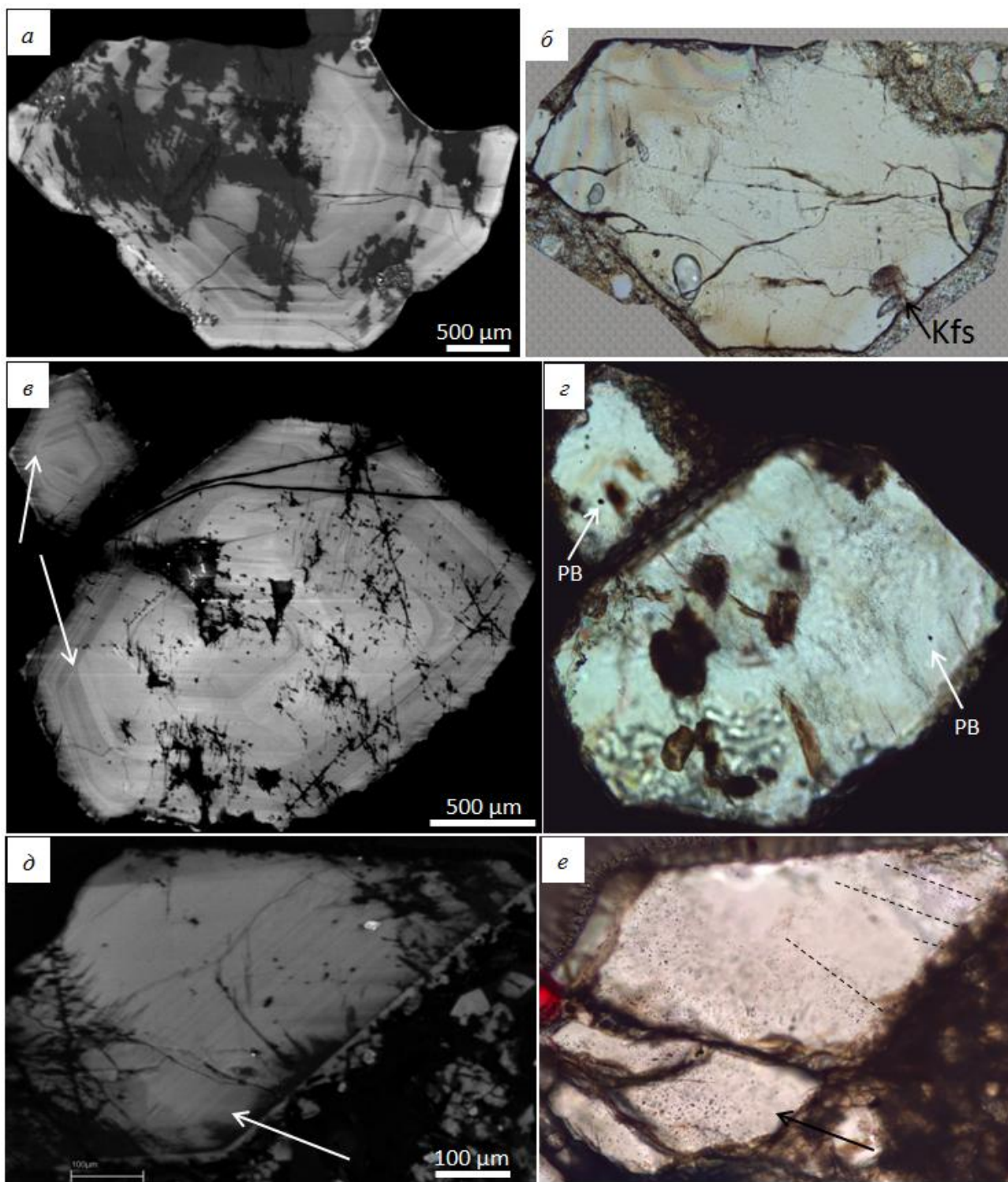


Рис. 12. Катодолюминесценция вкрапленников кварца (*a, в, д*) и изображения тех же вкрапленников в проходящем свете (*б, г, е*). *a, б* – Ахмировский дайковый пояс; *в, г, д, е* – Чечекский дайковый пояс. Условные обозначения: РВ – расплавленное включение, Kfs – кристалл калишпата; на (*в*) стрелкой показано место срезания предшествующих зон роста; на (*д*) стрелкой показана ненарушенная область люминесценции кварца, содержащая первичные ФВ; на (*е*) пунктирными линиями показаны вторичные ФВ.

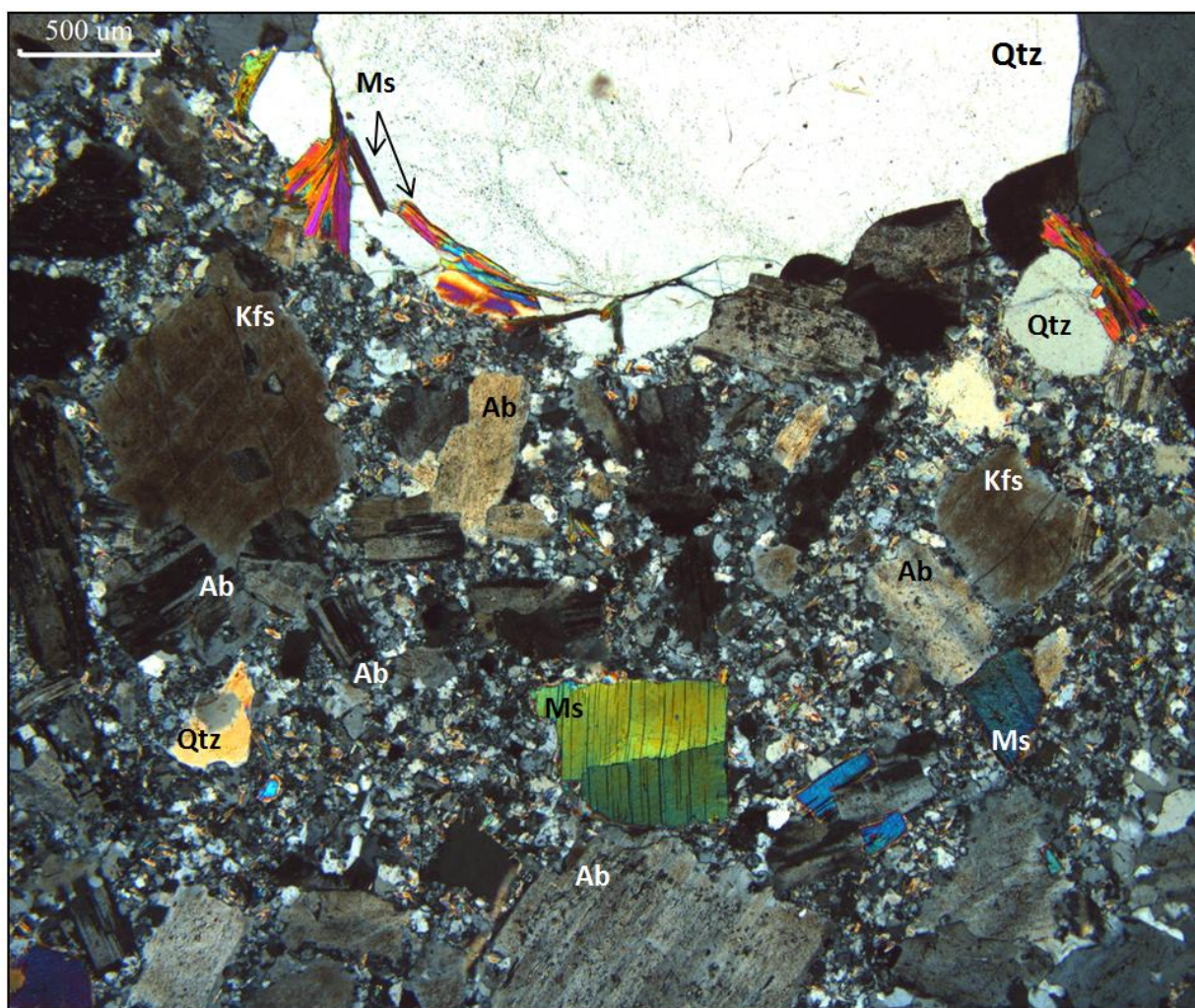


Рис. 13. Слюда во вкрапленниках, в гломеропорфировых сростках с полевым шпатом и кварцем, кристаллические включения в кварце и лейсты в основной массе. Крупный вкрапленник деформирован вдоль трещины. Фрагмент УРМ породы Чечекского пояса. Условные обозначения: Ab - альбит, Kfs - калишпат, Ms – слюда ряда мусковит-лепидолит, Qtz – кварц. Изображение в скрещенных николях.

Был проведен анализ составов слюд методами рентгеноспектрального микроанализа, а также вторично-ионной масс-спектрологии (Табл. 3, 4). Для классификации слюд использована треугольная диаграмма в координатах Fe-Al^{IV}-Mg (Рис. 14). Точки составов слюд из РМ пород Чечекского пояса наиболее близки к мусковитовой (Al^{IV}) вершине треугольника. Слюды из УРМ пород расположены вдоль стороны «мусковит-аннит» треугольника. Слюды Ахмировского пояса имеют большой диапазон составов и смещены в сторону обогащения аннитовым и флогопитовым миналами. На рис. 14 а изображено соотношение FeO и MgO в слюдах исследуемых дайковых пород. Слюды УРМ пород имеют содержание FeO от 3 до 8 мас.% и самое низкое содержание MgO. По содержанию железа слюды РМ пород Чечекского пояса имеют более ограниченный диапазон состава и более низкую среднюю концентрацию Fe. В слюдах Ахмировского пояса содержание железа варьирует широко, в то же время они содержат самое большое количество MgO – до 5 мас.%.

Таблица 3

Состав слюд в породах Чечекского и Ахмировского дайковых поясов

обр.	слюды в УРМ породах Чечекского дайкового пояса													
	7/4	7/5	7/3	13/2	13/2	13/5	13/2-2 ^s	24/4	24/3	30/8	30/8	25/11	25/15	25/12
SiO ₂	43,94	46,31	52,68	49,24	44,27	45,83	49,76	46,06	45,27	44,77	43,80	46,60	44,44	44,43
TiO ₂	0,12	0,09	0,02	0,18	0,13	0,07	н.п.о.	0,05	0,08	0,14	0,14	0,06	0,11	0,12
Al ₂ O ₃	31,67	31,58	17,92	20,60	34,37	31,19	19,50	31,38	31,89	32,53	29,42	31,44	29,98	30,75
FeO	5,19	5,04	5,86	8,13	3,48	5,17	6,82	4,88	4,83	4,70	6,88	4,49	5,53	5,04
MgO	0,25	0,06	0,10	0,17	0,16	0,10	н.п.о.	н.п.о.	0,11	0,05	0,01	0,03	0,03	н.п.о.5
MnO	0,32	0,56	0,48	0,64	0,23	0,47	0,77	0,68	0,42	0,40	0,61	0,69	0,73	0,71
CaO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,01	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Na ₂ O	0,59	0,63	0,04	н.п.о.	0,75	0,49	0,34	0,58	0,60	0,77	0,62	0,66	0,59	0,56
K ₂ O	10,12	10,02	10,55	10,13	9,82	10,08	9,93	10,19	9,96	9,76	9,69	10,03	9,95	9,96
Rb ₂ O	н.п.о.	н.п.о.	0,19	0,14	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Cs ₂ O	н.п.о.	0,04	н.п.о.	0,06	0,01	н.п.о.	н.п.о.	0,02	0,05	н.п.о.	н.п.о.	0,06	н.п.о.	0,03
Li ₂ O*	1,04	1,05	6,56	4,97	0,71	1,18	4,32	0,88	0,80	0,96	1,03	0,89	1,15	0,99
F	2,95	2,95	9,03	7,62	2,34	3,18	7,00	2,66	2,50	2,80	2,93	2,68	3,12	2,85
Cl	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,02	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.3	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,02	н.п.о.	н.п.о.
Сумма-F	94,96	97,09	99,63	98,69	95,31	96,43	95,50	96,28	95,45	95,70	93,90	96,53	94,32	94,24
Si	3,096	3,170	3,530	3,359	3,046	3,172	3,711	3,170	3,137	3,101	3,144	3,189	3,160	3,141
Ti	0,006	0,005	0,001	0,009	0,007	0,003	-	0,003	0,004	0,007	0,007	0,003	0,006	0,006
Al	2,630	2,547	1,415	1,657	2,786	2,545	1,714	2,545	2,604	2,656	2,488	2,535	2,513	2,562
Fe	0,306	0,288	0,328	0,464	0,200	0,300	0,425	0,281	0,280	0,272	0,413	0,257	0,329	0,298
Mg	0,015	0,004	0,006	0,010	0,009	0,006	-	-	0,006	0,003	0,001	0,001	0,002	0,000
Mn	0,034	0,057	0,048	0,065	0,024	0,048	0,086	0,069	0,044	0,041	0,065	0,071	0,078	0,075
Na	0,081	0,083	0,005	0,000	0,099	0,065	0,049	0,078	0,081	0,103	0,086	0,087	0,081	0,076
K	0,910	0,875	0,902	0,881	0,862	0,890	0,945	0,895	0,880	0,863	0,887	0,875	0,902	0,898
Li*	0,294	0,287	1,760	1,358	0,197	0,328	1,291	0,243	0,222	0,266	0,297	0,244	0,326	0,279
F	0,656	0,639	1,913	1,644	0,509	0,696	1,651	0,579	0,549	0,613	0,664	0,579	0,701	0,636
OH	1,344	1,361	0,087	0,354	1,491	1,304	0,349	1,421	1,451	1,387	1,336	1,419	1,299	1,364
Al(IV)	0,904	0,830	0,470	0,641	0,954	0,828	0,289	0,830	0,863	0,899	0,856	0,811	0,840	0,859
Al(VI)	1,726	1,717	0,945	1,016	1,832	1,717	1,729	1,715	1,741	1,757	1,632	1,724	1,672	1,703

Примечание на следующей странице

Таблица 3 (продолжение)

обр.	слюды РМ пород Чечекского дайкового пояса							слюды пород Ахмировского пояса							
	16/3	16/4	16/5	21/6	21/5	21/4	21/3	6-1 ^S	6-1 ^S	6-1 ^S	6-1 ^S	6-1 ^S	6-2 ^S	8_1 ^S	
SiO ₂	44,22	44,37	45,09	44,37	46,18	45,74	45,55	51,75	41,5	50,13	43,17	40,37	40,28	54,75	
TiO ₂	0,03	0,05	0,06	0,07	0,02	н.п.о.	0,03	н.п.о.	0,30	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	
Al ₂ O ₃	32,61	32,85	32,08	33,09	32,54	32,76	33,44	18,88	23,94	17,35	23,77	23,54	23,88	17,19	
FeO	3,95	3,95	4,25	3,90	3,90	4,17	3,53	3,24	9,37	4,46	9,7	10	11,26	9,73	
MgO	0,15	0,11	0,19	0,23	0,14	0,15	0,13	1,94	2,75	1,64	3,86	3,16	3,46	0,84	
MnO	0,22	0,23	0,27	0,18	0,31	0,24	0,21	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,73	
CaO	н.п.о.	0,02	0,03	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	
Na ₂ O	0,69	0,71	0,72	0,74	0,62	0,73	0,75	н.п.о.	0,32	н.п.о.	н.п.о.	0,42	0,55	н.п.о.	
K ₂ O	9,94	9,97	10,29	10,16	9,91	9,81	10,14	10,13	9,60	9,38	9,73	9,40	9,28	8,10	
Rb ₂ O	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	
Cs ₂ O	0,06	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	
Li ₂ O*	0,60	0,54	0,52	0,64	0,58	0,66	0,43	5,72	3,06	5,85	3,62	3,58	2,18	2,11	
F	2,09	1,98	1,93	2,20	2,07	2,22	1,73	8,30	5,67	8,42	6,28	6,24	4,61	4,52	
Cl	0,02	н.п.о.1	0,02	0,02	н.п.о.	0,02	н.п.о.4	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	
Сумма-F	93,68	93,95	94,62	94,69	95,39	95,56	95,24	96,47	94,13	93,70	97,49	94,09	93,56	96,07	
Si	3,100	3,095	3,132	3,084	3,162	3,138	3,115	3,769	3,156	3,792	3,198	3,120	3,089	3,840	
Ti	0,002	0,003	0,003	0,004	0,001	-	0,002	-	0,017	-	-	-	-	-	
Al	2,694	2,700	2,626	2,710	2,625	2,649	2,695	1,621	2,145	1,547	2,075	2,144	2,158	1,421	
Fe	0,231	0,230	0,247	0,227	0,223	0,239	0,202	0,197	0,596	0,282	0,601	0,646	0,722	0,571	
Mg	0,009	0,006	0,011	0,014	0,008	0,009	0,008	0,120	0,177	0,105	0,242	0,207	0,225	0,050	
Mn	0,023	0,024	0,028	0,019	0,031	0,025	0,022	-	-	-	-	-	-	0,076	
Na	0,093	0,095	0,097	0,100	0,082	0,097	0,099	0,000	0,047	-	-	0,063	0,082	0,000	
K	0,889	0,888	0,912	0,900	0,866	0,858	0,884	0,941	0,931	0,905	0,920	0,927	0,908	0,725	
Li*	0,167	0,152	0,145	0,179	0,160	0,180	0,119	1,668	0,931	1,773	1,073	1,108	0,669	0,592	
F	0,464	0,437	0,424	0,483	0,448	0,482	0,374	1,912	1,364	2,000	1,471	1,525	1,118	1,003	
OH	1,534	1,562	1,574	1,515	1,552	1,516	1,626	0,088	0,636	-	0,529	0,475	0,882	0,997	
Al(IV)	0,900	0,905	0,868	0,916	0,838	0,862	0,885	0,231	0,844	0,208	0,802	0,880	0,911	0,160	
Al(VI)	1,794	1,796	1,757	1,794	1,788	1,787	1,810	1,389	1,301	1,338	1,274	1,265	1,247	1,262	

Примечание: Анализы выполнены на электронно-зондовом микроанализаторе Jeol JSM 8100 и ^S – на сканирующем электронном микроскопе Tescan Mira 3 LMU с приставкой ЭДС (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Содержания элементов – в мас.%, кристаллохимические коэффициенты рассчитаны на 11 атомов кислорода – в ф.е. Жирным шрифтом выделены номера точек, проанализированные на содержание редких элементов методом вторично-ионной масс-спектрографии (Табл. 4). Содержание лития рассчитано по (Tischendorf, 1997) Li₂O*=0,177*F^{1,642}. 13-2 – вкрапленники, 13-2 – слюда в основной массе. Прочерк – формульные единицы не рассчитывались.

Кроме основных компонентов, в слюдах отмечены примеси Ti, Mn и на уровне предела обнаружения электронного микронзонда - Rb и Cs. По содержанию MnO, так же как и FeO, слюды УРМ пород имеют широкий диапазон, РМ – более низкие концентрации и маленькие вариации содержания, Ахмировского пояса – наибольшую вариацию концентрации от 0,4 до 2,2 мас.% (Рис. 15 б). Слюды из группы РМ пород характеризуются наиболее низким содержанием TiO₂ - ниже предела обнаружения, УРМ – в пределах 0,025 мас.% TiO₂, слюды Ахмировского пояса также выделяются широким диапазоном значений до 0,05 мас.% TiO₂ (Рис. 16). Удалось проанализировать несколько лейст слюды из основной массы пород Чечекского пояса. Их отличительные черты хорошо видны на рис. 15 б. В РМ породах они характеризуются более высокими по сравнению с вкрапленниками концентрациями MnO и понижением F, в ВРМ, напротив, более высоким содержанием F при концентрации MnO такой же, как во вкрапленниках. По данным (London, Burt, 1982), марганец в слюдах можно рассматривать как показатель дифференциации. Таким образом, закономерно, что в РМ дайках Чечекского пояса слюды в основной массе более отвечают более высокой степени дифференциации, чем во вкрапленниках.

Среди рассмотренных составов слюд УРМ пород несколько анализов выделяются повышенным содержанием Si, Fe, Mg, F, Rb, резко пониженным Al, при стехиометрическом пересчете очевиден недостаток катионов в октаэдрической позиции ($Al^{VI}+Ti+Fe+Mg$) - до 0,5 ф.е. до мусковита, и до 1 ф.е. до литиевых слюд (эта сумма должна составлять 2-2,5 – в мусковите, сумма >2,6 – в триоктаэдрических слюдах: биотите или литиевой слюде). На основании этого было сделано предположение, что эти анализы относятся к литиевым слюдам. Литий является важным компонентом РМ гранитов, но его нельзя определить методом электронно-зондового микроанализа. Несколько точек во вкрапленниках слюд из пород Чечекского пояса было проанализировано методом вторично-ионной масс-спектрологии (Табл. 4). Полученные результаты подтвердили наличие двух типов слюд в ВРМ породах Чечекского дайкового пояса. Первый тип можно отнести к мусковиту (0,4 мас.% Li₂O), второй – к лепидолиту (5,7 мас.% Li₂O). На основе полученных значений для остальных анализов слюд, полученных методами рентгеноспектрального микроанализа, был выбран способ подсчета содержания Li через содержание фтора по формуле, предложенной Г.Тишendorфом (Tischendorf, 1997) для триоктаэдрических слюд из гранитоидов: $Li_2O=0,177 * F^{1,642}$. Рассчитанное содержание лития составило от 0,43 до 6,56 мас.% Li₂O (Табл. 3). Тот факт, что слюды Ахмировского пояса и Уланского массива Li-F гранитов являются высоколитиевыми, был впервые установлен В.И. Масловым с соавторами (Маслов и др., 1994). Для классификации литийсодержащих слюд была использована схема, предложенная М.Фостером (Foster, 1960) для литиевых слюд (Рис. 17). Слюды из пород

Чечекского и Ахмировского дайковых поясов различны по составу. Слюды из РМ пород Чечекского пояса представлены мусковитом. Составы слюд из УРМ пород образуют протяженный тренд от мусковита до лепидолита - железистого лепидолита. Составы слюд в породах Ахмировского дайкового пояса изменяются от лепидолита до железистого лепидолита - протолитионита. Кроме высоких концентраций лития и фтора, в литиевых разновидностях слюд повышены содержания рубидия и цезия (Табл. 4). По недостатку аналитических сумм микронзондового анализа и с учетом рассчитанного количества Li_2O содержание воды в слюдах может составлять 2,5-5 % при измеренном содержании фтора 2,7-3 мас.%. В литиевых слюдах фтор (7,5-9 мас.%) преобладает над H_2O (0,5-1,5 мас.%). Рассчитанное таким образом содержание воды совпадает с измерениями на вторично-ионном микроанализаторе (Табл. 4).

Таблица 4

Содержание элементов-примесей и воды в слюдах УРМ пород Чечекского пояса

	13/2(1)	13/2(2)	25/12	S, отн.%
Li	26328	1997	2011	2-5
Rb	6852	1512	1884	2-7
Cs	1225	29	32	3-4
Ba	0,6	1,8	1	31-72
H_2O	1,60	3,77	4,04	1,1-2

Примечание: Анализы выполнены на ионно-зондовом микроанализаторе Cameca IMS-4f (г. Ярославль). Содержание H_2O в мас.%, остальных элементов – в ppm. S – ошибка определения элементов. Первый анализ относится к лепидолиту, второй и третий – к фенгит-мусковиту.

При подробном изучении отдельных вкрапленников слюд Чечекского пояса отмечены случаи, когда центральные их части представлены мусковитом, а кайма образована литиевым мусковитом или лепидолитом (Рис. 18). Важно отметить, что содержание фтора и лития внешних зон этого вкрапленника сходно с таковыми для слюды из основной массы породы (Рис. 15 б). В некоторых вкрапленниках пород Ахмировского пояса также прослеживается зональность с уменьшением содержания железа и увеличением – фтора (и, соответственно, лития) от центра к краю. В других такой зональности нет, заметно пятнистое распределение участков на изображениях в обратно-рассеянных электронах (Рис. 19).

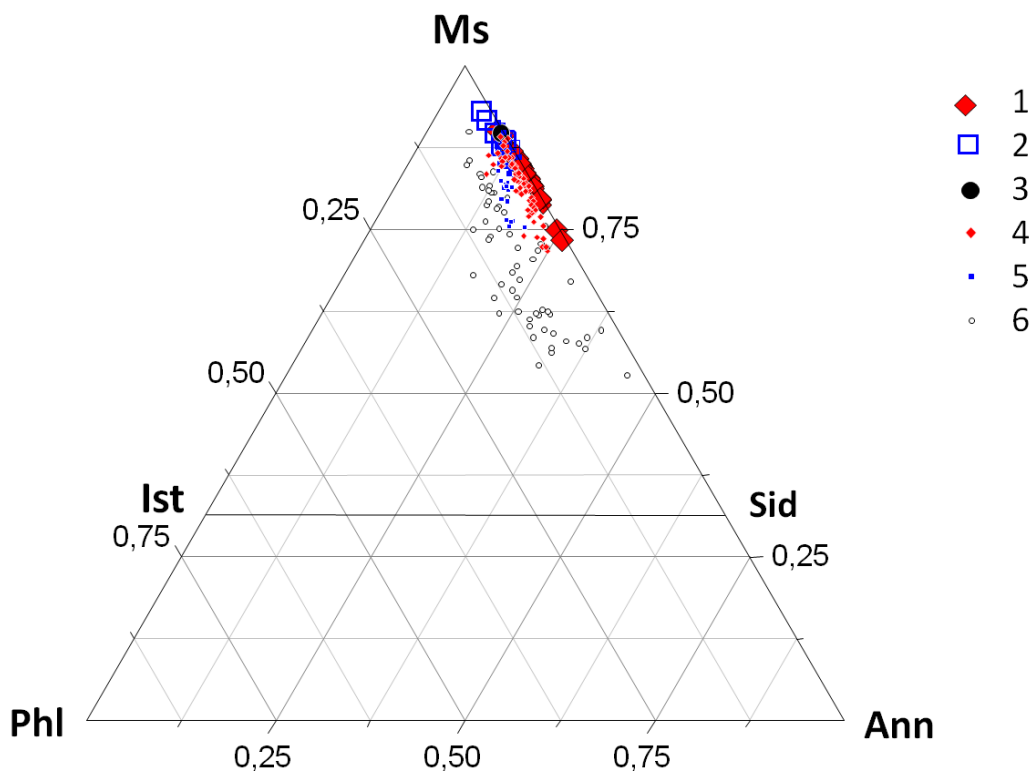


Рис. 14. Классификация слюд в породах Чечекского и Ахмировского дайковых поясов в миналах Аннит (Fe) – Мусковит (Al) – флогопит (Mg) (Rieder et al., 1998). Условные обозначения: 1-2 – состав по данным ВДС. 4-6 – состав по ЭДС. 1, 4 – УРМ породы Чечекского пояса; 2, 5 – РМ породы Чечекского пояса; 3, 6 – породы Ахмировского пояса, 3 – по данным (Маслов и др., 1994). Миналы: Ann - аннит, Sid - сидерофиллит, Ms - мусковит, Ist – истонит, Phl - флогопит.

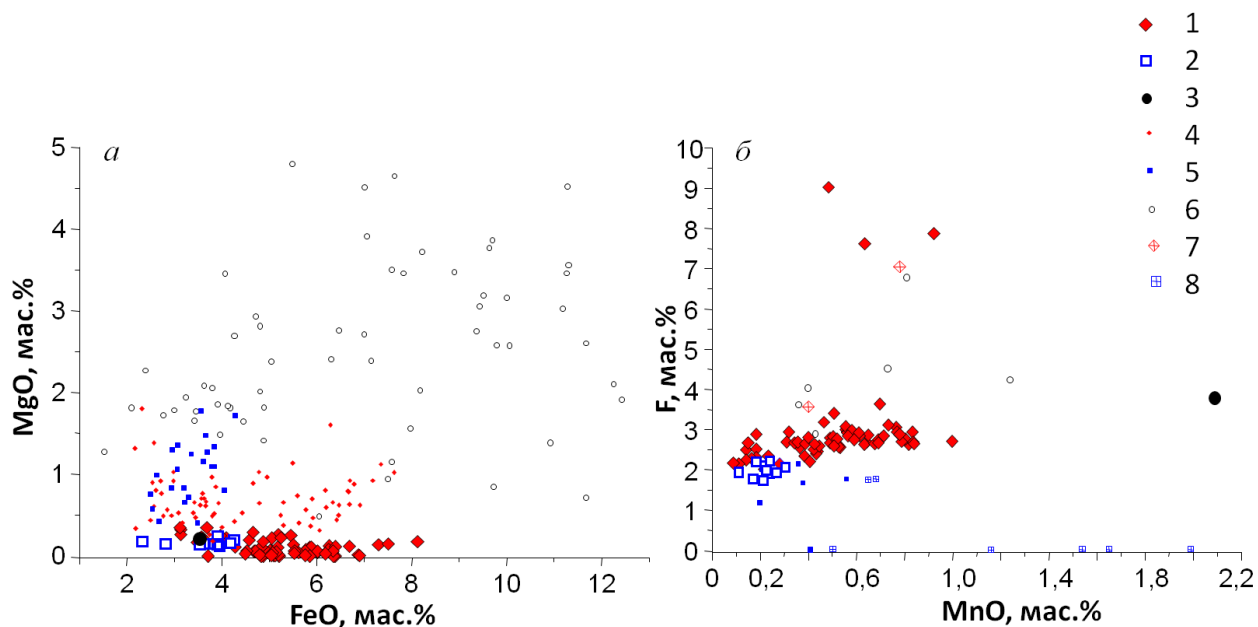


Рис. 15. Состав слюд в породах Чечекского и Ахмировского дайковых поясов. а – содержание FeO и MgO; б – содержание MnO и F. Условные обозначения: 1-6 – вкрапленники; 7-8 – зерна в основной массе; 1-2 – состав по данным ВДС; 4-8 – состав по данным ЭДС. 1, 4, 6 – УРМ породы Чечекского пояса; 2, 5, 7 – РМ породы Чечекского пояса; 3, 6 – породы Ахмировского пояса, 3 – по данным (Маслов и др., 1994).

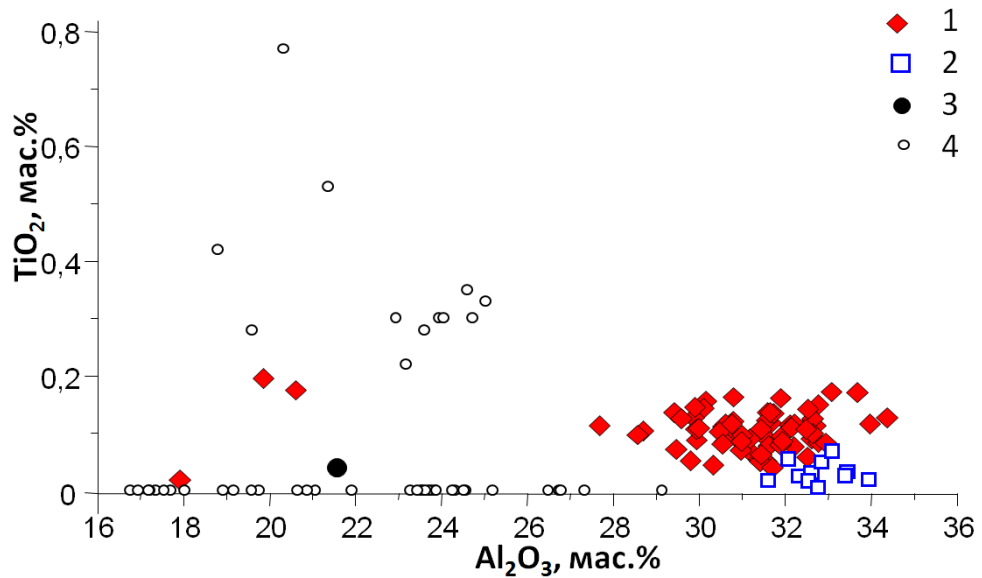


Рис. 16. Содержание Al_2O_3 и TiO_2 в слюдах пород Чечекского и Ахмировского дайковых поясов. Условные обозначения: 1-2 – состав по данным ВДС. 4 – состав по данным ЭДС. 1 – УРМ породы Чечекского пояса; 2 – РМ породы Чечекского пояса; 3, 4 - породы Ахмировского пояса, 3 - по данным (Маслов и др., 1994).

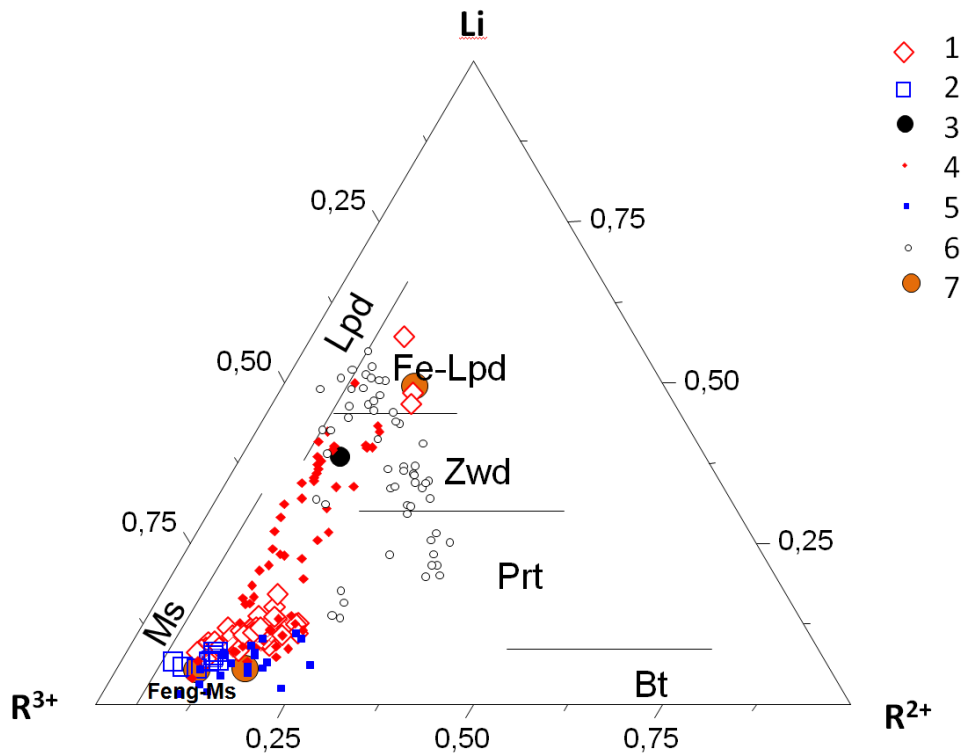


Рис. 17. Классификация слюд в породах Чечекского и Ахмировского дайковых поясов на треугольной диаграмме в координатах $R^{2+}(Fe+Mg+Mn) - Li - R^{3+}(Al^{VI})$ (Foster, 1960). Элементы – в формульных единицах. Содержание лития рассчитано по формуле $Li_2O=0,177 \cdot F^{1,642}$ для триоктаэдрических слюд гранитоидов (Tischendorf, 1997). Условные обозначения: 1-2 – состав по данным ВДС; 4-6 – состав по данным ЭДС; 7 – состав по данным ионного зонда. 1, 4, 7 – УРМ породы Чечекского пояса; 2, 5 – РМ породы Чечекского пояса; 3, 6 - породы Ахмировского пояса, 3 - по данным (Маслов и др., 1994). Обозначение полей: Ms – мусковит, Feng-Ms – фенгит-мусковит, Lpd - лепидолит, Fe-Lpd – железистый лепидолит, Zwd - циннвальдит, Prt - протолитионит, Bt – биотит.

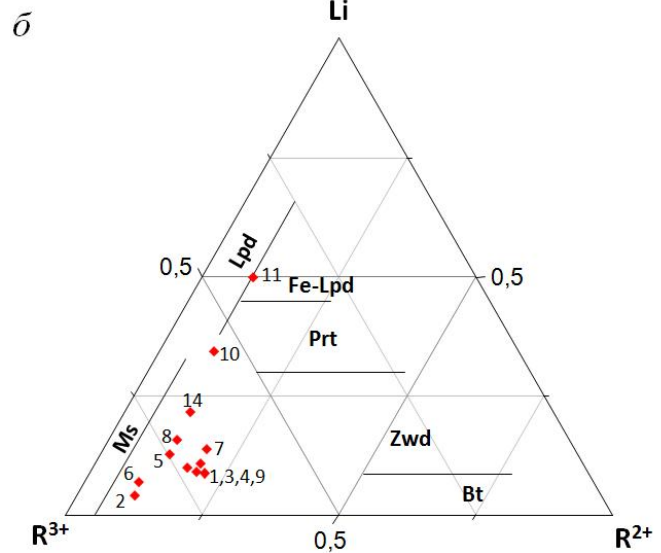
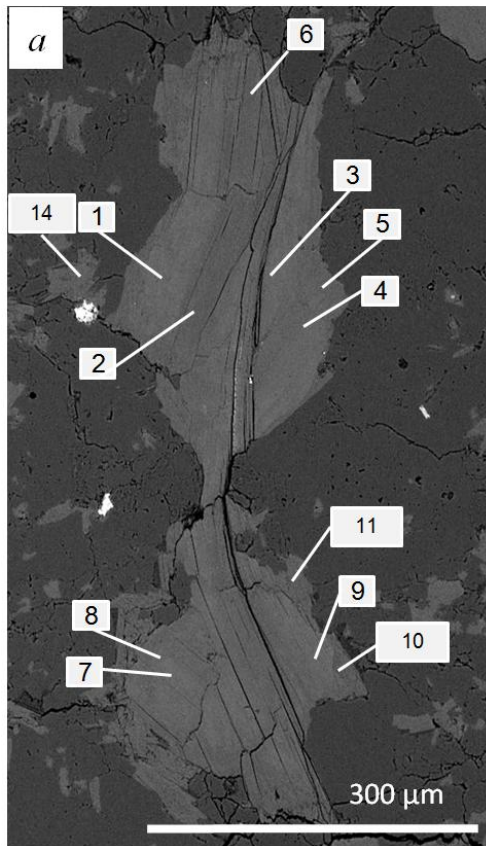


Рис. 18. Зональный вкрапленник слюды в УРМ породе Чечекского пояса. Цифрам на рисунке (а) соответствуют точки на треугольной диаграмме (б) в координатах $R^{2+}(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn})-\text{Li}-R^{3+}(\text{Al}^{\text{VI}})$ (см.рис. 17). а – изображение в обратно-рассеянных электронах

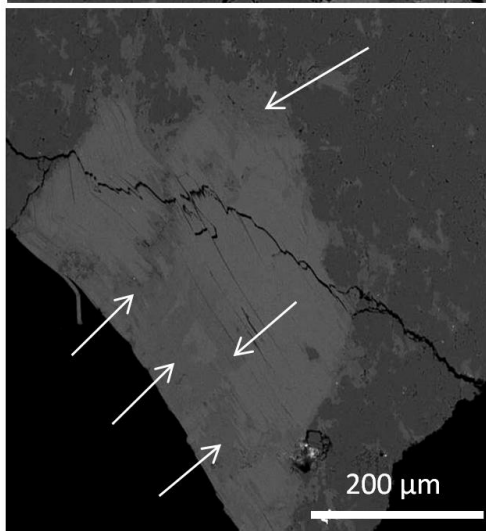


Рис. 19. Вкрапленник слюды в породе Ахмировского пояса с пятнистым распределением участков разного состава. Изображение в обратно-рассеянных электронах. Стрелками отмечены более темные участки, которые содержат меньше Fe и F.

Итак, слюды в породах Чечекского дайкового пояса представлены светлой слюдой ряда фенгит-мусковит – железистый лепидолит. Слюды из РМ даек имеют близкий мало варьирующий состав. Состав слюд из УРМ даек варьирует более широко. Литиевые слюды отвечают внешним зонам вкрапленников, дорастание которых происходило при кристаллизации основной массы. Коричневые слюды в породах Ахмировского пояса относятся к слюдам ряда лепидолит - железистый лепидолит – циннвальдит. Для них характерен большой разброс содержания главных и примесных элементов. Каждому из выделенных геохимических типов пород соответствует набор слюд определенного состава. Такое разделение составов слюд показывает, что кристаллизация происходила из расплавов разного состава и оправдывает выделение трех разновидностей пород.

3.4.3. Полевые шпаты

В породах Чечекского и Ахмировского дайковых поясов сосуществуют КПШ и кислый плагиоклаз, часто они встречаются в гломеропорфировых сростках и как кристаллические включения кристаллов альбита во вкрапленниках КПШ. В породах Чечекского пояса отмечены структуры обрастания кристаллов альбита калиевым полевым шпатом и включения лейст альбита в кристаллах калиевого полевого шпата (**Рис. 8 а, в**). В полевых шпатах Ахмировского пояса так широко подобная зональность не проявлена. Среди кристаллических включений в альбите встречается флюорит, апатит. Зачастую содержание флюорита настолько высоко, что придает альбиту фиолетовый оттенок.

Состав калиевого полевого шпата можно представить формулой $Or_{98}Ab_2$, кислые плагиоклазы Чечекских пород - $Ab_{98}An_1Or_1$, Ахмировских пород - $Ab_{95}An_4Or_1$ (**Рис. 20**). Методом рентгеноспектрального микроанализа кроме основных компонентов определялись концентрации Rb, Cs, Mn, Fe, Mg, Ba, Sr, P (**Табл. 5, 6**).

Альбит не содержит примесей выше предела обнаружения электронного микрозонда. В ортоклазе отмечаются примеси рубидия - максимум в ПШ Ахмировских даек 0,15-0,55 мас.% Rb_2O , фосфора – максимум в полевых шпатах УРМ пород Чечекского пояса 0,05-0,2 мас.% P_2O_5 (**Рис. 21**). КПШ из РМ пород Чечекского пояса, в отличие от полевых шпатов других пород содержат примесь BaO до 0,1 мас.%.

По распределению основных компонентов и примесей различий между полевыми шпатами основной массы и кристаллических включений в кварце не установлено.

Химический состав показывает различия между КПШ из трех групп пород, которые были выделены по химическим критериям: Ахмировского пояса, РМ и УРМ пород Чечекского пояса.

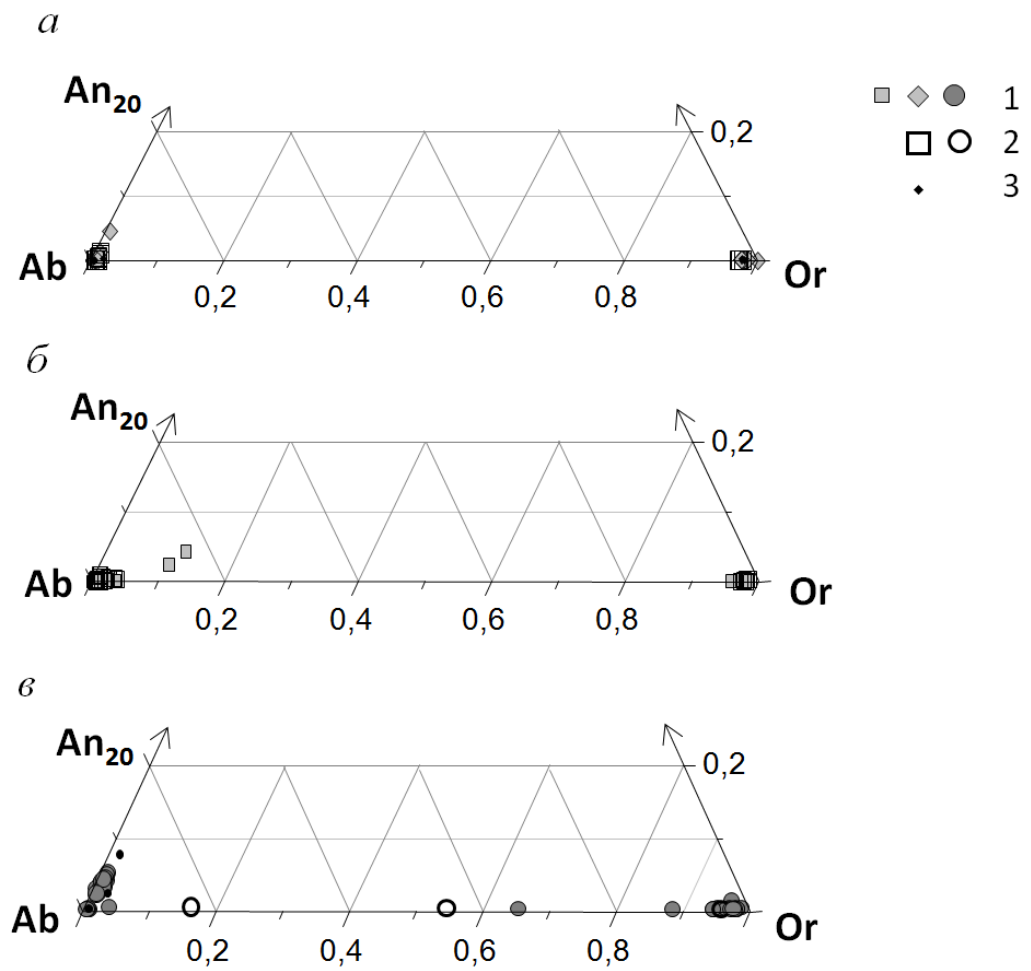


Рис. 20. Состав полевых шпатов в онгонитах Чечекского и Ахмировского дайковых поясов на треугольной диаграмме в координатах ортоклаз (Or) – анортит (An) - альбит (Ab). Изображен фрагмент треугольника. *a* – полевые шпаты в УРМ породах Чечекского дайкового пояса, *б* – ПШ в РМ породах Чечекского дайкового пояса, *в* – полевые шпаты в породах Ахмировского дайкового пояса.

Условные обозначения: 1 – вкрапленники, 2 – зерна в основной массе, 3 – кристаллические включения в кварце.

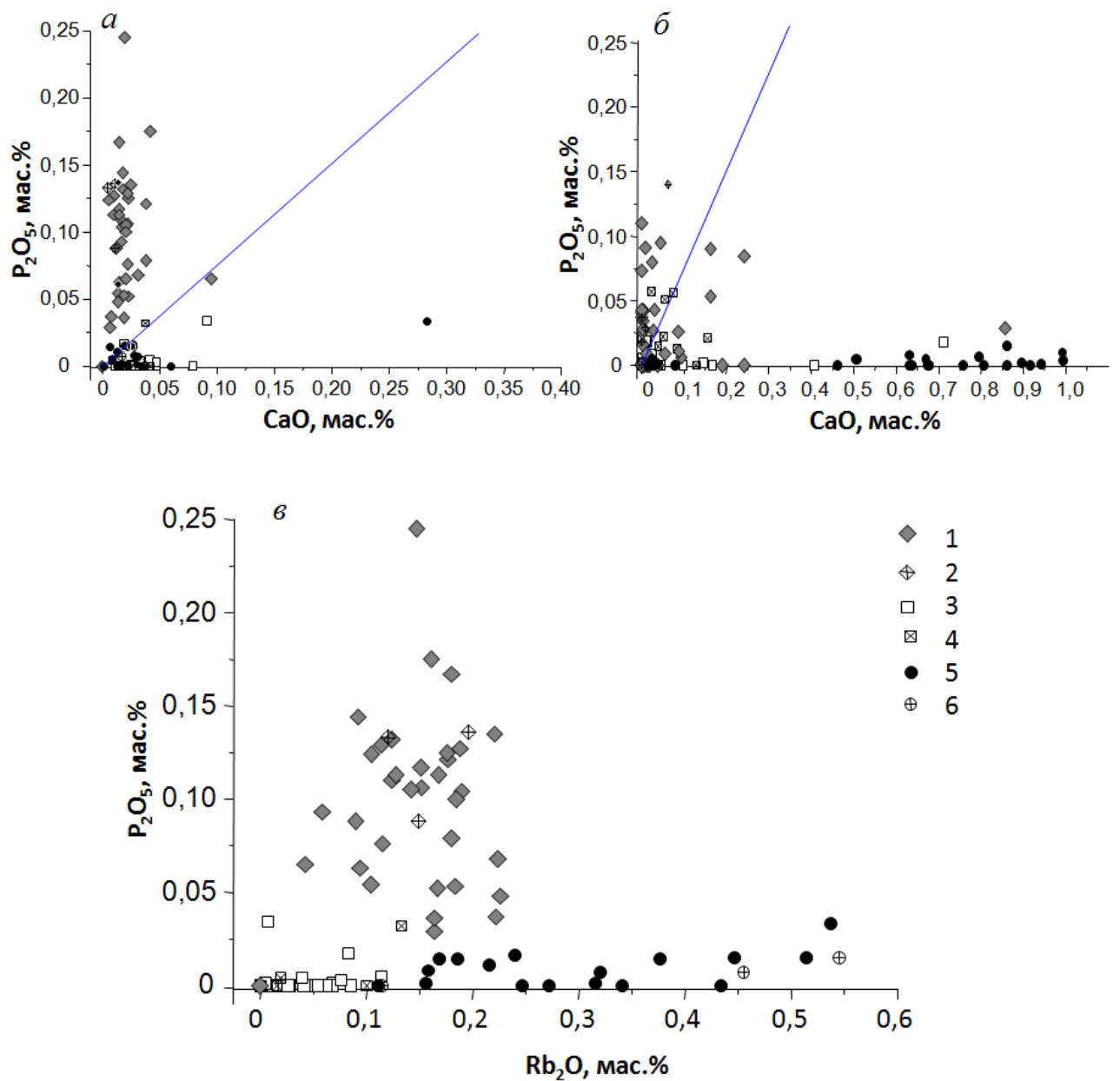


Рис. 21. Состав полевых шпатов в онгонитах Чечекского и Ахмировского дайковых поясов. *а, в* – калиевый полевой шпат, *б* – альбит.

Условные обозначения: Полевые шпаты в следующих породах: 1 – вкрапленники, УРМ породы Чечекского пояса, 2 – зерна в основной массе, УРМ породы Чечекского пояса, 3 – вкрапленники, РМ породы Чечекского пояса, 4 – зерна в основной массе, РМ породы Чечекского пояса, 5 – вкрапленники, породы Ахмировского пояса, 6 – зерна в основной массе, породы Ахмировского пояса. Линии на рис. *а, б* – соотношение $\text{CaO}:\text{P}_2\text{O}_5$ в апатите.

Таблица 5

Состав вкрапленников калиевого полевого шпата в породах Чечекского и Ахмировского дайковых поясов

обр	РМ породы Чечекского пояса					УРМ породы Чечекского пояса					Породы Ахмировского пояса				
	1Б/6	1а/1	1а/1	1а/4	19/2	30/2	30/1	13/2	25/6	25/5	6-1/1	6-1/1	6-2/1	6-2/3	8/5
SiO ₂	65,83	65,77	65,86	65,98	66,52	65,35	65,70	65,66	67,91	65,79	65,30	65,43	65,31	65,55	65,32
Al ₂ O ₃	18,48	17,94	18,12	18,43	18,68	18,46	18,63	18,56	19,82	19,00	17,99	18,05	18,04	17,86	18,06
FeO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
MnO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,02	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
CaO	0,03	0,02	0,02	0,04	0,04	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,06	0,01	0,02
BaO	0,05	0,02	0,03	0,02	0,08	0,02	0,01	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,03	0,03	н.п.о.	0,02	н.п.о.
SrO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Na ₂ O	0,25	0,30	0,22	0,21	0,18	0,19	0,22	0,18	0,17	0,25	0,26	0,57	0,13	0,23	0,21
K ₂ O	15,44	15,32	15,55	15,95	15,28	15,40	15,19	15,85	12,63	15,75	15,99	15,92	16,02	16,23	16,31
Rb ₂ O	0,06	0,03	н.п.о.	0,01	0,11	0,19	0,15	0,10	0,12	0,18	0,51	0,38	0,34	0,19	0,01
P ₂ O ₅	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,01	0,13	0,11	0,05	0,08	0,05	0,02	0,01	н.п.о.	0,01	н.п.о.
Сумма	100,13	99,40	99,80	100,64	100,92	99,73	100,03	100,42	100,74	101,03	100,12	100,42	99,90	100,09	99,93
Si	3,019	3,035	3,030	3,017	3,023	3,011	3,012	3,009	3,031	2,998	3,021	3,016	3,021	3,026	3,017
Al	0,999	0,976	0,982	0,993	1,000	1,002	1,007	1,002	1,042	1,020	0,981	0,981	0,983	0,972	0,983
Fe	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	0,001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	-	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,003	-	0,001
Na	0,022	0,027	0,020	0,019	0,016	0,017	0,020	0,016	0,015	0,022	0,023	0,051	0,012	0,021	0,019
K	0,903	0,902	0,913	0,931	0,886	0,905	0,889	0,927	0,719	0,915	0,944	0,936	0,946	0,956	0,961
P	-	-	-	-	-	0,005	0,004	0,002	0,003	0,002	0,001	0,001	-	0,001	-
Or	0,97	0,97	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,95	0,98	0,98	0,98
An	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ab	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05	0,01	0,02	0,02

Примечание: Анализы выполнены на электронно-зондовых микроанализаторах Camebax-Micro и Jeol JSM 8100 (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Содержания компонентов – в мас.%, кристаллохимические рассчитаны на 8 атомов кислорода – в ф.е. Н.п.о. – ниже предела обнаружения, прочерк – формульные единицы не рассчитывались.

Таблица 6

Состав вкрапленников плагиоклаза в породах Чечекского и Ахмировского дайковых поясов

обр	PM породы Чечекского пояса					УPM породы Чечекского пояса						Породы Ахмировского пояса			
	1Б/5	1Б/4	1Б/3	17/3	17/2	30/4	30/3	30/1	13/1	25/5	25/4	6-1/1	6-2/3	6-2/3	6-2/3
SiO ₂	69,50	69,60	69,52	69,69	69,18	69,52	69,77	69,49	69,63	69,98	70,78	68,29	68,41	68,36	68,15
Al ₂ O ₃	19,99	19,79	19,24	19,97	20,22	19,84	19,65	19,63	19,45	20,51	19,97	19,72	19,95	20,08	19,99
FeO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,01	н.п.о.	0,10	н.п.о.
MnO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,04	0,01
CaO	0,02	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,01	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,04	н.п.о.	н.п.о.	0,68	0,76	0,08	0,92
BaO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,03	0,01	н.п.о.	н.п.о.
SrO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Na ₂ O	10,42	10,36	11,00	10,81	10,05	10,45	10,24	10,34	10,67	10,42	8,64	11,27	11,40	10,66	11,33
K ₂ O	0,06	0,03	0,04	0,10	0,21	0,13	0,07	0,12	0,09	0,11	0,05	0,21	0,23	0,61	0,18
Rb ₂ O	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
P ₂ O ₅	н.п.о.	0,01	н.п.о.	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03	н.п.о.	0,07	0,04	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	100,00	99,78	99,79	100,60	99,69	99,96	99,77	99,60	99,87	101,08	99,49	100,20	100,76	99,94	100,56
Si	3,01	3,02	3,03	3,01	3,01	3,02	3,03	3,02	3,03	3,00	3,05	2,98	2,97	2,99	2,97
Al	1,02	1,01	0,99	1,02	1,04	1,01	1,01	1,01	1,00	1,04	1,02	1,01	1,02	1,03	1,03
Fe	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	0,04	-	0,04
Na	0,88	0,87	0,93	0,90	0,85	0,88	0,86	0,87	0,90	0,87	0,72	0,95	0,96	0,90	0,96
K	-	-	-	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,03	0,01
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Or	-	-	-	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,04	0,01
An	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	0,04	-	0,04
Ab	1,00	1,00	1,00	0,99	0,99	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	1,00	0,96	0,95	0,96	0,95

Примечание: Анализы выполнены на электронно-зондовых микроанализаторах Camebax-Micro и Jeol JSM 8100 (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Содержания компонентов – в мас.%, кристаллохимические рассчитаны на 8 атомов кислорода – в ф.е. Н.п.о. – ниже предела обнаружения, прочерк – формульные единицы не рассчитывались.

3.4.4. Акцессорная минерализация

Среди акцессорных минералов в дайковых породах Чечекского пояса определены апатит, флюорит, топаз, циркон, монацит, ксенотим, танталит-колумбит, касситерит, рутил, триплит (**Рис. 22**). Следует отметить, что набор акцессорных минералов для РМ и УРМ пород Чечекского пояса различается. Только для УРМ пород характерны топаз, флюорит, касситерит, в них более широко распространен танталит-колумбит. Циркон, монацит, ксенотим найдены только в РМ породах Чечекского пояса (**Рис. 22 в, г**). Среди акцессорных минералов в породах Ахмировского пояса отмечены топаз, флюорит, а также сделаны единичные находки монацита, ксенотима, циркона, рутила, пирохлора (с 2-6 мас.% PbO, 2-4 мас.% Bi_2O_3 , 4-12 мас.% Ta_2O_5 , 1-4 мас.% Nb_2O_5 , до 2 мас.% UO_2).

Акцессорные минералы представлены зернами микроскопического размера. Они располагаются в интерстициях между зернами основной массы дайковых пород, либо включены в минералы основной массы. Апатит, флюорит, монацит, циркон, ксенотим, помимо этого, представлены кристаллическими включениями в минералах-вкрапленниках: кварце, слюде, альбите. В породах Ахмировского пояса топаз слагает вкрапленники (**Рис. 8 б**).

Кристаллы колумбита зональные (**Рис. 22 а**), в центральных частях зерен ниобий значительно преобладает над танталом (10 мас.% Ta_2O_5), в краевых зонах доля тантала увеличивается (до 25 мас.% Ta_2O_5). Кроме тантала, в колумбите отмечены примеси MnO до 15 мас.%, SnO_2 до 2 мас.%, TiO_2 до 3 мас.%, WO_3 до 3 мас.%. В касситерите фиксируются примеси TiO_2 до 5 мас.%, Nb_2O_5 до 2 мас.%, Ta_2O_5 до 2,5 мас.%.

Распределение акцессорных минералов в исследуемых породах хорошо коррелирует с геохимией пород. РМ породы Чечекского пояса содержат больше редкоземельных элементов, Y и Zr относительно высокоредкометалльных. Закономерным следствием этого является то, что РМ породы содержат минералы-концентраторы этих элементов: монацит, ксенотим, циркон. УРМ породы содержат концентраторы типоморфных для них рудных элементов: танталит-колумбит, касситерит. В наиболее богатых фтором породах Ахмировского и Чечекского поясов содержатся концентраторы фтора: топаз, и флюорит, высокофтористые слюды.

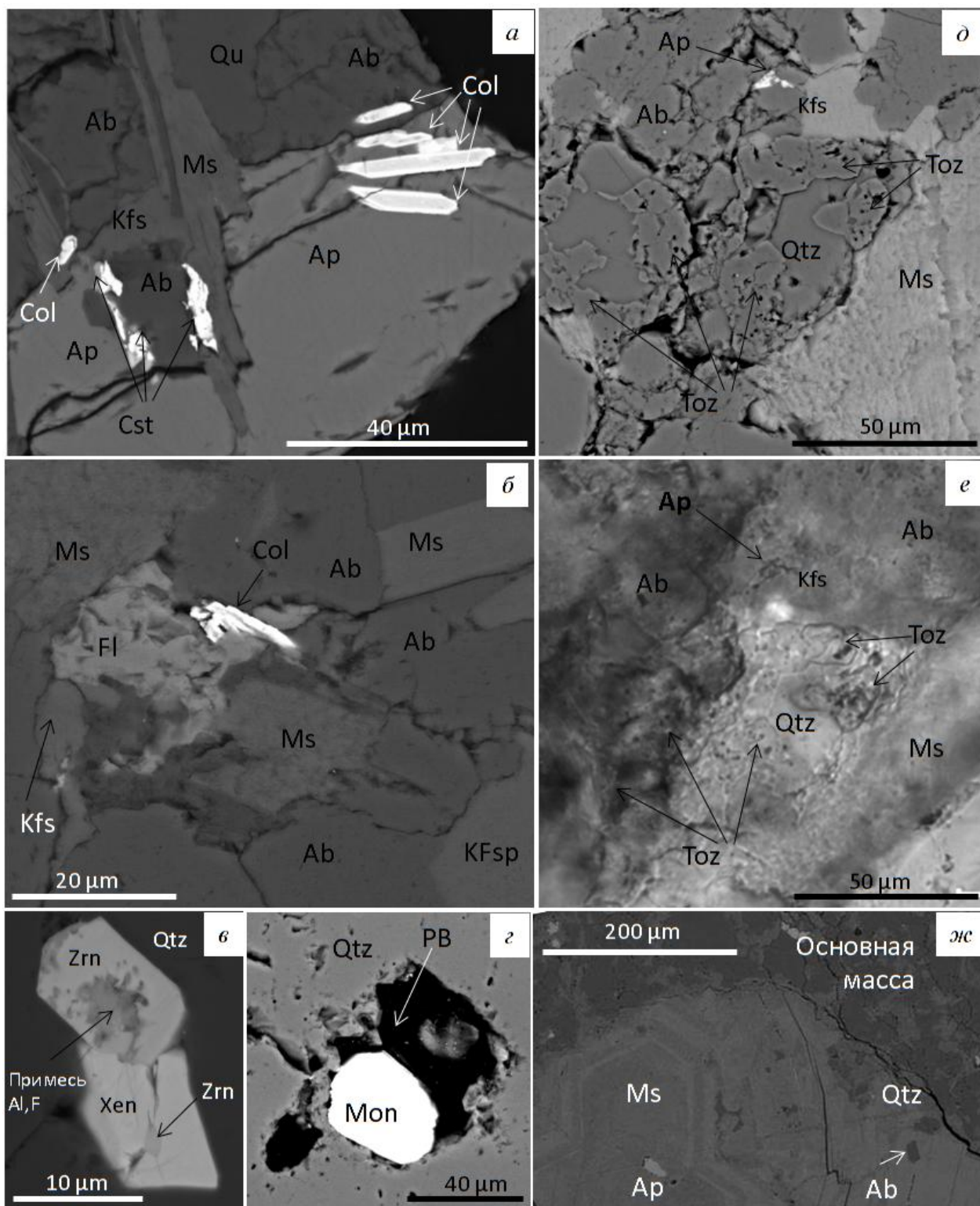


Рис. 22. Акцессорные минералы дайковых пород Чечекского (*а,б,в,з,д,е*) и Ахмировского (*ж*) поясов. *а, б, в, з* - фрагменты основной массы УРМ даек Чечекского пояса; *а* - зональные кристаллы колумбита, обогащенные Та к краям; *в, з* - кристаллические включения во вкрапленниках кварца РМ даек Чечекского пояса; *з* - РВ на поверхности, приуроченное к кристаллу монацита; *ж* - кристаллические включения во вкрапленнике слюды пород Ахмировского дайкового пояса.

Ab - альбит, Ap - апатит, Col - колумбит, Cst - касситерит, Fl - флюорит, Kfs – калиевый полевой шпат, Mon - монацит, Ms – слюда (мусковит, литиевый мусковит, лепидолит), Qtz - кварц, Toz - топаз, Xen - ксенотим, Zrn – циркон. *а, б, в, з, д, ж* – фото в обратно-рассеянных электронах, *е* – фото в проходящем свете.

3.5. Результаты исследования расплавных и флюидных включений

3.5.1. Микроскопическая диагностика и фазовый состав включений при комнатной температуре

Во вкрапленниках кварца пород Чечекского и Ахмировского дайковых поясов обнаружены расплавные (РВ) и флюидные включения (ФВ). В породах Ахмировского пояса включения обнаружены также во вкрапленниках топаза (**Рис. 23 а, б**). Включения в топазе на данный момент детально исследованы не были. Работа велась преимущественно с расплавными и флюидными включениями в кварце. Принципиальных различий в облике расплавных включений, принадлежащих двум различным дайковым поясам, нет.

Расплавные включения во вкрапленниках кварца чаще всего расположены в виде азональных групп (**Рис. 23 в**) или поодиночке, незакономерно распределены внутри кристалла. Встречаются группы не крупных расплавных включений, расположенных по зонам роста, в некоторых случаях совместно с кристаллическими включениями (**Рис. 23 г, д, е, ж**). Исследования вкрапленников методом катодолюминесценции показали, что наличие РВ не отражается на зональном строении. РВ, расположенные близко к поверхности, не видны в катодолюминесценции (**Рис. 12 в, г**). Описанные типы расплавных включений являются первичными.

Расплавные включения имеют размер от 1-2 до 40-50 мкм. РВ крупнее 15-20 мкм зачастую взорваны и окружены трещинами, которые залечены мелкими флюидными включениями, образуя ореолы (**Рис. 23 в**). По форме РВ округлые или удлиненные, с зубчатыми краями за счет включений дочерних минералов в слой кварца, отложившегося на стенках полости РВ. Крупные растрескавшиеся РВ обычно черные непрозрачные. В более мелких различим кристаллический агрегат дочерних минералов и флюидное обособление (**Рис. 23 в, д**).

Кристаллический агрегат РВ состоит из мусковита, с подчиненными количествами альбита и КПШ. Мусковит содержит FeO 1-9 мас.%, F 0-4,5 мас.%. В некоторых кристалликах слюды отмечаются TiO₂, MnO, MgO первые десятые доли процента. Многие включения содержат мелкие зерна апатита и флюорита, сделаны единичные находки монацита, касситерита, топаза, криолита Na₃[AlF₆] (**Рис. 23**). Отмечена корреляция между встречаемыми минералами в РВ и составом соответствующих пород и стекол РВ: флюорит и топаз встречаются в кристаллическом агрегате РВ, принадлежащих УРМ породам.

Флюидные включения более широко распространены во вкрапленниках кварца, чем расплавные. Включения, расположенные группами вдоль параллельных трещин (**Рис. 25 а**, вертикальный участок), диагностируются как вторичные. В катодолюминесценции кварца группы таких мелких флюидных включений расположены вдоль нелюминесцирующих

участков, секущих зональность. Первичными считаются ФВ, расположенные во вкрапленниках кварца в непосредственной близости от расплавных и кристаллических включений, не приуроченных к залеченным трещинам (Рис. 23 б, д, ж; 24 б). В катодолюминесценции они расположены в участках зерен кварца с отчетливой зональностью и не маркируются трещинами и нелюминесцирующими зонами (Рис. 12 д).

Те флюидные включения, которые отвечают признакам первичности, очень редки и их размер не превышает 5-10 мкм. При комнатной температуре первичные ФВ двухфазовые, состоят из жидкости и газового пузырька.

3.5.2. Термометрия расплавных включений

Для образцов Чечекского и Ахмировского пояса было проведено 12 экспериментов по прогреву кварца с РВ в автоклаве под давлением воды 2-3 кбар методом ступенчатого подъема температур в интервале 570-660°C с закалкой и один прогрев при атмосферном давлении. В результате прогрева при атмосферном давлении и температуре 660°C с выдержкой 2,5 часа большинство РВ растрескались вследствие развития высокого внутреннего флюидного давления. В связи с этим эксперименты по гомогенизации проводились под внешнем давлением воды. Для РВ в кварце онгонитов Чечекского пояса в экспериментах под давлением 3 кбар после прогрева при температуре 610°C обнаружены гомогенные РВ, а при 580°C произошло только частичное плавление. Таким образом, диапазон температур гомогенизации составил 580-610°C. Для онгонитов Ахмировского пояса гомогенизация РВ в силикатный расплав происходила в экспериментах с давлением 3 кбар при температуре 610°C и 580°C, при 570°C гомогенизация достигнута не была. В крупных РВ, не достигших гомогенизации, сохраняется газовый пузырек или кристаллические фазы слюды, апатита, флюорита, монацита.

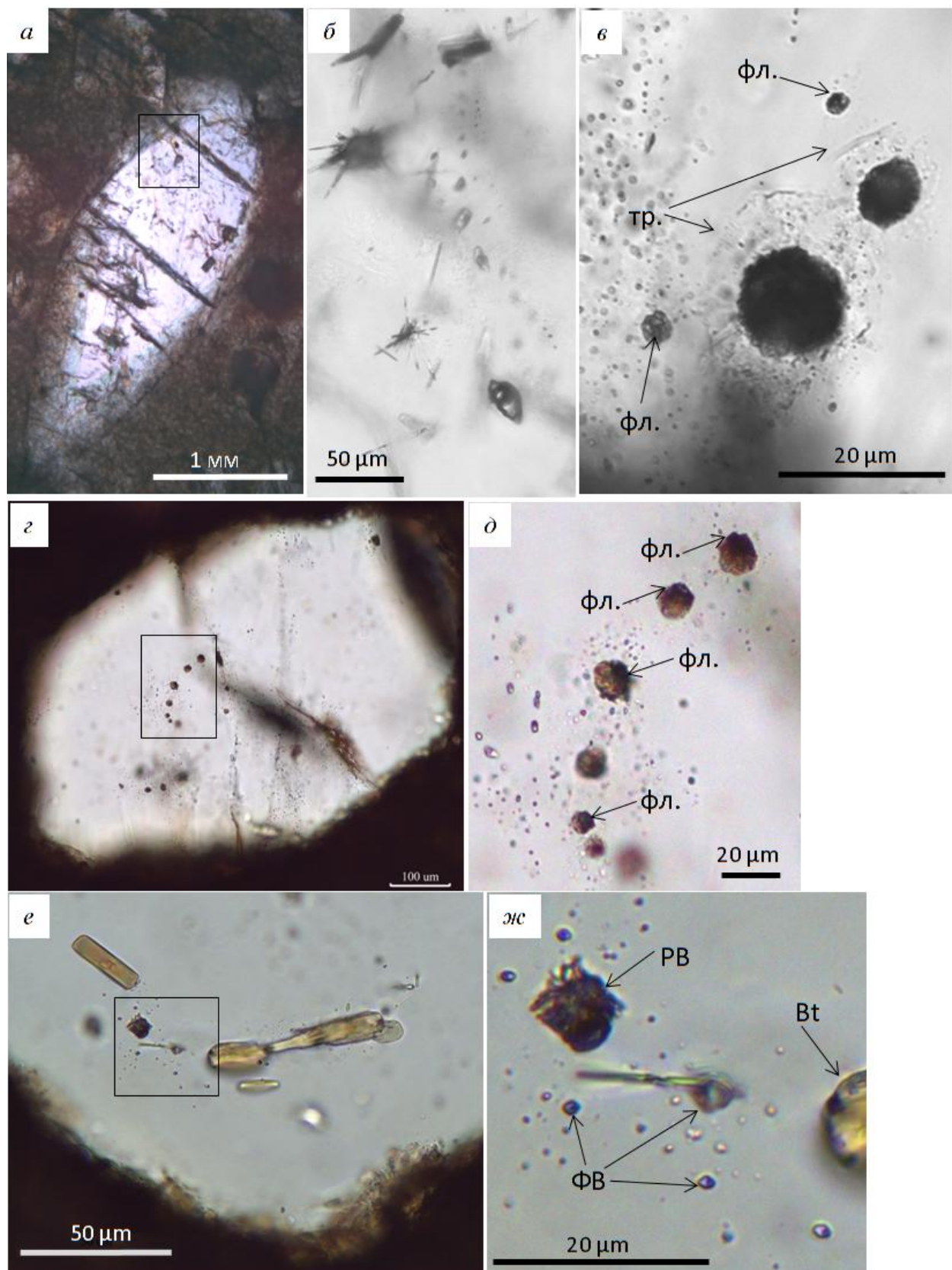


Рис. 23. Расплавные (PB), флюидные (ФВ) и кристаллические включения во вкрапленниках топаза (*а, б*) и кварца (*в-ж*). *в* – крупные PB взорваны и окружены трещинами (тр.), залеченными кварцем с флюидными включениями. Мелкие расплавные включения без трещин, состоят из кристаллов и флюидного обособления (фл.). *г, д* – группа PB, расположенных по зоне роста и сопутствующие мелкие ФВ. *е, ж* – включения кристаллов биотита (Bt), расплавное включение и мелкие газопо-жидкие включения, расположенные по зоне роста.

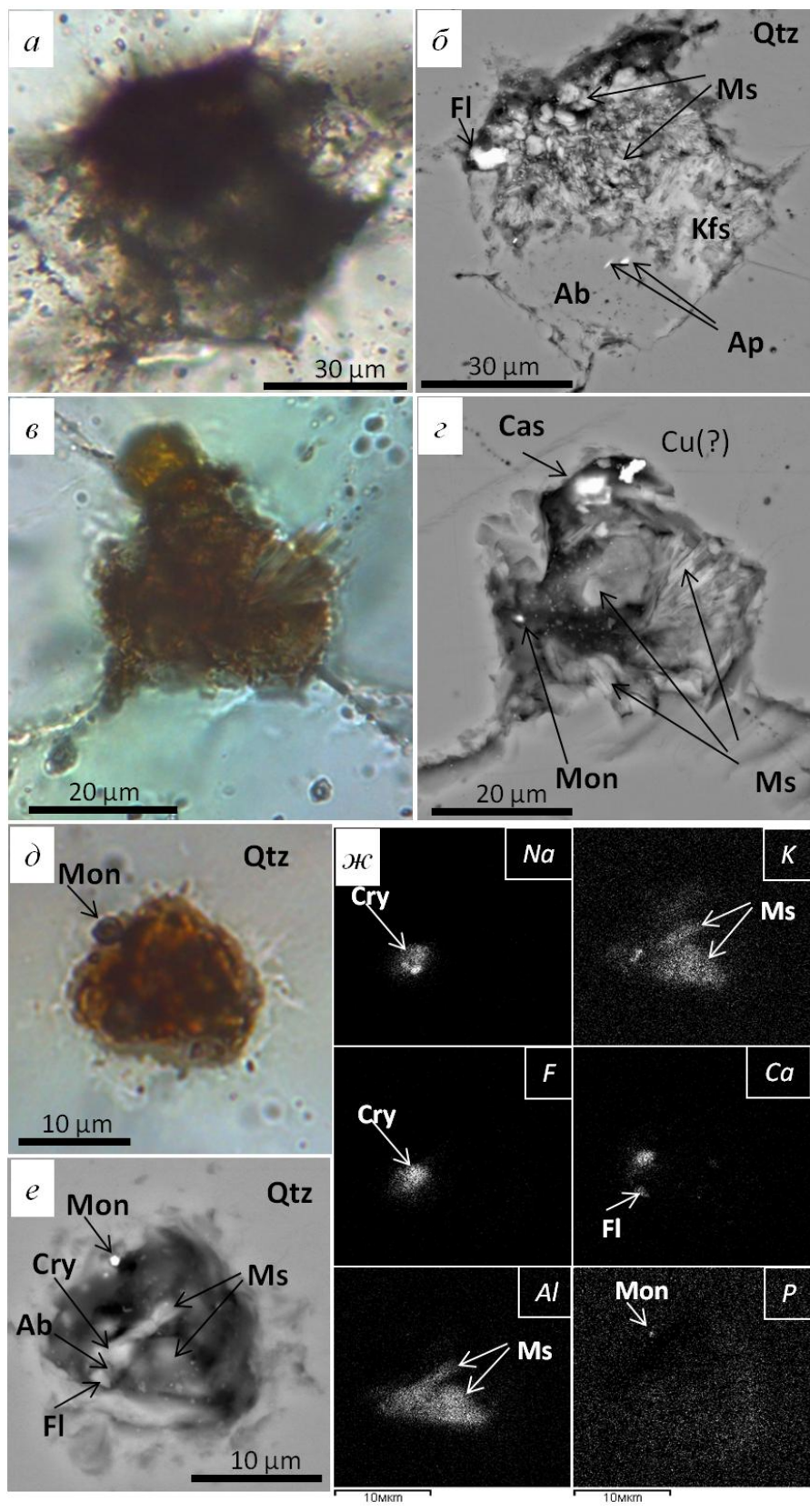


Рис. 24. Кристаллический агрегат в расплавных включениях до прогрева. *a, в, е* – изображение в проходящем свете; *б, г, д, ж* – изображения в обратно-рассеянных электронах; *ж* – карты распределения элементов в РВ, изображенном на (*д, е*).
 Условные обозначения: Ab - альбит, Ap - апатит, Cas - касситерит, Cry - криолит, Fl - флюорит, Kfs – калиевый полевой шпат, Mon - монацит, Ms – мусковит, Qtz - кварц.

3.5.3. Термометрия и состав флюидных включений

Флюидные включения в кварце онгонитов Чечекского и Ахмировского дайковых поясов очень мелкие, в связи с чем при криотермометрических исследованиях в редких случаях удается зафиксировать температуру эвтектики ($T_{эвт}$). По этой же причине определения температуры плавления льда ($T_{пл.л}$) и температуры гомогенизации ($T_{гом}$) могут иметь ошибку несколько градусов. Зафиксированная $T_{эвт}$ варьирует от -33 до -24°C . Более высокие значения $T_{эвт}$ отвечает, вероятно, водно-солевым растворам NaCl с примесями других солей, понижающих $T_{эвт}$ (Борисенко, 1982). Из-за большой неточности в определении температуры фазовых переходов во ФВ более точно определить солевой состав не удастся. В связи с этим дальнейшие расчеты проводились исходя из предположения, что ФВ содержат водные растворы NaCl. Температура плавления льда в растворе большинства ФВ составляет $-1,5 \dots -5^{\circ}\text{C}$. В соответствии с такой $T_{пл.л}$, соленость просмотренных ФВ варьирует от 3 до 8 мас.% NaCl_{экв}. Температура гомогенизации ФВ варьирует в пределах $160-340^{\circ}\text{C}$, наиболее часты значения $220-300^{\circ}\text{C}$ (Рис. 26). Не установлены закономерности между $T_{пл.л}$ и $T_{гом}$. Рассчитанная плотность флюида составила $0,78-0,89 \text{ г/см}^3$ (Zhang, Frantz, 1987). В некоторых включениях отмечено, что при нагревании от отрицательных температур газовый пузырек перестает перемещаться только при положительной температуре – до $8-16^{\circ}\text{C}$. По данным рамановской спектроскопии, в газовых пузырьках газовой-жидких флюидных включений в кварце Чечекского пояса, в кварце и топазе Ахмировского пояса был обнаружен метан (Рис. 27 а), в некоторых ФВ фиксируются углекислый газ и азот (выше фонового значения). Отметим, что вторичные газовые ФВ, расположенные в кристаллах кварца по плоским трещинам, заполнены преимущественно метаном, с подчиненным количеством CO₂ и небольшой примесью N₂. Используя расчеты, предложенные (Duan, Mao, 2006) по температуре растворения гидрата (температура окончания движения пузырька при положительной температуре) и относительному размеру газового пузырька было рассчитано ориентировочное содержание метана. Его мольная доля составила $0,005-0,02$. По интенсивности пиков CO₂ и CH₄ в рамановских спектрах с использованием величин относительного рамановского смещения (Burke, 2001) было оценено соотношение этих двух газов. Для ФВ (1), изображенного на рис. 27 а CO₂:CH₄=0,7:0,3. Для ФВ (2) на рис. 27 а CO₂:CH₄=1:1.

В составе газовой фазы в РВ, наряду с водой, также фиксируется метан (Рис. 28). Это подтверждает, что метан присутствовал в магматическом расплаве, а не является вторичным.

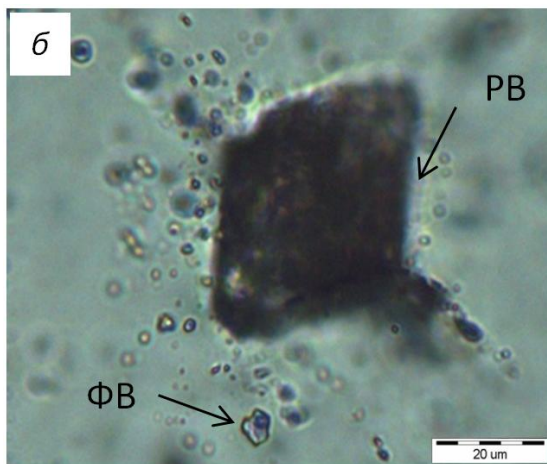
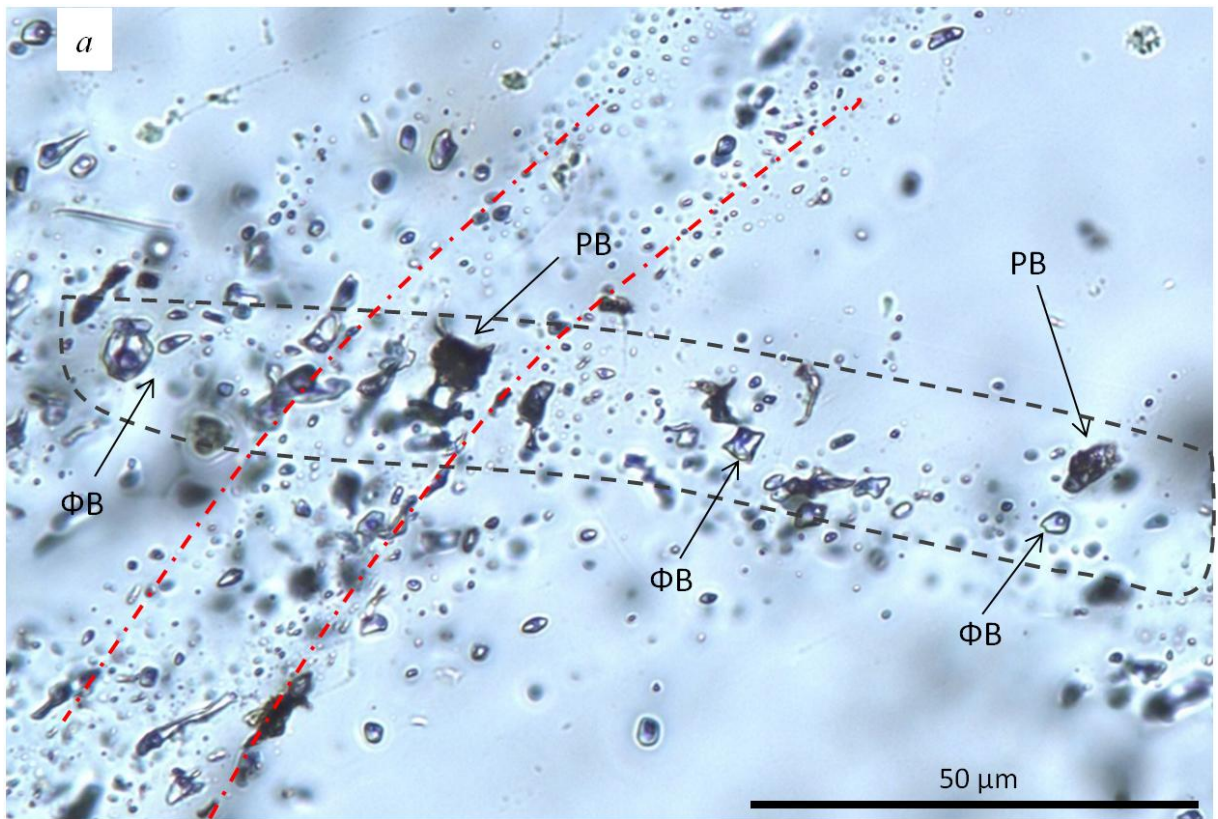


Рис. 25. Флюидные включения (ФВ), исследованные методом криотермометрии и рамановской спектроскопии. *а* - ФВ расположены в одной зоне роста с расплавленными включениями (РВ). *б* - ФВ в ореоле растрескивания расплавленного включения. В обоих случаях ФВ представляют собой магматогенный флюид.

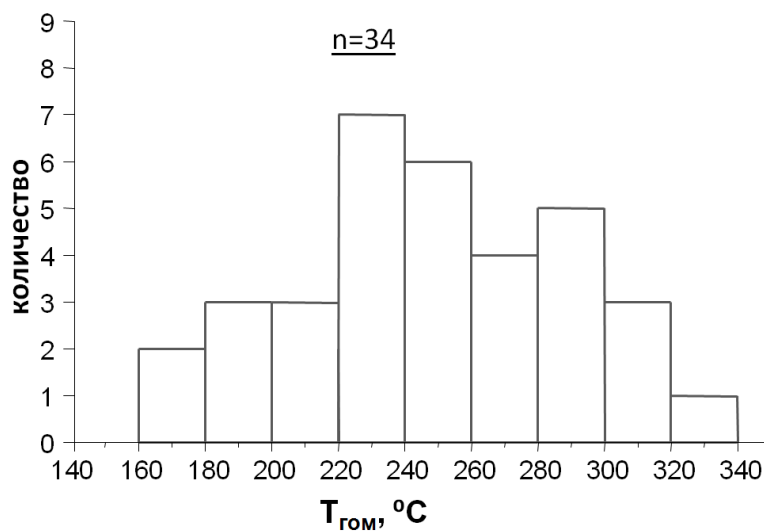


Рис. 26: Гистограмма распределения температуры флюидных включений во вкрапленниках кварца пород Чечекского дайкового пояса. *n* - общее количество включений.

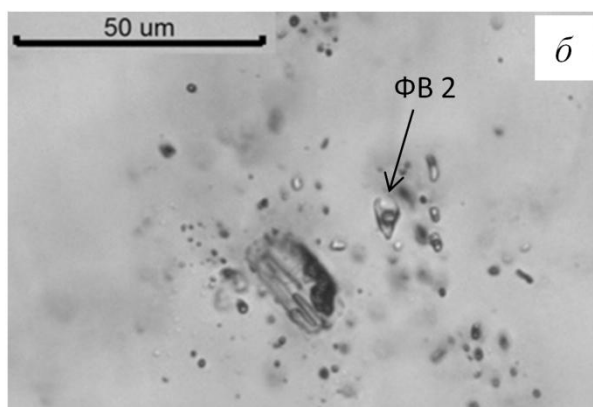
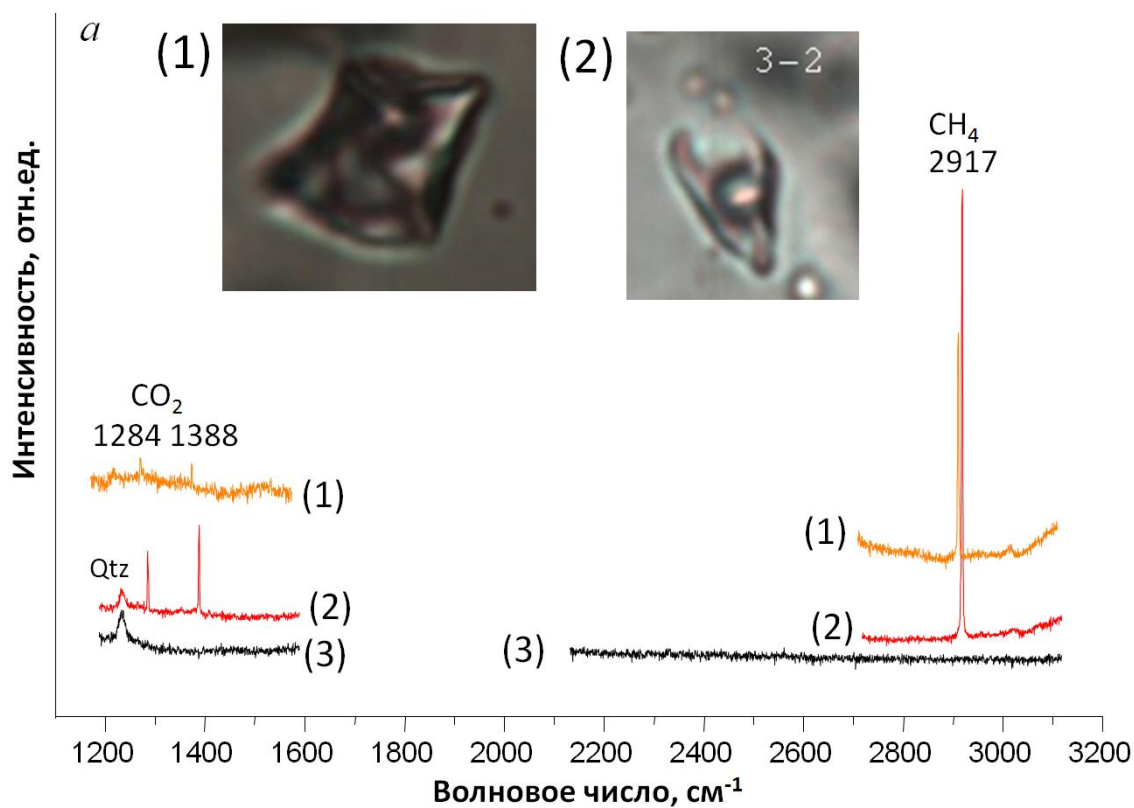


Рис. 27. *a* – Рамановские спектры газовой фазы во флюидных включениях. Условные обозначения: 1- ФВ 1, 2 – ФВ 2, 3 – кварц. Qtz – линии минерала-хозяина кварца. *б* – Расположение ФВ 2 в ореоле расплавленного включения. Расположение ФВ 1 оказано на рис. 25а.

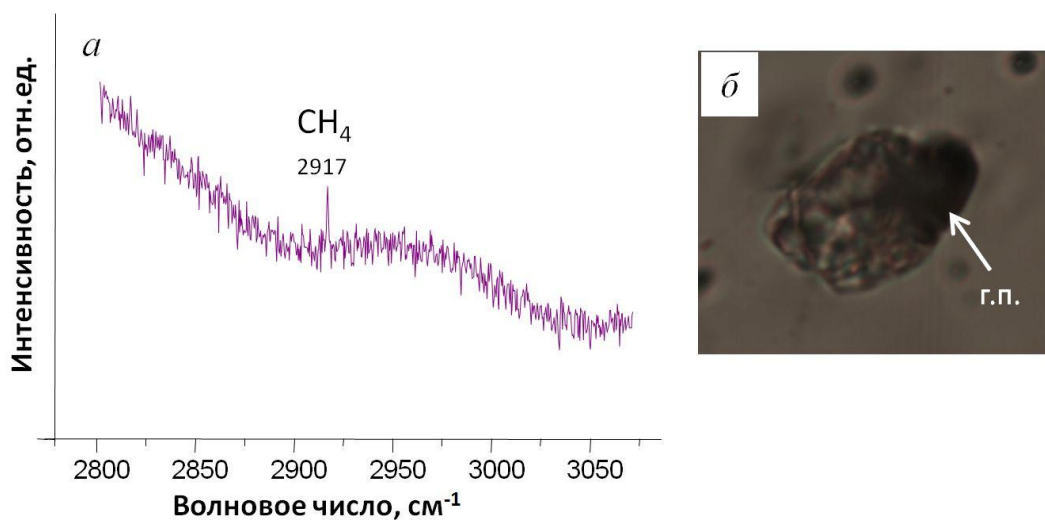


Рис. 28. *a* – Рамановский спектр газовой фазы в расплавленном включении. *б* – Расплавленное включение с газовым пузырьком (г.п.).

3.5.4. Состав стекол расплавных включений

Для определения содержания петрогенных и редких элементов стекла РВ в кварце онгонитов Чечекского и Ахмировского дайковых поясов были проанализированы методами рентгеноспектрального и вторично-ионного микроанализов (Табл. 7, 8). Для дальнейшего использования выбраны только надежные анализы гомогенных расплавных включений. В целом состав РВ соответствует составу пород. Стекла гомогенных РВ кислые, имеют высокоалюминиевый состав ($A/CNK = 1,1-1,4$), щелочность от нормальной до умеренной ($Na_2O+K_2O=7-9$ мас.%). По соотношению Na_2O/K_2O абсолютное большинство стекол РВ в кварце Чечекского и Ахмировского дайковых поясов имеют онгонитовый состав ($Na_2O/K_2O > 1$) (рис. 29). То же самое отмечалось и для валового состава пород (Рис. 9). Для РВ, как и для пород, свойственно повышенное содержание F (до 2 мас.%) и P_2O_5 (до 0,4 мас.%).

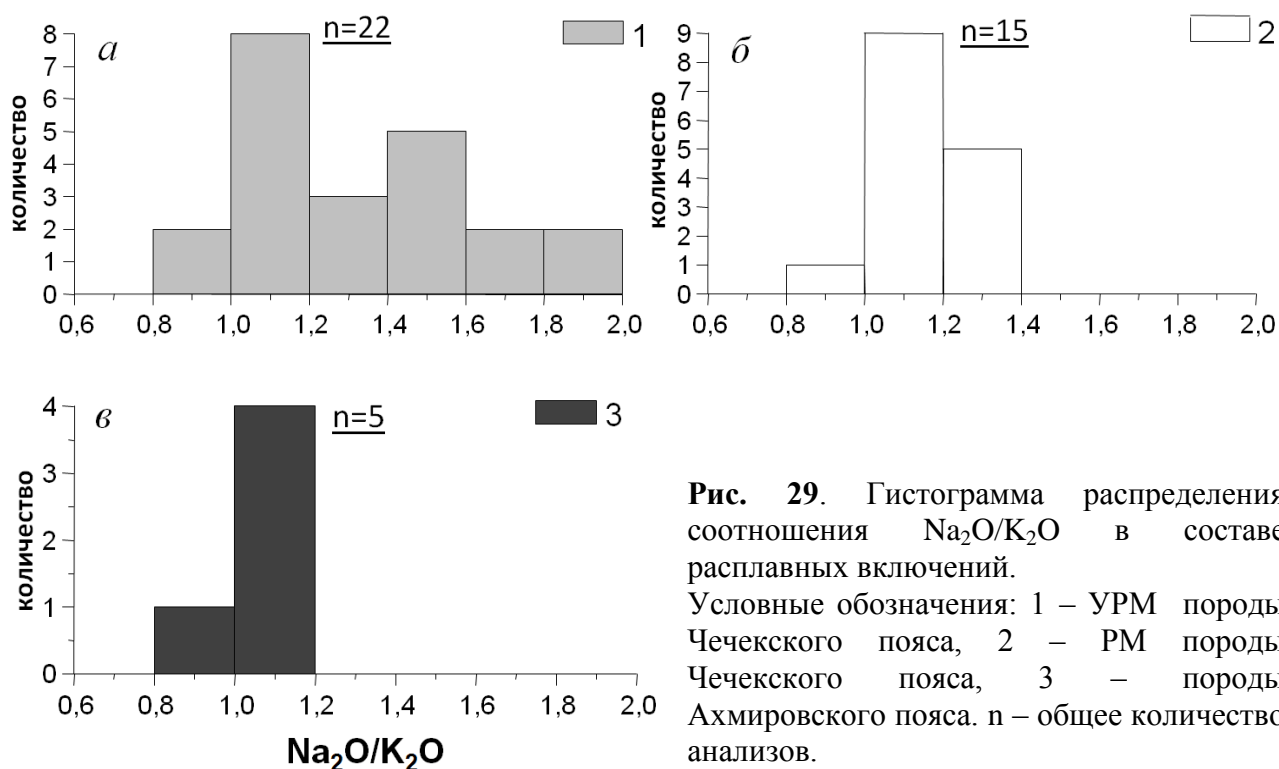


Рис. 29. Гистограмма распределения соотношения Na_2O/K_2O в составе расплавных включений. Условные обозначения: 1 – УРМ породы Чечекского пояса, 2 – РМ породы Чечекского пояса, 3 – породы Ахмировского пояса. n – общее количество анализов.

В отличие от составов пород, стекла РВ имеют более широкий диапазон вариаций и более низкие минимальные значения SiO_2 (65-74 мас.%), Al_2O_3 (11-15 мас.%), CaO (0-0,7 мас.%), P_2O_5 (0-0,4 мас.%), FeO (0,2-1 мас.%). Множество исследованных расплавных включений представляют собой порции расплавов, существовавших на протяжении кристаллизации вкрапленников кварца. Состав расплавов претерпевал изменение в процессе кристаллизации, что вызвало большие вариации в составе стекол РВ. Для редких щелочей отметим, что содержание Rb в РВ в 1,5-2 раза ниже, чем в валовом составе соответствующих пород, содержание Cs в 4-5 раз выше, чем в породах (Табл. 8, 2).

На основе изучения составов РВ рассмотрим, различались ли расплавы, из которых кристаллизовались выделенные геохимические типы пород Чечекского и Ахмировского дайковых поясов. На диаграммах на **рис. 30 б, г, е, з** отчетливо видно, что точки составов стекол РВ в кварце пород Ахмировского пояса, в отличие от Чечекского, выделяются в обособленную группу, характеризующуюся повышенными концентрациями SiO_2 и пониженными – Al_2O_3 , P_2O_5 , F (**Рис. 30 з; Табл. 7**). Расплавы, из которых кристаллизовались РМ и УРМ дайки Чечекского пояса, проявляют отчетливые различия составов. По петрогенным компонентам УРМ расплавы обогащены фтором, фосфором и обеднены кальцием (**Рис. 30 е, з, 31 г**). Кроме того, в УРМ породах Чечекского пояса при пересчете на модальный минеральный состав всегда остается избыток P_2O_5 0,05-0,15 мас.%. Главное различие состоит в том, что РВ в кварце УРМ пород имеют более высокую концентрацию редких щелочей Rb, Cs, Be и более низкую – Ba, Sr относительно редкометалльных (**Рис. 31 г; Табл. 8**).

Концентрация редких элементов в РВ, определенных методом вторично-ионной масс-спектрометрии, на порядок ниже, чем в породах (**Табл. 8**), что, вероятно, связано с осаждением их части в минералах до кристаллизации кварца. Суммы РЗЭ в РВ одной из РМ пород (обр. 1010/10) превосходит таковые в РВ УРМ пород.

На треугольной диаграмме нормативных составов ортоклаз-кварц-альбит точки составов РВ в кварце пород Чечекского и Ахмировского пояса образуют явный тренд в сторону альбитовой вершины, располагаясь в поле, выделенном для онгонитов (*Коваленко, Коваленко, 1976; Антипин и др., 1999, 2002*) (**Рис. 32**). Часть точек располагается в поле кристаллизации из расплава кварца, часть – кварца и полевых шпатов, если принять положение котектической кривой для 3-4 кбар. Наличие тренда показывает, что состав РВ отражает эволюцию состава расплавов.

Содержание воды в стеклах РВ определено напрямую методом вторично-ионной масс-спектрометрии и составило 1-5,7 мас.%. Исходя из недостатка аналитических сумм стекол РВ, можно предполагать содержание воды в расплаве не ниже 5 мас.%, максимум до 7-8 мас.%. На качественном уровне вода фиксируется в КР- и ИК-спектрах гомогенизированных стекол РВ (**Рис. 2 а**).

Итак, деление пород Чечекского пояса на РМ и УРМ, а также выделение пород Ахмировского пояса как отдельного типа подтверждается составом минералов-вкрапленников в них, набором акцессорных минералов. Особенности состава каждого типа пород проявляются в составе расплавных включений.

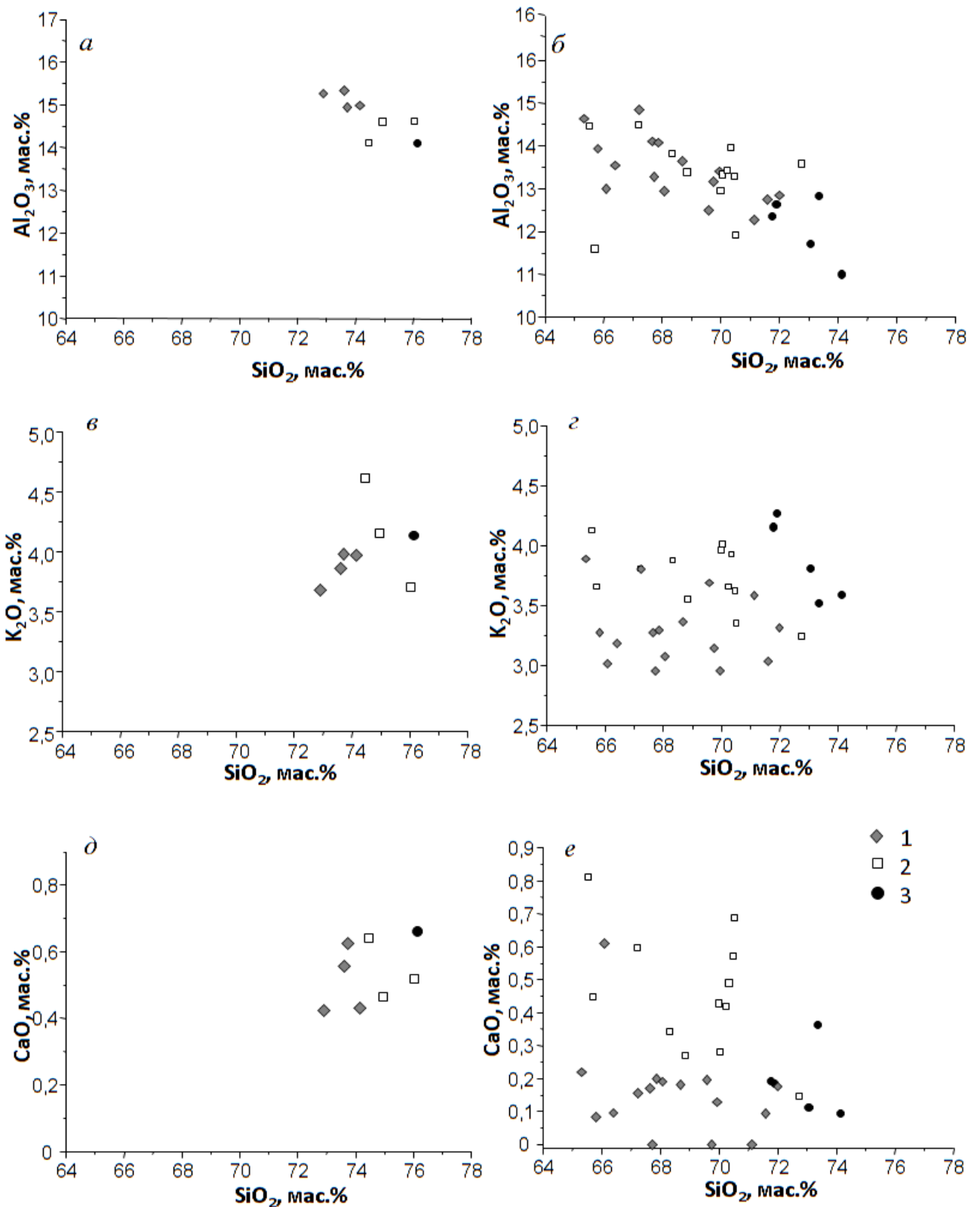


Рис. 30. Вариационные диаграммы содержания петрогенных компонентов в породах (слева) и стеклах расплавных включений (справа).
 Условные обозначения: 1 – УРМ породы Чечекского пояса, 2 – РМ породы Чечекского пояса, 3 – породы Ахмировского пояса.
 На диаграммы вынесены составы только тех пород, во вкрапленниках которых проанализированы РВ.

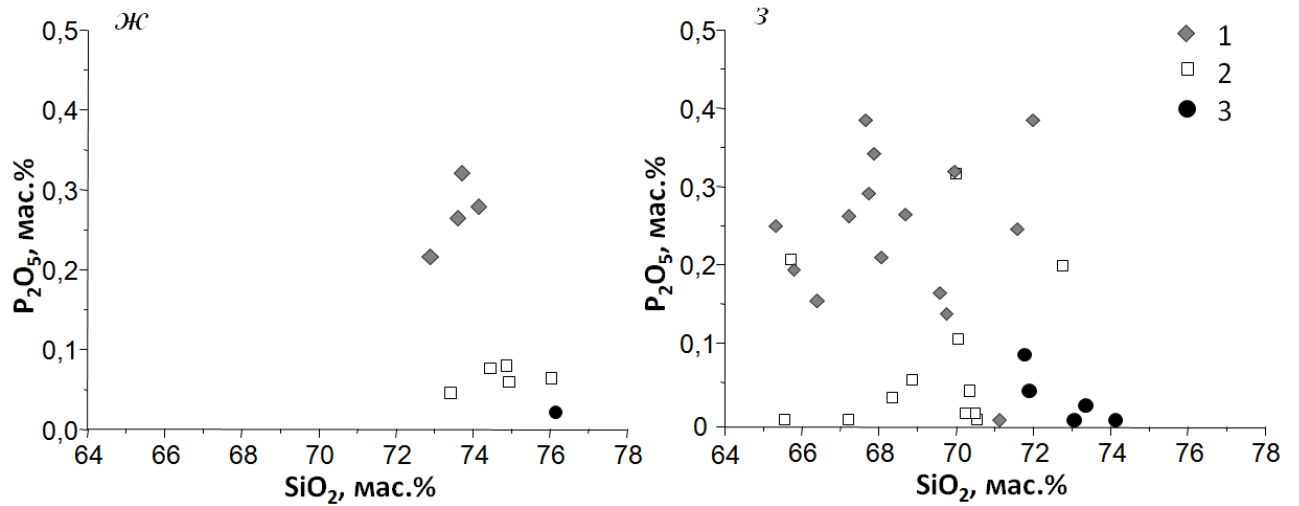


Рис. 30 (продолжение)

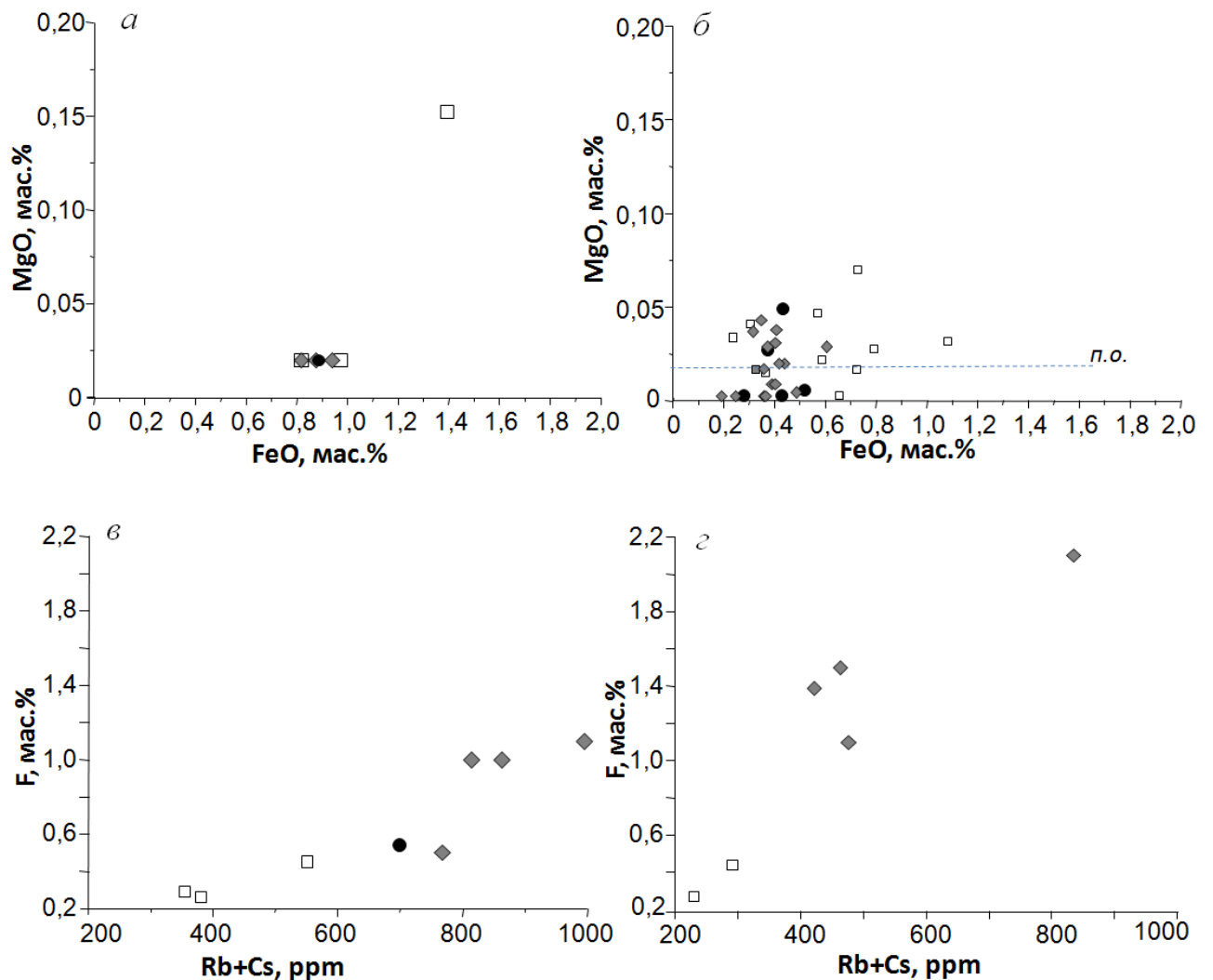


Рис. 31 . Содержания петrogenных компонентов и элементов-примесей в породах (слева) и стеклах расплавных включений (справа). Условные обозначения: 1 – УРМ породы Чечекского пояса, 2 – РМ породы Чечекского пояса, 3- породы Ахмировского пояса.

Rb и Cs в расплавных включениях определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии (Табл. 8). п.о. – предел обнаружения.

На диаграммы вынесены составы только тех пород, во вкрапленниках которых проанализированы РВ.

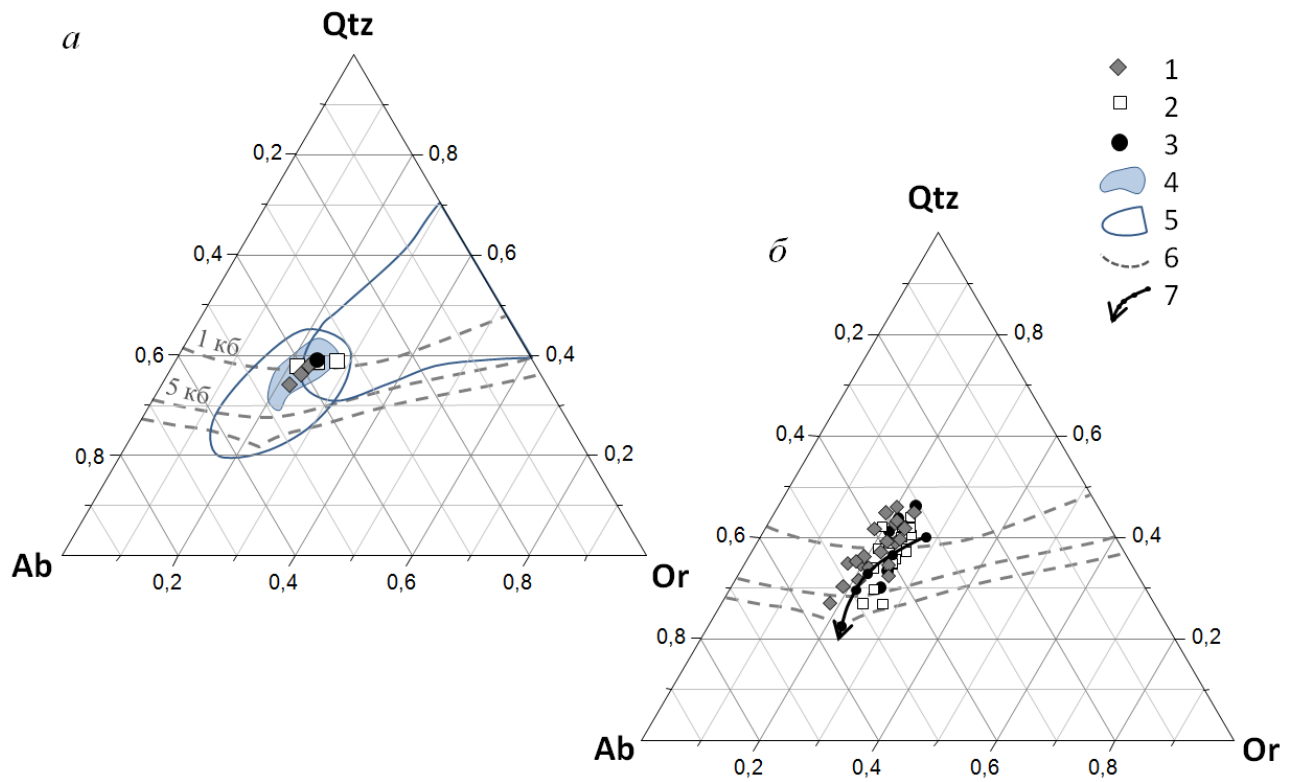


Рис. 32. Нормативные составы пород (а) и стекол расплавных включений (б) на диаграмме гаплогранитной системы ортоклаз (Or) – кварц (Qtz) – альбит (Ab) -H₂O.

Условные обозначения: 1 – УРМ породы Чечекского пояса, 2 – РМ породы Чечекского пояса, 3 - породы Ахмировского пояса. На (а) вынесены составы только тех пород, во вкрапленниках которых проанализированы РВ, все породы показаны полем (4). 5 - поля эльванов и онгонитов по (Коваленко, Коваленко, 1976; Антипин и др., 1999, 2002); 6- котектические кривые при повышенном давлении H₂O; 7 - смещение минимума котектик при повышенном давлении H₂O (от 1 до 10 кбар) по (Huang, Wyllie, 1975; Коваленко, 1977).

Таблица 7

Состав стекол гомогенных расплавных включений во вкрапленниках кварца пород Чечекского и Ахмировского дайковых поясов

обр.	Ахмировский пояс				редкометалльные, Чечекский пояс									
	8/7	8/8a	8/8б	8/8в	1a/7	1a/5	1a/4	1a/3	1a/2-3	1a/4	1a/6	17-1	17-1a	1010/10
SiO ₂	73,36	74,12	71,77	73,06	72,74	70,51	70,04	70,46	68,32	69,99	68,84	67,20	70,33	70,22
TiO ₂	н.п.о.	0,02	0,03	0,02	0,05	0,06	0,01	0,01	н.п.о.	0,03	н.п.о.	0,04	н.п.о.	0,02
Al ₂ O ₃	12,84	11,00	12,36	11,71	13,59	11,93	13,33	13,28	13,83	12,96	13,39	14,49	13,97	13,43
FeO	0,28	0,43	0,38	0,43	0,24	0,73	1,08	0,33	0,59	0,72	0,36	0,31	0,57	0,66
MnO	0,10	0,09	0,06	0,08	0,13	0,09	0,10	0,04	н.п.о.	0,05	0,07	0,01	0,08	0,06
MgO	н.п.о.	0,05	0,03	н.п.о.	0,03	0,07	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,05	н.п.о.
CaO	0,36	0,09	0,19	0,11	0,15	0,69	0,28	0,57	0,34	0,43	0,27	0,60	0,49	0,42
Na ₂ O	4,13	3,84	4,60	3,30	4,19	4,29	4,16	4,03	4,83	5,38	4,60	3,42	4,36	3,37
K ₂ O	3,51	3,59	4,15	3,80	3,24	3,35	4,02	3,62	3,88	3,96	3,55	3,81	3,93	3,66
Cs ₂ O	н.п.о.	н.п.о.	0,02	0,09	н.п.о.	н.п.о.	0,04	н.п.о.	н.п.о.	0,020	н.п.о.	н.п.о.	0,04	н.п.о.
Rb ₂ O	н.п.о.	0,01	н.п.о.	0,22	0,025	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,13	0,21	0,17	0,09	н.п.о.	0,19
P ₂ O ₅	0,02	н.п.о.	0,08	н.п.о.	0,20	н.п.о.	0,10	0,01	0,03	0,31	0,05	н.п.о.	0,04	0,01
F	0,70	0,22	0,44	0,41	0,28	0,31	0,53	0,62	0,49	0,71	0,54	0,82	0,95	0,73
Cl	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,01	0,04	0,02	0,01	0	0,03	н.п.о.	0,02	0,03	0,03	0,02
сумма	95,29	93,46	94,10	93,23	94,91	92,03	93,75	93,00	92,49	94,79	91,89	90,85	94,84	92,79
Na ₂ O/ K ₂ O	1,17	1,07	1,11	0,87	1,29	1,28	1,04	1,11	1,24	1,36	1,30	0,90	1,11	0,92
A/CNK	1,14	1,06	0,99	1,20	1,27	1,00	1,14	1,14	1,08	0,93	1,12	1,34	1,13	1,31

Примечание на следующей странице

Таблица 7 (продолжение)

	ультраредкометалльные, Чечекский пояс													
обр.	30/2	30/2a	30/5	30/11	30/9	30/9a	30/11-2	30/5-1	30/5-2	26/1-1	26/1-2	23/1-1	24/6	24/4
SiO ₂	71,59	69,94	67,64	67,22	71,99	69,58	65,32	67,86	68,68	67,73	69,75	71,12	68,06	65,80
TiO ₂	0,02	н.п.о.	0,03	н.п.о.	0,04	0,04	0,02	н.п.о.	0,03	н.п.о.	0,01	н.п.о.	0,01	0,03
Al ₂ O ₃	12,74	13,40	14,09	14,84	12,84	12,49	14,63	14,07	13,64	13,27	13,17	12,28	12,95	13,93
FeO	0,49	0,36	0,37	0,61	0,37	0,41	0,36	0,35	0,44	0,32	0,39	0,40	0,40	0,19
MnO	0,07	0,05	0,13	0,11	0,12	0,16	0,15	0,15	0,12	0,09	0,16	0,10	0,11	0,16
MgO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,03	0,03	0,04	0,02	0,04	0,02	0,04	н.п.о.	0,03	н.п.о.	н.п.о.
CaO	0,10	0,13	0,17	0,16	0,18	0,20	0,22	0,20	0,18	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,19	0,08
Na ₂ O	3,87	4,19	3,64	4,21	5,00	3,25	4,24	3,57	5,06	5,81	4,71	4,44	3,42	4,51
K ₂ O	3,04	2,95	3,28	3,80	3,32	3,69	3,89	3,29	3,36	2,95	3,15	3,58	3,07	3,27
Cs ₂ O	0,03	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,03	н.п.о.	0,03	0,06	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,04	0,05
Rb ₂ O	0,02	0,07	н.п.о.	0,01	0,06	0,18	0,14	0,18	0,25	0,24	0,25	0,19	0,23	0,28
P ₂ O ₅	0,24	0,32	0,38	0,26	0,38	0,16	0,25	0,34	0,26	0,29	0,14	н.п.о.	0,21	0,19
F	1,20	1,10	1,28	1,33	0,92	1,12	1,57	1,55	1,38	1,61	1,52	0,60	1,66	1,90
Cl	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	н.п.о.	н.п.о.	0,02	0,03	н.п.о.	0,04	0,03	0,02	н.п.о.
сумма	93,41	92,52	91,02	92,59	95,27	91,35	90,84	91,69	93,45	92,34	93,29	92,77	90,39	90,40
Na ₂ O/ K ₂ O	1,27	1,42	1,11	1,11	1,51	0,88	1,09	1,08	1,50	1,97	1,50	1,24	1,11	1,38
A/CNK	1,30	1,30	1,43	1,31	1,06	1,29	1,26	1,43	1,11	1,04	1,18	1,10	1,39	1,25

Примечание: Анализы выполнены на электронно-зондовых микроанализаторах Camebax-Micro и Jeol JSM 8100 (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Приведены значения содержания Na₂O, откорректированные на основе определений на электронно-зондовом микроанализаторе Jeol JSM 8100.

Жирным шрифтом выделены РВ, проанализированные на содержание редких элементов методом вторично-ионной масс-спектрографии (Табл. 8).

н.п.о – ниже предела обнаружения

Таблица 8

Содержание элементов-примесей и воды в стеклах гомогенизированных расплавных включений во вкрапленниках кварца пород Чечекского дайкового пояса

	PM		UPM				S, отн. %
	1a/7	1010/10	24/6 ^a	26/1-1 ^б	30/1	30/2	
Li	1,6	98,0	954,6	55,2	7,6	6,8	6-60
Be	12,0	9,7	68,2	43,8	43,5	41,4	4-12
B	293,3	95,8	278,2	209,5	205,4	193,5	3-11
Rb	170,4	265,1	718,7	380,2	350,0	397,0	5-23
Sr	1,4	2,3	0,5	0,3	0,4	0,6	8-70
Y	0,1	19,0	1,9	0,8	1,3	1,3	10-75
Zr	4,3	23,9	8,4	3,2	6,2	6,7	8-15
Nb	11,7	10,9	30,4	24,2	15,7	22,3	7-16
Cs	59,7	26,6	116,9	83,5	72,2	80,0	3-13
Ba	2,3	1,2	0,3	0,2	0,5	0,7	7-100
La	0,1	3,4	0,5	0,3	0,4	0,3	6-72
Ce	0,1	10,1	1,0	0,7	0,7	0,6	6-57
Nd	0,03	5,0	0,4	0,2	0,3	0,2	24-120
Sm	0,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,2	17-88
Eu	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,01	0,01	75-550
Gd	0,1	2,4	0,2	0,2	0,2	0,1	66-163
Dy	0,04	3,2	0,2	0,2	0,3	0,2	16-96
Er	0,02	2,1	0,1	0,1	0,1	0,1	12-165
Yb	0,04	2,5	0,3	0,1	0,2	0,1	32-80
Hf	0,3	1,8	0,9	0,4	0,7	0,6	16-53
Ta	3,4	1,6	7,9	10,3	5,2	6,0	6-28
Th	0,2	4,9	3,7	1,8	1,3	1,6	3-44
U	8,6	9,4	10,1	9,7	7,8	8,6	8-24
H ₂ O	1,00	3,57	5,72	0,80	4,72	3,09	1-7
K/Rb	204	115	40	64	72	64	-
Nb/Ta	3,43	6,81	3,86	2,35	3,03	3,7	-
Rb/Sr	125	114	1513	1471	996	680	-

Примечание: Анализы выполнены на ионно-зондовом микроанализаторе Сатеса IMS-4f (г. Ярославль), Содержание элементов-примесей в ppm, H₂O – в мас.%. S – ошибка определения элементов. Н.п.о. – ниже предела определения. РВ а и б были проверены на герметичность в отношении воды до анализа. а – не содержит D₂O (герметично), б – содержит D₂O (испытало обмен водой с внешней средой автоклава).

Глава 4. Восточно-Калгутинский дайковый пояс (Южный Алтай)

4.1. История изучения

Объект, который сейчас известен как Калгутинская рудно-магматическая система, прежде всего привлек внимание в связи с обнаружением молибден-вольфрамового месторождения в 1937 г. При проведении картирования и доизучения рудной площади Калгутинского месторождения в 80-е гг. был определен вещественный состав гранитных даек (Дергачев, 1990). По сходству с редкометалльными дайками на месторождении Онгон-Хайерхан в Монголии после согласования с академиками В.И. Коваленко и Л.В. Таусоном они были отнесены к породам вида онгонита. Но уже в первых работах отмечен их необычный состав, а именно – высокое содержание цезия и необычно высокое содержание фосфора (Дергачев, 1988, 1990). При дальнейшем изучении в Калгутинском дайковом поясе выделена вторая разновидность даек – эльваниты (или эльваны) по аналогии с редкометалльными дайковыми породами в Корнуолле юго-западной Англии (Дергачев, 1990, 1991; Антипин и др., 2002).

Начиная с 90-х гг. проводится достаточно активное изучение интрузивных пород Калгутинского гранитного массива и секущих его дайковых пород. В этих работах приводятся определения содержания петрогенных и редких элементов в гранитах главной фазы, лейкогранитах фаз дополнительных интрузий и дайковых породах. Приводятся составы главных минералов – слюд и полевых шпатов, в том числе и редких элементов в них (Дергачев, 1988, Анникова, 2003). Проведены изотопные исследования и датирование пород (Владимиров и др., 1998; Анникова и др., 2006). Обобщение накопленного материала по петрографии и химическому составу интрузивных фаз Калгутинской рудно-магматической системы, а также схемы петрогенезиса приводятся в диссертации И.Ю. Анниковой (Анникова, 2003), монографии (Поцелуев и др., 2008), в работах Н.И. Гусева с коллегами (Гусев и др., 2010).

В южной части Горного Алтая, кроме описанных выше, выделяются еще несколько редкометалльных интрузий: сподуменовые аплиты в поздних интрузивных ритмах Кунгурждаринского и Чиндагатуйского массивов, сподуменовые гранит-порфиры Алахинского штока; известны более мелкие месторождения и рудопроявления вольфрама, молибдена, тантала, связанные с гранитами чиндагатуйско-калгутинского комплекса (Владимиров и др., 1998).

К настоящему времени Восточно-Калгутинский дайковый пояс изучен более подробно, чем редкометалльные дайковые пояса Восточного Казахстана. Его используют в

качестве одного из объектов для построения моделей онгонит-эльванового магматизма (Владимиров и др., 1998, 2007; Титов и др., 2001; Антипин и др., 2002; Гусев и др., 2010).

Работа по изучению расплавных включений в породах Калгутинского массива и дайковых породах Восточно-Калгутинского пояса была начата А.В.Титовым с соавторами (Владимиров и др., 1998; Титов и др., 2001). Для гранитоидов раннего интрузивного ритма установлено последовательное снижение температур гомогенизации от 710-730°C для гранитов главной фазы до 670-690°C для лейкогранитов. Для пород дайкового пояса отмечается значительный разброс в распределении значений $T_{\text{гом}}$: от 630-650°C для УРМ онгонитов до 670-700°C для биотитовых микрогранит-порфиров и 770-800°C для высококалийевых фельзит-порфиров. При этом отмечено, что для кварца дайковых пород Восточно-Калгутинского пояса установлены более высокие температуры по сравнению с интрузиями поздних ритмов Кунгурджаринского и Чиндагатуйского массивов юга Горного Алтая. Проведенные микрозондовые анализы гомогенизированных стекол РВ во вкрапленниках кварца некоторых даек показали высокие концентрации фтора, фосфора, вариации содержания TiO_2 , MnO , CaO , MgO , отмечено присутствие $\text{Rb}_2\text{O} > 0,05$ мас.%. Первые оценки давления при формировании редкометалльных дайковых пород Восточно-Калгутинского пояса сделаны по положению точек составов расплавных включений на диаграмме кварц-альбит-ортоклаз- H_2O и составили 2-4 кбар (Табл. 1).

4.2. Геологическая позиция, возраст и связь с оруденением

Восточно-Калгутинский пояс редкометалльных даек пространственно и генетически связан с Калгутинским гранитным массивом и гидротермальными жилами одноименного молибден-вольфрамового месторождения. Это позволило объединить магматические образования массива и даек, и гидротермальные образования месторождения в единую рудно-магматическую систему (РМС) (Поцелуев и др., 2008).

Калгутинская РМС расположена на территории Кош-Агачского района республики Алтай, в южной высокогорной (2500 – 3500 м) части Горного Алтая, на плато Укок, в верховьях и на водоразделе рек Калгуты, Джумалы, Аргамджи и Ак-Кол, вблизи границы Российской Федерации с Казахстаном, Китаем и Монголией (Рис. 33).

В геодинамическом аспекте Калгутинская РМС относится к западному сектору Центрально-Азиатского складчатого пояса (Анникова и др., 2006; Seltman et al., 2007) и входит в ареал мезозойского (Т-Ј) гранитоидного магматизма Южного Алтая чиндагатуйско-калгутинского комплекса, представителями которого являются Чиндагатуйский, Кунгурджаринский, Орочаганский и Акалахинский массивы редкометалльно-плюмазитового геохимического типа. По геофизическим данным, эти массивы могут быть выступами единого гранитного батолита (Владимиров и др., 1998).

Калгутинский массив, общая площадь выходов которого на современном эрозионном срезе составляет около 70 км², расположен в центре вулcano-тектонической депрессии, сложенной раннедевонскими вулканогенно-осадочными породами. Главная интрузивная фаза массива сложена порфировидными биотитовыми гранитами, которые прорываются двуслюдяными и мусковитовыми лейкогранитами фаз дополнительных интрузий Аргамджинского, Джумалинского и Восточного штоков.

Восточно-Калгутинский дайковый пояс находится в восточном эндо- и экзоконтактах Калгутинского массива (**Рис. 33**). Его общая протяженность 10-15 км, ширина около 3 км и он образован более чем сотней отдельных дайковых тел мощностью от десятков сантиметров до первых метров. Коренные выходы даек редки. Они обычно находятся в элювиально-делювиальных свалах на вершинах возвышенностей и на склонах как более светлые относительно вмещающих пород, линейно вытянутые тела (**Рис. 34**). Наиболее продуктивный участок Калгутинского месторождения пространственно совмещен с осевой частью дайкового пояса (**Рис. 33**). Главными минералами рудной зоны месторождения являются вольфрамит, молибденит, халькопирит, берилл, висмутин (*Поцелуев и др., 2008*). Кроме кварцевых жил, богатое молибденовое оруденение содержится в грейзенах и грейзенизированных микрогранитах штокверка, известного как «Молибденовый шток», приуроченного к центральной части дайкового пояса. Этот штокверк сложен эксплозивными брекчиями с грейзенизированными обломками гранитов главной фазы, гранит-порфиров, жильного кварца и рассекается кварцевыми жилами с вкрапленностью молибденита и вольфрамита. В ходе полевых наблюдений 2009 г. обнаружены грейзенизированные дайковые породы, рассеченные тонкими жилами с вольфрамитом и молибденитом, и одновременно в неизмененных дайках обнаружены ксенолиты грейзенизированных пород с молибденитом, халькопиритом, что указывает на внутрирудный характер даек. Фактический материал предыдущих исследований (*Дашкевич и др., 1991; Владимиров и др., 1998; Анникова и др., 1999; Анникова, 2003*) также указывает на существование гидротермальной активности до и после внедрения даек. Кроме того, установлено, что одни дайки могут содержать ксенолиты других даек. Примером этому является находка ксенолита мелкопорфирового грейзенизированного гранит-порфира в теле крупнопорфирового гранит-порфира, что свидетельствует о существовании на центральном участке даек как минимум двух генераций. Можно утверждать, что участок, где локализуются дайки Восточно-Калгутинского пояса и рудные тела Калгутинского месторождения, имеет сложную историю развития, включающую близодновременное формирование редкометалльных даек эльванов и онгонитов, кварцеворудных жил и грейзенов.

U-Pb изотопное датирование единичных зерен циркона из гранитов главной интрузивной фазы Калгутинского массива показало, что их возраст составляет от 215 ± 3 млн лет (Анникова и др., 2006) до $210,1 \pm 1,7 - 207,5 \pm 1,7$ млн лет (Гусев и др., 2010). Ar-Ar датирование биотита указало на возраст 202 ± 1 млн. лет, который свидетельствует о нарушении K-Ar радиогенной системы (потеря радиогенного Ar) биотитов из гранитов главной фазы, отобранных в пределах рудного поля Калгутинского месторождения (Анникова и др., 2006). Ar-Ar датирование мусковита из даек Восточно-Калгутинского пояса, в которых отсутствуют признаки постмагматической перекристаллизации и наложенной грейзенизации, дало возраст $203,4 \pm 1,5 - 202,4 \pm 0,8$ млн лет (Анникова и др., 2006) и $195,0 \pm 2,1 - 196,1 \pm 2,1$ млн лет (неопубликованные данные). Ar-Ar датирование по мусковиту и Re-Os датирование по молибдениту рудных жил и молибденоносной пегматитовой жилы (так называемое «кварц-молибденовое ядро») показало большой диапазон возрастов от 208-218 до 200-204 млн лет (Berzina et al., 2003; Seltman et al., 2007), до $202 \pm 2,3$ млн лет (Смирнов, Анникова, неопубликованные данные). Таким образом, возрастные оценки для Калгутинской РМС свидетельствуют о двух импульсах магматической активности: на раннем этапе произошло формирование гранитного массива, на позднем этапе - внедрение онгонитов и эльванов Восточно-Калгутинского дайкового пояса. Формирование оруденения, по-видимому, происходило в несколько этапов от начала до окончания магматической кристаллизации. Продуктивный этап, с которым связано наиболее богатое «комплексное редкометалльное» оруденение является более молодым и по времени формирования совпадает с внедрением даек эльванов и онгонитов (Поцелуев и др., 2008).

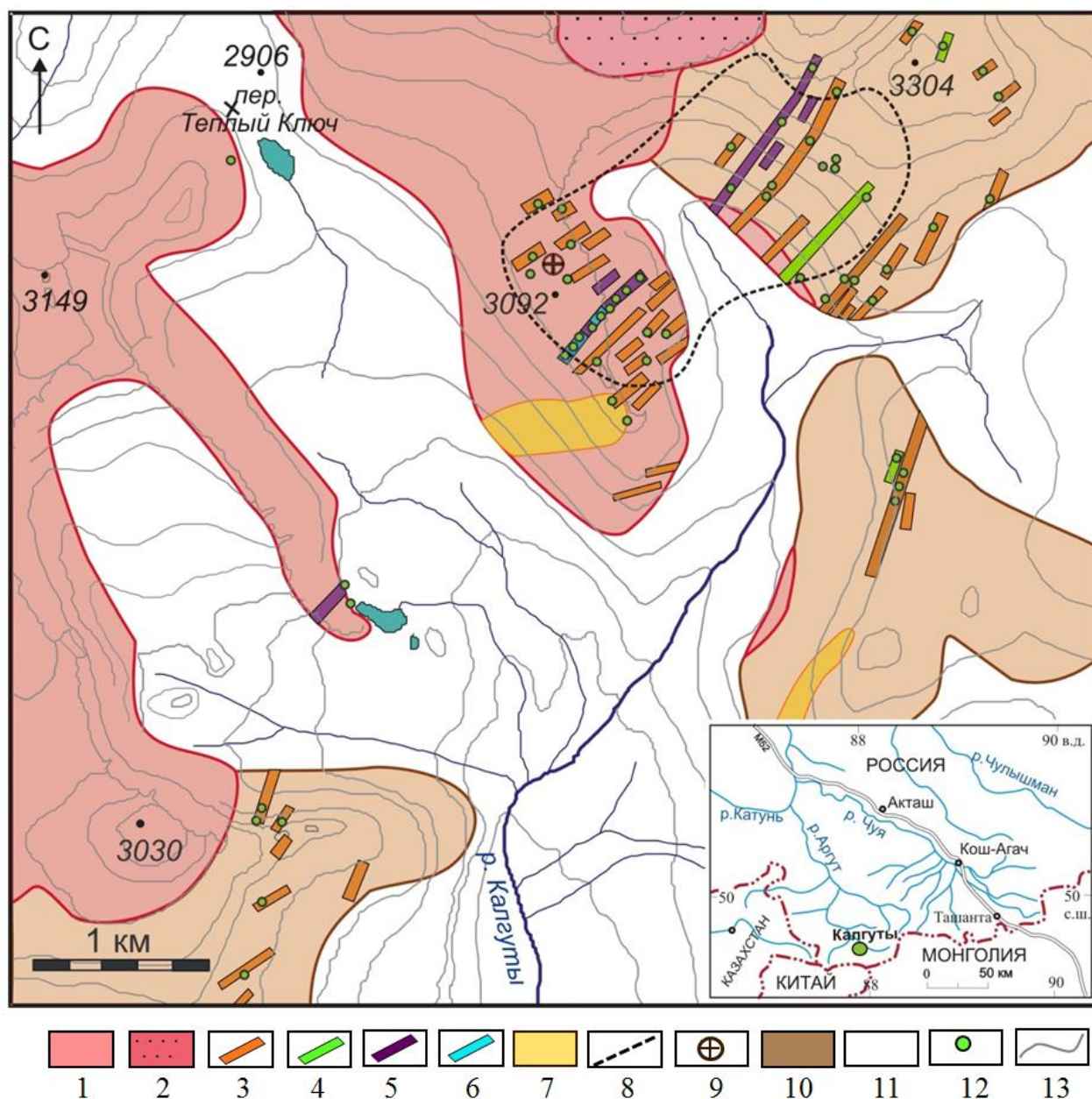


Рис. 33. Схема геологического строения Восточно-Калгутинского дайкового пояса (по материалам *Б.Г. Семенцова, И.Ю. Анниковой* с дополнениями).

Условные обозначения: 1 - граниты главной фазы; 2 - лейкограниты фаз дополнительных интрузий (Восточный шток); 3 – РМ эльваны; 4 – РМ онгониты; 5 - УРМ онгониты; 6 – ВРМ эльваны; 7 - массивы эльванов; 8 – участок распространения рудных Мо-W жил; 9 - грейзеновый штокверк «Молибденовый шток»; 10 - вулканиты (D); 11 - четвертичные отложения; 12 - точки отбора образцов; 13 – линии равных высот.

На врезке показано место расположения Калгутинской рудно-магматической системы.



Рис. 34. Обнажения дайковых пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса (показаны стрелками). Юго-западный склон высоты 3304 м.

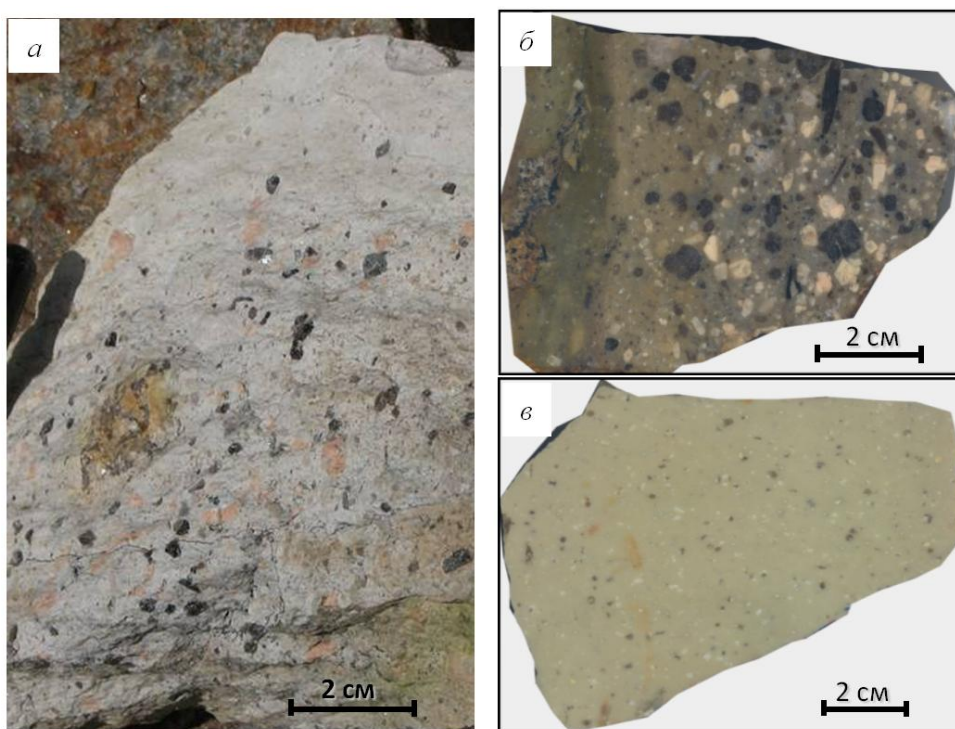


Рис. 35. Образцы пород центральной дайки Восточно-Калгутинского пояса. *а* – фациальный переход между крупнопорфировым и афировым участками. Крупнопорфировые участки по составу отвечают ВРМ эльванам, мелкопорфировые и афировые – УРМ онгонитам. В центральной части образца содержатся ксенолит грейзенизированного гранита главной фазы. *б* – ВРМ эльван с зоной закалки, *в* – УРМ онгонит.

4.3. Петрография, геохимия, номенклатура пород

По данным предшествующих исследований (*Дергачев, 1990; Анникова, 2003*) и авторских полевых наблюдений, дайки Восточно-Калгутинского пояса сложены породами фельзит- и гранит-порфиорового облика, в связи с чем при полевом описании породы классифицировались на гранит-порфиры и фельзит-порфиры мелко- и крупнопорфировые. Размер вкрапленников составляет от 0,1-1 мм до 1-2 см. Доля вкрапленников варьирует от 5 до 50 % (**Рис. 35**). Обычно в пределах одной дайки структура породы меняется от афировой и мелкопорфировой до крупнопорфировой с более раскристаллизованной основной массой в центральной части. В эндоконтактах даек нередко наблюдаются флюидальные текстуры (**Рис. 36 а**).

Главными породообразующими минералами дайковых пород являются кварц, полевые шпаты и слюда (**Рис. 36**). Слюда представлена мусковитом, отмечены единичные дайки с биотитом. Основная масса сложена теми же минералами, кроме биотита. Главными аксессуарными минералами являются апатит, флюорит, магнетит, пирит, рутил, вольфрамит, танталит-колумбит, автором впервые аналитическими методами установлены монтебразит и гердерит.

Обобщенный валовый химический состав интрузивных пород Калгутинской РМС приведен в **таблице 9**. В соответствии с классификацией TAS, дайковые породы представлены риодацитами - трахириолитами. Согласно принятой номенклатуре, породы Восточно-Калгутинского дайкового пояса относятся к виду онгонитов и представляют собой субвулканические аналоги литий-фтористых гранитов (*Коваленко, Коваленко, 1976; Петрографический..., 2009*). В литературе, посвященной Восточно-Калгутинскому дайковому поясу, традиционно принимается разделение пород на эльваны и онгониты (*Дергачев, 1992; Владимиров и др., 2007; Антипин и др., 2002; Анникова, 2003*). Эльваны выделяются по преобладанию в составе пород K_2O над Na_2O , онгониты – породы с преобладанием Na_2O . На гистограмме соотношения Na_2O/K_2O (**Рис. 37 а**) в породах Восточно-Калгутинского пояса устанавливается унимодальное распределение с максимумом на 0,8-1, т.е. большинство даек в поясе сложено эльванами. В то же время «классические» онгониты Монголии имеют максимум распределения значений Na_2O/K_2O - 1,4-1,8, а эльваны Корнуолла – 0,4-0,6 (**Рис. 37 б**). Несмотря на то, что величины отношения Na_2O/K_2O для дайковых пород Восточно-Калгутинского пояса отличаются от указанных для типичных онгонитов и эльванов, в данной работе использованы термины «эльван» или «онгонит» в тех случаях, когда принципиально показать калиевую или натриевую специфику состава пород.

В некоторых образцах дайковых пород K_2O существенно преобладает над Na_2O ($Na_2O/K_2O = 0,01-0,1$). Такие породы располагаются в районе грейзенового штокверка

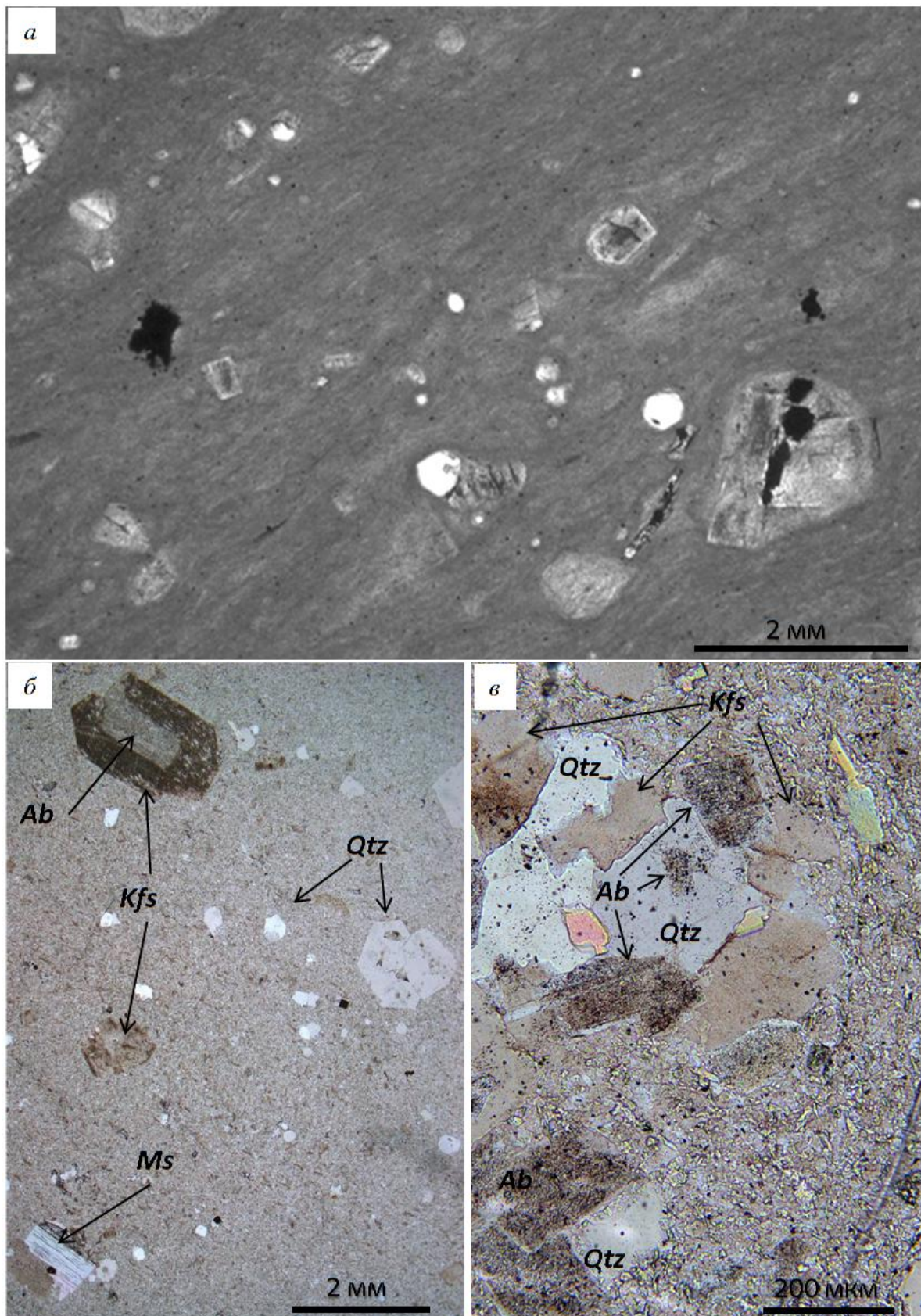


Рис. 36. Породы и породообразующие минералы даек Восточно-Калгутинского пояса. *a* - приконтактовая часть дайки эльвана. Флюиальность выражена в ориентировке минералов основной массы. *б* – Порфирировая структура породы. Минералы-вкрапленники кварц (Qtz), мусковит (Ms), альбит (Ab) с каймой калиевого полевого шпата (Kfs). *в* - Гломеропорфирировый сросток кварца, калиевого полевого шпата, альбита.

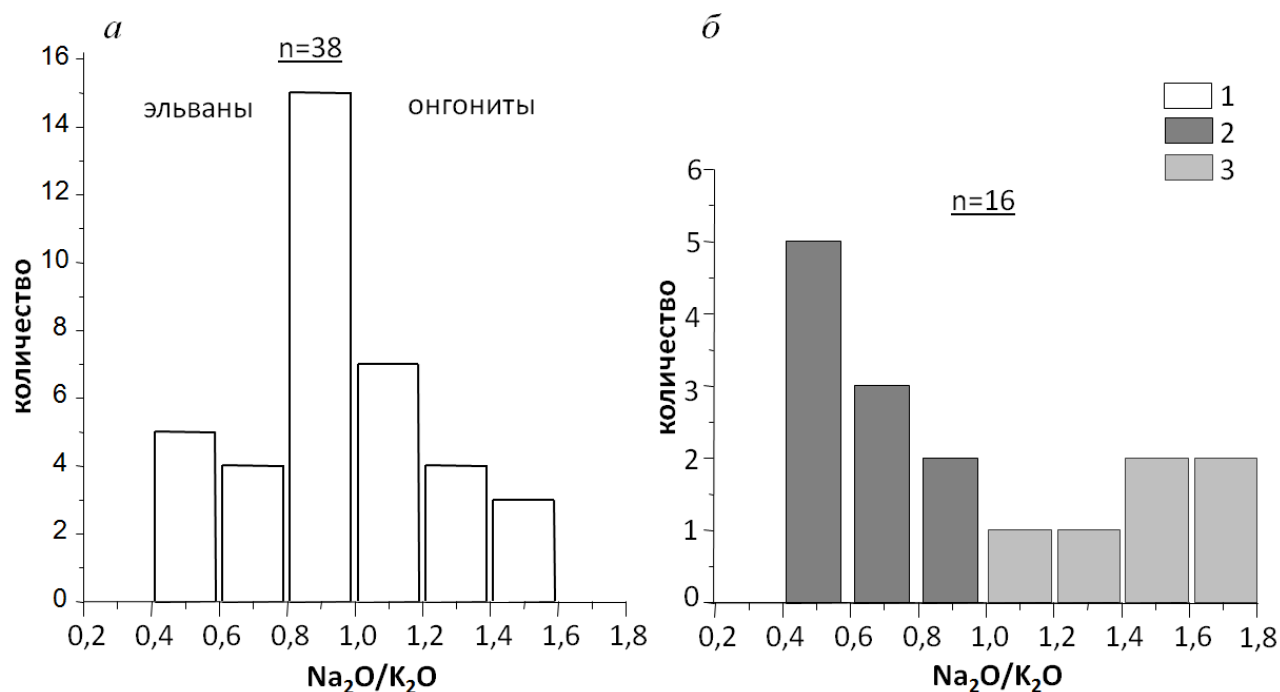


Рис. 37. Распределение соотношений $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ в породах Восточно-Калгутинского дайкового пояса (а) и в типичных редкометалльных гранитоидах (б).

Условные обозначения: 1 – эльваны и онгониты Восточно-Калгутинского пояса, 2 – эльваны Корнуолла и граниты Корнубийского батолита, Англия (Антипин и др., 2002), онгониты дайки Амазонитовая и Бага-Газрынских даек, Монголия (Коваленко, 1977), n – общее количество образцов.

(«Молибденовый шток») и им свойственны повышенные концентрации Zn, W, Mo, Cu (Табл. 9). Кроме того, в них отмечаются резорбированные вкрапленники полевого шпата, замещенные кварцем и мусковитом, наличие крупных розеток мусковита в основной массе. На основе указанных признаков такие породы отнесены к «грейзенизированным фельзит-порфирам».

В составе Восточно-Калгутинского дайкового пояса редкометалльные и ультраредкометалльные (РМ и УРМ) разновидности пород были выделены ранее (Дергачев, 1988, 1992; Анникова, 2003; Владимиров и др., 2007). В данной работе наследовано такое разделение. Для классификации пород Восточно-Калгутинского пояса предложена диаграмма соотношения суммы редких щелочей (Li+Rb+Cs) и F (Рис. 10). Для сравнения на диаграмму вынесены составы редкометалльных гранитов и дайковых пород из различных проявлений мира, и кларковое содержание этих элементов. Сумма редких элементов в породах Восточно-Калгутинского дайкового пояса в целом соответствует диапазону в редкометалльных гранитоидах мира. В Восточно-Калгутинском поясе выделяется три группы. Первая группа с относительно пониженным содержанием редких щелочей, отвечает РМ породам. Породы второй группы, в которых концентрации редких щелочей превышают 2500 ppm, названы ультраредкометалльным (УРМ). В общем случае к УРМ относятся

гранитные интрузии с концентрациями Li, Rb, Be, F, Sn, W в 10-20 раз превышающими кларк гранита (Козлов, 1985; Дергачев, 1988). УРМ разновидности представлены только онгонитами. Обнажения этих пород расположены в осевой части пояса вдоль линии северо-восточного простирания, на протяжении около 5 км, участками перекрытые четвертичными отложениями (Рис. 33). По-видимому, УРМ онгониты слагают единую дайку. В пределах центрального участка вместе с УРМ онгонитами в этой дайке совместно находятся крупнопорфировые эльваны, содержание редких щелочей в которых промежуточное между РМ и УРМ породами (1300-2500 ppm). В данной работе эти породы обозначены как «ВРМ эльваны» или «эльваны центральной дайки». В пределах центральной дайки интрузивных контактов между эльванами и онгонитами не зафиксировано. В связи с трудностями обнаружения коренных выходов, в большинстве случаев образцы эльванов и онгонитов были отобраны из элювиальных глыбовых развалов. Однако отмечены и фациальные переходы (Рис. 35): мелкопорфировые и афировые участки отвечают по составу УРМ онгонитам, а крупнопорфировые являются ВРМ эльванами. Согласно этим наблюдениям, сделан вывод, что эльваны и онгониты представляют собой участки одной и той же дайки, имеющие фациальные переходы. На юго-восточном фланге пояса (участок месторождения «Калгуты Южные») выделяется протяженная РМ дайка, наиболее раскристаллизованная часть которой сложена эльванами (обр. КЮ-7,8,9), а мелкораскристаллизованная закалочная часть - онгонитами (обр. КЮ-6).

Особенностью дайковых пород Восточно-Калгутинского пояса является пониженное содержание фтора по сравнению с другими РМ породами. На диаграмме $(Li+Rb+Cs)/F$ (Рис. 10) составы Восточно-Калгутинских даек слагают отдельный тренд с необычно низким для РМ пород содержанием фтора, которое не увеличивается значительно при повышении редкометалльности пород. Отмечается еще одна специфическую особенность онгонитов и эльванов Восточно-Калгутинского пояса - высокое содержание фосфора, концентрация которого возрастает с увеличением степени редкометалльности пород (Рис. 38). В таких породах кристаллизуется апатит, а не топаз (Дергачев, 1988; Владимиров и др., 2007). Известны случаи, когда РМ породы одновременно обогащены и фосфором, и фтором. Так, например, в редкометалльных гранитах массива Бовуар (Франция) при высоком содержании фтора, типичном для литий-фтористых гранитов (1,5-2 мас.%), содержание P_2O_5 составляет 1-1,4 мас.% (London, 1992; Коваленко и др., 1998), что выше, чем в породах Восточно-Калгутинских даек. Однако, исследованный объект представляет собой уникальный пример среди редкометалльных гранитных пород, в котором сочетается такое низкое содержание фтора и высокое содержание фосфора (Sokolova, Smirnov, 2013). Такой состав обеспечил отсутствие топаза, обычного для литий-фтористых гранитов и онгонитов, крайне редкую

распространенность литиевого мусковита и широкое развитие апатита. В связи с этим породы Восточно-Калгутинского пояса отделяют от типичных онгонитов, называя их онгонитоподобными микрогранит-порфирами. Для УРМ разновидностей, кроме фосфора аномально обогащенных цезием, предложено название «калгутиты» (Дергачев, 1988, 1992).

Как было показано (London, 1992; Broska et al., 2004) содержание фосфора положительно коррелирует с индексом глиноземистости породы A/CNK (или ASI). Это объясняется увеличением растворимости фосфора в расплавах с большим содержанием Al_2O_3 (Pichavant et al., 1992). На **рис. 39** показана такая корреляция. Граниты главной фазы Калгутинского массива имеют наименьшее содержание фосфора и самый низкий индекс насыщенности алюминием (ASI), затем следуют РМ дайки, и максимальными значениями характеризуются ВРМ и УРМ породы центральной дайки Восточно-Калгутинского пояса. Допуская, что основным концентратором фосфора является апатит, рассмотрим диаграмму $CaO-P_2O_5$, на которую вынесено стехиометрическое соотношение $Ca:P$ в апатите (**Рис. 40**). Граниты главной фазы пересыщены кальцием относительно апатита. «Избыток» кальция в них можно объяснить более основным составом плагиоклаза. Таким образом, весь фосфор в биотитовых гранитах связан в апатите. В РМ породах с умеренным содержанием Ca и P их соотношение может определяться стехиометрией апатита. Все УРМ онгониты пересыщены фосфором относительно апатитового соотношения $CaO:P_2O_5$. При пересчете на нормативный минеральный состав по методу $CIPW$, в нем присутствует «апатит» до 1 мас.%, и, зачастую, остаток «свободного» P_2O_5 составляет до 0,27 мас.% в калгутитах. Такое соотношение элементов находит отражение в минералогии пород. Подробнее это будет показано в разделе 4.4. «Минералогия».

Спектры РЗЭ для большинства дайковых пород Восточно-Калгутинского пояса имеют небольшой отрицательный наклон ($La_N/Yb_N=2-5$) и хорошо выраженную европиевую аномалию. ВРМ эльваны наиболее обогащены РЗЭ из всех пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса. УРМ онгониты в наибольшей степени обеднены РЗЭ (**Рис. 41**). Эта группа пород образует самый широкий диапазон вариаций РЗЭ. РМ эльваны и онгониты имеют промежуточный уровень РЗЭ элементов, РМ эльваны выделяются более глубокой европиевой аномалией. По данным И.Ю. Анниковой с коллегами (Анникова и др., 2006), все дайки Восточно-Калгутинского пояса четко отличаются от гранитов главной фазы Калгутинского массива пониженными концентрациями РЗЭ. УРМ онгониты имеют минимальные величины соотношений K/Rb и Ta/Nb из всех выделенных типов пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса (**Табл. 9**).

Таблица 9

Средние химические составы пород
Калгутинского массива и Восточно-Калгутинского дайкового пояса

	Граниты главной фазы		PM онгониты		PM эльваны		УРМ онгониты		Высоко PM эльваны		Грейзенизиро- ванные породы		кларк
n	50		7		17		7		7		4		
	X	s	X	s	X	s	X	s	X	s	X	s	
SiO ₂	71,90	1,48	73,02	0,53	73,01	0,66	72,15	0,52	72,80	0,66	73,41	2,32	
TiO ₂	0,44	0,12	0,05	0,01	0,09	0,06	0,03	0,01	0,10	0,02	0,17	0,11	
Al ₂ O ₃	13,86	0,53	14,64	0,30	14,56	0,22	15,94	0,19	14,93	0,29	14,12	0,56	
FeO _{общ}	2,54	0,62	1,15	0,26	1,60	0,65	0,94	0,12	1,14	0,25	1,78	0,59	
MnO	0,07	0,02	0,09	0,03	0,07	0,03	0,16	0,09	0,10	0,03	0,08	0,02	
MgO	0,75	0,25	0,11	0,02	0,22	0,10	0,10	0,01	0,19	0,06	0,36	0,16	0,92
CaO	1,59	0,46	0,66	0,45	0,56	0,13	0,49	0,24	0,71	0,14	0,41	0,35	
Na ₂ O	3,00	0,27	4,72	0,63	3,55	0,48	4,32	0,23	3,84	0,16	0,97	1,06	
K ₂ O	4,64	0,44	3,74	0,54	4,88	0,62	3,55	0,23	4,31	0,12	7,05	0,61	
P ₂ O ₅	0,19	0,07	0,42	0,04	0,32	0,04	0,66	0,13	0,38	0,06	0,27	0,07	0,16
П.п.п.	0,76	0,33	0,98	0,34	0,95	0,38	1,38	0,56	0,95	0,13	1,50	0,52	
сумма	99,74	-	99,45	-	99,73	-	99,73	-	99,30	-	99,71	-	
F	0,07	0,04	0,39	0,19	0,26	0,13	0,54	0,26	0,23	0,05	0,52	0,14	0,08
Li	145	36	203	133	212	117	2023	730	543	119	338	117	40
Be	7,0	3	44	11	15	18	136	39	50	23	8	7	5,5
B	-	-	42	19	65	42	128	38	41	11	34	-	15
Cu	-	-	11	5	24	20	103	132	54	14	945	1039	20
Zn	-	-	39	5	33	7	103	22	54	11	281	374	60
Rb	318	75	633	193	570	155	1461	232	810	168	753	103	200
Sr	134	26	54	14	41	24	74	45	86	72	85	10	300
Y	44,8	14,8	8	3	12	7	6	5	17	3	11	9	34
Zr	175	71	29	9	40	28	18	4	47	22	55	32	200
Nb	66,4	41,3	65	6	46	16	81	2	52	12	28	14	20
Mo	7,9	8,6	8,5	10,7	1,4	1,5	1,1	1,4	2,7	1,7	130	-	1
Sn	8,3	3,2	0,8	-	2,8	0,8	1,1	0,2	2,3	0,4	3,4	-	3
Cs	41,9	26,6	101	53	59	32	721	345	220	70	69	25	5
Ba	347	61	73	40	71	80	37	20	128	68	189	87	830
Hf	5,2	1,3	2	0	2	1	2	0	2	1	2	1	1
Ta	2,40	0,6	38	7	13	7	80	9	34	19	6	6	3,5
W	6,1	5,3	26	-	24	13	29	5	65	7	22	-	1,5
Pb	38,3	8,1	9	6	22	-	-	-	40	-	38	1	20
Th	26,0	3,4	3	2	8	8	1	1	8	2	21	17	18
U	8,29	3,31	26	8	21	10	22	4	25	14	18	23	3,5
сумма РЗЭ	166	52	26	11	50	45	8	6	71	33	117	98	258
K/Rb	121,1	-	54,3	-	78,4	-	21	-	46,9	-	80,6	-	
Nb/Ta	28	-	1,7	-	3,5	-	1	-	1,5	-	4,7	-	
Rb/Sr	2,4	-	11,7	-	13,9	-	19,7	-	9,4	-	8,9	-	
ACNK	1,08	-	1,13	-	1,20	-	1,35	-	1,22	-	1,45	-	

Примечания: X – усредненные значения, s – стандартные отклонения, n – число анализов. Содержание петрогенных компонентов и фтора – в мас.%, остальных – в г/т. Прочерк – нет данных. В, Cu, Zn, Sn, Mo, W, Pb для некоторых типов пород определены только в 1-2 образцах (s не рассчитано). Кларк – среднее содержание элемента в гранитах по (Виноградов, 1962).

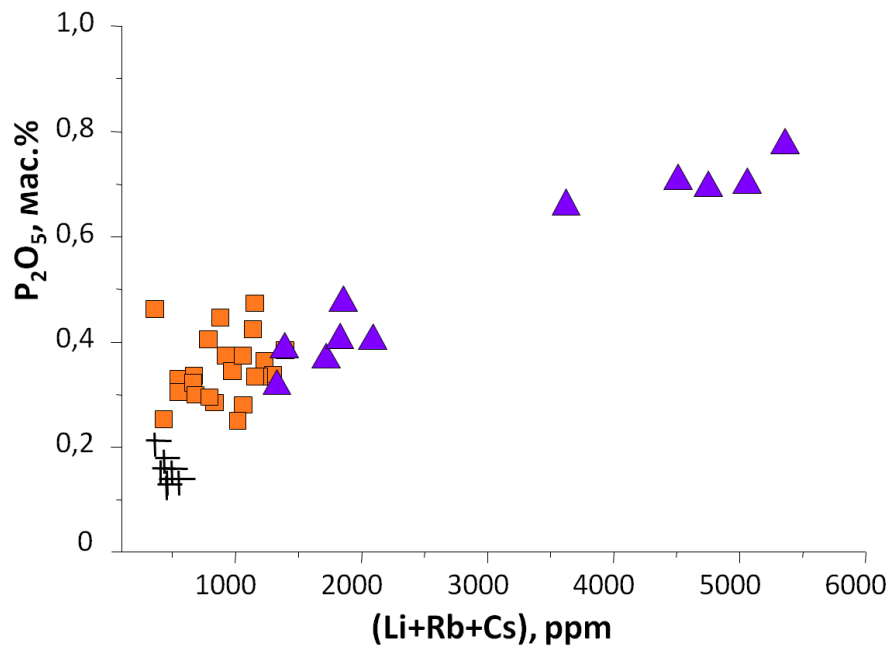


Рис. 38. Содержание суммы редких щелочей и фосфора в породах Калгутинского гранитного массива и Восточно-Калгутинского дайкового пояса.
Условные обозначения: 1 - РМ породы, 2 – УРМ и ВРМ породы центральной дайки, 3 - граниты главной фазы Калгутинского массива.

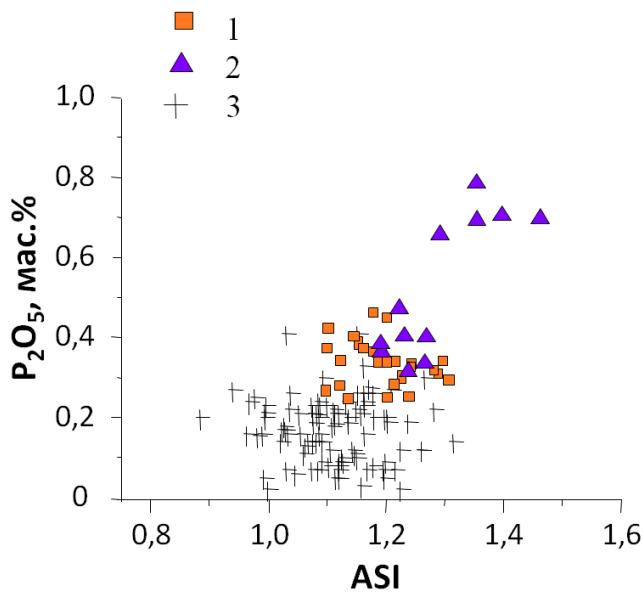


Рис. 39. Положительная корреляция между ASI и содержанием P_2O_5 в породах Калгутинского массива и Восточно-Калгутинского дайкового пояса.
Индекс насыщения алюминием $ASI = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O + Li_2O + Rb_2O)$

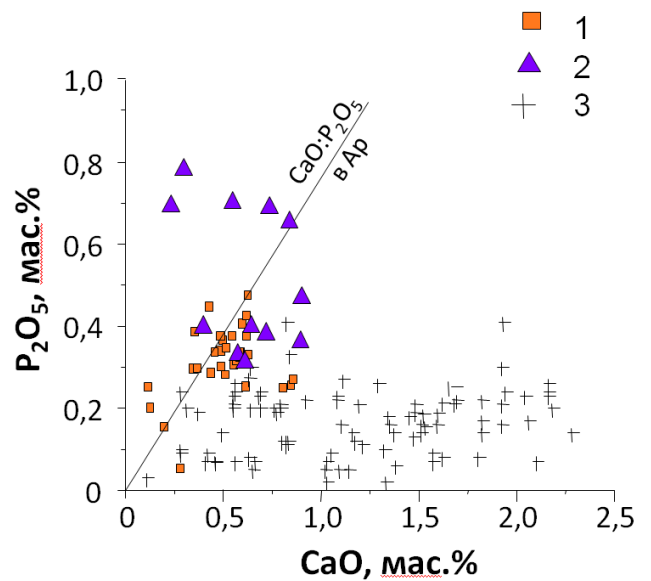


Рис. 40. Соотношение содержания CaO и P_2O_5 в породах Калгутинского массива и Восточно-Калгутинского дайкового пояса. Линия показывает соотношение CaO и P_2O_5 в апатите.
Условные обозначения см. на рис.38.

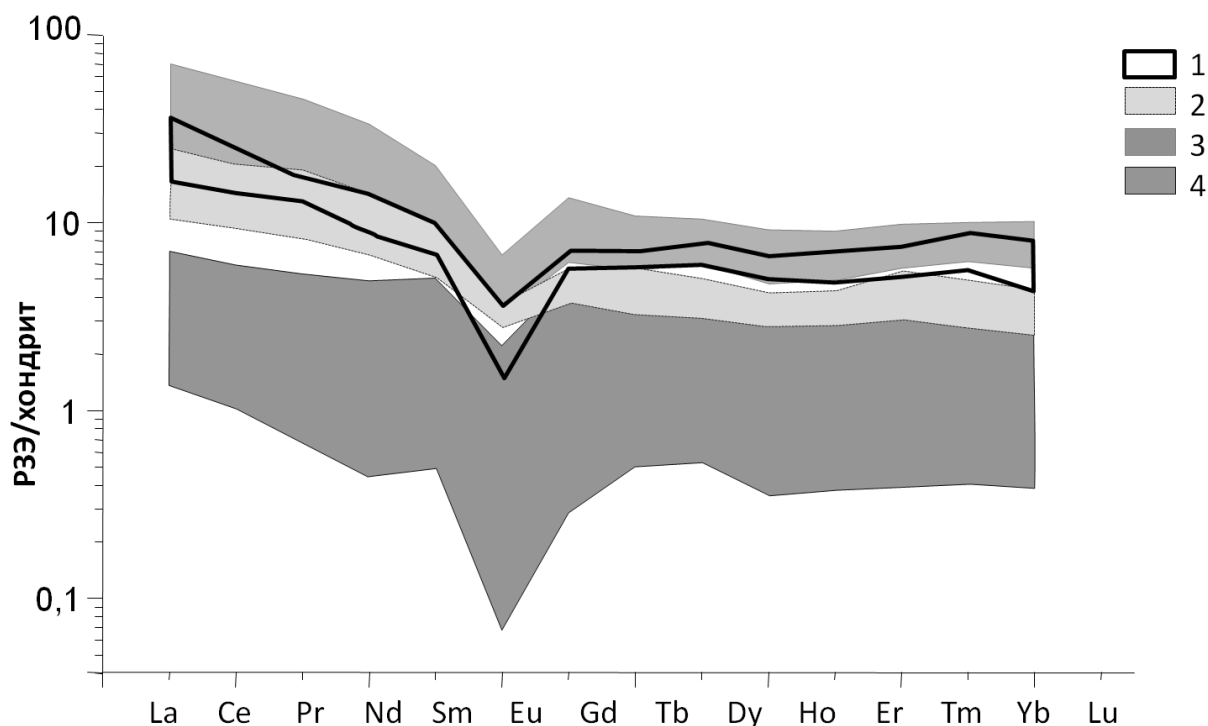


Рис. 41. Спектр редкоземельных элементов в породах Восточно-Калгутинского дайкового пояса, нормированных на хондрит по (Sun, McDonough, 1989).
 Условные обозначения: 1– РМ эльваны; 2 – РМ онгониты; 3 – ВРМ эльваны; 4 – УРМ онгониты.

Приведенный материал показывает, что породы Восточно-Калгутинского пояса гетерогенны по составу. Выделяются РМ эльваны и онгониты, которые слагают отдельные дайки, УРМ онгониты и ВРМ эльваны, приуроченные к одному дайковому телу в центральной части пояса. Наиболее контрастный состав характерен для УРМ онгонитов (повышенные содержания редких элементов, фосфора), от них значительно отличаются ВРМ эльваны и РМ породы. В следующих главах будет показано, находит ли это отражение в составе минералов и расплавных включений в них.

4.4. Минералогия

Для пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса породообразующими минералами являются полевые шпаты, кварц, мусковит, реже биотит, основными акцессорными - апатит, флюорит, пирит, магнетит и некоторые другие.

4.4.1. Кварц

Кварц входит в состав всех без исключения пород, как в виде порфировых вкрапленников, так и в виде зерен в основной массе. Наблюдение в оптический микроскоп показали, что типичные формы выделения кварца в фельзит-порфирах – полигональные идиоморфные кристаллы, либо их обломки, иногда со сглаженными краями, сростки нескольких кристаллов. По данным изучения внутренней структуры зерен кварца методом катодолюминесценции выделено три группы: 1). Азональные зерна с однородной внутренней структурой (**Рис. 42 а**). Такой кварц характерен для гранитов, встречается и в фельзит-порфирах. 2). Зерна с азональной центральной частью и отчетливо зональной внешней каймой. 3). Полностью зональные зерна (**Рис. 42 б**). Подгибание зон роста к границам зерен (**Рис. 42 б**) может служить показателем одновременного совместного роста вкрапленников. Во вкрапленниках можно наблюдать нескольких генераций кварца, когда центральное ядро имеет сглаженные контуры, затем следует полигональная зональность, снова срезанная секущей границей (**Рис. 42 в**).

Для вкрапленников кварца многих образцов характерны кристаллические включения тонких удлиненных лейст мусковита вдоль внешней зоны роста кварца. По-видимому, эти включения относятся к стадии дорастания вкрапленников кварца в условиях быстрой кристаллизации на месте становления дайковых тел. Кроме этого, кристаллические включения во вкрапленниках кварца представлены биотитом, апатитом, монацитом, рутилом, цирконом, ильменитом, вольфрамитом, магнетитом, халькопиритом, турмалином.

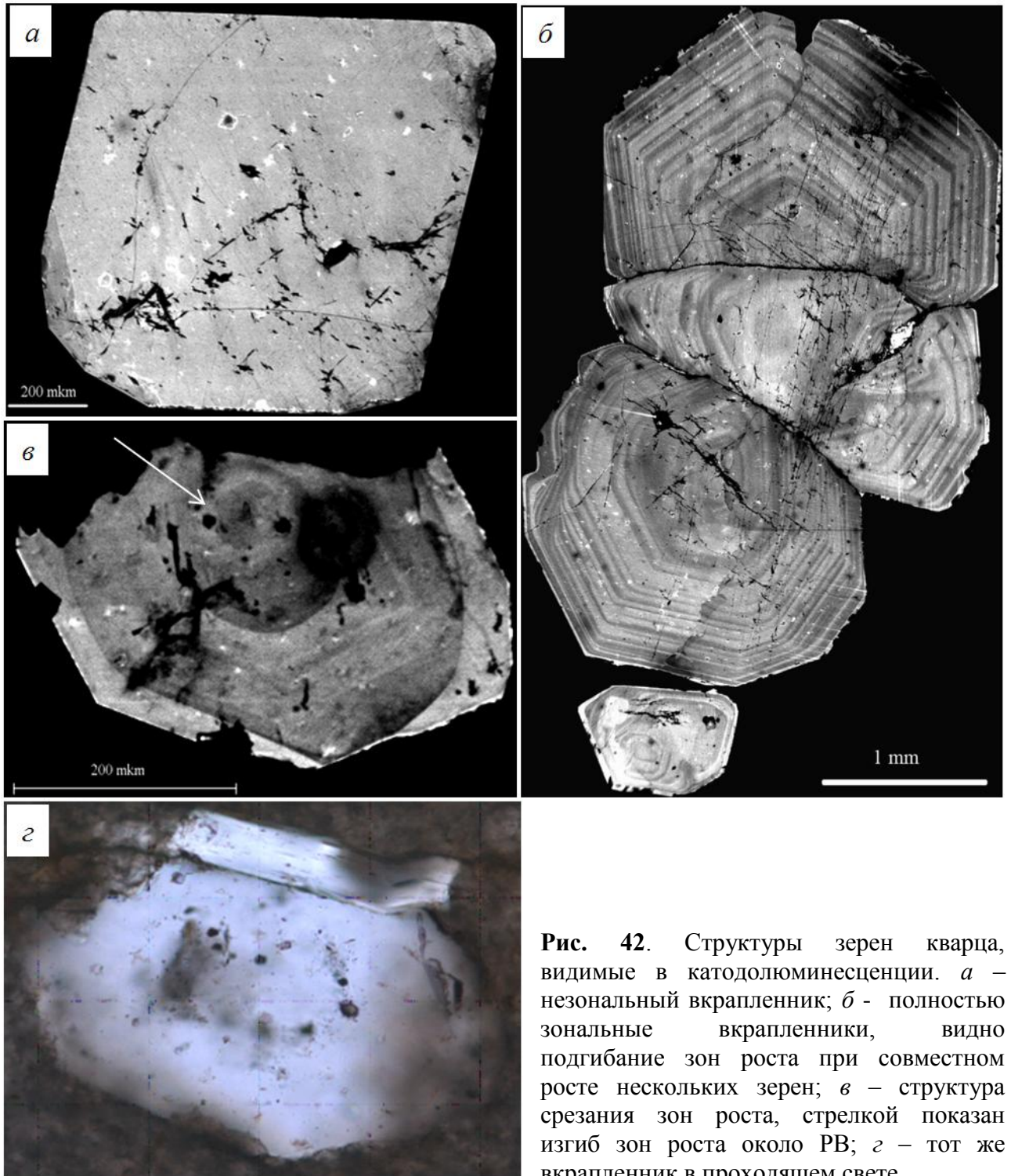


Рис. 42. Структуры зерен кварца, видимые в катодоллюминесценции. *а* – незональный включения; *б* – полностью зональные включения, видно подгибание зон роста при совместном росте нескольких зерен; *в* – структура среза зон роста, стрелкой показан изгиб зон роста около РВ; *г* – тот же включения в проходящем свете.

4.4.2. Слюды

Слюды в породах Восточно-Калгутинского дайкового пояса представлены как мусковитом, так и биотитом (**Рис. 43**). Включения биотита содержатся в ограниченном количестве даек, расположенных в северном окончании дайкового пояса. Большинство пород мусковитсодержащие, в них биотит может встречаться в виде кристаллических

включений в кварце. Классификационная принадлежность слюд представлена на треугольной диаграмме Fe-Al^{IV}-Mg (Рис. 44).

Мусковит является одним из главных породообразующих минералов. Он встречается в виде вкрапленников, кристаллических включений в кварце, входит в состав кварц-мусковит-полевошпатовых гломеропорфировых сростков, в значительной степени слагает основную массу, а также зафиксирован в расплавных включениях как дочерний минерал. Мусковит в большинстве случаев представлен идиоморфными, иногда деформированными кристаллами (рис. 43 б). В УРМ онгонитах вкрапленники мусковита образуют небольшие лейсты до 0,1 мм, в остальных породах они достигают размера 0,5-1 см. Некоторые кристаллы мусковита, включённые в кварц, выступают из него в основную массу и не теряют идиоморфности.

Анализы (Табл. 10) показали, что между мусковитом из кристаллических включений и из вкрапленников закономерных различий состава нет. Мусковит содержит 3,5-5 мас.% FeO и 0-1 мас.% MgO (рис. 45 а). Содержание железа варьирует в широких пределах в слюдах одного образца. В содержании магния в мусковите можно отметить следующие закономерности. Мусковит из РМ эльванов и онгонитов имеют наименьшее содержание MgO до 0,25 мас.%, мусковиты из УРМ онгонита образуют группу с содержанием MgO 0,25-0,45 мас.%, а мусковит из ВРМ эльвана резко отличается более высоким содержанием MgO 0,5-2 мас.%. Концентрация F в мусковите варьирует в диапазоне 0,7-2,5 мас.% (Рис. 45 б, в), в расчете на 11 атомов кислорода это соответствует 0,1-0,53 ф.е. Количество воды в мусковите составляет 1,6-1,9 ф.е. OH (Табл. 10).

Кроме основных компонентов слюд отмечаются значимые концентрации (выше предела обнаружения) Ti, Mn, Rb. По концентрации TiO₂ в слюдах наблюдается разброс от 0,25 до 1,2 мас.% даже в пределах одного образца (Рис. 45 г). УРМ онгониты характеризуются наименьшими содержаниями TiO₂. По содержанию MnO мусковит отчетливо разделяется на две группы: с 0,1-0,3 мас.% MnO в породах центральной дайки и мусковит остальных РМ эльванов и онгонитов с 0,6-1,3 мас.% MnO (Рис. 45 в). Мусковиты из УРМ онгонитов отчетливо выделяется повышенным содержанием Rb₂O (0,3-0,6 мас.%).

Содержания редких элементов в светлой слюде были определены методом вторично-ионной масс-спектропии. Полученные данные представлены в табл. 11.

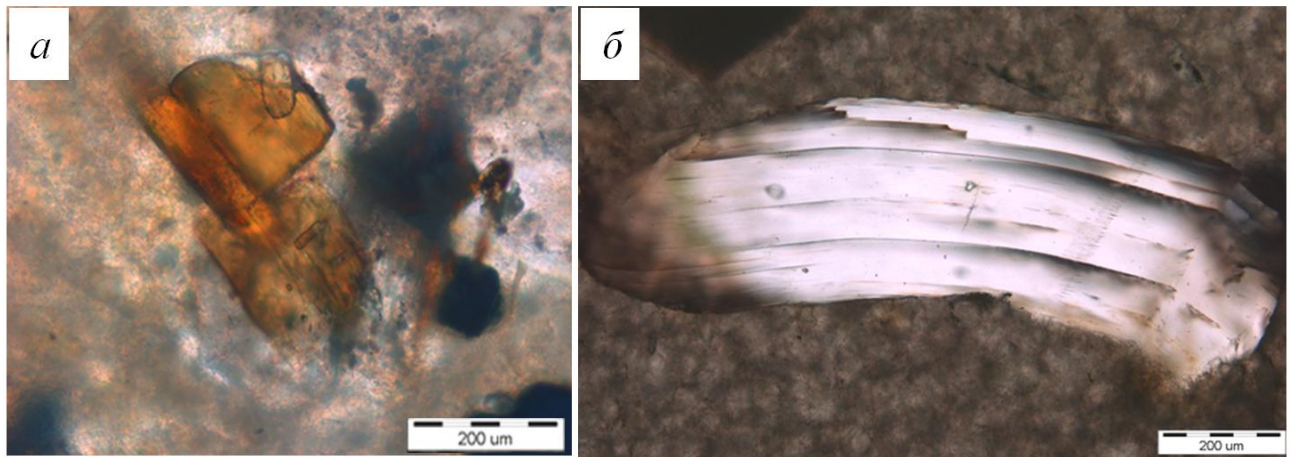


Рис. 43. Вкрапленники биотита (а) и мусковита (б) в породах Восточно-Калгутинского дайкового пояса.

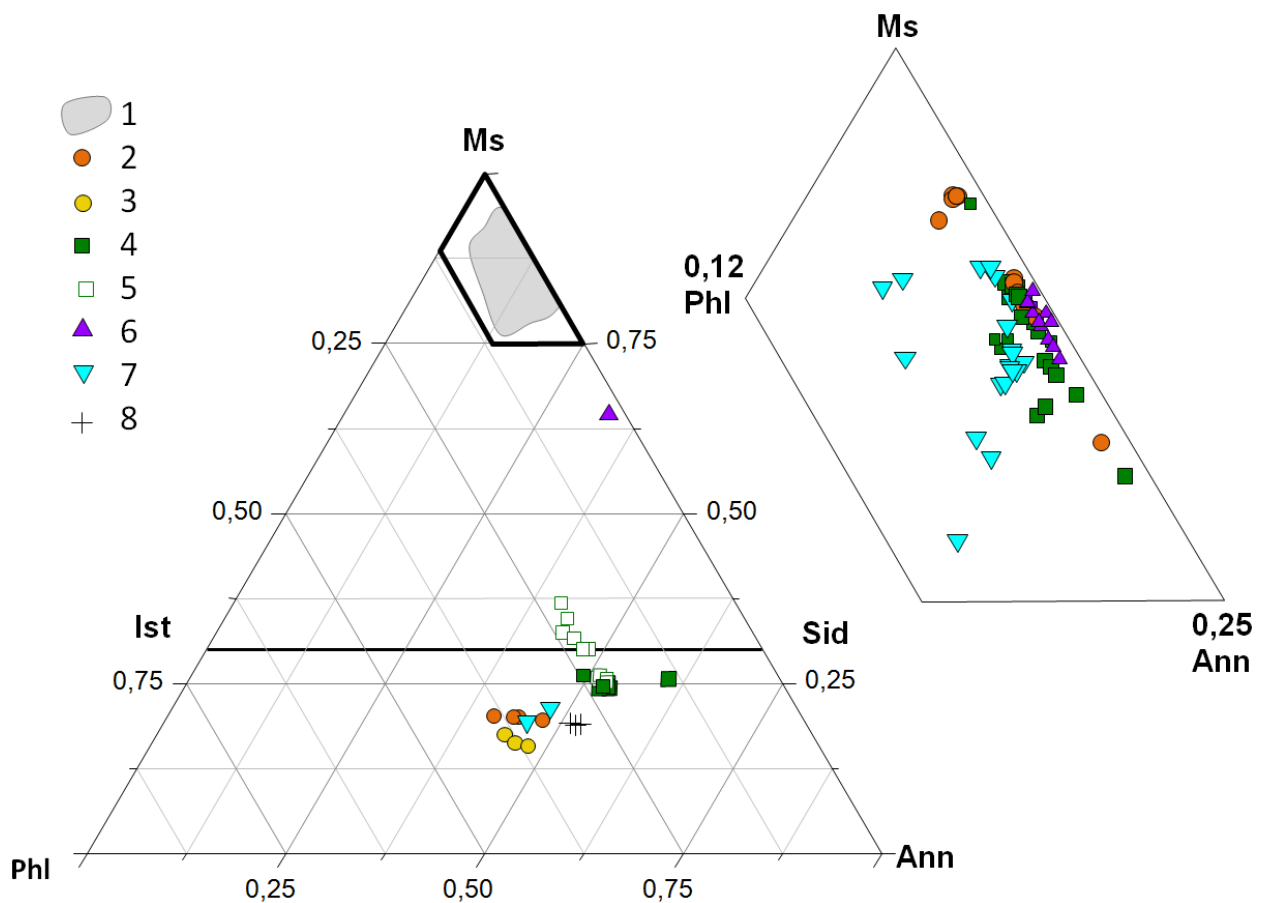


Рис. 44. Классификация слюд в породах Восточно-Калгутинского дайкового пояса в миналах Аннит (Fe) – Мусковит (Al) – флогопит (Mg) (Rieder et al., 1998).

Условные обозначения: 2,3,5-8 - вкрапленники, 5 – кристаллические включения в кварце; 1 – поле составов мусковита. 2,3 – слюды в в РМ эльванах (3 – по Анниковой, 2003); 4,5 – слюды в РМ онгонитах; 6 – слюды в УРМ онгонитах, 7 – слюды в ВРМ эльванах. 8 – слюда в гранитах главной фазы (Дергачев, 1990; Анникова, 2003).

Миналы: Ms - мусковит, Ist - истонит, Phl - флогопит, Ann - аннит, Sid – сидерофиллит.

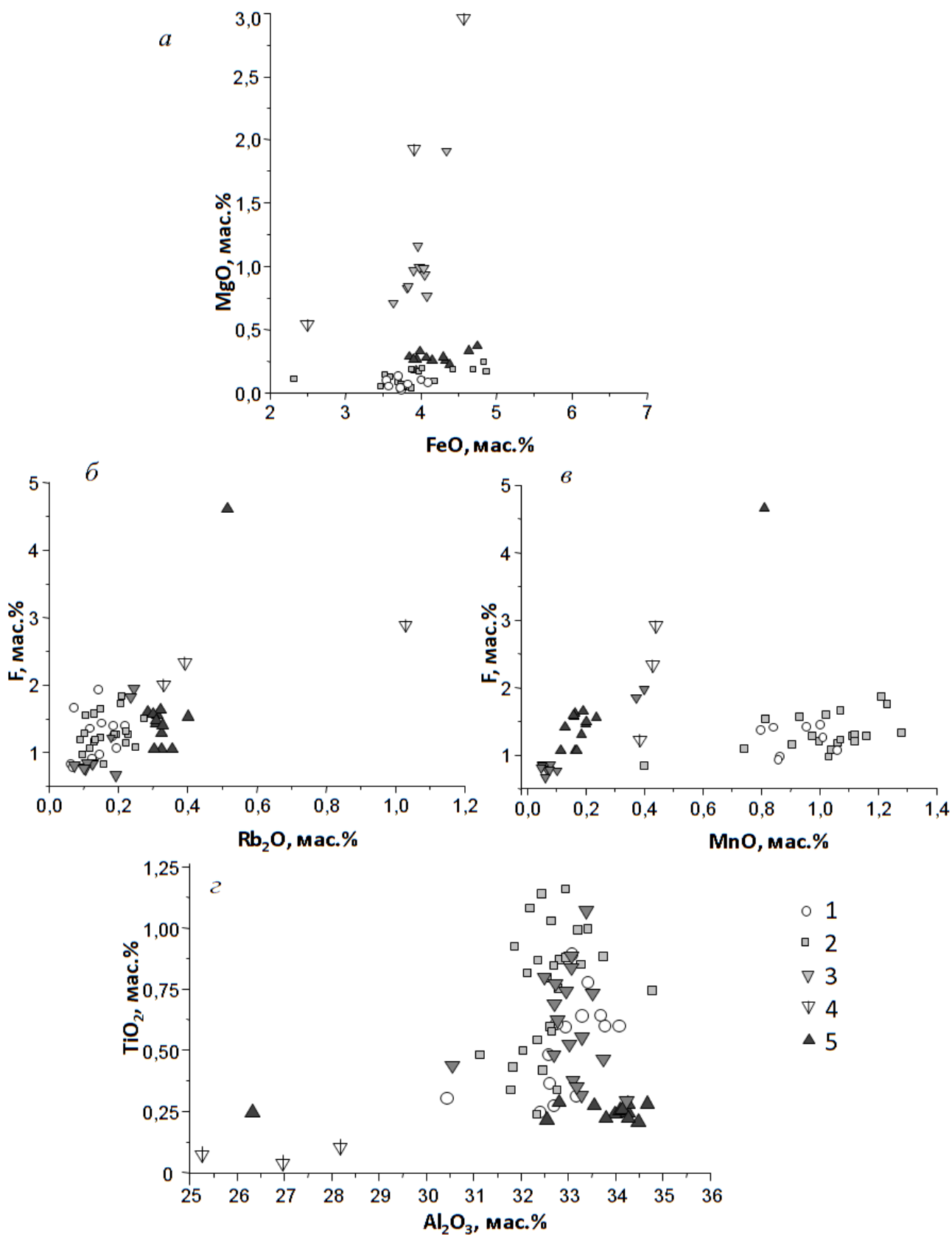


Рис. 45. Состав мусковита в породах Восточно-Калгутинского дайкового пояса. Условные обозначения: 1,2,3,5 – вкрапленники слюд; 4 – слюда в основной массе. 1 – в РМ эльванах; 2 – в РМ онгонитах; 3,4 – в ВРМ эльванах; 5 – в УРМ онгонитах.

Таблица 10

Состав мусковита в породах Восточно-Калгутинского дайкового пояса

Обр.	PM эльваны			PM онгониты			УРМ онгониты				высоко PM эльваны				
	7/18	8/18	8/18	1-262	16/30	5-698/5	142/13	142/13	142/11	142/11a	209/4	209/4	209/8	<u>209/7</u>	<u>209/9</u>
SiO ₂	46,03	46,32	45,76	44,65	45,52	45,69	45,93	42,14	45,26	45,88	44,82	45,75	45,53	48,54	48,52
TiO ₂	0,36	0,64	0,89	0,88	0,54	0,34	0,27	0,23	0,26	0,22	0,77	0,46	0,88	0,04	0,10
Al ₂ O ₃	32,60	33,29	33,08	32,95	32,34	31,78	33,55	26,50	34,15	34,27	32,73	33,74	33,07	26,97	28,18
FeO	3,82	3,57	3,73	3,76	3,97	3,59	4,30	11,59	3,85	3,99	3,90	3,64	3,82	4,53	3,95
MgO	0,07	0,06	0,04	0,05	0,17	0,13	0,29	0,57	0,29	0,33	0,97	0,71	0,83	2,95	1,92
MnO	1,00	0,86	0,86	1,04	1,23	1,28	0,17	0,81	0,20	0,13	0,07	0,06	0,05	0,44	0,43
CaO	н.п.о.	н.п.о.	0,01	0,02	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,03	0,05	0,03	0,01	0,04	0,02
Na ₂ O	0,64	0,72	0,68	0,66	1,13	0,74	0,76	0,25	0,80	0,78	0,75	0,83	0,79	0,65	0,54
K ₂ O	10,04	9,94	9,96	9,97	10,21	9,99	10,08	10,13	9,89	9,98	9,87	9,98	10,18	9,29	9,87
Li ₂ O*	0,32	0,17	0,15	0,20	0,44	0,28	0,19	2,17	0,34	0,31	0,12	0,09	0,13	1,00	0,71
Rb ₂ O	0,15	0,14	0,12	0,12	0,21	0,22	0,36	0,52	0,31	0,33	0,10	0,19	0,13	1,03	0,39
Cs ₂ O	0,01	0,02	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,05	0,02	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,13	0,27
F	1,44	0,97	0,92	1,07	1,74	1,32	1,06	4,61	1,48	1,40	0,79	0,67	0,85	2,88	2,32
Сумма-F	95,88	96,29	95,82	94,92	96,77	94,80	96,50	97,63	96,24	97,06	94,61	95,89	95,91	97,26	96,25
Si	3,124	3,109	3,091	3,057	3,091	3,136	3,167	3,162	3,133	3,147	3,149	3,156	3,157	3,422	3,397
Ti	0,019	0,032	0,045	0,045	0,028	0,017	0,014	0,013	0,013	0,011	0,041	0,024	0,046	0,002	0,005
Al	2,608	2,634	2,633	2,659	2,588	2,571	2,726	2,343	2,786	2,771	2,709	2,743	2,702	2,241	2,325
Fe	0,217	0,200	0,211	0,215	0,225	0,206	0,248	0,727	0,223	0,229	0,229	0,210	0,221	0,267	0,231
Mg	0,004	0,003	0,002	0,003	0,010	0,007	0,017	0,036	0,017	0,019	0,058	0,042	0,049	0,176	0,114
Mn	0,101	0,086	0,086	0,106	0,124	0,131	0,017	0,090	0,021	0,013	0,007	0,006	0,005	0,046	0,045
Ca	-	-	0,001	0,001	-	-	-	-	-	0,002	0,004	0,002	-	0,003	0,002
Na	0,084	0,094	0,090	0,088	0,148	0,098	0,102	0,036	0,108	0,104	0,101	0,111	0,106	0,089	0,073
K	0,870	0,852	0,858	0,870	0,884	0,875	0,886	0,970	0,873	0,874	0,884	0,879	0,901	0,835	0,882
Li*	0,088	0,046	0,042	0,055	0,120	0,077	0,054	0,658	0,094	0,085	0,034	0,025	0,038	0,286	0,199
Rb	0,007	0,006	0,005	0,005	0,009	0,010	0,020	0,031	0,017	0,018	0,006	0,011	0,007	0,059	0,022
Cs	-	0,001	-	-	-	-	-	0,022	0,007	-	-	-	-	0,059	0,119
F	0,309	0,206	0,196	0,231	0,373	0,287	0,124	0,586	0,174	0,163	0,094	0,078	0,099	0,344	0,275
OH	1,691	1,794	1,804	1,767	1,627	1,713	1,876	1,414	1,826	1,837	1,906	1,922	1,901	1,656	1,725
Al(IV)	0,876	0,891	0,909	0,943	0,909	0,864	0,833	0,838	0,867	0,853	0,851	0,844	0,843	0,578	0,603
Al(VI)	1,732	1,743	1,725	1,716	1,679	1,708	1,893	1,504	1,918	1,918	1,858	1,900	1,859	1,663	1,722

Примечание: Анализы выполнены на электронно-зондовом микроанализаторе Jeol JSM 8100 (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Значения элементов – в мас.%, кристаллохимические коэффициенты рассчитаны на 11 атомов кислорода – в ф.е. Жирным шрифтом выделены образца, проанализированные на содержание редких элементов методом вторично-ионной масс-спектропии (Табл. 11). Содержание лития рассчитано для триоктаэдрических слюд гранитоидов $Li_2O^* = 0,177 * F^{1,642}$ (Tischendorf, 1997). 209/8 – вкрапленники, 209/9 – слюда в основной массе. н.п.о. – ниже предела обнаружения. Прочерк – формульные единицы и миналы не рассчитывались (элемент ниже предела обнаружения).

Содержание элементов-примесей и воды в мусковите пород
Восточно-Калгутинского дайкового пояса

обр.	УРМ онгонит			Высоко РМ эльван	РМ эльван	РМ онгонит	S, отн. %
	142/11a	142 (край)	142 (центр)				
обр.	142/11a	142 (край)	142 (центр)	209	8	16	
Ba	13	5	11	6	19	3	2-9
Li	1021	3300	991	832	459	1738	1-2
Rb	2553	3013	2333	1463	987	1406	2-3
Cs	120	250	189	40	20	45	2-13
B	-	229	85	52	24	42	1-8
Cl	-	0,002	0,001	0,001	0,02	0,004	3-5
H ₂ O	3,35	4,53	3,77	4,86	4,57	4,24	0,1-0,6

Примечание: Анализы выполнены на ионно-зондовом микроанализаторе Cameca IMS-4f (г. Ярославль). Содержание элементов-примесей - в ppm, H₂O и Cl – в мас.%. S – ошибка определения элементов. Прочерк - элемент не определялся.

Определение содержания Rb и Cs совпадает с данными рентгеноспектрального микроанализа. В.Б. Дергачёвым (1988) было определено содержание Li (1080, 1800 ppm), Rb (2200, 2900 ppm) и Cs (110,440 ppm) в мусковите из «УРМ гранит-порфиров» Восточно-Калгутинского пояса. Полученные в работе значения подтверждают данные В.Б.Дергачева. Состав литиевой слюды, кроме повышенного содержания редких щелочей и фтора, отличается резко повышенным содержанием FeO, а также пониженными SiO₂ и Al₂O₃ (за счет Al^{VI}).

Содержание воды, определенное методом вторично-ионной масс-спектрометрии, также совпадает с таковым, определенным по недостатку суммы на микрозонде. От РМ пород через ВРМ эльваны к УРМ онгонитам увеличивается содержание бора в мусковите. По образцу № 142 видно, что содержание бора повышается от центра вкрапленника к внешней зоне (Табл. 11).

Для остальных вкрапленников слюд, не проанализированных на ионном зонде, содержание лития было рассчитано через содержание фтора методом, предложенным Г.Тишendorфом (Tischendorf, 1997) для слюд из гранитоидов: $Li_2O = 0,177 * F^{1,642}$. Была выбрана формула именно для триоктаэрических слюд, поскольку полученные по ней значения наилучшим образом совпадают с данными по содержанию Li, полученными на ионном зонде и данными В.Б. Дергачёва (1988). После расчета содержания лития, состав мусковита был вынесен на треугольную диаграмму в координатах R²⁺(Mg, Fe) – Li – R³⁺(Al^{IV}) (Рис. 46). Большинство слюд образуют группу в области составов фенгит-

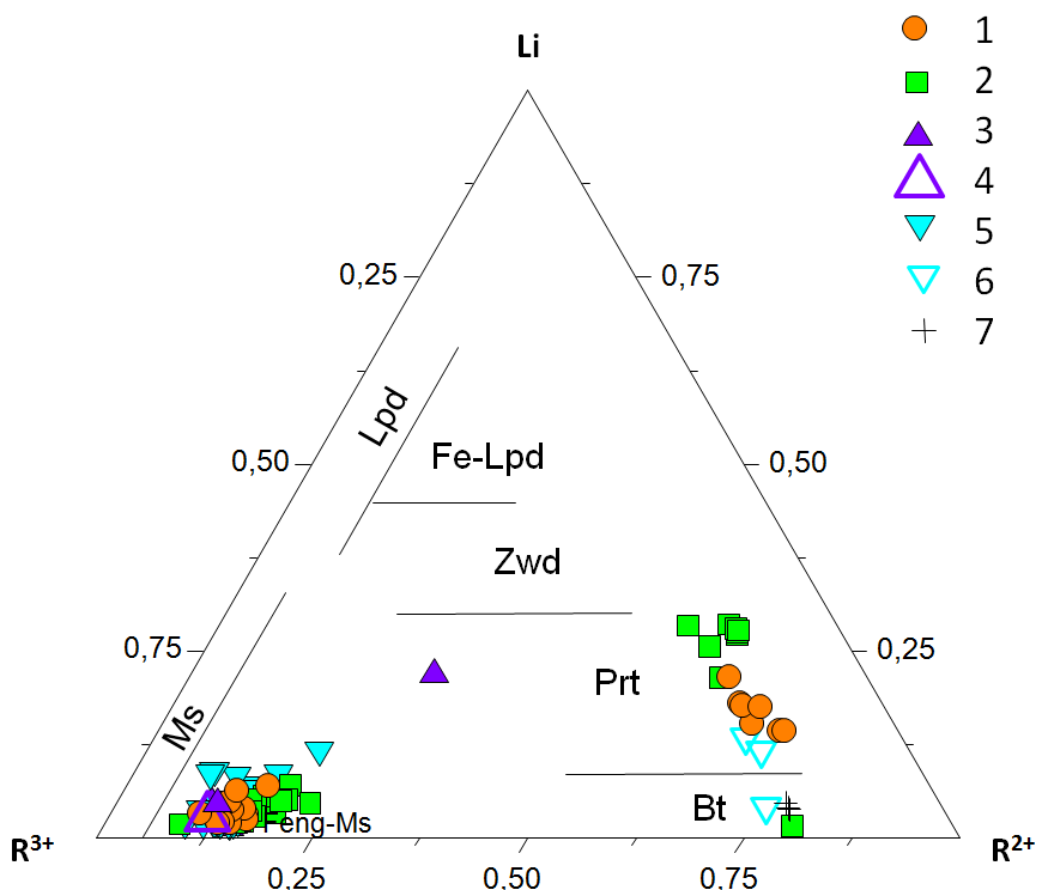


Рис. 46. Классификация слюд в породах Восточно-Калгутинского дайкового пояса на треугольной диаграмме в координатах $R^{2+}(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn}) - \text{Li} - R^{3+}(\text{Al}^{\text{VI}})$ (Foster, 1960). Элементы – в формульных единицах. Содержание лития рассчитано по формуле $\text{Li}_2\text{O}=0,177*\text{F}^{1,642}$ для триоктаэдрических слюд гранитоидов (Tischendorf, 1997). Условные обозначения: слюды 1 – в РМ эльванах (в том числе по данным Анникова, 2003); 2 – слюды в РМ онгонитах; 3,4 – в УРМ онгонитах (4 – состав определен методом вторично-ионной масс-спектро스코пии); 5,6 – в УРМ эльванах (5-вкрапленники, 6 – кристаллические включения в кварце); 7 – слюда в гранитах главной фазы (Дергачев, 1990; Анникова, 2003). Обозначение полей: Ms – мусковит, Feng-Ms – фенгит-мусковит, Lpd - лепидолит, Fe-Lpd – железистый лепидолит, Zwd - циннвальдит, Prt - протолитионит, Bt – биотит.

мусковита, точка из внешней зоны слюды УРМ онгонита является наиболее высоколитиевой и имеет состав промежуточный между литиевым фенгитом и циннвальдитом.

В образце ВРМ эльвана из центральной дайки удалось проанализировать мусковит из мелких лейст в основной массе. Мусковиты из основной массы содержат наибольшие концентрации Rb и F (Рис. 45 б), низкие - Ti (Рис. 45 г) по сравнению со вкрапленниками слюд ВРМ эльванов. Низкое содержание Ti в мелких лейстах мусковита свидетельствует о более низкой температуре их кристаллизации относительно вкрапленников (Forbes, Flower, 1974; Ушакова, 1980). Это подтверждает, что мусковит основной массы кристаллизовался при более высоких T и из расплава, в большей степени обогащенного редкими щелочами, чем мусковит вкрапленников.

Биотит слагает порфиновые вкрапленники только в трех дайках РМ эльванов и онгонитов (**Рис. 43 а**). Чаще он обнаруживается в виде кристаллических включений в кварце даже тех пород, где вкрапленники сложены мусковитом. Вкрапленники и включения биотита в кварце представлены идиоморфными удлинёнными кристаллами коричневого или красновато-бурого цвета.

Биотит более разнообразен по составу, чем мусковит (**Табл. 12**). Биотит онгонитов характеризуется более высоким содержанием Al_2O_3 , MnO , Rb_2O , F и более низким - MgO и TiO_2 по сравнению с биотитом эльванов (**Рис. 47**).

Кристаллические включения биотита во вкрапленниках кварца из РМ онгонитов имеют составы, близкие к составам вкрапленников. Проанализированные кристаллические включения биотита в кварце ВРМ эльвана по содержанию Mn , Fe , Ti , F сходны с кристаллическими включениями биотита в РМ онгонитах.

Количество OH в биотите, пересчитанное на формульные единицы, составляет 0,65-1,4 ф.е. (**Табл. 12**).

Содержание лития в биотите также было рассчитано через содержание фтора по формуле $Li_2O=0,177 * F^{1,642}$ для триоктаэдрических слюд гранитоидов (*Tischendorf, 1997*). Рассчитанные таким образом содержания Li во вкрапленниках составляет 1800-4500 ppm, что соответствует слюдам от биотита до протолиитионита (**Рис. 46**).

Известно, что концентрация титана в биотите уменьшается с понижением температуры (*Forbes, Flower, 1974; Коренбаум, 1987; Ушакова, 1980*), в этом же направлении происходит увеличение концентраций фтора (*Гусев, 2005*). Исходя из этого, можно отметить, что среди проанализированных биотитов из пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса наибольшей температурой кристаллизации характеризуются вкрапленники биотита из РМ эльванов, средней температурой – вкрапленники и кристаллические включения в кварце из РМ онгонита и кристаллические включения в кварце из ВРМ эльвана, и наиболее низкой температурой – кристаллические включения биотита в кварце из РМ онгонитов, не содержащих биотит во вкрапленниках.

В кварце встречаются кристаллические агрегаты, у которых центральная часть сложена темной слюдой, а края – светлой. По данным ЭДС, состав центральной части отвечает биотиту, а крайние – фенгит-мусковиту. В виде мелкой вкрапленности, по границам мусковита и биотита, как правило, находятся рутил, пирофанит $(Mn,Fe)TiO_3$, титаномагнетит. Такое соотношение минералов, возможно, связано с изменением физико-химических условий в процессе кристаллизации слюды.

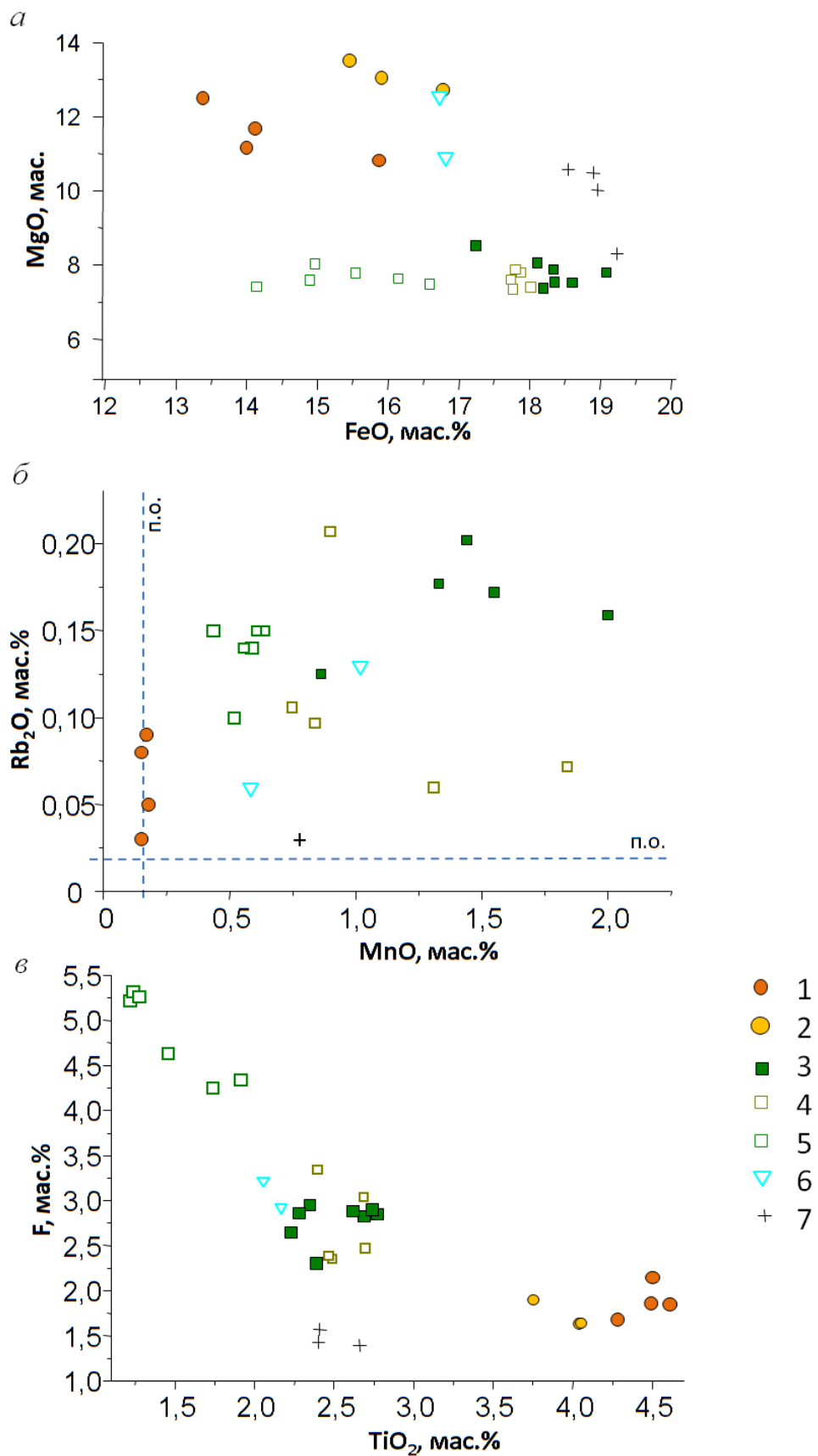


Рис. 47. Состав биотита в породах Восточно-Калгутинского дайкового пояса. Условные обозначения: слюды в 1,2 – РМ эльванах (2 – по Анниковой, 2003), 3-5 – РМ онгонитах, 6 – высоко РМ эльванах, 7 – гранитах главной фазы (Анникова, 2003). 1-3, 7 – вкрапленники, 4-6 – кристаллические включения; п.о. – предел обнаружения.

Таблица 12

Состав биотита в породах Восточно-Калгутинского дайкового пояса

обр.	PM онгониты (вкрапленники)					PM эльваны (вкрапленники)			PM онгониты (крист. включения)					высокоPM эльваны (крист.включения)
	3/71	3/71a	3/70б	3/70в	3/70	1-259/1	1-259/2	1-259/2a	3/68	3/66	16/25	15/12	15/12a	209/12
SiO ₂	35,58	34,88	35,77	35,23	35,49	36,05	36,03	36,20	34,61	35,60	39,42	37,55	38,66	38,40
TiO ₂	2,69	2,77	2,35	2,74	2,62	4,28	4,61	4,50	2,47	2,69	1,28	1,74	1,46	2,06
Al ₂ O ₃	18,43	18,44	18,34	18,80	18,42	16,00	15,74	15,88	18,44	18,32	17,70	17,45	17,07	15,96
FeO	18,61	18,36	18,20	19,08	18,11	15,87	14,12	13,38	17,74	18,02	14,90	16,59	15,55	16,81
MgO	7,51	7,53	7,37	7,79	8,05	10,80	11,65	12,46	7,60	7,40	7,58	7,47	7,78	10,91
MnO	1,55	1,33	2,00	0,86	1,44	0,17	0,18	0,15	0,90	1,31	0,59	0,56	0,64	1,02
CaO	0,02	0,02	0,03	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,02	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,02
Na ₂ O	0,33	0,35	0,34	0,36	0,34	0,26	0,33	0,37	0,31	0,36	0,26	0,20	0,16	0,15
K ₂ O	9,07	9,13	9,08	9,10	9,18	9,60	9,38	9,41	9,00	9,00	9,69	9,78	9,95	9,69
Rb ₂ O	0,17	0,18	0,16	0,13	0,20	0,09	0,05	0,08	0,21	0,06	0,14	0,14	0,15	0,13
Cs ₂ O	н.п.о.	0,03	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,04	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,08	0,04
F	2,83	2,85	2,95	2,90	2,88	1,68	1,84	2,15	2,39	3,05	5,27	4,25	4,64	3,22
Cl	0,07	0,06	0,04	0,06	0,07	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,09	0,08	0,02	0,03	0,03	н.п.о.
Сумма-F	95,68	94,73	95,40	95,85	95,61	94,14	93,17	93,69	92,77	94,59	94,63	93,97	94,21	97,06
Si	2,832	2,811	2,848	2,811	2,832	2,918	2,934	2,936	2,835	2,858	3,136	3,035	3,108	3,031
Ti	0,161	0,168	0,141	0,164	0,157	0,261	0,282	0,275	0,152	0,162	0,077	0,106	0,088	0,122
Al	1,729	1,752	1,722	1,768	1,732	1,526	1,510	1,518	1,780	1,733	1,659	1,663	1,618	1,485
Fe	1,239	1,237	1,212	1,273	1,208	1,074	0,962	0,908	1,215	1,210	0,991	1,122	1,046	1,110
Mg	0,506	0,514	0,497	0,526	0,544	0,740	0,804	0,856	0,527	0,503	0,511	0,511	0,530	0,729
Mn	0,184	0,160	0,237	0,103	0,171	0,021	0,021	0,018	0,110	0,157	0,070	0,067	0,076	0,120
Na	0,051	0,054	0,053	0,056	0,053	0,040	0,053	0,059	0,050	0,056	0,040	0,031	0,024	0,023
K	0,921	0,939	0,922	0,926	0,935	0,991	0,974	0,974	0,940	0,922	0,983	1,009	1,020	0,976
Rb	0,009	0,009	0,008	0,006	0,010	0,005	0,003	0,004	0,011	0,003	0,007	0,007	0,008	0,007
F	0,712	0,726	0,744	0,732	0,728	0,430	0,475	0,550	0,619	0,773	1,325	1,088	1,180	0,805
OH	1,279	1,266	1,251	1,260	1,263	1,570	1,525	1,450	1,369	1,217	0,673	0,909	0,816	1,195
Al(IV)	1,168	1,189	1,152	1,189	1,168	1,082	1,066	1,064	1,165	1,142	0,864	0,965	0,892	0,969
Al(VI)	0,561	0,562	0,570	0,579	0,564	0,444	0,444	0,455	0,615	0,591	0,795	0,698	0,726	0,516
Phl	0,19	0,19	0,19	0,20	0,21	0,29	0,32	0,34	0,20	0,19	0,21	0,20	0,21	0,28
Sid	0,63	0,64	0,63	0,65	0,62	0,44	0,41	0,40	0,64	0,62	0,50	0,53	0,48	0,39
Ann	0,18	0,16	0,19	0,16	0,17	0,27	0,27	0,26	0,16	0,18	0,29	0,26	0,30	0,33

Примечание: Анализы выполнены на электронно-зондовом микроанализаторе Camebax-Micro (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Значения элементов – в мас.%, кристаллохимические коэффициенты рассчитаны на 11 атомов кислорода – в ф.е. н.п.о. - ниже предела обнаружения.

Миналы: Phl – флогопит, Sid – сидерофиллит, Ann – аннит.

Резюмируя данные о составе слюд, можно заключить, что вкрапленники биотита присутствуют лишь в нескольких образцах РМ эльванов и онгонитов. В РМ эльванах биотит отличается повышенным содержанием Mg и Ti, и пониженным содержанием Mn, Fe, F, Rb. По содержанию титана в биотите можно судить, что вкрапленники и кристаллические включения РМ эльванов являются более высокотемпературными, затем следуют вкрапленники и включения РМ онгонитов, близки к ним кристаллические включения ВРМ эльванов, а кристаллические включения мусковитсодержащих эльванов более низкотемпературные. В отличие от биотита, по составу мусковита между РМ эльванами и РМ онгонитами очевидных различий не установлено. Мусковит ВРМ эльванов центральной дайки выделяется повышенным содержанием Mg и низким – Mn. Вкрапленники мусковита из УРМ онгонитов отличаются пониженными содержаниями Ti (что свидетельствует в пользу более низкой температуры кристаллизации) и повышенными содержаниями Rb, Cs. Во вкрапленниках мусковита из УРМ онгонита проявлена зональность: от центральной зоны к внешней повышается содержание железа, бора и редких щелочей, в особенности лития, вплоть до образования слюды, близкой по составу к циннвальдиту. Интерпретация состава мелких зерен мусковита в основной массе ВРМ эльвана показывает, что они кристаллизовались при минимальной температуре среди всех исследованных мусковитов и наиболее богаты Li и Rb.

4.4.3. Полевые шпаты

Полевые шпаты в эльванах и онгонитах Восточно-Калгутинского пояса представлены калиевым полевым шпатом (КПШ) и кислым плагиоклазом. Как правило, в породе одновременно находятся два полевых шпата. Эти минералы слагают вкрапленники размером от десятков микрон до 0,5-1 см, а также входят в состав основной массы. Встречаются как одиночные кристаллы и их обломки, так и гломеропорфировые сростки с кварцем и мусковитом, двумя полевыми шпатами (**Рис. 36 б, в**). КПШ зачастую пелитизирован в центральной части кристаллов, из-за чего приобретает коричневатый цвет. Плагиоклаз почти всегда сосюритизирован в разной степени. В КПШ кристаллах наблюдаются двойники: редко простые (карлсбадские) и микроклиновая решетка. Практически все вкрапленники плагиоклаза характеризуются полисинтетическими двойниками. Обнаружены пертиты альбита в КПШ. Характерны зональные по окраске кристаллы КПШ, часто встречаются структуры обрастания кислого плагиоклаза калишпатом. Бесцветные кристаллы альбита округлой формы или идиоморфные светло-коричневые кристаллы КПШ обычны в качестве кристаллических включений в кварце. В УРМ онгонитах некоторые кристаллы полевых шпатов частично замещены апатитом и фосфатами редких щелочных элементов

монтебразитом и гердеритом. Подробнее они будут рассмотрены в разделе 4.4.4. «акцессорные минералы».

Содержание главных элементов в полевых шпатах пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса был определен методом волно-дисперсионной спектроскопии (**Табл. 13, 14**). Составы всех исследованных полевых шпатов по соотношению К, Са, и Na изображены на треугольнике в координатах ортоклаз (Or) – анортит (An) – альбит (Ab) (**Рис. 48**). Состав плагиоклазов варьирует в пределах составов альбит-олигоклаз (до 25 мол. % анортита). Доля ортоклазового минала в плагиоклазе обычно не превышает 2 мол. %, редко достигает 12 мол.%. Калиевый полевой шпат исследованных пород представлен ортоклазом с долей альбитового минала до 10-15 мол.%, в редких случаях до 30 мол.%. Наиболее узкий диапазон вариаций составов полевых шпатов характерен для вкрапленников из УРМ онгонитов (калгутитов), наибольшие вариации характерны для полевых шпатов из ВРМ эльванов.

Калиевый полевой шпат содержит примеси Rb_2O , BaO , P_2O_5 и следовые количества FeO , MnO , Cs_2O , в сумме до 0,9 мас.%. В плагиоклазах сумма примесей менее 0,2 мас.%, значимые величины имеются только по FeO и P_2O_5 (**Табл. 14**). Самые низкие значения Rb_2O на уровне предела обнаружения характерны для КПШ двух образцов РМ эльванов (1-259 и 1-270), в то же время они содержат максимальное количество BaO до 0,35 мас.%. Сходный состав имеют КПШ из гранитов главной фазы. Содержание Rb_2O (верхние значения) в КПШ можно выстроить в следующей последовательности: в КПШ РМ и ВРМ эльванов оно достигает 0,2 мас.%, в КПШ РМ онгонитов концентрация Rb_2O относительно выше – 0,1-0,3 мас.%. В КПШ из УРМ онгонитов содержание Rb_2O от 0,2 мас.% до 0,4 мас.% (**Рис. 49**).

Содержание редких элементов-примесей было определено во вкрапленниках КПШ методом вторично-ионной масс-спектропии (**Табл. 15**). Содержание Rb подтверждает правильность определений на микрозонде. Калишпат из РМ эльванов несколько обеднен Ba, Rb, Cs, Li относительно РМ онгонита, так же как и сами породы.

Чтобы дополнить данные по составу КПШ, в таблице также приведено содержание примесей во вкрапленниках полевых шпатов в «УРМ микрогранит-порфирах» (*Дергачев, 1988*). Содержание Cs и особенно Li в КПШ из УРМ онгонитов значительно выше, чем из РМ даек. В.Б. Дергачевым отмечено, что в этих породах Li и Cs накапливаются преимущественно в полевом шпате, а не в слюде.

Таблица 13

Состав вкрапленников калиевого полевого шпата в породах Восточно-Калгутинского дайкового пояса

образец	PM эльваны				PM онгониты				УРМ онгониты				Высоко PM эльваны		
	8/1	8-2	8-9	1-259	15-2	15-3	15-4	16-2	142/9	142/3	KL-1*	KL-1*	209/9	209/8	209/8
SiO ₂	65,27	64,57	64,86	64,50	64,18	64,45	64,27	64,48	64,10	64,78	65,42	65,76	65,78	64,26	65,34
Al ₂ O ₃	18,13	18,43	18,37	18,29	18,33	18,56	18,56	18,50	18,80	18,78	18,57	18,54	19,05	18,54	18,02
FeO	0,02	н.п.о.	н.п.о.	0,01	н.п.о.	0,01	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,05	0,03	0,01
MnO	н.п.о.	0,00	0,01	0,01	н.п.о.	н.п.о.	0,01	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,01	н.п.о.
CaO	н.п.о.	0,02	0,01	0,02	н.п.о.	0,01	0,02	0,01	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,05	0,05	н.п.о.
BaO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,25	0,07	0,01	0,05	0,04	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,05	0,07	0,06
Na ₂ O	0,19	0,32	0,20	0,42	0,26	0,87	0,80	0,49	0,18	0,18	0,24	н.п.о.	3,28	0,51	0,33
K ₂ O	16,10	16,22	16,35	15,90	15,99	15,39	15,36	15,71	15,77	15,91	16,23	16,24	11,84	15,84	16,13
Rb ₂ O	0,05	0,19	0,17	0,07	0,24	0,17	0,12	0,27	0,29	0,34	н.п.о.	н.п.о.	0,00	0,14	0,06
Cs ₂ O	н.а.	0,01	0,00	н.а.	0,02	0,01	0,01	0,02	н.а.	н.а.	н.п.о.	н.п.о.	н.а.	н.а.	н.а.
P ₂ O ₅	0,03	0,05	0,11	0,02	0,09	0,21	0,26	0,22	0,41	0,28	н.п.о.	н.п.о.	0,35	0,16	0,13
Сумма	99,78	99,81	100,08	99,47	99,18	99,68	99,44	99,75	99,55	100,27	100,46	100,54	100,45	99,59	100,09
Si	3,016	2,994	2,997	2,999	2,994	2,982	2,980	2,986	2,970	2,982	3,003	3,012	2,976	2,982	3,013
Al	0,987	1,007	1,001	1,002	1,008	1,012	1,014	1,010	1,027	1,019	1,005	1,001	1,016	1,014	0,979
Fe	0,001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,002	0,001	0,001
Mn	-	-	-	0,001	-	-	0,001	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	-	0,001	-	0,001	-	0,001	0,001	-	-	-	-	-	0,002	0,003	-
Ba	-	-	-	0,004	0,001	-	0,001	0,001	-	-	-	-	0,001	0,001	0,001
Na	0,017	0,029	0,018	0,038	0,023	0,078	0,071	0,044	0,016	0,016	0,021	-	0,288	0,046	0,029
K	0,949	0,959	0,964	0,943	0,951	0,909	0,908	0,928	0,932	0,934	0,951	0,949	0,683	0,938	0,949
Rb	0,001	0,003	0,003	0,001	0,004	0,002	0,002	0,004	0,004	0,005	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001
P	0,001	0,002	0,004	0,001	0,004	0,008	0,010	0,009	0,016	0,011	0,000	0,000	0,014	0,006	0,005
Or	0,982	0,970	0,981	0,960	0,976	0,921	0,926	0,954	0,983	0,983	0,978	1,000	0,702	0,951	0,970
An	-	0,001	-	0,001	-	0,001	0,001	-	-	-	-	-	0,002	0,003	-
Ab	0,018	0,029	0,018	0,038	0,024	0,079	0,073	0,045	0,017	0,017	0,022	-	0,296	0,047	0,030

Примечание: Анализы выполнены электронно-зондовых микроанализаторах Camebax-Micro и Jeol JSM 8100 и * – на сканирующем электронном микроскопе Tescan Mira 3 LMU с приставкой ЭДС (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Значения элементов – в мас.%, кристаллохимические коэффициенты рассчитаны на 8 атомов кислорода – в ф.е.; н.а. – компонент не анализировался, н.п.о. – ниже предела обнаружения. Прочерк - формульные единицы и миналы не рассчитывались (элемент ниже предела обнаружения или не определялся).

Таблица 14

Состав вкрапленников плагиоклаза в породах Восточно-Калгутинского дайкового пояса

образец	РМ эльваны			РМ онгониты				УРМ онгониты					УРМ эльваны		
	8/1	8/1	1-259	5-698/2	5-698/2	1-262/1 ^a	1-262/1 ^a	142/6	142/6	142/6	1/1*	1/2*	209/8	209/8	209/8
SiO ₂	68,41	69,55	68,06	69,82	69,31	69,48	69,70	70,13	70,29	70,56	68,89	68,07	63,91	65,25	66,70
Al ₂ O ₃	21,94	20,51	19,74	19,00	19,31	19,07	19,13	20,97	21,51	20,98	19,27	19,23	23,71	21,81	22,28
FeO	0,06	0,02	0,08	н.п.о.	0,04	н.п.о.	н.а.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,06	0,06	0,04
MnO	0,05	н.п.о.	0,01	0,02	0,01	н.а.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,06	0,02	0,02
CaO	0,06	0,07	0,97	0,08	0,19	0,22	0,12	0,03	0,09	0,04	н.п.о.	0,14	4,30	2,33	2,07
BaO	н.п.о.	н.п.о.	0,05	0,01	0,02	0,01	н.а.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,02	н.п.о.	н.п.о.
Na ₂ O	8,98	9,30	10,54	11,10	10,65	10,48	11,14	9,18	8,35	8,70	11,96	12,31	7,20	9,37	8,17
K ₂ O	0,71	0,12	0,13	0,12	0,25	0,13	0,14	0,10	0,10	0,12	0,80	0,19	0,49	0,91	0,77
Rb ₂ O	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.а.	н.а.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
P ₂ O ₅	0,03	н.п.о.	н.п.о.	0,03	н.п.о.	н.а.	н.а.	0,15	0,39	0,19	н.п.о.	н.п.о.	0,15	0,28	0,27
Сумма	100,23	99,58	99,57	100,19	99,79	99,40	100,23	100,56	100,73	100,59	100,92	99,94	99,89	100,02	100,33
Si	2,958	3,015	2,984	3,032	3,021	3,035	3,027	3,006	2,996	3,016	2,996	2,986	2,808	2,870	2,899
Al	1,118	1,048	1,020	0,972	0,992	0,982	0,979	1,059	1,080	1,057	0,988	0,994	1,228	1,131	1,141
Fe	0,002	0,001	0,003	-	0,001	-	-	-	-	-	-	-	0,002	0,002	0,001
Mn	0,003	-	-	0,001	0,001	-	-	-	-	-	-	-	0,004	0,001	0,001
Ca	0,003	0,003	0,046	0,004	0,009	0,010	0,006	0,001	0,004	0,002	-	0,007	0,203	0,110	0,097
Ba	-	-	0,001	-	-	-	-	0,000	-	-	-	0,000	-	-	0,000
Na	0,753	0,782	0,896	0,934	0,900	0,887	0,938	0,763	0,690	0,721	1,008	1,047	0,613	0,799	0,689
K	0,039	0,006	0,007	0,007	0,014	0,007	0,008	0,005	0,006	0,006	0,044	0,011	0,027	0,051	0,043
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P	0,001	-	-	0,001	-	-	-	0,005	0,014	0,007	-	-	0,006	0,010	0,010
Or	0,049	0,008	0,008	0,007	0,015	0,008	0,008	0,007	0,008	0,009	0,042	0,010	0,033	0,053	0,052
An	0,003	0,004	0,048	0,004	0,009	0,011	0,006	0,002	0,006	0,003	-	0,006	0,240	0,115	0,117
Ab	0,948	0,987	0,944	0,989	0,975	0,981	0,986	0,992	0,986	0,989	0,958	0,984	0,727	0,832	0,832

Примечание: Анализы выполнены электронно-зондовых микроанализаторах Camebax-Micro и Jeol JSM 8100 и * – на сканирующем электронном микроскопе Tescan Mira 3 LMU с приставкой ЭДС (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). ^a – составы по данным (Анникова, 2003). Значения элементов – в мас.%, кристаллохимические коэффициенты рассчитаны на 8 атомов кислорода – в ф.е.; н.а. – компонент не анализировался, н.п.о. – ниже предела обнаружения; прочерк - формульные единицы и миналы не рассчитывались (элемент ниже предела обнаружения или не определялся).

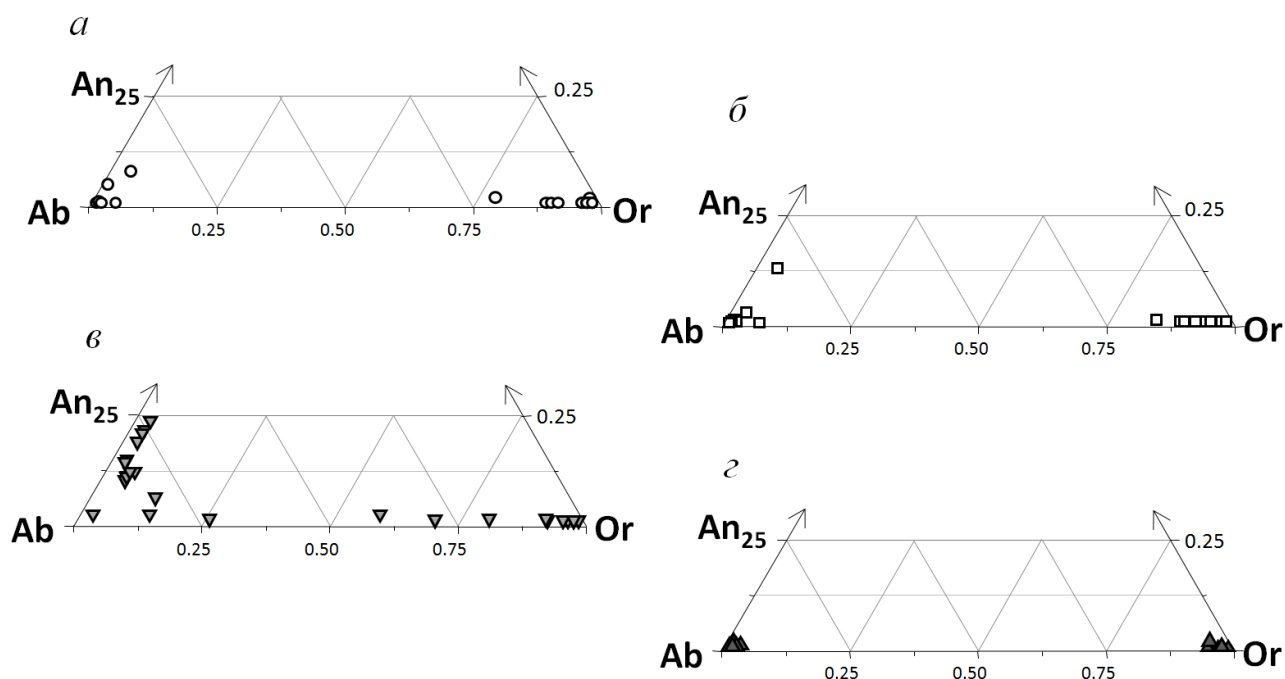


Рис. 48. Состав полевых шпатов эльванов и онгонитов Восточно-Калгутинского пояса в миналах ортоклаз (Or)-анортит (An)-альбит (Ab). *а* - полевые шпаты РМ эльванов; *б* - полевые шпаты РМ онгонитов; *в* - полевые шпаты ВРМ эльванов; *г* - полевые шпаты УРМ онгонитов.

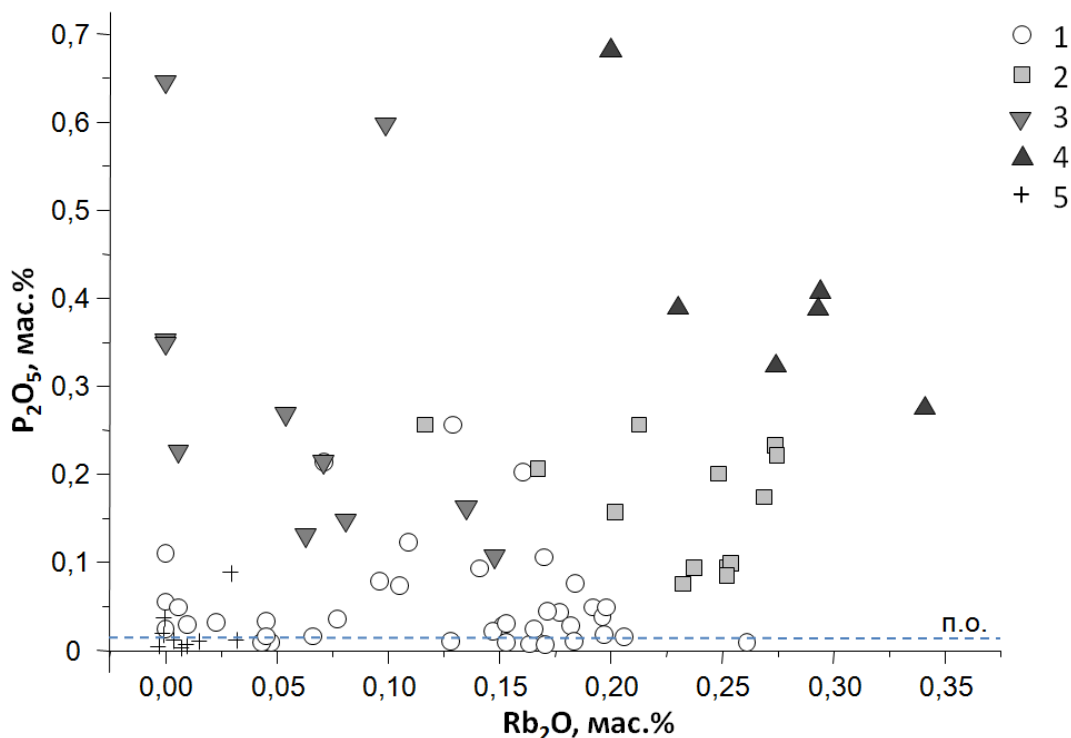


Рис. 49. Состав полевых шпатов эльванов и онгонитов Восточно-Калгутинского пояса и гранитов Калгутинского массива. Условные обозначения: 1 - полевые шпаты РМ эльванов; 2 - полевые шпаты РМ онгонитов; 3 - полевые шпаты ВРМ эльванов; 4 - полевые шпаты УРМ онгонитов; 5 - в гранитах главной фазы; п.о. - предел обнаружения.

Содержание элементов-примесей в КППШ
пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса

обр.	PM эльваны				PM онгониты				УPM онгониты*		S, отн. %
	6/2 центр	6/7 центр	8/1 край	8/6 край	15/1 край	15/4 центр	16/1 край	16/5 край	Л-338*	Л-280*	
Sr	58	88	9	12	45	73	110	30	н.а.	н.а.	2-10
Ba	86	219	58	56	1292	122	1108	363	н.а.	н.а.	1-8
Cs	36	37	157	192	271	21	167	212	507	778	2-10
Rb	1368	1316	1450	1457	2500	791	1793	2185	1110	1161	3-12
B	9	7	12	37	23	1	16	24	н.а.	н.а.	1-8
Li	4	7	4	6	3	21	27	6	1778	1843	5-11

Примечание: содержание. Содержание элементов в КППШ из PM эльванов и PM онгонитов по данным вторично-ионной масс-спектрографии (в ppm). * - содержание элементов в КППШ из УPM онгонитов по данным (Дергачев, 1988). н.а. – элемент не анализировался; S - ошибка определения элемента.

Высокое содержание фосфора является одной из важнейших геохимических особенностей пород Восточно-Калгутинского пояса. Повышенные содержания фосфора характерны и для полевых шпатов. Данные электронно-микронного анализа показывают, что примесь фосфора в КППШ достигает 0,4-0,7 мас.% P_2O_5 (Рис. 49). Плагноклазы имеют более низкую концентрацию фосфора – до 0,4-0,5 мас.%. Содержание фосфора в КППШ обычно всегда выше, чем в сосуществующем плагноклазе (London, 1992). Однако во всех полевых шпатах присутствуют включения апатита и повышенные содержания фосфора могут быть связаны именно с контаминацией анализа микровключением, не различимым при выборе точки. По соотношению Ca:P было проверено, что большинство анализов с повышенными содержаниями P_2O_5 лежат вне линии Ca:P соотношения апатита (по аналогии с Рис. 21) и максимальные содержания фосфора отмечаются во вкрапленниках КППШ с CaO близким к пределу обнаружения. Отсутствие положительной корреляции между Ca и P доказывает, что фосфор является примесью в КППШ, а не захвачен из микровключений апатита при анализе.

Максимальное содержание P_2O_5 0,25-0,7 мас.% характерно для КППШ из УPM онгонитов и части вкрапленников из ВPM эльванов. КППШ со средним содержанием фосфора отмечается в PM онгонитах, части ВPM и PM эльванов. Минимальное содержание $P_2O_5 < 0,1$ мас.% характерно для КППШ из большинства PM эльванов, в эту же группу входят граниты главной фазы.

По данным Д.Лондона (*London, 1992*) при общем высоком содержании фосфора в расплаве, он входит как изоморфная примесь в состав полевых шпатов по схеме $2\text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Al}^{3+} + \text{P}^{5+}$. При вхождении фосфора в структуру полевых шпатов, в них уменьшается содержание кремния и увеличивается – алюминия. Это отчетливо видно на **рис. 50**.

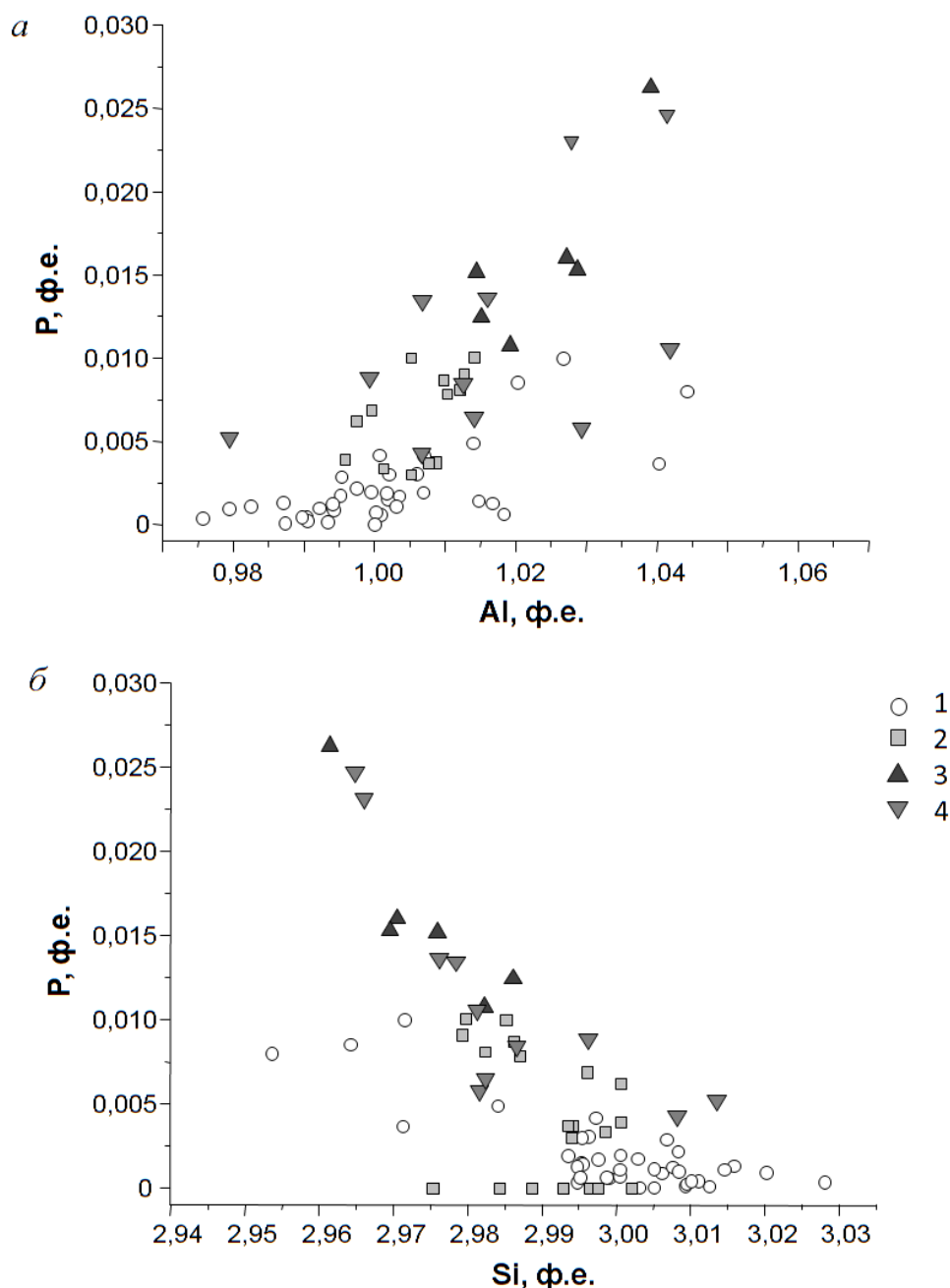


Рис. 50. Соотношение количества примеси фосфора с кремнием и алюминием в калиевых полевых шпатах пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса. Вхождение фосфора в КПШ происходит по схеме $2\text{Si}^{4+} = \text{Al}^{3+} + \text{P}^{5+}$ (*London, 1992*).

Условные обозначения: 1 - полевые шпаты РМ эльванов; 2 – полевые шпаты РМ онгонитов; 3 – полевые шпаты ВРМ эльванов; 4 – полевые шпаты УРМ онгонитов; ф.е. – формульные единицы.

Попытка применить двуполюсовый термометр Т.Барта (*Барт, 1962*) дала оценку температуры совместной кристаллизации КПШ и альбита заданных составов меньше или равно 400⁰С. По данным И.Д. Рябчикова (*Рябчиков, 1964*), этот термометр не дает правильные результаты для низкотемпературных расплавов. Кроме того, для глубинных пород с давлением выше 3 кбар равновесие полевых шпатов зависит не только от температуры, но и от давления (*Ушакова и др., 2007*). Об относительно более низкой температуре кристаллизации КПШ и альбита РМ и УРМ онгонитов можно судить по практически чистому составу этих минералов в системе ортоклаз-кварц-альбит.

На основе исследования состава полевых шпатов можно сделать следующие заключения. Содержание Rb в проанализированных КПШ увеличивается от РМ эльванов и ВРМ эльванов, к РМ онгонитам, и максимума достигает в УРМ онгонитах. Увеличение Rb в полевых шпатах, по мнению (*Kontak et al., 1991*), соответствует увеличению степени фракционирования расплавов. КПШ РМ эльванов отличаются минимальным содержанием фосфора, максимальные содержания фосфора в КПШ характерны для УРМ онгонитов и части вкрапленников из ВРМ эльванов.

4.4.4. Акцессорная минерализация

В связи с особенностями геохимии дайковых пород Восточно-Калгутинского пояса фосфаты являются распространенными акцессорными минералами. Наиболее часто встречается апатит. Кроме апатита диагностированы такие фосфатные минералы как монацит, ксенотим, триплит, монтебразит, гердерит. Также среди акцессорных минералов обнаружены пирит, титаномагнетит, ильменит, рутил, пирофанит $MnTiO_3$, циркон, вольфрамит, танталит-колумбит, поликраз, турмалин, флюорит, халькопирит, сфалерит. Некоторые акцессорные минералы изображены на **рис. 51**.

Пирит либо магнетит находятся в породе в форме вкрапленников, а также содержатся в виде кристаллических включений в кварце и полево шпате. Агрегаты пирита, халькопирита и сфалерита найдены во вкрапленниках кварца и в основной массе. Структура зерна кварца, содержащего сросток пирита, сфалерита и халькопирита, была исследована методом катодоллюминесценции (**Рис. 52**). Вкрапленник представлен сростком трех зерен кварца. Дефекты, отмечающие места положения флюидных включений, максимально плотно сконцентрированы вблизи включения рудных минералов. К периферии густота дислокаций убывает. По внешней зоне кварца можно проследить слабую зональность. Предположительно, обломок кварца с включениями этих рудных минералов имел гидротермальное происхождение. Позже он был захвачен расплавом и частично регенерирован.

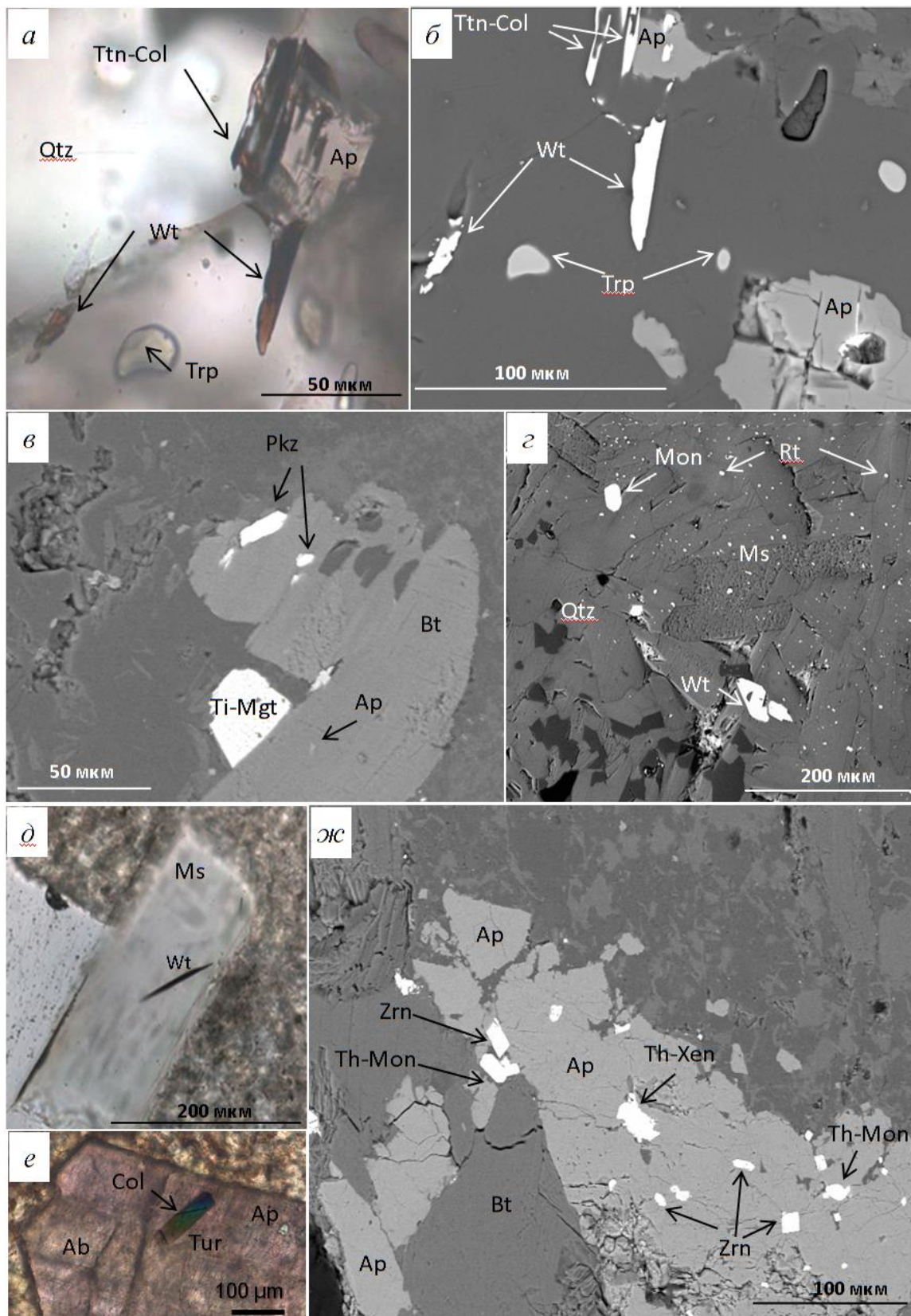


Рис. 51. Акцессорные минералы дайковых пород Восточно-Калгутинского пояса.
б, в, г, ж – изображения в обратно-рассеянных электронах.

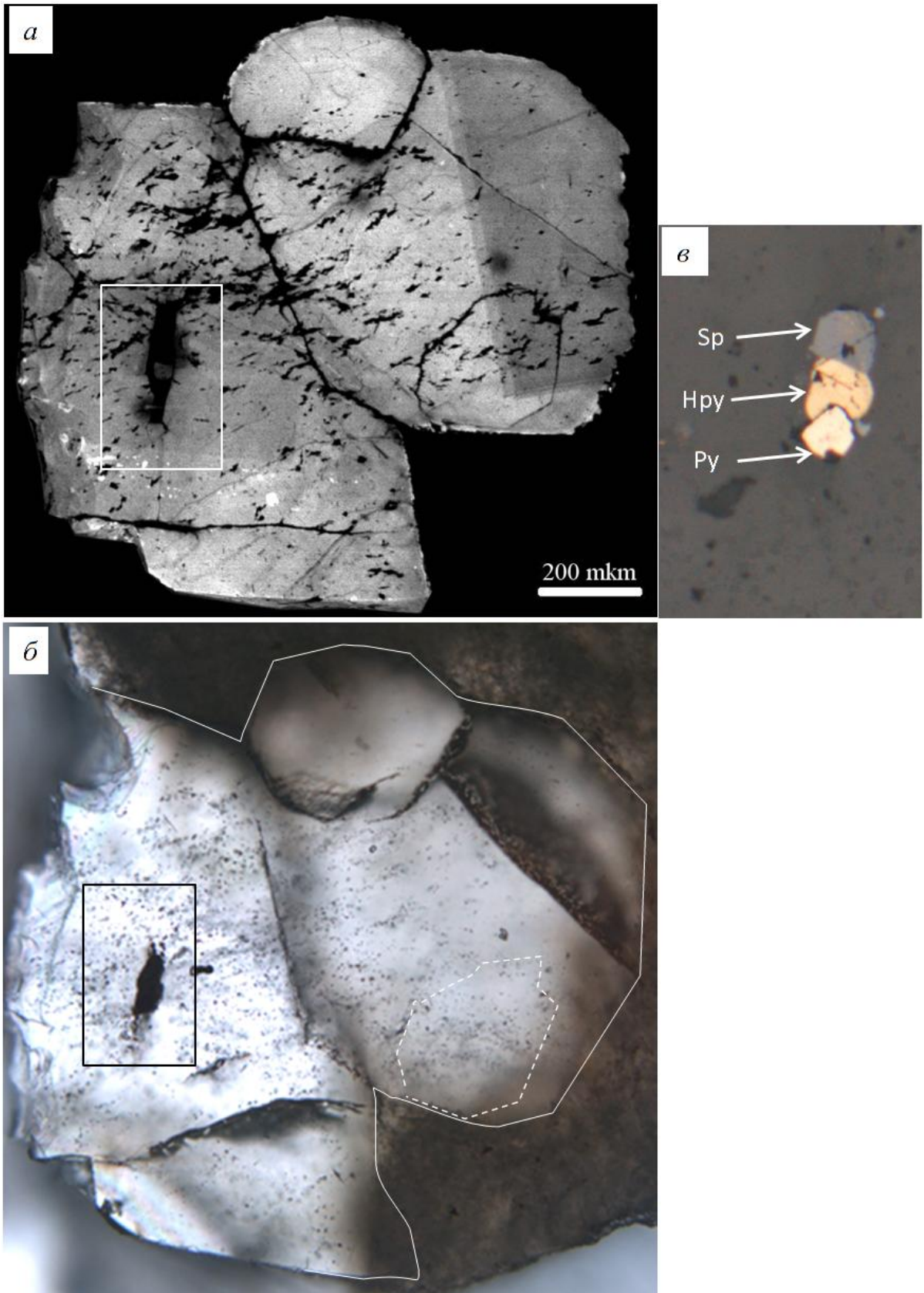


Рис. 52. Вкрапленник кварца в онгоните (обр. кл-16), содержащий сросток пирита (Py), халькопирита (Hpy), сфалерита (Sp). *a* – изображение катодолуминесценции, *б* – фото в проходящем свете, *в* – сросток рудных минералов, в отраженном свете.

Ильменит, рутил, пирофанит находятся в виде кристаллических включений в слюде и апатите; рутил также образует зернистые агрегаты в основной массе. В качестве собственных минералов Ta и Nb зафиксированы существенно марганцевый танталит-колумбит $(\text{Mn,Fe})(\text{Nb,Ta})_2\text{O}_6$ и минерал ряда поликраз-эксенит с примерной формулой $(\text{Ca,U,Y,Ce,Th})(\text{Ti,Ta,Nb})_2\text{O}_6$ как включения в мусковите, биотите и кварце. Вольфрамит обнаружен в виде включений в порфириновых вкрапленниках кварца, альбита и мусковита (**Рис. 51 а, б, г, д**). Циркон обычен для всех изученных пород. Он встречается в виде отдельных мелких кристаллов в кварце, мусковите, биотите, апатите. Редкие кристаллические включения турмалина с плеохроизмом синевато-зеленого цвета встречаются в виде кристаллических включений во вкрапленниках кварца, мусковита, полевого шпата и в основной массе УРМ онгонитов (**Рис. 51 е**). Флюорит встречается в нескольких образцах в альбите, КПШ и основной массе. В одном из онгонитов он занимает до 10-15 % от объема породы.

Апатит является наиболее распространенным акцессорными минералом эльванов и онгонитов Восточно-Калгутинского пояса. Изучение состава апатита показывает, что вкрапленники представлены фторапатитом с 3,3-5,5 мас.% F. Фторапатит сопровождал процесс кристаллизации дайковых пород на всем протяжении. Наиболее ранняя генерация – это идиоморфные кристаллы, включенные во вкрапленники кварца и полевых шпатов (**Рис. 53 а**). Вторая генерация апатита представлена порфирированными вкрапленниками размером до 0,2 мм (**Рис. 53 б**) и зернами в гломеропорфирированных сростках с мусковитом и кварцем. В некоторых фенокристаллах апатита обнаружены расплавные включения, что доказывает их первичномагматическую природу. Кристаллические включения и вкрапленники отличаются повышенным содержанием примеси MnO от 1 до 6 мас.%. Мелкие зерна апатита неправильной формы в основной массе представляют его третью генерацию (**Рис. 53 в**). В них более низкая концентрация MnO 1-2 мас.%. Апатит последней четвертой генерации заполняет микротрещины в полевых шпатах или частично замещает кристаллы полевого шпата (**Рис. 53 г**). Такой апатит содержит менее 1 мас.% MnO. Подобная закономерность в распределении примеси марганца отмечена для высокофосфористых гранитоидов Западных Карпат в Словакии (*Broska et al., 2004*). В этой работе показано, что поздний апатит формируется вследствие взаимодействия полевых шпатов с остаточными (фторсодержащими) расплавами и флюидами. Фосфор при этом высвобождается из фосфорсодержащих полевых шпатов. Кроме MnO, по данным микронзондового анализа, в апатитах Восточно-Калгутинского пояса содержится примесь SrO до 1,5 мас.%.

Кроме апатита, к фосфатам ранней генерации относятся также триплит, монацит, ксенотим. Эти минералы находятся в виде кристаллических включений в кварце, мусковите, апатите. В монацит совместно с РЗЭ входят Th, U.

Особенностью минерального состава наиболее обогащенных фосфором и редкими щелочами УРМ онгонитов (калгутитов) является присутствие фосфатов редких элементов **монтебразита** $\text{LiAl}[\text{PO}_4](\text{OH},\text{F})$ и **гердерита** $\text{CaBe}[\text{PO}_4](\text{F},\text{OH})$. Они приурочены к вкрапленникам полевых шпатов, замещая их кристаллы вместе с апатитом и триплитом. Гердерит образует бесцветные зерна, оптически не отличимые от апатита или триплита. В обратно-рассеянных электронах видно, что гердерит образует сеть, покрывающую кристаллы КПШ. Монтебразит в проходящем свете выглядят как пятнистый агрегат, состоящий из бесцветных полупрозрачных и темных непрозрачных участков (**Рис. 54 а**). В некоторых агрегатах интерстиции между кристаллами монтебразита заполнены каолинитом (по данным сканирующей электронной микроскопии с ЭДС). Такие агрегаты монтебразита имеют неправильную форму и не выходят за пределы кристаллов КПШ. Монтебразит упоминался ранее в работах, посвященных Восточно-Калгутинскому дайковому поясу, где его состав был определен рентгеноспектральным методом и предполагалось 8-9 мас.% Li_2O (*Владимиров и др., 1998*). В настоящей работе состав этого минерала также был определен методами рентгеноспектрального микроанализа (**Табл. 16**). Содержание фтора составляет 0,5-0,8 мас.% F, значимую долю занимает OH-группа. Наличие лития в этом минерале было определено с помощью картирования вторично-ионной масс-спектроскопией (**Рис. 54 г**), также диагностика проведена методом рамановской спектроскопии (**Рис. 55 б**). Гердерит ранее не был известен в породах Восточно-Калгутинского дайкового пояса. Он диагностирован по соотношению Ca, P, F и недостатку суммы, определенных методом рентгеноспектрального микроанализа (**Табл. 16**). Точная диагностика проведена методом рамановской спектроскопии (**Рис. 55 а**). Это является первым описанием гердерита в породах Калгутинской рудно-магматической системы. Гердерит и монтебразит минералы распространены в поздней ассоциации гранитных пегматитов. Отсутствие вторичного гидротермального изменения в основной массе, окружающей вкрапленники замещенного фосфатами полевого шпата позволяет сделать вывод, что монтебразит и гердерит кристаллизовались на позднемагматической стадии. Их кристаллизация происходила из поздних редкометалльных расплавов, обогащенных литием, бериллием и содержащих избыток фосфора и фтора. КПШ был нестабилен по отношению к такому расплаву и подвергался замещению. Гердерит является пока единственным обнаруженным концентратором бериллия в редкометалльных дайках Восточно-Калгутинского пояса.

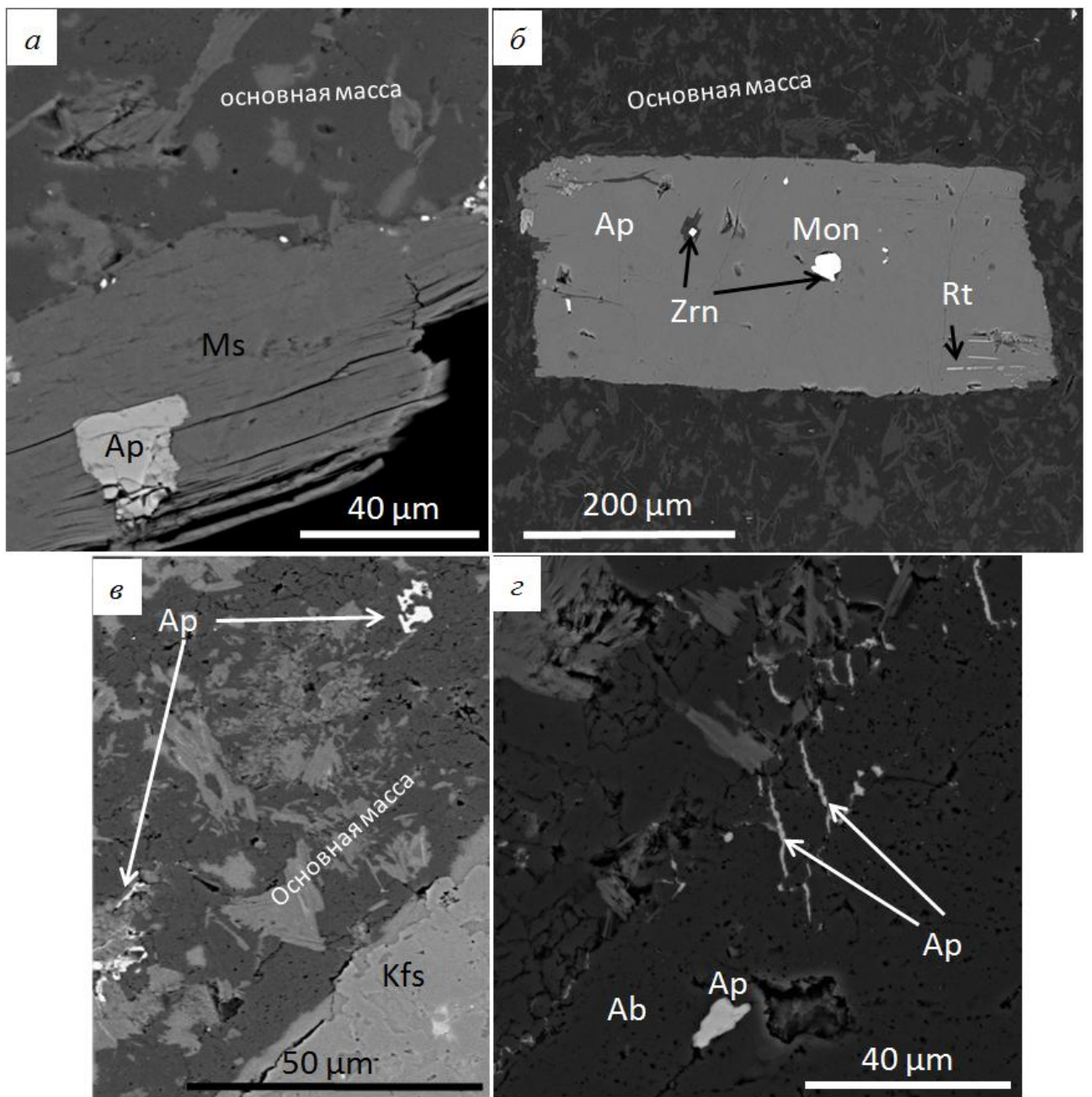


Рис. 53. Генерации апатита в породах Восточно-Калгутинского пояса. *а* – кристаллическое включение Mn-апатита во вкрапленнике мусковита; *б* – вкрапленник апатита; *в* – зерна Mn-апатита в основной массе; *г* – кристаллическое включение Mn-апатита во вкрапленнике альбита и вторичный апатит, залечивающий трещины в альбите.

Изображения в обратно-рассеянных электронах.

Ab – альбит, Ap – апатит, Kfs – калиевый полевой шпат, Mon – монацит, Rt – рутил, Zrn – циркон.

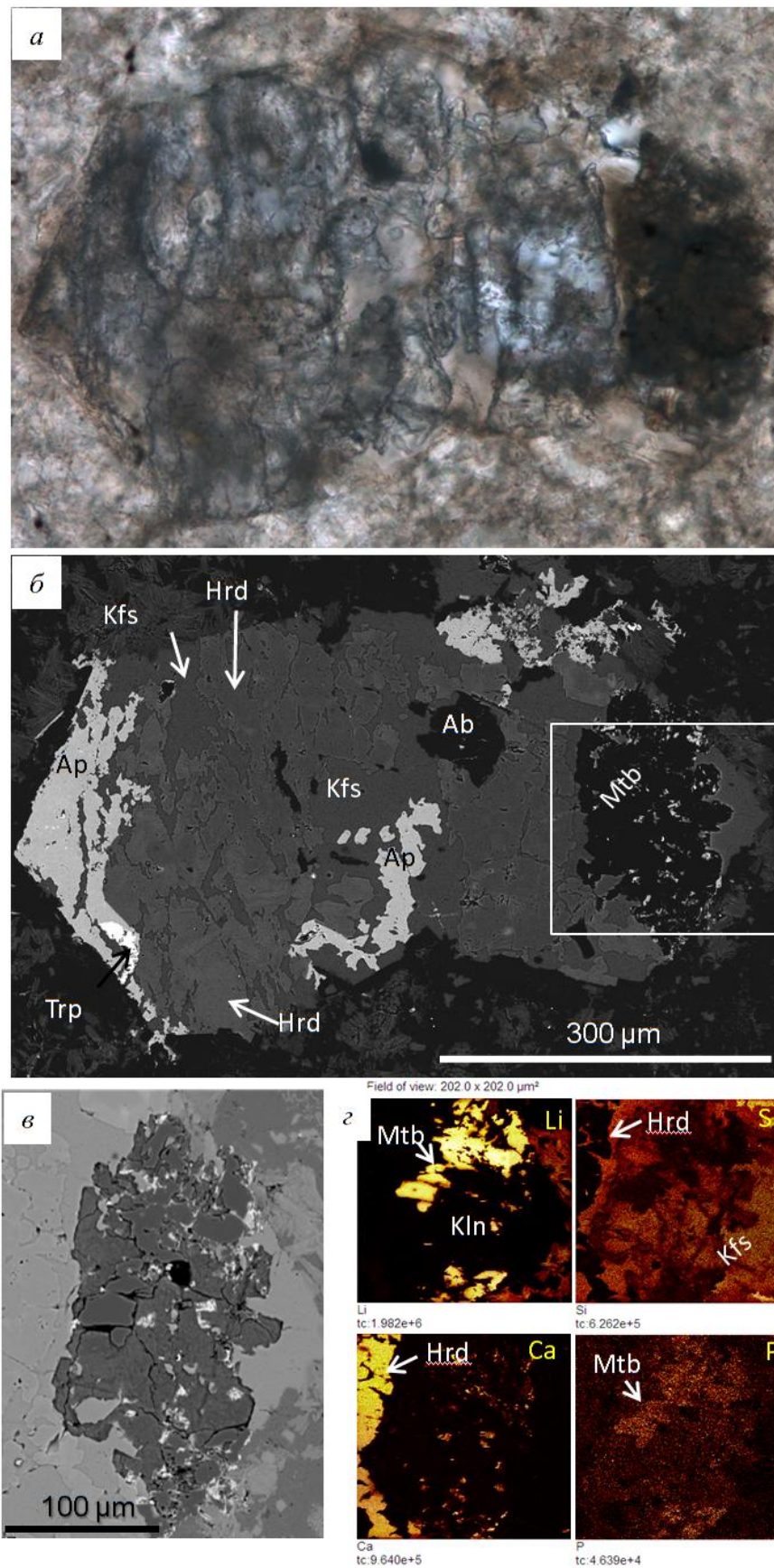


Рис. 54. Вкрапленник полевого шпата, частично замещенный апатитом (Ap), триплитом (Trp), гердеритом (Hrd), монтебразитом (Mtb). б, в – изображение в обратно-рассеянных электронах. г – карты распределения элементов по данным вторично-ионной масс-спектрологии.

Таблица 16

Рентгеноспектральный анализ минералов ряда амблигонит-монтебразит и гердерита

	монтебразит (среднее, ВДС)	монтебразит (среднее, ЕДС)	гердерит (среднее, ВДС)	монтебразит* LiAl(PO ₄)(OH,F)	гердерит* CaBe[PO ₄](F,OH)
Al ₂ O ₃	39,37	33,97	н.п.о.	34,8	-
CaO	н.п.о.	н.п.о.	32,08	-	34,39
MnO	н.п.о.	н.п.о.	0,39	-	-
SrO	н.п.о.	н.п.о.	1,30	-	-
BeO	н.а.	н.п.о.	н.а.	-	15,34
Li ₂ O	н.а.	н.а.	н.а.	10,20	-
P ₂ O ₅	53,11	47,59	41,81	48,50	43,53
F	3,97	0,66	5,55	3,24	11,65
H ₂ O	-	-	-	4,6	-
сумма	96,45	82,22	81,13	101,34	104,91
сумма-F	94,78	81,94	78,80	99,98	100,02

Примечания: * - состав минералов по данным www.webmineral.com. н.а. – компонент не анализировался, н.п.о. – ниже предела обнаружения, прочерк – нет данных.

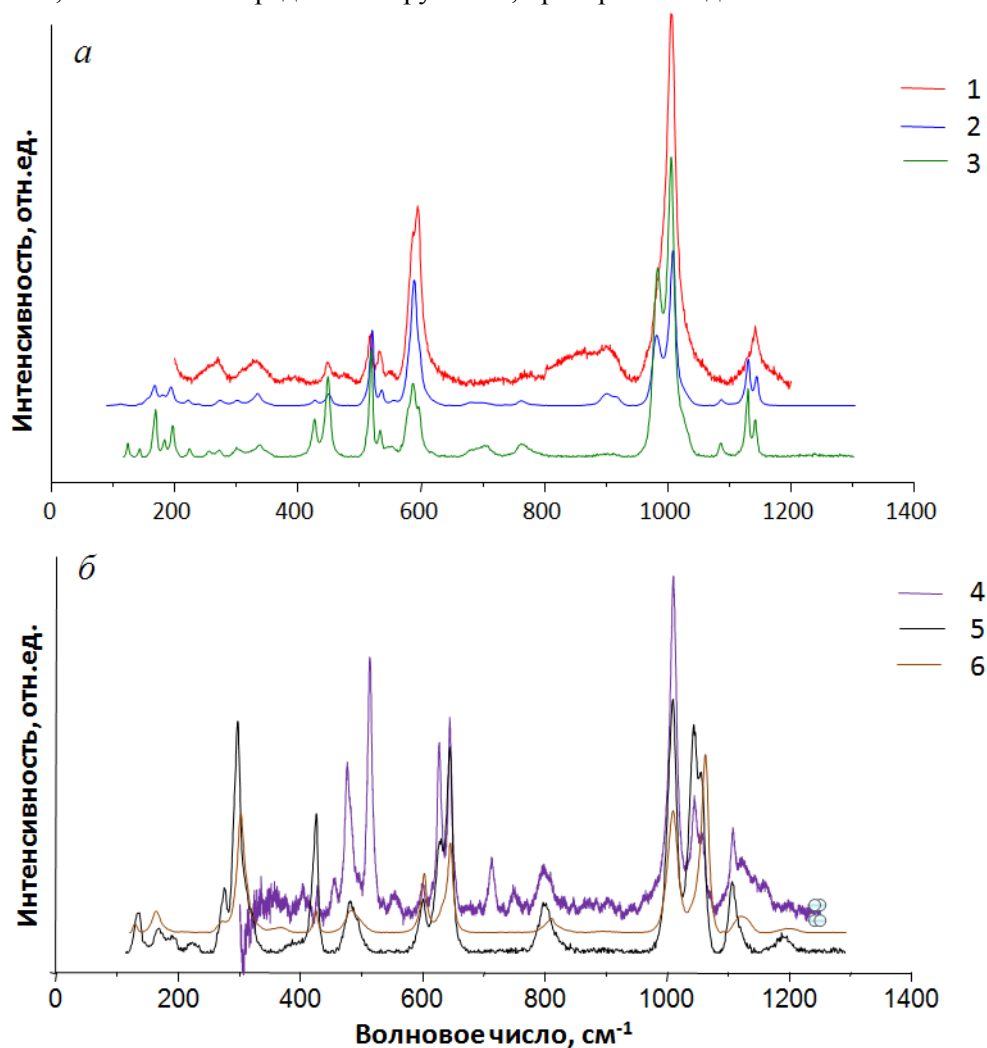


Рис. 55. Рамановские спектры гердерита (а) и монтебразита (б). 1,4 – минералы из УРМ онгонитов Восточно-Калгутинского дайкового пояса. 2,3,5,6 – минералы по данным библиотеки RRUFF: 2 – гердерит; 3 – гидроксилгердерит; 5 – монтебразит; 6 – амблигонит.

Таким образом, среди акцессорных минералов можно выделить группы 1). типичные акцессорные минералы гранитоидов (монацит, циркон, ксенотим, рутил, пирит, магнетит, флюорит); 2). минералы, являющиеся показателем редкометалльной специфики расплавов (танталит-колумбит, поликраз, монтебразит, гердерит); 3). минералы, указывающие на связь генезиса редкометалльных даек и рудных тел Калгутинского месторождения (вольфрамит, халькопирит, сфалерит); 4). минералы, отражающие повышенное содержание фосфора в расплаве (апатит, триплит, монтебразит, гердерит).

4.5. Результаты исследований расплавных и флюидных включений

4.5.1. Микроскопическая диагностика и фазовый состав включений

В порфировых вкрапленниках кварца онгонитов и эльванов Восточно-Калгутинского пояса обнаружены и исследованы расплавные (РВ) и флюидные (ФВ) включения. Расплавные включения встречаются как в центральных частях вкрапленников, так и во внешних зонах. В центральных частях включения образуют азональные группы и имеют более крупные размеры, чем на периферии. Вкрапленники кварца УРМ онгонитов наиболее бедны включениями. Исследование вкрапленников кварца на СЭМ методом катодолюминесценции показало, что расплавные включения, расположенные в пределах зон роста, иногда нарушают их прямолинейность (**Рис. 42 в**). Все эти признаки несомненно подтверждают первичность расплавных включений. Крупные расплавные включения нередко окружены ореолом радиальных трещин, к которому приурочены многочисленные флюидные включения.

РВ полностью раскристаллизованы, в некоторых включениях различимы отдельные кристаллические фазы. Иногда среди кристаллов дочерних минералов заметен газовый пузырек. Почти для всех РВ характерны зазубренные края за счет дочернего кварца, отложившегося на стенках вакуолей (**Рис. 56 а, в**). Кристаллический агрегат расплавных включений в основном сложен мусковитом и полевыми шпатами. Среди этих минералов обнаруживается апатит, значительно реже – монацит, единичные находки колумбита, триплита.

ФВ во вкрапленниках кварца представлены единичными или азональными включениями, а также находятся в составе групп, приуроченных к трещинам. Кроме этого, они образуют ореолы вокруг РВ. Одиночные включения обычно не изменяют структуру катодолюминесценции кварца, а расположенные по трещинам – маркируются темными нелюминесцирующими участками (**Рис. 42 в**). Размеры РВ варьируют от 1-2 мкм до 20, реже 50 мкм, флюидные включения крайне редко достигают 15-20 мкм.

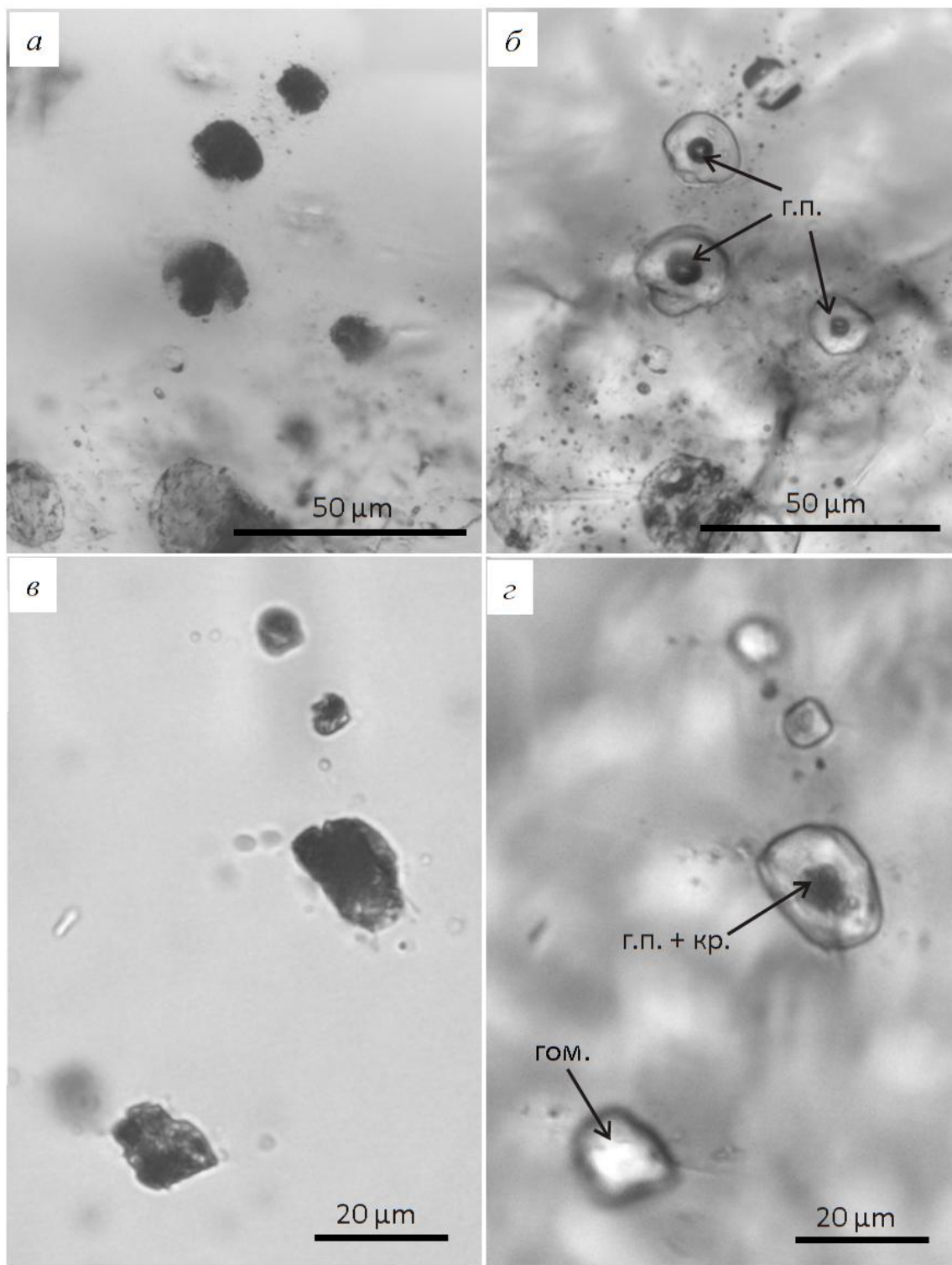


Рис. 56. Зональные расплавные включения (РВ) во вкрапленниках кварца пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса до прогрева (*а, в*) и после термометрических экспериментов (*б, г*). *а, б* - Мелкораскристаллизованные РВ с зубчатыми краями. *б, г* - Те же РВ после прогрева. Произошла гомогенизация некоторых РВ (гом.), в стекле других остались кристаллические фазы (кр.) или газовый пузырь (г.п.), окруженный мелкими кристаллическими фазами (ст.+г.п.).

Среди ФВ преобладают двухфазовые включения, которые при комнатной температуре содержат газовый пузырек и водно-солевой раствор (**Рис. 57**). Иногда такие включения могут быть комбинированы с магматическими кристаллическими фазами, как правило, представленными апатитом или цирконом (**Рис. 57 а**). Значительно реже встречаются трехфазовые включения и, в отличие от описанных выше двухфазовых, содержат жидкую углекислоту. Поскольку углекислотно-водные включения появляются редко и неповсеместно, их природа не совсем ясна и требует дальнейшего исследования (*Соколова и др., 2011*). Для цели данной работы особое значение имели флюидные включения, сингенетичные с расплавленными, т.е. включения, отражающие магматический этап кристаллизации.

4.5.2. Термометрия расплавленных включений

С РВ в кварце пород Восточно-Калгутинского пояса было проведено 19 прогревов образцов при атмосферном давлении и 26 экспериментов с пластинками и зернами в автоклаве под давлением воды 1-3 кбар методом ступенчатого подъема температур в интервале 550-710°C без наблюдения с закалкой. Прогрев РВ в термокамере при атмосферном давлении приводил к вскрытию большинства включений. Такое поведение включений служит признаком высокого флюидного давления при их захвате. В дальнейшем для прогревов отбирались только мелкие включения, размер которых не превышал 5 мкм. При атмосферном давлении начало плавления зафиксировано при температуре 640°C. Первые гомогенные включения появлялись при 680-685°C. После прогревов до температуры 710°C в стекле часто сохранялись газовые пузырьки усадки. Чтобы избежать разгерметизации более крупных РВ, прогревы проводились в автоклаве под внешним сдерживающим давлением воды. При давлении 1 кбар плавление кристаллического агрегата РВ в некоторых образцах начиналось при 600°C. Первые гомогенные включения появлялись после прогрева при 650-660°C (1 кбар). Массовая гомогенизация РВ в исследуемых образцах происходила при 660-695°C (1 кбар). РВ в образцах кварца РМ пород после прогрева при 640°C (при давлении 2,5 кбар) близки к гомогенизации, содержат недоплавленные кристаллические фазы. Гомогенизация самых мелких РВ в образце УРМ онгонита наблюдалась после прогрева при температуре 600°C (2,5 кбар), 580°C (3 кбар), в ВРМ эльване – 635°C (1 кбар), 590°C (3 кбар).

После прогрева размер РВ заметно увеличивался, их границы становились ровными благодаря растворению в расплаве кварца со стенок вакуолей. После переплавления значительной части кристаллического агрегата включений, в стекле крупных РВ последними часто остаются газовые пузырьки, занимающие не более 5-10% от объема вакуоли либо

мелкие единичные кристаллы (Рис. 56 г). Среди них определены полевые шпаты, апатит, мусковит, ильменит, титаномагнетит, колумбит.

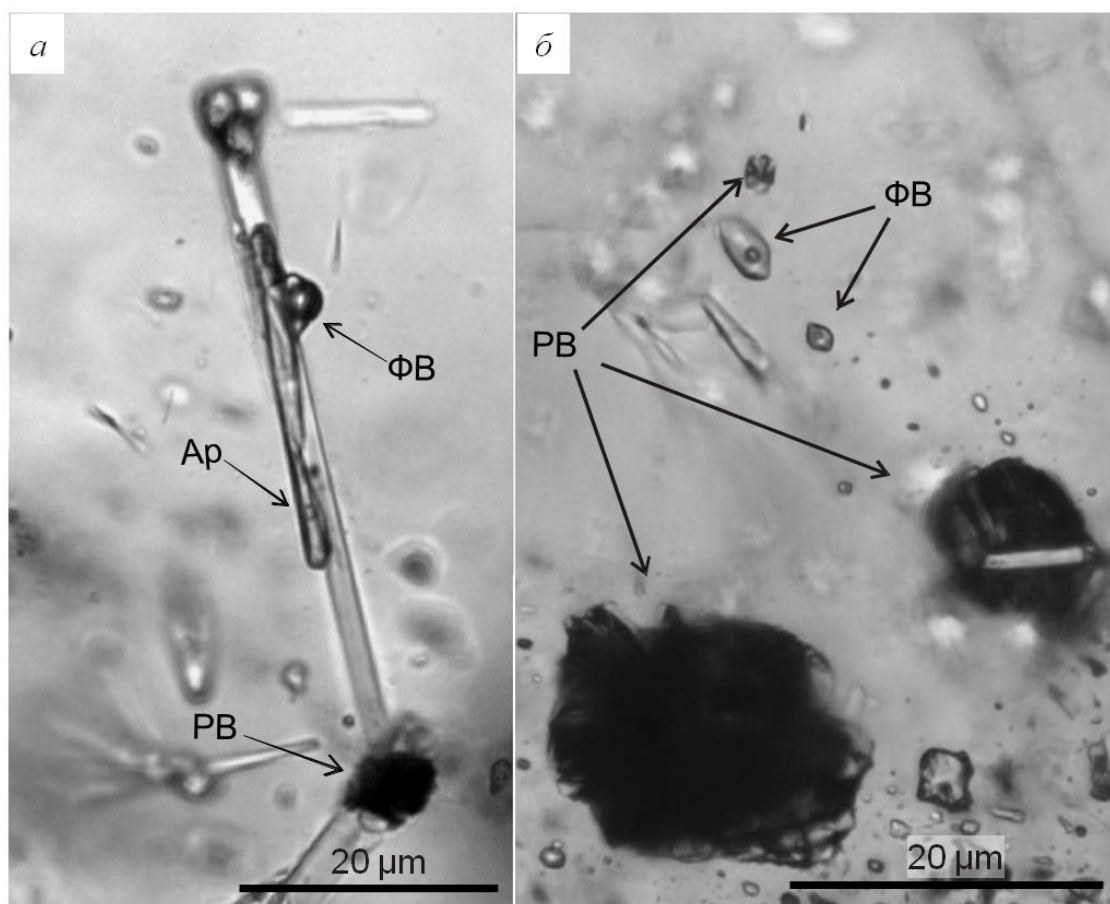


Рис. 57. Флюидные и расплавные включения во вкрапленниках кварца пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса. *а* - Сингенетичные флюидное (ФВ) и расплавное (РВ) включения, комбинированные с кристаллом апатита (Ар). *б* - Флюидные включения, сингенетичные с расплавными включениями.

4.5.3. Термометрия и состав флюидных включений

Первые признаки плавления льда во ФВ в кварце пород Восточно-Калгутинского пояса практически во всех группах включений наблюдаются при температуре $-24^{\circ}\text{C}..-19^{\circ}\text{C}$. Следовательно, главными компонентами в растворах включений являются хлориды Na и K. Наряду с ними во вкрапленниках одного образца эльвана зафиксированы включения, в солевом составе которых, вероятно, доминирует MgCl_2 , поскольку $T_{\text{эвт}}$ системы $\text{MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ по данным разных авторов равна $-33,6..-33,8^{\circ}\text{C}$ (Здановский и др., 1961; Пельш, 1973; Киргинцев и др., 1972).

Температура плавления льда ($T_{\text{пл.л}}$) для большинства включений во вкрапленниках кварца дайковых пород наблюдается в интервале $-8..-2^{\circ}\text{C}$. В этот диапазон попадают и $T_{\text{пл.л}}$ флюидных включений, сингенетичных с расплавными ($-8..-5^{\circ}\text{C}$). В некоторых вкрапленниках

кварца из дайки эльвана с восточного участка отмечены редкие первичные включения с $T_{пл.л}$ -2...-1°C. Во включениях, имеющих $T_{эвт}$ -33,6°C, плавление льда происходит при -23°C...-10°C.

По $T_{пл.л}$ была оценена соленость растворов. Большая часть включений в кварце онгонитов и эльванов содержит растворы с соленостью 3-12 мас.% $NaCl_{экв}$. В этом же диапазоне находится величина солености растворов во ФВ, сингенетичных с расплавленными. Включения с высокими температурами плавления льда заполнены растворами с концентрацией 1,5-3 мас.% $NaCl_{экв}$, а включения, которые условно можно назвать хлоридно-магниевыми, характеризуются более высокими концентрациями соли порядка 11-18 мас.% $MgCl_{2экв}$.

Включения всех исследованных образцов гомогенизируются в жидкую фазу. Температуры гомогенизации ($T_{гом}$) для включений из кварца разных даек варьируют в широких пределах. $T_{гом}$ включений без жидкой углекислоты изменяются от 140 до 200°C. В кварце даек $T_{гом}$ двухфазовых флюидных включений, сингенетичных с расплавленными, составляет 200°C. Наиболее высокими температурами гомогенизации 230-250°C обладают включения с жидкой углекислотой. В разных вкрапленниках одного образца $T_{гом}$ также могут очень широко варьировать (**Рис. 58**). Плотность флюида в момент его захвата была рассчитана по уравнению состояния системы $NaCl-H_2O$ (Zhang, Frantz, 1987) и составляла 0,88-0,94 г/см³ (Соколова и др., 2011).

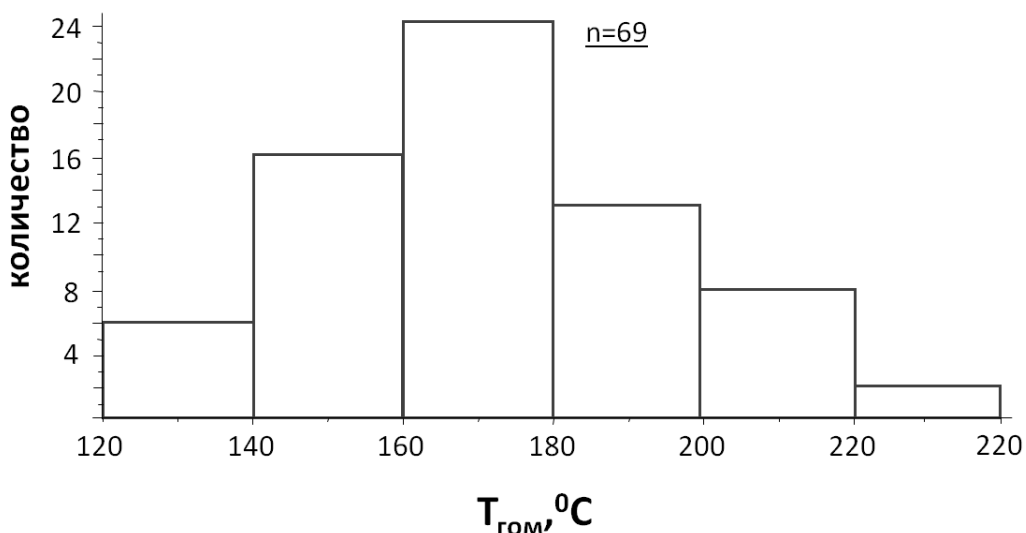


Рис. 58. Гистограмма распределения температуры гомогенизации флюидных включений во вкрапленниках кварца пород Восточно-Калгутинского пояса (Соколова и др., 2011). n – общее количество включений.

4.5.4. Состав стекол расплавных включений

Стекла гомогенных РВ в кварце пород Восточно-Калгутинского пояса были проанализированы на содержание петрогенных и редких элементов. Для интерпретации были выбраны только надежные анализы гомогенных расплавных включений, которые в результате анализа на микрозонде не «выгорали» с потерей значительного количества натрия.

Составы стекол РВ относятся к кислым высокоглиноземистым ($A/CNK=1,1-1,8$), от нормально- до умеренно-щелочных ($Na_2O+K_2O=5-8,5$ мас.%) расплавам с повышенным содержанием редких литофильных элементов (Li, Rb, Cs, Ta) и фосфора (до 0,7 мас.%) (Табл. 17, 18).

Стекла расплавных включений отличаются от пород более низкими концентрациями Al_2O_3 , FeO, P_2O_5 , K_2O , редких щелочей (Рис. 59 а, б, д, е; 60 а, б) и крайне низким содержанием РЗЭ (Табл. 18). Эти различия, вероятнее всего, объясняются кристаллизацией из расплава части минералов до кристаллизации кварца и захвата расплавных включений. Так, например, более низкое содержание P_2O_5 в РВ можно связать с тем, что из расплава кристаллизовалась часть апатита, что снизило концентрацию P_2O_5 в расплаве. Снижение Al_2O_3 , K_2O , редких щелочей в расплаве может быть связано с кристаллизацией полевых шпатов, мусковита до или в момент захвата РВ. Низкие значения сумм РЗЭ связаны с кристаллизацией минералов, содержащих РЗЭ (монацит, ксенотим), которые встречаются в виде кристаллических включений в кварце.

По соотношению K_2O/Na_2O в расплавных включениях расплавы, из которых формировались УРМ и ВРМ породы центральной дайки, имели онгонитовый состав. РВ из кварца РМ эльванов и онгонитов были захвачены из эльванового расплава (Рис. 61).

На диаграмме ортоклаз-кварц-альбит (Рис. 62 б) можно видеть, что большинство точек составов стекол РВ занимают положение в поле стабильности кварца, если принять положение котектической кривой для 5 кбар (Huang, Wyllie, 1975). Точки составов РВ имеют большой разброс по сравнению с точками валовых составов пород дайкового пояса, которые располагаются более компактно вблизи котектической кривой (Рис. 62 а).

Составы РВ в кварце РМ эльванов и онгонитов сходны. Отличительной чертой РВ в кварце УРМ онгонитов и ВРМ эльванов центральной дайки являются повышенные концентрации P_2O_5 и Sr. Важной особенностью составов стекол РВ в УРМ онгонитах является то, что после вычисления количества нормативного апатита остается неизрасходованный P_2O_5 до 0,4 мас.%. Аналогичная особенность была отмечена и для валового состава пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса. РВ в кварце УРМ онгонитов обеднены FeO и MgO, TiO_2 , K_2O , несколько обогащены F по сравнению с РВ

других пород. По содержанию (Cs+Rb) РВ образуют ряд от РМ эльванов и онгонитов (до 250 ppm) к эльванам центральной дайки (300-1100 ppm), и максимальным содержанием этих элементов характеризуются РВ в кварце УРМ онгонитов (1500-2500 ppm) (**Рис. 60 г**). Такое же распределение характерно для валового состава пород (**Рис. 60 в**). В этом ряду на фоне увеличения концентрации редких элементов наблюдается уменьшение Nb/Ta и K/Rb отношений. Различия между расплавами, из которых формировались УРМ онгониты и ВРМ эльваны можно видеть также по Li, Be, Ta (**Табл. 18**).

Концентрация воды по данным ионнозондового анализа составляет от 0,93 до 3,44 мас.% (**Табл. 18**), в то время как по недостатку суммы концентрация легких элементов равна 6-10 мас.% (**Табл. 17**). Так как прогрев включений проводился с применением внешнего давления, нельзя предполагать, что существенная часть летучих компонентов была потеряна при прогреве. Из этого следует, что недостаток суммы электронно-зондового анализа может быть связан именно с высоким содержанием летучих. Кроме H₂O, этот недостаток может определяться СО₂. Но отсутствие углекислоты и карбонатных дочерних фаз в расплавных включениях и сингенетичных им флюидных включениях позволяет считать, что весь недостаток суммы определяется содержанием воды, которую невозможно определить электроно-зондовым методом. Основываясь на недостатках суммы, содержание воды для большинства проанализированных включений можно оценить в 6-7 мас.%, в отдельных случаях эта величина достигает 10 мас.% (*Соколова и др., 2011*).

Итак, в Восточно-Калгутинском дайковом поясе по содержанию петрогенных компонентов (Al, Fe, Mg, Ti, P, F) и редких элементов состава расплавов соответствуют выделены типам пород. Однако, соотношение K/Na изменялось после захвата РВ до полной кристаллизации даек. Как по составу РВ, так и по составу минералов показаны различия между выделенными типами пород. Таким образом, расплавы были гетерогенны уже в момент кристаллизации вкрапленников и захвата расплавных включений каждого из типа пород.

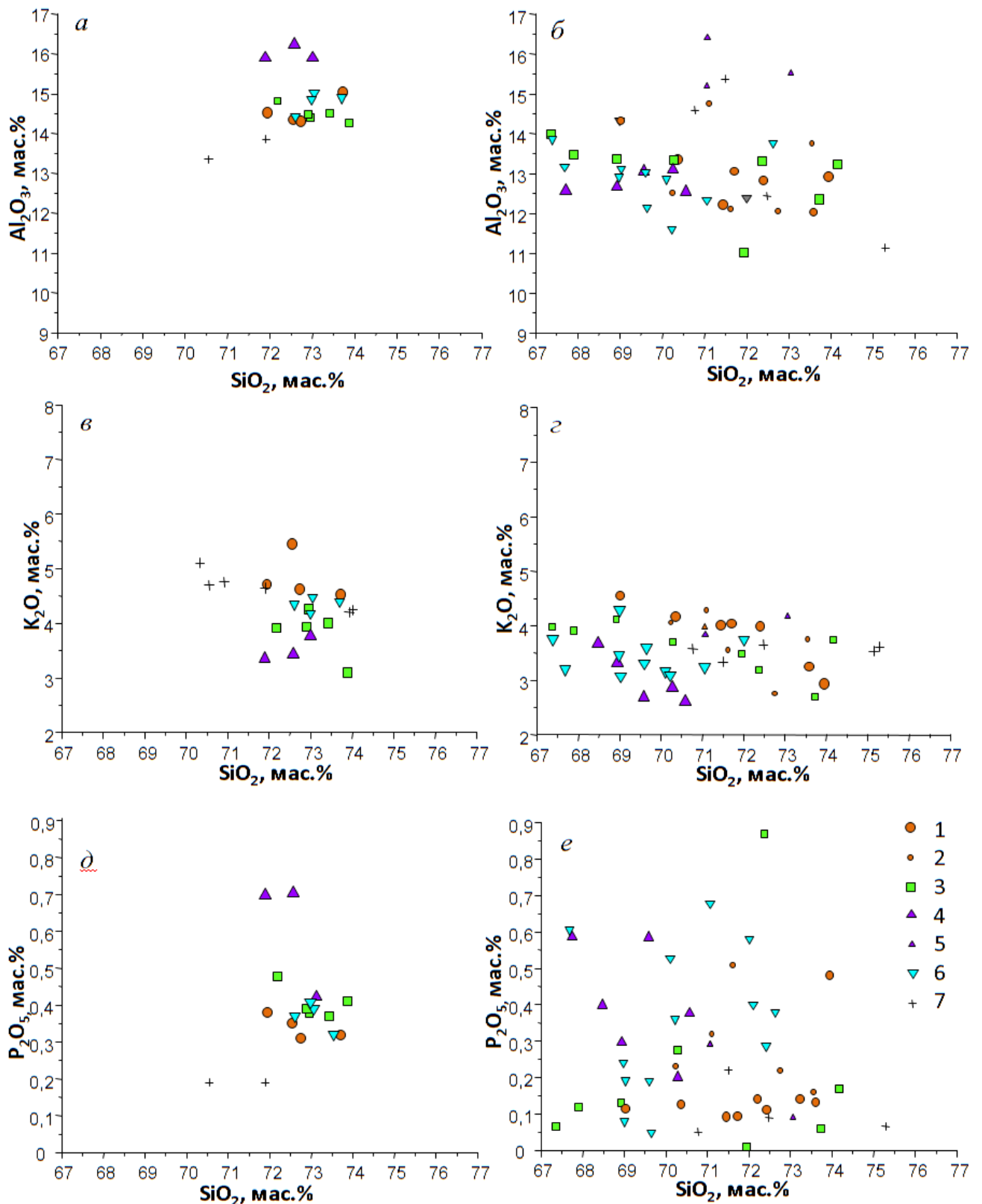


Рис. 59. Вариационные диаграммы содержания петрогенных компонентов в породах (слева) и стеклах расплавных включений (справа).
 Условные обозначения: 1,2 – РМ эльваны; 3 – РМ онгониты; 4,5 - УРМ онгониты; 6 – высоко РМ эльваны Восточно-Калгутинского дайкового пояса; 7 - граниты главной фазы Калгутинского массива. Составы РВ (2),(5) по данным (Титов и др., 2001). На диаграммы вынесены составы только тех пород, во вкрапленниках которых проанализированы РВ.

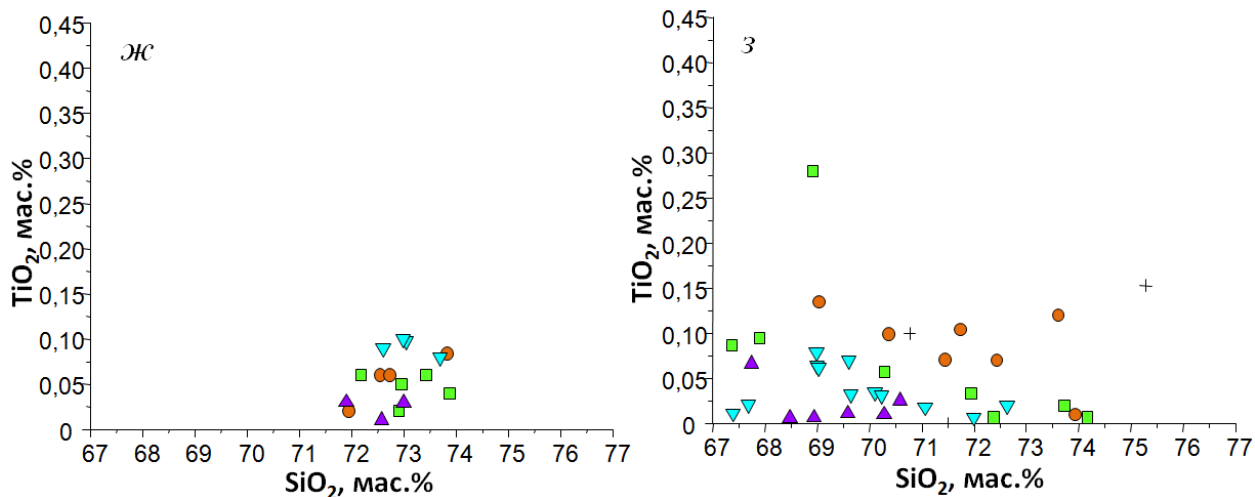


Рис.59. Продолжение

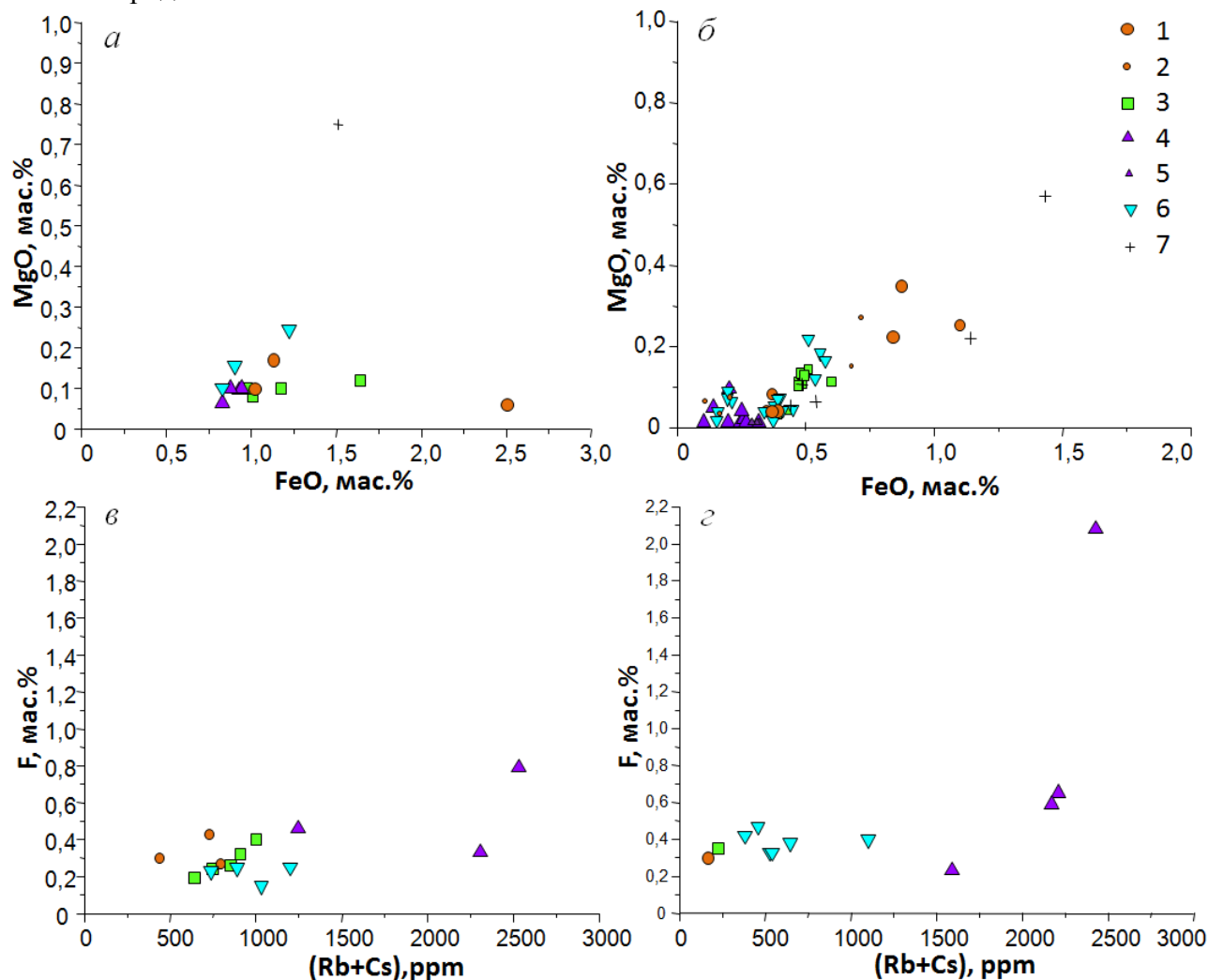


Рис. 60. Содержания петрогенных компонентов и элементов-примесей в породах (слева) и стеклах расплавных включений (справа).

Условные обозначения: 1,2 – РМ эльваны; 3 – РМ онгониты; 4,5- УРМ онгониты; 6 – ВРМ эльваны Восточно-Калгутинского дайкового пояса; 7 - граниты главной фазы Калгутинского массива. Составы РВ (2),(5) по данным (Титов и др.,2001).

(Rb+C) в расплавных включениях определены методами LA ICP-MS и вторично-ионной масс-спектрометрии (Табл. 18).

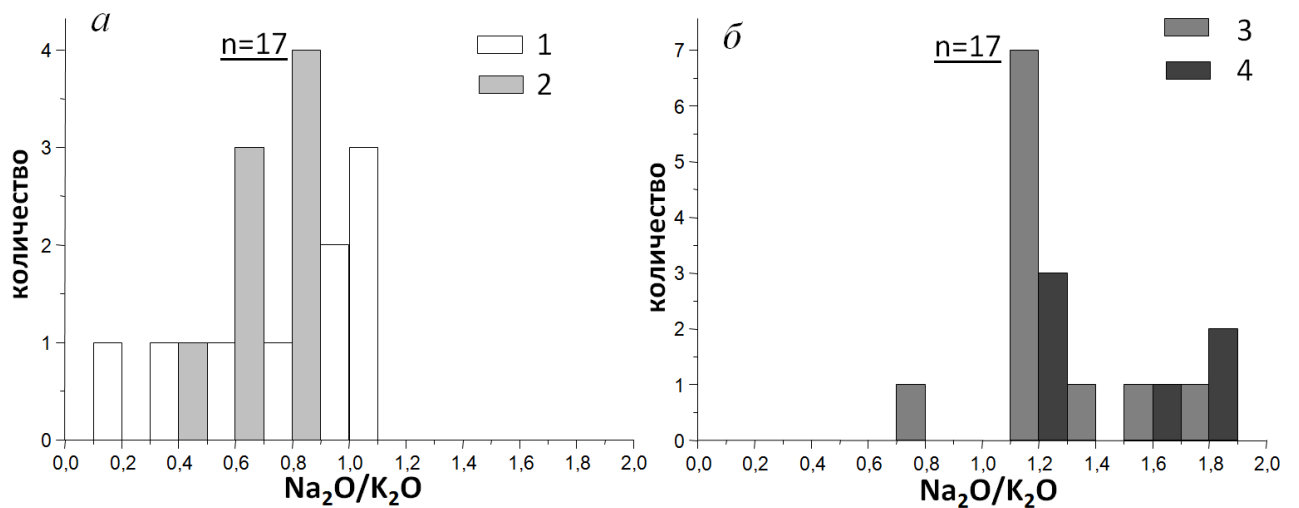


Рис. 61. Гистограмма распределения соотношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в составе расплавных включений в кварце пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса. Условные обозначения: 1 – РМ эльваны, 2 – РМ онгониты, 3- ВРМ эльваны, 4 – УРМ онгониты. n - общее количество включений.

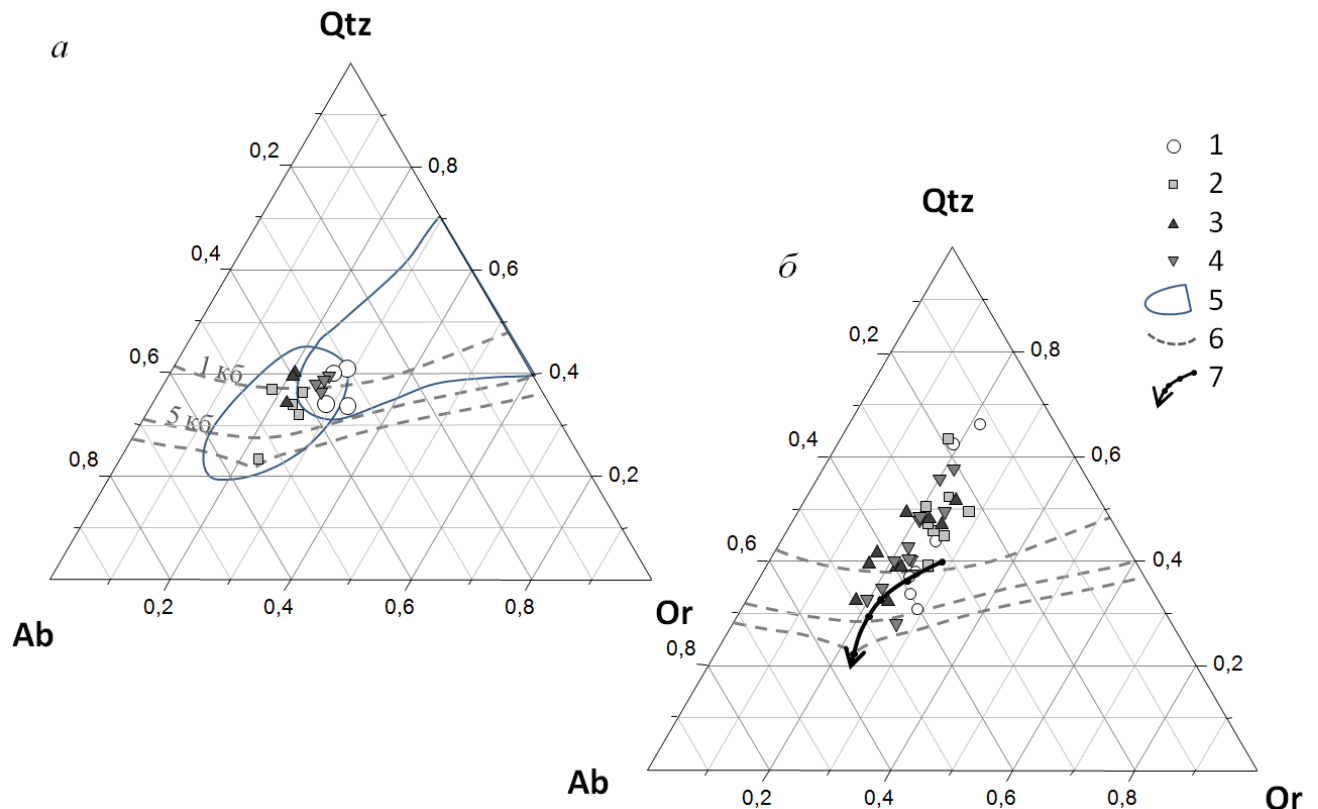


Рис. 62. Нормативные составы пород (а) и стекол расплавных включений (б) на диаграмме гаплогранитной системы ортоклаз (Or) – кварц (Qtz) – альбит (Ab) - H_2O . Условные обозначения: 1 – РМ эльваны, 2 – РМ онгониты, 3- УРМ онгониты, 4 –ВРМ эльваны Восточно-Калгутинского дайкового пояса; 5 - поля эльванов и онгонитов по данным (Коваленко, Коваленко, 1976; Антипин и др., 1999, 2002); 6 - котектические кривые при повышенном давлении H_2O ; 7 - смещение минимума котектик при повышенном давлении H_2O (от 1 до 10 кбар) по (Huang, Wyllie, 1975; Коваленко, 1977).

Таблица 17

Состав стекол гомогенных расплавных включений во вкрапленниках кварца пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса

обр.	PM эльваны						PM онгониты						
	270/14	270/14	270/85	17/28	7	8/13	6/29	262-3/11	262-3/22	14/25	14/25	15/20.3	16/12
SiO ₂	72,41	71,71	69,01	70,36	73,94	71,44	72,37	73,73	70,29	67,37	67,90	71,95	74,17
TiO ₂	0,07	0,10	0,13	0,10	0,01	0,07	н.п.о.	0,02	0,06	0,09	0,10	0,03	н.п.о.
Al ₂ O ₃	12,82	13,04	14,31	13,35	12,93	12,22	13,31	12,35	13,33	13,99	13,47	11,01	13,23
FeO	0,39	0,36	0,87	1,10	0,37	0,35	0,60	0,43	0,49	0,49	0,86	0,91	0,39
MnO	0,02	0,03	0,02	0,06	0,24	0,08	0,63	0,07	0,14	0,10	0,12	0,09	0,08
MgO	0,03	0,03	0,35	0,25	0,07	0,03	0,10	0,03	0,09	0,12	0,20	0,19	0,02
CaO	0,18	0,18	0,18	0,13	0,13	0,03	0,13	0,04	0,32	0,09	0,10	н.п.о.	0,17
Na ₂ O	4,30	4,09	4,32	4,34	2,01	3,35	3,11	2,04	3,20	3,55	2,95	3,28	2,71
K ₂ O	3,98	4,03	4,54	4,17	2,94	4,01	3,19	2,70	3,70	3,98	3,91	3,49	3,74
Cs ₂ O	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,04	н.п.о.	0,04	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,07	0,01	0,02
Rb ₂ O	н.а.	н.а.	н.п.о.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0,06	0,02	н.а.	н.а.
P ₂ O ₅	0,11	0,09	0,11	0,13	0,48	0,09	0,87	0,06	0,27	0,07	0,12	н.п.о.	0,17
F	0,35	0,30	0,21	0,35	0,41	0,63	0,39	0,48	0,41	0,17	0,22	0,31	0,43
сумма	94,65	93,96	94,05	94,32	93,57	92,30	94,74	91,95	92,30	90,07	90,04	91,26	95,13
Na ₂ O/K ₂ O	1,08	1,02	0,95	1,04	0,68	0,84	0,98	0,76	0,86	0,89	0,76	0,94	0,72
A/CNK	1,09	1,14	1,16	1,12	1,92	1,23	1,51	1,94	1,35	1,35	1,45	1,20	1,50

Примечание на следующей странице

Таблица 17 (продолжение)

Состав стекол гомогенных расплавных включений во вкрапленниках кварца пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса

обр.	УРМ онгониты						Высоко РМ эльваны									
	210/1	210/11	210/8	210/7	142/1	142/1	765/38	209/36	209/37	209/34	201k/2	110/1	110/8	110/3	110/6	110/2
SiO ₂	70,28	68,48	69,58	70,58	67,74	68,95	72,63	70,10	68,99	71,06	69,60	69,65	69,03	68,98	67,69	67,39
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,03	0,07	н.п.о.	0,02	0,04	0,06	0,02	0,07	0,03	0,06	0,08	0,02	0,01
Al ₂ O ₃	13,13	14,52	13,09	12,60	12,61	12,71	13,76	12,86	14,33	12,34	13,04	12,14	13,12	12,91	13,16	13,85
FeO	0,25	0,14	0,32	0,27	0,25	0,20	0,40	0,45	0,21	0,37	0,20	0,16	0,34	0,54	0,20	0,15
MnO	0,09	0,06	0,11	0,02	0,07	0,05	0,21	0,18	0,04	0,16	0,10	0,09	0,09	0,13	0,16	0,19
MgO	н.п.о.	0,04	н.п.о.	н.п.о.	0,03	0,08	0,06	0,03	0,05	н.п.о.	0,06	0,03	0,03	0,11	0,08	н.п.о.
CaO	0,22	0,01	0,02	н.п.о.	0,02	0,01	0,25	0,48	0,05	0,32	0,02	0,14	н.п.о.	0,05	0,36	0,07
Na ₂ O	5,45	4,76	3,43	4,75	4,30	4,21	2,24	3,31	4,94	4,28	4,77	3,90	5,13	3,87	3,69	3,92
K ₂ O	2,86	3,68	2,69	2,62	2,53	3,32	3,31	3,17	4,28	3,25	3,32	3,60	3,08	3,47	3,22	3,76
Cs ₂ O	0,05	0,10	0,08	0,12	0,15	0,19	0,02	0,03	0,03	0,10	н.п.о.	н.п.о.	0,04	н.п.о.	н.п.о.	0,02
Rb ₂ O	0,12	0,13	0,27	0,19	0,24	0,17	н.а.	н.а.	0,15	0,20	0,11	0,24	0,26	0,25	0,14	0,21
P ₂ O ₅	0,20	0,40	0,58	0,38	0,59	0,30	0,38	0,53	0,08	0,68	0,19	0,05	0,19	0,24	0,61	0,08
F	0,42	0,84	0,75	0,65	0,65	0,59	0,44	0,47	0,29	0,33	0,38	0,06	0,29	0,33	0,31	0,45
сумма	93,07	93,15	90,93	92,20	89,23	90,78	93,71	91,64	93,52	93,11	91,85	90,07	91,65	90,95	89,63	90,11
Na ₂ O/ K ₂ O	1,90	1,29	1,28	1,82	1,70	1,27	0,68	1,04	1,15	1,32	1,44	1,08	1,67	1,12	1,15	1,04
A/CNK	1,05	1,23	1,52	1,18	1,28	1,20	1,78	1,32	1,11	1,11	1,14	1,15	1,11	1,26	1,29	1,30

Примечание: Анализы выполнены на электронно-зондовых микроанализаторах Camebax-Micro и Jeol JSM 8100 (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Приведены значения содержания Na₂O, откорректированные на основе определений на электронно-зондовом микроанализаторе Jeol JSM 8100. Прочерк – элемент не определялся, н.п.о. – ниже предела обнаружения, н.а. – компонент не анализировался. Жирным шрифтом выделены РВ, проанализированные на содержание редких элементов методом вторично-ионной масс-спектропии (Табл. 18).

Таблица 18

Содержание элементов-примесей и воды в стеклах гомогенизированных расплавных включений во вкрапленниках кварца пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса

обр.	УРМ онгониты				ВРМ эльваны					РМ эльваны		S*, отн, %
	210-11	142-1	142-1	142-4	201-5	110-1	110-3	209-34	209-36*	1-270-14*	17-28*	
Li	1172	323	209	3330	13	185	418	450	н.а.	н.а.	н.а.	-
Be	96	117	121	433	н.п.о.	13	14	87	н.а.	н.а.	н.а.	-
B	683	378	284	538	197	45	410	219	н.а.	н.а.	н.а.	-
Rb	652	1160	1197	1013	904	308	358	379	335	154	191	10-34
Sr	2	1	38	18	9	10	19	10	3	7	1	18-30
Y	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	1	2	1	9-51
Zr	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	8	14	2	7-46
Nb	10	164	26	78	95	49	14	30	29	12	22	5-17
Mo	8	3	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	5	н.п.о.	н.а.	н.а.	н.а.	-
Cs	936	1052	972	1416	195	73	185	150	124	13	36	7-39
Ba	н.п.о.	н.п.о.	79	н.п.о.	23	8	1	н.п.о.	5	57	1	11-39
La	н.п.о.	1	н.п.о.	н.п.о.	1	н.п.о.	3	н.п.о.	0,3	0,8	0,4	26-47
Ce	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	5	3	10	н.п.о.	0,7	1,7	0,8	14-60
Nd	н.п.о.	1	2	н.п.о.	5	н.п.о.	2	н.п.о.	0,2	0,8	0,6	20-130
Sm	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0,6	1,2	0,3	110-156
Eu	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0,1	н.п.о.	0,2	120-200
Gd	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0,3	0,3	0,1	80-230
Dy	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0,2	0,4	0,3	26-136
Er	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0,3	0,6	0,3	102-228
Yb	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0,1	0,3	0,1	62-223
Ta	20	87	24	189	12	6	8	16	5,8	0,6	2,4	10-37
W	15	77	29	35	19	39	12	20	н.а.	н.а.	н.а.	-
H ₂ O	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	3,44	2,14	0,93	4-11
K/Rb	36	24	17,5	42	38	79	80	71	78	217	181	-
Nb/Ta	0,5	1,9	1,1	0,4	7,9	8,2	1,8	1,9	5	20	9,2	-
Rb/Sr	326	1160	32	56	100	31	19	38	112	22	191	-

Примечание: Анализы методом LA ICP-MS (НГУ, г.Новосибирск) и *ионно-зондовом микроанализаторе Самеса IMS-4f (г. Ярославль). Содержание элементов-примесей в ppm, H₂O – в мас.%. S* – ошибка определения элементов на ионно-зондовом микроанализаторе. н.а. – компонент не анализировался, н.п.о. – ниже предела обнаружения.

Глава 5. Сравнительная характеристика условий формирования редкометалльных дайковых поясов и их связь с оруденением

Для решения поставленных в работе задач в комплексе использовались данные по петрографии и геохимии, минералогии и включениям минералообразующих сред. В данной главе приводится их обобщение и интерпретация.

5.1. Интерпретация химических анализов расплавных включений

5.1.1. Влияние герметичности включений на их химический состав

В разделе 2.2.2. описана разработанная с участием автора методика определения того, испытывало ли РВ в процессе термометрии обмен водой с заполняющей средой автоклава.

Имея составы расплавных включений, проанализируем, заметны ли отличия между составами включений, герметичность которых в результате прогрева была нарушена, и включениями, не испытывшими обмен водой со средой автоклава. Среди РВ в кварце Чечекского пояса, проанализированных на содержание редких элементов и воды, два включения была проверена на содержание в них D_2O после прогрева в автоклаве (столбцы 3 и 4 в табл. 8). Прежде всего замета разница в концентрации воды. В РВ, содержащем D_2O , измеренное количество H_2O составило 0,8 мас.%. Определение H_2O на ионном зонде основано на детектировании массы водорода 1. Следовательно, дейтерий с массой 2 определен не был. Вместе с тем, в РВ без D_2O определенная концентрация воды H_2O составила 5,72 мас.%. Содержание редких элементов находится на одном уровне с таковыми в герметичном расплавном включении и включениях с высоким измеренным содержанием воды, D_2O в которых не определялся. По суммам рентгеноспектральных анализов эти два РВ с D_2O и без нее не отличаются. По предварительным данным, обмен водой между включением и водным заполнением автоклава не оказывает заметного влияния на соотношение концентраций петрогенных компонентов. Более точно ответить на этот вопрос можно будет в дальнейших исследованиях при большей выборке анализов.

5.1.2. Соотношение компонентов в анализах расплавных включений

При сопоставлении составов РВ и соответствующих пород на бинарных диаграммах (Рис. 30, 59) заметно снижение содержания многих элементов (SiO_2 , K_2O , Al_2O_3 , CaO , P_2O_5) относительно пород. Это можно объяснить высокой концентрацией воды в расплавах, из-за чего недостаток аналитических сумм при анализе РВ составляет 5-10 мас.%. Вместе с тем, для пород за вычетом потери при прокаливании суммы составляют 98,5-99 мас.%. При нормировании анализов РВ на такие суммы концентрация SiO_2 повысится на 4-4,5 мас.%, Al_2O_3 на 1 мас.%, K_2O на 0,2 мас.%.

В то же время, содержание редких и рассеянных элементов существенно, иногда на порядки, ниже, чем в самих дайковых породах. Причинами такого отличия могут быть: перегрев включений и растворение в расплаве избыточного кремнезема со стенок вакуоли или отличия составов расплавов, из которых кристаллизовался кварц, и расплавов, из которых формировались дайки. Чтобы оценить первую возможность, обратимся к тому, что при пересчете составов закаленных стекол на нормативные «кварц», «альбит» и «ортоклаз» доля избыточного SiO_2 относительно составов пород составляет 10-20 мас.% (**Рис. 32 б и 62 б**). Добавление этого количества SiO_2 к валовому составу пород приводит к уменьшению содержаний редких и рассеянных элементов на ~ 10 отн.%, что близко, а иногда меньше ошибки определения их концентраций. Таким образом, перегрев включений не может дать наблюдаемые отклонения и их следует связывать с особенностями захваченных расплавов. Второй вариант может быть обусловлен процессами перераспределения элементов между минералами и расплавом при кристаллизации. Для РВ необходимо учитывать стадию их захвата в последовательности кристаллизации минералов, а наблюдаемые отклонения следует объяснять интрателлурическим происхождением вкрапленников.

Тщательный отбор включений и выполнение методических рекомендаций по прогревам и последующим анализам (*Базарова и др., 1975; Чупин, Косухин, 1982; Наумов, 1979; Реддер, 1987; Рейф, 1990; Соболев, 1996*) позволяет рассматривать исследованные включения в качестве представительных порций минералообразующей среды.

5.2. Последовательность кристаллизации минералов из редкометалльных расплавов

По петрографическим наблюдениям и составу РВ удастся восстановить последовательность формирования минералов при кристаллизации дайковых пород.

Очевидно, что первыми кристаллизовались те минералы, которые встречаются в виде кристаллических включений в минералах-вкрапленниках. Монацит, циркон, ксенотим, рутил, триплит описаны в качестве кристаллических включений в кварце и мусковите в породах всех изученных поясов, а также в апатите и биотите пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса. Кроме этого, в кварце, полевых шпатах, мусковите УРМ пород Восточно-Калгутинского пояса часто встречаются кристаллические включения зеленого турмалина. Наблюдаемые соотношения позволяют сделать вывод, что большая часть этих минералов образована до кристаллизации вкрапленников породообразующих минералов. То, что минералы РЗЭ кристаллизовались на раннем этапе до кварца и захвата РВ, подтверждается обеднением ими расплавов по сравнению с породами в целом.

Породообразующие минералы зачастую образуют гломеропорфировые скопления, а также включены друг в друга в качестве кристаллических включений (полевые шпаты и

слюда в кварце, слюда в ПШ, альбит в слюде) (Рис. 8 а, д; 36 в). Такие соотношения являются свидетельством того, что кристаллизация вкрапленников породообразующих минералов происходила близодновременно.

Составы РВ во вкрапленниках кварца подтверждают, что к моменту захвата включений часть полевых шпатов, слюды, а также апатита уже выделилось из расплава, обеднив его алюминием, рубидием (для Восточно-Калгутинского пояса еще и цезием), кальцием, фосфором, железом относительного валового состава пород.

Высокие концентрации фосфора характерны для КППШ пород Восточно-Калгутинского пояса (до 0,7 мас.%) и УРМ пород Чечекского пояса (до 0,2 мас.%). Онгониты Ахмировского пояса и РМ породы Чечекского пояса кристаллизовались из редкометалльных расплавов с содержанием фосфора ниже кларка гранитов и имеют содержание фосфора в полевых шпатах на уровне предела обнаружения.

Для РМ пород высокое содержание фосфора - распространенное явление. Для Восточно-Калгутинского пояса уникальным является соотношение высоких концентраций фосфора и низких концентраций фтора (до 0,5-0,9 мас.%). Примерами высокофосфористых пород являются РМ гранитоиды Рудных гор (*Breiter et al., 1997; 1999*) и провинции Корнуолл в Англии (*London, 1992; Charoy, 1986*). Одним из ярких примеров являются граниты массива Бовуар (Массив Централь, Франция) (*Cuney et al., 1992*). Содержание в них P_2O_5 0,8-1,1 мас.% и сопоставимо или превосходит P_2O_5 в УРМ породах Восточно-Калгутинского пояса. Но, в отличие от пород Южного Алтая, в перечисленных породах Европы одновременно с высоким количеством фосфора, содержание фтора в породах достигает 0,6-1,5 мас.% в Рудных горах и 1,4-2,4 мас.% в Бовуар. Увеличение содержания фосфора в КППШ происходит к поздним более дифференцированным членам магматических серий высокофосфористой группы пород (*Костицын, 2000; Broska et al., 2004*). Утверждается, что коэффициент распределения фосфора между КППШ и расплавом не зависит от температуры (*Watson, Capobianco, 1981; London, 1992*). Д.Р. Симпсон (*Simpson, 1977*) экспериментально установил, что вхождение фосфора в КППШ возможно в условиях повышенного флюидного давления. Проведенные на синтетическом граните эксперименты показали, что коэффициент распределения фосфора между щелочным полевым шпатом и расплавом является функцией содержания алюминия в расплаве, выраженного через индекс насыщенности алюминием (ASI) (*London, 1992*). Полученная Д.Лондоном зависимость коэффициента распределения ($K_r[P]$) в КППШ от ASI позволяет рассчитать содержание фосфора в расплаве в равновесии с полевым шпатом, исходя из состава полевых шпатов и ASI соответствующих пород. Формула зависимости выглядит следующим образом:

$$ASI=0,7273*(P_2O_5[Af]/P_2O_5[melt])+0,7818,$$

следовательно,

$$P_2O_5[melt]=(0,7273*P_2O_5[Af])/(ASI-0,7818)$$

где $P_2O_5[melt]$ – содержание фосфора в расплаве,

$P_2O_5[Af]$ – содержание фосфора в калишпате,

$ASI=Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O+Li_2O+Rb_2O)$ – индекс насыщенности алюминием,

$P_2O_5[Af]/P_2O_5[melt]=Kp[P]$ – коэффициент распределения фосфора в калишпате.

Проведенные таким образом расчеты позволили получить содержание фосфора в расплаве в момент кристаллизации вкрапленников КПШ. Расчетные данные можно сопоставить с составами расплавных включений в кварце. Сравнение измеренных и рассчитанных содержаний фосфора в расплаве, а также валового состава пород приведено на **рис. 62**. Для Чечекского и Ахмировского дайковых поясов диапазоны содержания фосфора в расплаве в равновесии с КПШ и кварцем совпадают и имеют значения намного ниже, чем для Восточно-Калгутинского дайкового пояса. Для последнего большая часть значений P_2O_5 в расплавах при кристаллизации кварца и полевого шпата также совпадают. Это означает, что КПШ формировался из расплавов с теми же содержаниями фосфора, что и кварц. Петрографические наблюдения не противоречат тому, что кристаллизация по крайней мере части вкрапленников КПШ и кварца происходила совместно. Для Восточно-Калгутинского пояса рассчитанное содержание фосфора в равновесии с КПШ имеет более широкий диапазон, чем для РВ и пород. Это дает основания предполагать, что полевые шпаты кристаллизовались из расплавов, более богатых фосфором, чем те, которые зафиксированы по РВ в кварце.

Для вкрапленников кварца, согласно данным катодолюминесценции, характерна ритмичная зональность (**Рис. 12, 42**). В некоторых кристаллах видно, что предшествующие зоны роста срезаются последующими. Это говорит о нескольких этапах кристаллизации с перерывами между ними. Наличие среди вкрапленников кварца Восточно-Калгутинского пояса зерен с незональными внутренними и зональными внешними частями (**Рис. 52**), позволяет предположить, что у них в качестве затравок им могли служить обломки кварца гранитов главной фазы и/или рудных жил.

О смене условий в процессе кристаллизации свидетельствует наблюдение, что даже в тех породах, где вкрапленники представлены только светлой слюдой, отмечаются кристаллические включения биотита в кварце. Этот биотит образовался до начала кристаллизации кварца. После этого изменение условий среды, таких как активность Fe, добавление H_2O , могло привести к образованию мусковита вместо биотита.

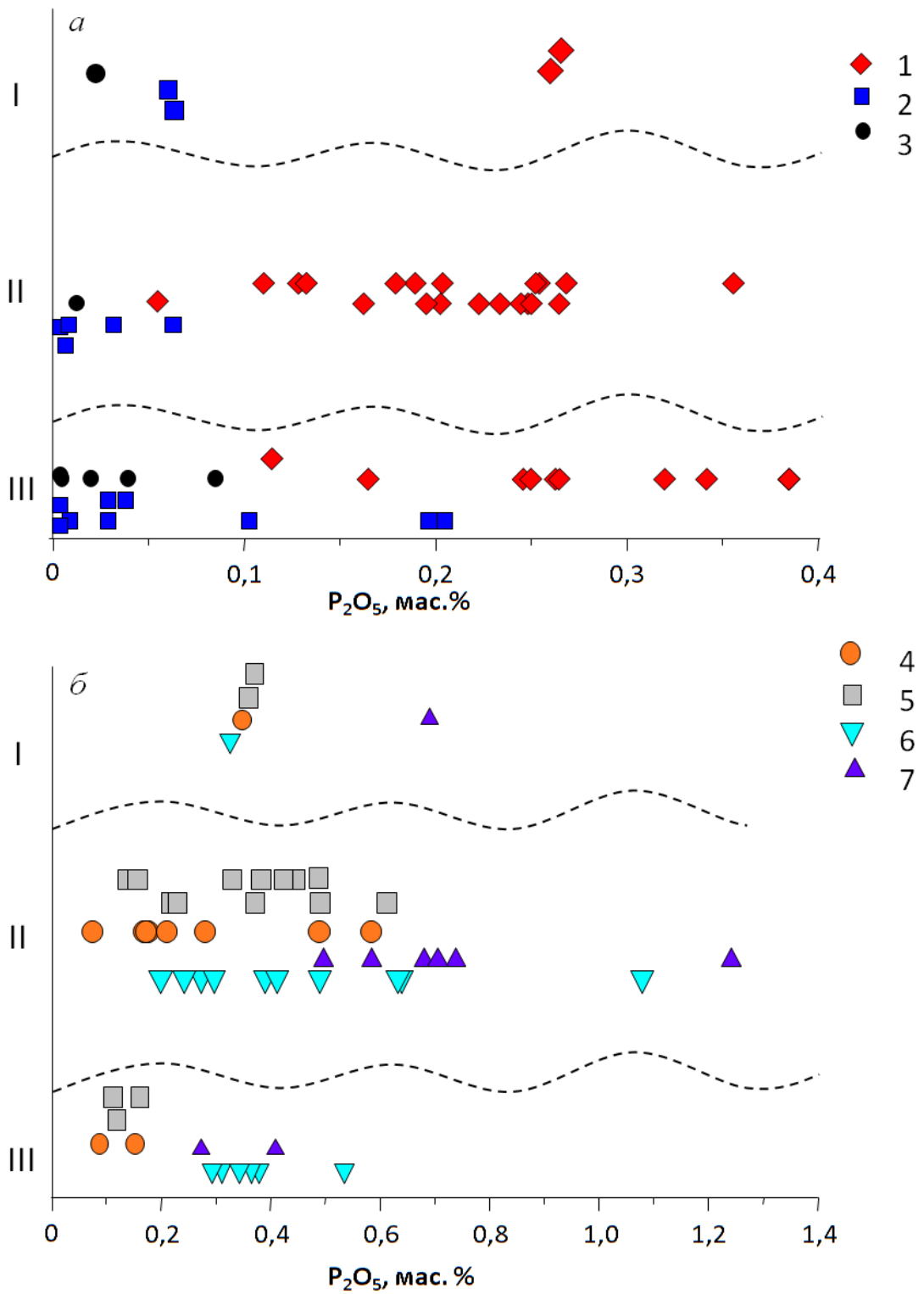


Рис. 63. Сравнение содержания фосфора в расплавах и в породах. *а* – Чечекский и Ахмировский дайковые пояса, *б* – Восточно-Калгутинский дайковый пояс. Поля, отмеченные на графиках: I – содержание фосфора в породах, II – состав расплава в равновесии с КПШ (рассчитанный), III – содержание фосфора в расплавных включениях. Условные обозначения: 1 – УРМ породы Чечекского пояса; 2 – РМ породы Чечекского пояса; 3 – онгониты Ахмировского пояса; 4 – РМ эльваны; 5 – РМ онгониты; 6 – ВРМ эльваны; 7 – УРМ онгониты Восточно-Калгутинского пояса.

Приведенные выше рассуждения показывают, что кристаллизация вкрапленников Восточно-Калгутинского, Чечекского и Ахмировского поясов происходила в глубинных камерах, из которых они были извлечены при внедрении редкометалльных расплавов. Процесс кристаллизации расплавов в дайках и формирования основной массы фиксируется минералогическими наблюдениями дорастания вкрапленников, основная часть которых сформировалась на глубине. Свидетельством этого является наличие зерен кварца в породах всех трех исследуемых объектов, внешние зоны которых заполнены кристаллическими и флюидными включениями, что, очевидно, связано с быстрой кристаллизацией основной массы. К этому этапу относится обогащенные фтором и литием внешние зоны вкрапленников слюды Чечекского пояса до уровней, присущих лейстам слюд основной массы (**Рис. 14 б**). Для зерен калишпата в основной массе онгонитов Ахмировского пояса отмечены максимальные концентрации рубидия по сравнению с вкрапленниками (**Рис. 20 в**). Для Восточно-Калгутинского дайкового пояса среди минералов, кристаллизация которых относится к становлению даек, удалось проанализировать лейсты слюды из основной массы ВРМ эльванов, которые характеризуются низкими содержаниями Ti (**Рис. 44 г**), что отвечает более низкой температуре их образования, и высокими содержаниями F, Li, Rb. Минералами, встречающимися только в основной массе в онгонитах Восточного Казахстана, являются касситерит и танталит-колумбит. По-видимому, максимальная концентрация элементов, необходимых для их образования, накапливается только к завершающей стадии кристаллизации расплавов. В УРМ онгонитах Восточно-Калгутинского пояса к наиболее поздним этапам кристаллизации даек отнесены фосфаты редких щелочей – гердерит и монтебразит, которые частично замещают вкрапленники полевых шпатов.

Опираясь на полученные данные можно заключить, что вкрапленники кварца имеют интрателлурическую природу. Согласно петрографическим наблюдениям, все породообразующие минералы (полевые шпаты, слюды) кристаллизовались совместно с кварцем. Это подтверждается сопоставлением расчетного содержания фосфора в расплаве при кристаллизации КПШ с составами РВ в кварце.

Следовательно, параметры кристаллизации, определенные по РВ, можно распространить и на все другие минералы-вкрапленники, которые также кристаллизовались в глубинных магматических камерах.

5.3. Общие характеристики геохимии и минералогии дайковых пород, и состава расплавов

5.3.1. Минералого-геохимические особенности редкометалльных дайковых пород

Породы рассматриваемых редкометалльных дайковых поясов обладают сходными в пределах каждого проявления характеристиками. Для даек Восточного Казахстана к ним относятся повышенные концентрации фтора, очень низкие концентрации Mg, Ba и Sr, высокое содержание Sn (в десятки раз превышающее кларк гранитов).

Для пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса Южного Алтая характерно повышенное содержание фосфора при пониженном содержании фтора, высокие концентрации W. Содержание Cs повышено по сравнению с другими РМ породами (Дергачев, 1988). Величины концентрации Mg, Ba и Sr превосходят концентрации этих элементов в РМ дайках Восточного Казахстана и некоторых РМ гранитоидов Монголии и Забайкалья (Антипин и др., 1984; Коваленко и др., 1999; Баданина и др., 2010).

Особенности химизма пород отражаются в ассоциации минералов и их составе. Главными концентраторами редких щелочных элементов, определяющих редкометалльность пород, являются порообразующие минералы.

В породах дайковых поясов Восточного Казахстана высокая концентрация редких щелочей совместно с высокой концентрацией фтора проявляется в наличии литиевых слюд, что типично для онгонитов (Наумов и др., 1990; Антипин и др., 1999; Коваленко и др., 1999; Перетяжко и др., 2007). Состав слюд Чечекского пояса варьирует от фенгит-мусковита до лепидолита (от 2000 до 26000 ppm Li), Ахмировского пояса - от протолиитонита до циннвальдита и лепидолита (от 9000 до 26000 ppm Li). Фтор, кроме того, концентрируется в топазе (во вкрапленниках в Ахмировском поясе и в основной массе в Чечекском поясе), флюорите и апатите. Rb в редкометалльных дайковых породах Восточного Казахстана концентрируется в КПШ и слюдах (1500-1800 и 900-4000 ppm соответственно), значительно возрастая в литиевых слюдах. Повышенное содержание Cs отмечено в литиевых слюдах (1200 ppm).

Несмотря на то, что общее содержание редких щелочей в породах Восточно-Калгутинского пояса выше, слюды в них имеют меньший уровень накопления редких щелочей. Вероятно, отсутствие литиевых слюд и топаза связано с уникальным для РМ дайковых пород соотношения низкого количества фтора и высокого - фосфора, в связи с чем кристаллизация расплава проходила нетипичным путем. В нескольких РМ породах Восточно-Калгутинского пояса слюды представлены биотитом-протолиитонитом. В РМ и УРМ породах светлые слюды представлены фенгит-мусковитом (с 500-1700 ppm Li), внешние зоны некоторых вкрапленников сложены литиевым мусковитом (до 3300 ppm Li). В

УРМ породах значительная часть лития концентрировалась на поздней стадии кристаллизации в **монтебразите** $\text{LiAl}[\text{PO}_4](\text{OH},\text{F})$. Rb концентрируется и в слюдах, и в КПШ примерно в равных количествах (1000-2500 ppm). Cs содержится в КПШ в количестве большем, чем в слюдах (100-700 и 20-250 ppm соответственно), что было отмечено В.Б. Дергачёвым как одна из характерных черт пород Восточно-Калгутинского пояса (Дергачев, 1988). Впервые в гранитоидах Алтая найден минерал-концентратор бериллия **гердерит** $\text{CaBe}[\text{PO}_4](\text{F},\text{OH})$, который образуется в парагенезисе с монтебразитом. Образование этих минералов на заключительных стадиях кристаллизации показывает, что остаточный расплав при формировании даек Восточно-Калгутинского пояса был обогащен фосфором и редкими щелочами, а силикатные минералы, в частности КПШ, становились неустойчивыми и подвергались замещению (**Рис. 54**). Высокая концентрация фосфора в породах Восточно-Калгутинского пояса привела к тому, что в них широко распространен апатит, выделено несколько его генераций от ранних кристаллических включений до позднего вторичного апатита (**Рис. 53**).

Типоморфные рудные минералы в РМ дайках занимают разное положение. Танталит-колумбит и касситерит в породах Чечекского пояса образовались на этапе кристаллизации основной массы. В породах Восточно-Калгутинского пояса танталит-колумбит образовался как на ранних стадиях (кристаллические включения во вкрапленниках кварца, альбита и апатита), так и на этапе образования основной массы. Вольфрамит кристаллизовался на раннем этапе в магматическом очаге, о чем говорят его находки в виде кристаллических включений в кварце, мусковите и альбите.

В каждом из рассматриваемых объектов специфика состава проявляется на уровне минералогии. Для редкометалльных пород Восточно-Калгутинского пояса с высоким содержанием фосфора и умеренным содержанием фтора характерно наличие литийсодержащего мусковита, монтебразита, гердерита, вольфрамита, танталит-колумбита и обилие апатита. Редкометалльно-фтористая специфика даек Чечекского и Ахмировского поясов выражается в появлении литиевых слюд рядов мусковит-лепидолит и протолитионит-железистый лепидолит, топаза, касситерита, танталит-колумбита.

5.3.2. Основные характеристики состава расплавов при кристаллизации минералов дайковых пород

С помощью исследования РВ были выявлены основные характеристики состава расплавов в момент кристаллизации вкрапленников кварца исследуемых редкометалльных дайковых пород, что позволило определить, отражают ли составы расплавов указанную специфику пород.

Минералы-вкрапленники даек Восточного Казахстана кристаллизовались из высокоглиноземистых, от нормально- до умеренно-щелочных, онгонитовых расплавов с содержанием SiO_2 от 66-72 мас.% (для Чечекского пояса) до 72-74 мас.% (для Ахмировского пояса). Эти расплавы характеризуются высоким содержанием фтора, что отражается в появлении среди дочерних фаз расплавных включений топаза и криолита. По содержанию других петрогенных компонентов расплавы, из которых кристаллизовались вкрапленники, также не отличаются существенно от валового состава даек. Расплавы были обогащены редкими элементами Li, Rb, Cs, Be, В, а расплавы УРМ пород - еще Nb и Ta до уровней, сопоставимых с содержаниями в породах. Содержание олова также, по-видимому, было повышено. Прямые измерения его концентрации не проводились, но обнаружена кристаллическая фаза касситерита в РВ (**Рис. 24 г**). Содержание воды в расплавах составляло 5-8 мас.%.

Вкрапленники даек Восточно-Калгутинского пояса также кристаллизовались из кислых (68-74 мас.% SiO_2), нормально- до умеренно-щелочных, высокоалюминиевых расплавов. Расплавам, «законсервированным» во включениях, свойственно повышенное содержание фосфора. Однако, концентрации P_2O_5 в стеклах включений, как правило, ниже, чем в соответствующих породах (**Рис. 59 д, е**). Часть фосфора к тому моменту была осаждена в виде фосфатов редкоземельных элементов и части апатита, несколько обеднив расплав. Но в расплавах, формировавших УРМ дайки, количества Са и РЗЭ было недостаточно для полного «связывания» фосфора, что приводит к избытку P_2O_5 после расчета нормативного апатита по составу РВ. Таким образом, несмотря на раннюю кристаллизацию фосфатных минералов, расплав должен был обогащаться фосфором по мере дифференциации, что действительно наблюдается в валовом составе пород (*Анникова, 2003; Владимиров и др., 2007*) и обилии фосфорсодержащих минералов. Расплавы, так же как и породы, были обогащены редкими элементами Rb, Cs, Be, В, W, расплавы ВРМ и УРМ пород - Nb и Ta (**Табл. 18**). Оценки содержания воды в расплавах составляют 6-7 мас.%.

Таким образом, составы РВ хорошо согласуются с геохимическими характеристиками пород, отмеченными в предыдущем разделе. На основании высоких содержаний редких

элементов, доказано, что расплавы, из которых происходила кристаллизация минералов-вкрапленников, были редкометалльными.

Сопоставление составов пород, минералов-вкрапленников и расплавных включений позволяет сформулировать **Первое защищаемое положение:** *Минеральный состав пород изученных дайковых поясов определяется геохимической спецификой сформировавших их водонасыщенных редкометалльных магм. Материнские магмы онгонитов Восточного Казахстана были обогащены фтором и оловом, что привело к образованию топаза, высокофтористых литиевых слюд и касситерита. Магмы Восточно-Калгутинского дайкового пояса были обогащены фосфором и вольфрамом, что обусловило широкое распространение апатита в ассоциации с монтебразитом и гердеритом, кристаллизацию низкофтористого литиевого мусковита и появление вольфрамита.*

5.4. Неоднородность состава пород дайковых поясов и ее причины

5.4.1. Петрохимические и минералогические свидетельства гетерогенности составов пород дайковых поясов

Проведенные детальные исследования показали, что в пределах Чечекского и Восточно-Калгутинского дайковых поясов, а также в пределах отдельного дайкового тела наблюдаются значительные вариации составов, что позволяет говорить об их химической неоднородности.

Гетерогенность Чечекского пояса заключается в наличии в нем двух контрастных по составу типов пород - РМ и УРМ, - слагающих отдельные дайковые тела. В разделе 3.3. было показано, что УРМ породы характеризуются более высоким уровнем содержания редких щелочей, фтора, фосфора, Та, Sn и пониженными концентрациями РЗЭ (Рис. 10, 11; Табл. 2). Несмотря на пространственную близость и сходное геологическое положение Ахмировского пояса, его породы отличаются от пород Чечекского пояса повышенным содержанием SiO₂, РЗЭ, пониженным Al₂O₃ и P₂O₅.

Различия в составах пород редкометалльных дайковых поясов Восточного Казахстана отражаются в составах минералов-вкрапленников. Слюды УРМ пород Чечекского пояса имеют состав от литиевого фенгит-мусковита до железистого лепидолита; РМ пород Чечекского пояса – фенгит-мусковит; Ахмировского пояса - от железистого лепидолита до протолитионита с повышенными концентрациями MgO, F. В составе КПШ из УРМ пород Чечекского пояса заметным отличием является высокое содержание фосфора. КПШ Ахмировского пояса выделяются повышенной концентрацией рубидия. Топаз в онгонитах Ахмировского пояса образует вкрапленники, в УРМ породах Чечекского пояса располагается в основной массе, в РМ породах Чечекского пояса не обнаружен.

Сравнение составов расплавных включений во вкрапленниках выделенных типов пород Чечекского пояса показывает, что РВ из вкрапленников УРМ пород отчетливо выделяются более высоким содержанием P_2O_5 , F и более низким содержанием CaO, более высоким содержанием литофильных редких элементов Cs, Rb, Be, более низким содержанием Sr и Ba (Табл. 8; Рис. 30, 31). Для составов РВ Ахмировского дайкового пояса характерны повышенные концентрации SiO_2 , пониженные - Al_2O_3 , P_2O_5 и F. Полученные различия в составе расплавных включений и минералов хорошо согласуются с предложенной типизацией пород. Это свидетельствует, что разделение РМ и УРМ пород в составе Чечекского дайкового пояса обусловлено различиями в составе расплавов на уровне магматических очагов. Расплавы, формировавшие Ахмировский пояс, были отличны от них.

В составе Восточно-Калгутинского дайкового пояса по степени редкометалльности выделяются РМ и УРМ разновидности. УРМ онгониты выделяются максимальной концентрацией редких щелочей, повышенными содержаниями Nb, Ta, Р и пониженными - Ti, Mg, Fe. По соотношению натрия и калия РМ породы пояса делятся на эльваны и онгониты. УРМ породы являются онгонитами, вместе с ними в центральной дайке располагаются эльваны промежуточной степени редкометалльности между РМ породами и УРМ онгонитами (ВРМ эльваны).

Различия в составе пород находят свое отражение в вариации составов породообразующих минералов и минеральных ассоциаций Восточно-Калгутинского пояса. КППШ РМ онгонитов отличается от КППШ РМ эльванов по высокому содержанию Rb; биотит РМ онгонитов заметно отличается повышенными Rb и F, пониженными Mg и Ti. Состав минералов в эльванах центральной дайки отличаются значительно от состава минералов остальных РМ и УРМ пород. Эти эльваны выделяются повышенным Mg в мусковите, повышенным содержанием Ca в плагиоклазе (до олигоклаза). Плагиоклаз УРМ онгонитов, наоборот, наиболее близок к составу чистого альбита. В УРМ онгонитах КППШ заметно выделяются повышенным содержанием Rb, Cs, Р; мусковит – повышенным Rb и низким Ti. Общей чертой пород центральной дайки является пониженное содержание MnO в составе мусковита. Только в УРМ онгонитах, в силу специфики их состава, обнаружены фосфаты лития и бериллия – монтебразит и гердерит.

Сопоставление составов РВ во вкрапленниках различных типов пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса позволяют сделать вывод, что расплавы, формировавшие центральную дайку (ВРМ эльваны и УРМ онгониты), отличались от расплавов остальных даек значительно более высокими концентрациями фосфора и редких литофильных элементов Cs, Rb, Nb, пониженными Al_2O_3 и MgO. Расплавы, формировавшие УРМ онгониты, были в наибольшей степени обогащены редкими элементами, а также фтором.

Между составами РВ во вкрапленниках РМ эльванов и онгонитов значимых отличий не установлено.

По составу РВ и минералов определено, что в образовании Восточно-Калгутинского дайкового пояса принимали участие редкометалльные магмы различающегося состава. Образование центральной дайки, состоящей из УРМ онгонитов и ВРМ эльванов, связано с внедрением гетерогенной по составу магмы. РМ эльваны и РМ онгониты формировались из сходных расплавов. Таким образом, контрастные различия в составе минералов-вкрапленников и расплавных включений в выделенных типах пород позволяют сделать вывод, что гетерогенность состава дайковых поясов обусловлена не наложенными метасоматическими процессами, а эволюцией магматических очагов.

5.4.2. Причины неоднородности расплавов

Различия в составах расплавов, из которых кристаллизовались породы в пределах дайковых поясов, могут быть обусловлены различными причинами, среди которых наиболее значимыми для исследуемых объектов, как было установлено в ходе исследования, являются процессы кристаллизационной дифференциации и флюидно-магматического взаимодействия.

5.4.2.1. Дифференциация расплавов

Роль кристаллизационной дифференциации в формировании многообразия составов редкометалльных пород может быть проверена на некоторых наиболее распространенных индикаторных соотношениях элементов. Соотношения К/Rb и Nb/Ta многими авторами рассматриваются как показатель дифференцированности гранитных расплавов (Коваленко, 1979; Косалс, 1984; Гоневчук, 2002; Lukkari, 2002). Поскольку Ta более несовместим, он накапливается в расплаве в большей степени, чем Nb и тренд эволюции гранитов направлен в сторону уменьшения Nb/Ta (Косалс, 1984; Коваленко и др., 1999). Поскольку Nb и Ta малоподвижны во флюиде, их распределение контролируется только процессами кристаллизации (Бородулин и др., 2009; Кузнецова и др., 2012). Еще одним показателем степени дифференцированности является Rb/Sr соотношение (Коваленко и др., 1999; Гоневчук, 2002).

Редкометалльные породы дайковых поясов Восточного Казахстана. На рис. 64а видно, что составы дайковых пород Чечекского и Ахмировского поясов образуют отчетливый тренд в направлении снижения К/Rb и Nb/Ta. В Чечекском поясе снижение происходит от РМ к УРМ породам и их расплавам. На диаграмме Rb/Sr к Sr (Рис. 64 б) составы пород Чечекского а Ахмировского поясов выстраиваются в линейный тренд. По РВ также наблюдается отчетливое снижение Sr и увеличение Rb/Sr, т.е. по мере

дифференциации от РМ к УРМ расплавам. Дополнительным подтверждением служит снижение суммарной концентрации РЗЭ в породах Чечекского пояса по мере увеличения редкометалльности (**Рис. 11 б**). Как было показано во многих работах, концентрация РЗЭ убывает при дифференциации гранитных расплавов (*Christiansen et al., 1984; Коваленко и др., 1999*). Исходя из рассмотренных соотношений, для Чечекского пояса очевидно, что в образовании УРМ расплавов ведущую роль играла дифференциация РМ расплавов в камере. Находка пересечения РМ дайки с УРМ позволяют с уверенностью утверждать, что УРМ породы более поздние. Очевидно, после первого импульса внедрения, происходила дифференциация с накоплением в остаточных расплавах редких щелочей, фтора, фосфора, Та, Nb, типоморфного рудного металла – Sn.

На треугольной диаграмме гаплогранитной системы (ортоклаз-кварц-альбит) (**Рис. 32**) поле составов расплавов довольно компактно, близко к составам пород и соответствует направлению альбитового тренда эволюции литий-фтористого гранитного расплава (*Huang, Wyllie, 1975; Коваленко, 1977*). Таким образом, для Чечекского и Ахмировского поясов близкие составы РВ и пород по основным компонентам и их соотношениям свидетельствуют, что состав каждого из выделенных типов даек определяется преимущественно составом расплавов. Разные по составу дайки являются последовательными фазами внедрения из одного и того же кристаллизующегося очага. Эволюция редкометалльной гранитной магмы протекала в системе, близкой к закрытой.

Редкометалльные дайковые породы Южного Алтая. Составы пород и РВ Восточно-Калгутинского пояса также образуют тренд в направлении снижения K/Rb и Nb/Ta. Самые низкие значения характерны для валовых составов УРМ онгонитов и стекол РВ в их вкрапленниках (**Рис. 65 а**). Самые высокие соотношения наблюдаются в РМ эльванах. Промежуточные значения характерны для РМ онгонитов и для эльванов центральной дайки. Таким образом, можно предложить такую последовательность по увеличению степени дифференцированности расплавов: РМ биотитсодержащие эльваны → РМ мусковитсодержащие эльваны → РМ онгониты и эльваны центральной дайки → УРМ онгониты. В этом же направлении происходит снижение суммы РЗЭ (**Рис. 41**), за исключением эльванов центральной дайки с максимальной суммарной концентрацией РЗЭ, но промежуточной степени дифференциации по K/Rb и Nb/Ta.

Зависимость между Rb/Sr и Sr для Восточно-Калгутинского пояса не такая четкая, как для Чечекского пояса (**Рис. 65 б**). В пределах поля составов дайковых пород намечаются субпараллельные тренды, отвечающие РМ эльванам и онгонитам, а также УРМ онгонитам. Кроме этого, выделяется поперечно направленный тренд от РМ пород к ВРМ эльванам и УРМ онгонитам. Такое поведение показывает не последовательную эволюцию, а позволяет

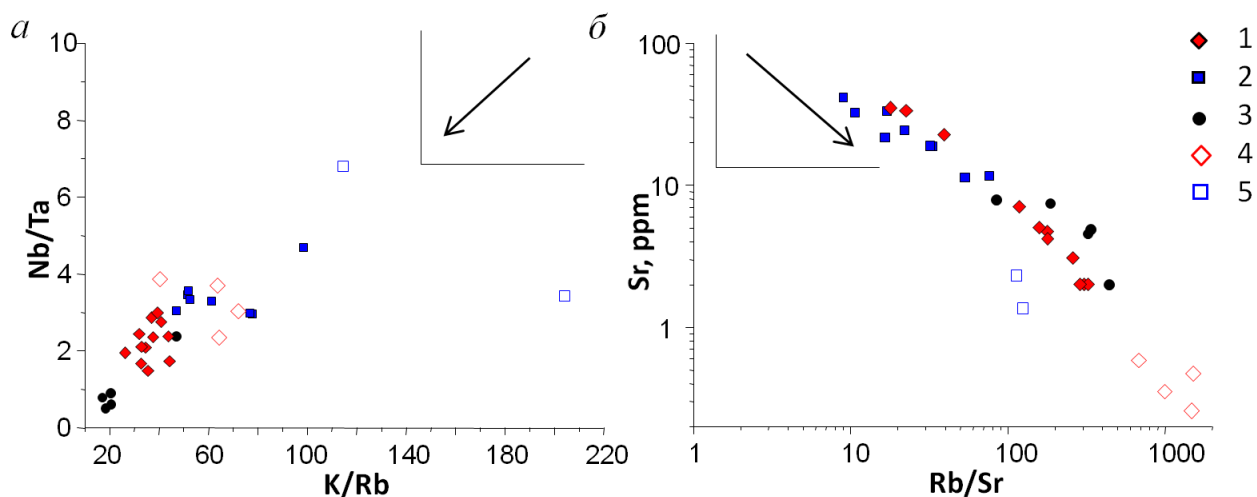


Рис. 64. Составы пород и расплавных включений Чечекского и Ахмировского поясов на диаграммах, изображающих показатели дифференцированности гранитных расплавов. Условные обозначения: 1-3 породы, 4-5 – расплавные включения. 1,4 – УРМ породы Чечекского пояса, 2,5 – РМ породы Чечекского пояса, 3 – онгониты Ахмировского пояса. На врезках показано направление дифференциации гранитных расплавов.

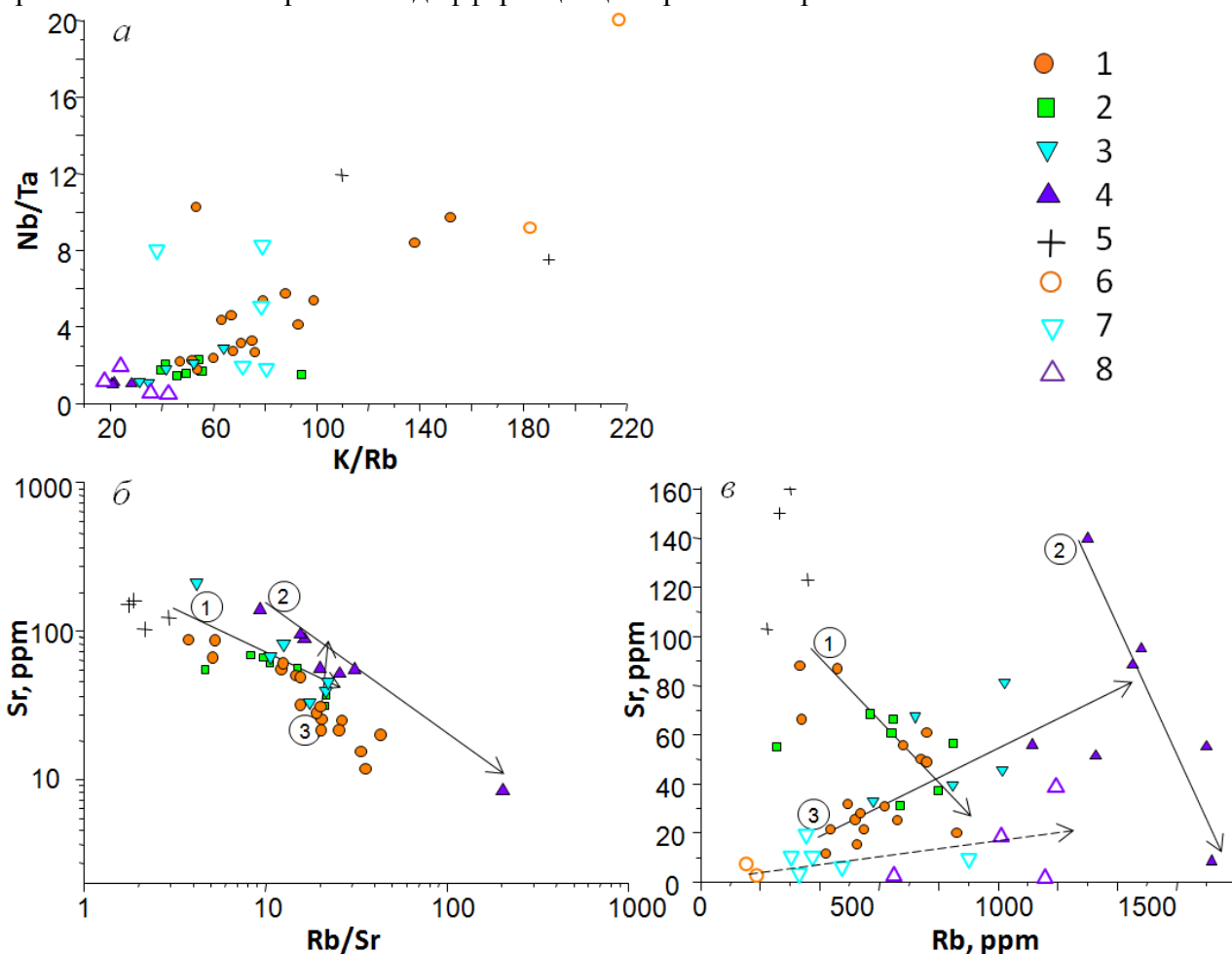


Рис. 65. Составы пород и расплавных включений Восточно-Калгутинского пояса на диаграммах, изображающих показатели дифференцированности гранитных расплавов. Условные обозначения: 1-5 породы, 6-8 – расплавные включения. 1,6 – РМ эльваны, 2 – РМ онгониты, 3,7 – ВРМ эльваны, 4,8 – УРМ онгониты, 5 – граниты главной фазы. Стрелки – предполагаемые тренды: 1 – РМ породы, 2 – УРМ онгониты, 3 – от РМ к УРМ, пунктирная стрелка – тренд изменения составов РВ.

сделать предположение о резкой смене состава расплава в отношении Sr при переходе от менее дифференцированных к более дифференцированным породам.

На диаграмме Sr к Rb положительная корреляция Sr и Rb в составе пород и РВ Восточно-Калгутинского пояса не соответствует фракционированию этих элементов в кислых расплавах (**Рис. 65 в**). Концентрация Sr должна убывать, а Rb - увеличиваться в остаточном расплаве, т.к. известно, что для дацитов и риолитов комбинированные коэффициенты распределения (K_d) $Sr > 1$, $Rb < 1$ (*Rollinson, 1993; Скляр и др., 2001*) (**Табл. 19**).

С другой стороны, для онгонитов Монголии определены величины комбинированных коэффициентов распределения Sr и Rb, при которых Sr накапливается совместно с Rb (*Антипин и др., 1984*) (**Табл. 19**). Такие коэффициенты распределения для дацитов, риолитов и онгонитов были рассчитаны указанными авторами с учетом вхождения Sr в полевые шпаты и биотит или мусковит при кристаллизации расплавов.

Таблица 19

Коэффициенты распределения стронция в гранитных расплавах

порода	Кр Kfs	Кр Pl	Кр Ms	Кр Ap	Kd*	Kd
Дациты и риолиты ¹	9,4 ¹	6 ¹	0,24 ¹ (для Bt)	68	1,5	2,22
Онгониты ² БН1700	0,91 ²	0,86 ²	2,23 ²	68	0,67 ²	0,97 ²
Онгониты ² среднее	1,21 ²	1,37 ²	1,39 ²	68	0,98 ²	1,01

Примечание: Кр - коэффициент распределения, Kd - комбинированный коэффициент распределения для расплава Восточно-Калгутинского пояса рассчитан для 10 мол.% Qtz, 10 мол.% Kfs, 10 мол.% Pl, 5 мол.% Ms, 1 мол.% Ap (суммарная доля вкрапленников 36%), Kd* - комбинированный коэффициент распределения без Ap (Kd и Kd* для дацитов и риолитов рассчитан исходя из соотношения минералов для Восточно-Калгутинского пояса). 1 - по данным (*Rollinson, 1993*); 2 - по данным (*Антипин и др., 1984*).

В породах Восточно-Калгутинского пояса важнейшим концентратором Sr является апатит. В нем концентрации Sr составляют 0,3-1,5 мас.% SrO. Для расчетов взят состав РМ эльвана с минимальными для этого типа пород Rb и максимальным Nb/Ta (КЛ-227). Поскольку величины коэффициентов распределения (Кр) Sr в апатите из кислых пород имеют широкие вариации (*Коваленко и др., 1982*), была взята оценка по породам Восточно-Калгутинского пояса как отношение концентрации Sr в апатите к его валовой концентрации в породе. Используя предложенные Кр для КШШ, плагиоклаза, слюды (*Rollinson, 1993; Антипин и др., 1984*) и рассчитанный Кр для апатита, был рассчитан Kd для породы Восточно-Калгутинского пояса. При наличии апатита (был взят 1 мол.% на основании расчетов СРW), $K_d(Sr) > 1$, т.е. расплав обедняется стронцием еще в большей степени, чем в безапатитовых породах. Таким образом, накопление Sr можно связать только с его

поступлением в расплав из внешнего источника (это предположение согласуется с прерывистым характером тренда Rb/Sr к Sr, **рис. 65 б**). Аналогичное поведение могло быть у РЗЭ, концентрация которых самая высокая в эльванах центральной дайки даже относительно менее дифференцированных РМ эльванов.

Обобщая приведенные в разделе 5.4.2.1 данные, можно утверждать, что *вариации состава пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса в отношении Nb, Ta и Rb в значительной степени объясняются кристаллизационной дифференциацией формировавшихся их расплавов. Наибольшей степенью дифференциации с накоплением редких литофильных элементов и фосфора характеризуются расплавы УРМ онгонитов. В то же время в рамках стандартной кристаллизационной дифференциации гранитных расплавов нельзя объяснить возрастание Sr в УРМ онгонитах и эльванах центральной дайки и РВ из них. Как показали расчеты, это может быть связано с дополнительным источником стронция.*

5.4.2.2. Влияние флюидно-магматического взаимодействия на химическую гетерогенность в составе Восточно-Калгутинского пояса

Составы стекол РВ в кварце пород Восточно-Калгутинского пояса на треугольной диаграмме ортоклаз-кварц-альбит образуют продолжительный тренд из точки гранитной котектики по направлению к кварцевой вершине с увеличением SiO₂, уменьшением щелочей и смещением К/Na в сторону К. Тщательный контроль качества анализов, вынесенных на диаграмму, исключает наличие аналитических погрешностей. Такое расположение точек составов требует генетического объяснения.

При полевых работах было отмечено, что центральная дайка Восточно-Калгутинского пояса сложена мелкопорфировыми или афировыми разностями, которые представлены УРМ онгонитами, и более раскристаллизованными, крупнопорфировыми ВРМ эльванами. Было сделано предположение, что такая структура пород и фациальные взаимоотношения между ними обусловлены участием флюидной фазы в кристаллизации. Присутствие свободного флюида в момент кристаллизации вкрапленников доказано наличием флюидных включений, сингенетичных с расплавными. В тех порциях магмы, где присутствовала флюидная фаза, она вероятнее всего распределялась на поверхности границ вкрапленников (*Jahns, Burnham, 1969*) и способствовала росту более крупных кристаллов. Гранитная магма, тем более с пониженными содержаниями фтора, обладает высокой вязкостью, что препятствовало равномерному распределению флюида по магматической камере, создавая участки, обогащенные флюидной фазой, и участки магмы исходного состава.

Был проведен численный расчет возможного влияния флюидной фазы на кристаллизующийся гранитный расплав (**Табл. 20**). На основании экспериментальных

данных прослежено изменение состава гранитного расплава при взаимодействии с флюидом разного состава и в разном количестве. Для расчетов использован состав гаплогранитного расплава: 79,2 мас.% SiO₂, 12 мас.% Al₂O₃, по 4,4 мас.% Na₂O и K₂O (*Tuttle, Bowen, 1985*). В таких же соотношениях находятся петрогенные компоненты выбранной породы Восточно-Калгутинского пояса.

Как известно, при наличии флюидной фазы, сосуществующей с расплавом, натрий и калий оба перераспределяются в пользу расплава, но коэффициент распределения натрия между флюидом и расплавом выше чем калия (*Bai, Koster van Groos, 1999*).

Таблица 20

Распределение натрия и калия между флюидом и расплавом

Состав флюида	Отношение флюид:расплав (по массе)	D ¹		Остается в расплаве		Na ₂ O:K ₂ O в расплаве	Ab:Or
		Na ₂ O K ₂ O	Переходит во флюид Na ₂ O, мас.% K ₂ O, мас.%	Na ₂ O, мас.% K ₂ O, мас.%	Na ₂ O, мас.% K ₂ O, мас.%		
Исходный расплав	0:1	-	0 0	4,4 4,4	1:1	1,5:1	
0,1m HCl (0,37 мас.%)	1:10	0,1 0,05	0,04 0,02	4,36 4,38	1:1	1,5:1	
0,1m HCl (0,37 мас.%)	1:1	0,1 0,05	0,4 0,21	4 4,19	0,95:1	1,4:1	
0,1m HCl (0,37 мас.%)	5:1	0,1 0,05	2 1,05	2,4 3,35	0,72:1	1,1:1	
1,4m HCl (5 мас.%)	1:10	1,8 0,71	0,28 1,18	4,12 4,22	0,98:1	1,5:1	
1,4m HCl (5 мас.%)	1:1	1,8 0,71	2,83 1,83	1,57 2,57	0,61:1	0,9:1	
1,3mKCl (9,7 мас.%)	1:1	0,88 0,27	2,06 2,22	2,34 8,25	0,28:1	0,4:1	

Примечание: m - моляльность раствора (количество вещества на 1000 г раствора)

1 - по данным (*Bai, KostervanGroos, 1999*) при T=750⁰C и P=2 кбар.

Таким образом, при взаимодействии водного флюида с силикатным расплавом флюид в большей степени обогащается натрием, а калий в большей степени переходит в расплав. По составу ФВ установлено, что флюид был представлен раствором NaCl. По-видимому, это состав флюида, уравновешенного с составом расплава. Допустим, что калий поступал в расплав с флюидом. Если к гранитному расплаву добавлять флюид, содержащий KCl, то расплав будет обогащаться щелочами и точка составов на треугольнике будет смещаться к полевошпатовой стороне, противоположно наблюдаемому тренду (**Рис. 66**, точка б). Таким образом, калий, обогащавший расплав, не мог поступать с флюидом. В расчетах использовался флюид, содержащий водный раствор HCl. Первое предположение состоит в

том, что весь флюид выделился из расплава в процессе вскипания. Максимально в расплаве при 600-700°C и 5-7 кбар может содержаться 10-12 мас. % H₂O (Burnham, 1975; Holtz, Johannes, 1994). Пусть из расплава выделилось 10 мас.% H₂O (максимальная оценка). При использовании коэффициентов распределения для 0,1m раствора HCl, которые близки к коэффициентом распределения для чистой воды, состав расплава не сместится из исходной точки. Точка состава расплава сместится незначительно даже при использовании коэффициентов распределения для 1,4m HCl (Рис. 66, точка 2). Из этого следует, что взаимодействие расплава с флюидом, выделившимся из него при вскипании, не могло обеспечить наблюдаемого изменения состава расплава. Таким образом, ретроградное вскипание магмы, признаком которого является наличие сингенетичных расплавных и флюидных включений, не могло привести к значительному изменению К/Na соотношения гранитных расплавов и обогащению их нормативным кварцем.

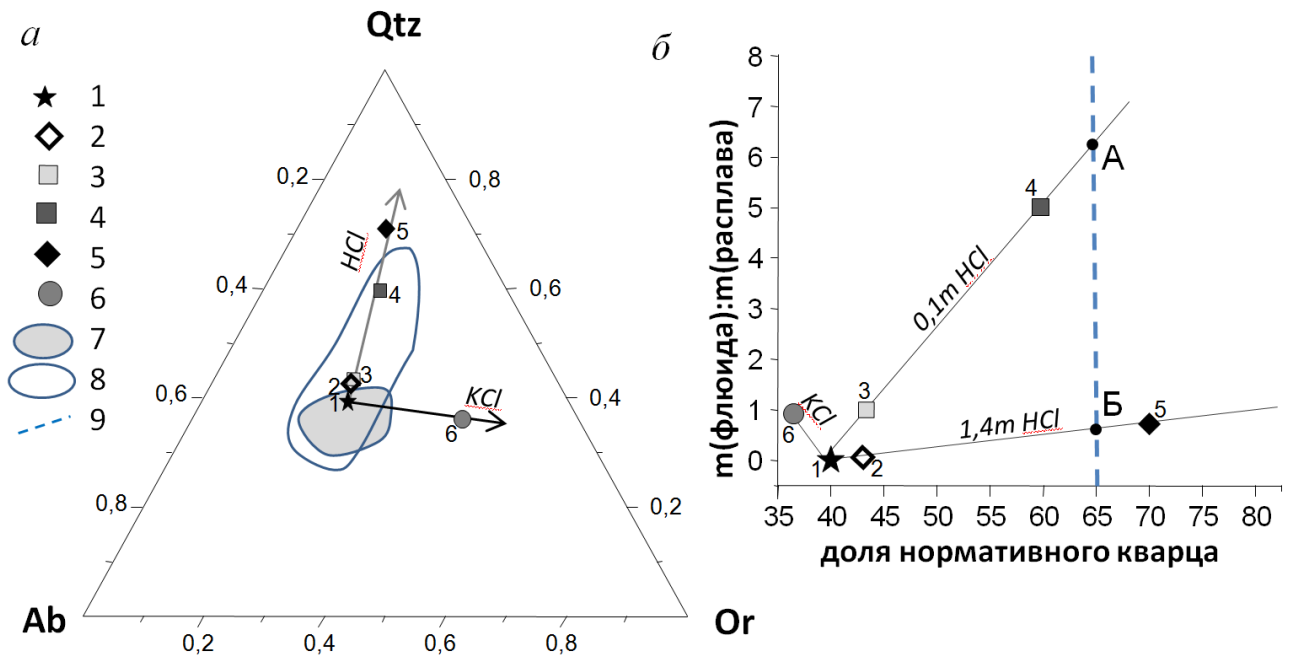


Рис. 66. Вариации состава гаплогранитного расплава, обусловленные взаимодействием с флюидной фазой. *а* – нормативный состав расплава в системе ортоклаз (Or) – кварц (Qtz) – альбит (Ab). *б* – влияние объема воздействующего на расплав флюида на долю нормативного кварца в расплаве (при условии что Or+Qtz+Ab=100%).

Условные обозначения: 1 – гаплогранит (Tuttle, Bowen, 1985); 2-6 состав расплава после взаимодействия с флюидной фазой в соответствии с коэффициентами распределения Na и K между флюидом и расплавом (Bai, Koster van Groos, 1999); 2 – 1,4m раствор HCl (1:10); 3 – 0,1m раствор HCl (1:1); 4 – 0,1m раствор HCl (5:1); 5 – 1,4m раствор HCl (1:1); 6 – 1,3 m раствор KCl (1:1); при воздействии раствора 0,1m HCl (1:10) состав расплава остается в точке 1. В скобках указано заданное массовое соотношение флюид:расплав; 7 – поле составов пород Восточно-Калгутинского пояса; 8 – поле составов РВ в кварце пород Восточно-Калгутинского пояса; 9 – максимальная доля нормативного кварца в составе стекол РВ; А и Б на (б) – доля флюида, необходимая для достижения максимальной доли нормативного кварца в РВ.

Второе предположение состоит в том, что в расплав поступило намного большее количество флюида из внешнего источника. Для смещения состава расплава в ожидаемом направлении необходимо либо сопоставимая с массой расплава масса высококонцентрированного флюида (**Рис. 66**, точка 5), либо превышающая массу расплава масса слабоконцентрированного флюида (**Рис. 66**, точка 4; **Рис. 66 б**). В обоих случаях соотношение Na:K в расплаве смещается в пользу калия, а относительная доля SiO₂ в расплаве возрастает в связи с убыванием доли щелочей. Значительная часть флюидной фазы покинула дайки, обеднив их накопленным во флюиде натрием.

Итак, расчеты показали, что количества флюидной фазы, которое могло выделиться из расплава, недостаточно для наблюдаемого изменения состава расплава. Таким образом, необходимо было поступление дополнительного количества флюида. Такое влияние флюидной фазы на состав расплава согласуется с предположением, согласуется с моделью метамагматизма, рассмотренной в главе 1.3 (*Henley, 1974; Charoy, 1986; Загорский, Перетяжко, 1992; Антипин и др., 2002*). Таким образом, на примере состава расплавов, формировавших Восточно-Калгутинский пояс, была доказана роль флюидно-магматического взаимодействия, которое является одним из факторов разнообразия редкометалльных гранитоидов.

Обобщенный в разделе 5.4. материал позволяет сформулировать **Второе защищаемое положение:** *Разнообразие составов даек в пределах поясов и отдельных тел связано с химической неоднородностью магм в камерах, где происходила кристаллизация вкрапленников. Неоднородность состава даек Чечекского пояса обусловлена внедрением последовательных дифференциатов одной и той же магмы, а даек Восточно-Калгутинского пояса – как кристаллизационной дифференциацией магмы, так и ее взаимодействием с водными флюидами.*

5.5. Р-Т параметры кристаллизации вкрапленников в очагах редкометалльных магм

Прямые оценки Р-Т параметров были проведены на основании полученных данных по термометрии флюидных и расплавных включений во вкрапленниках кварца из пород исследуемых дайковых поясов. Для качественного подтверждения привлекались петрографические наблюдения и результаты минералогических исследований.

5.5.1. Давление

Дайковые породы исследуемых объектов имеют сходные качественные признаки кристаллизации при высоких давлениях флюида. Во-первых, характерный внешний вид включений дает генетическую информацию о давлении при кристаллизации минерала-хозяина. Расплавные включения полностью раскристаллизованы, что не характерно для

субвулканических интрузивных образований (Базарова и др., 1975; Реддер, 1987). В основной массе даек также отсутствует стекло, что определяет их принадлежность к мезоабиссальной фации глубинности. Включения магматического водного флюида имеют высокую плотность. Многие расплавные включения взорваны и образовавшиеся при декрепитации трещины вокруг них залечены и содержат включения флюидной фазы, выделившейся из захваченного расплава. Наличие ореолов декрепитации вокруг РВ в кварце указывает на то, что они находились в условиях, когда внутреннее давление во включении было больше внешнего на величину, превышающую предел прочности минерала-хозяина. Такие условия могли реализоваться при захвате включений на глубине и подъеме зерен минерала к поверхности. По этой же причине не удалось провести опыты по прогреву расплавных включений при атмосферном давлении. Размер взорванных РВ позволил оценить величину давления захвата (Tait, 1992). Поскольку среди взорванных РВ присутствуют включения размером до 20-30 мкм, то предельное напряжение (σ_i), при котором в кварце начнутся хрупкие деформации, согласно расчетам, составит 2-2,5 кбар. Трещины в кварце вокруг включения размером свыше 20-30 мкм образуются, когда разница давлений внутри включения и снаружи кристалла $\Delta P = 2\sigma_i$ составила до 4-5 кбар. Чтобы определить исходное давление захвата, которое примерно равно давлению внутри включения в момент декрепитации (Tait, 1992), допустим, что литостатическое давление при становлении даек составляло 1-1,5 кбар. Тогда оценка давления при захвате включений будет составлять 5-6,5 кбар.

Во-вторых, оценку давления в момент кристаллизации позволило провести наличие в породах порфировых вкрапленников мусковита в парагенезисе с кварцем. По экспериментальным данным известны положения линий солидуса водонасыщенного гранита и водонасыщенного гранита с содержанием фтора 4 мас.%, а также линии разложения парагенезиса мусковита с кварцем, мусковита и фтор-мусковита (Wyllie, Tuttle, 1961; Коваленко, 1979; Behrman, 1988; Johannes, Holtz, 1996). Пересечение линии солидуса гранита и линии разложения мусковит+кварц дает минимально возможное давление одновременной кристаллизации мусковита и кварца из гранитного расплава (Рис. 67). Путем интерполяции можно найти положение линий солидуса для исследуемых объектов, зная содержание фтора. Более точно температуру кристаллизации можно определить по температуре гомогенизации расплавных включений. Таким образом, для Восточно-Калгутинского пояса присутствие магматических вкрапленников мусковита с содержанием F 1-2 мас.% и кварца ограничивает область минимально возможных давлений кристаллизации магмы 3 кбар. Для Чечекского дайкового пояса кристаллизация мусковита с 3 мас.% F совместно с кварцем была возможна из магматического расплава при давлении не ниже 2,5 кбар.

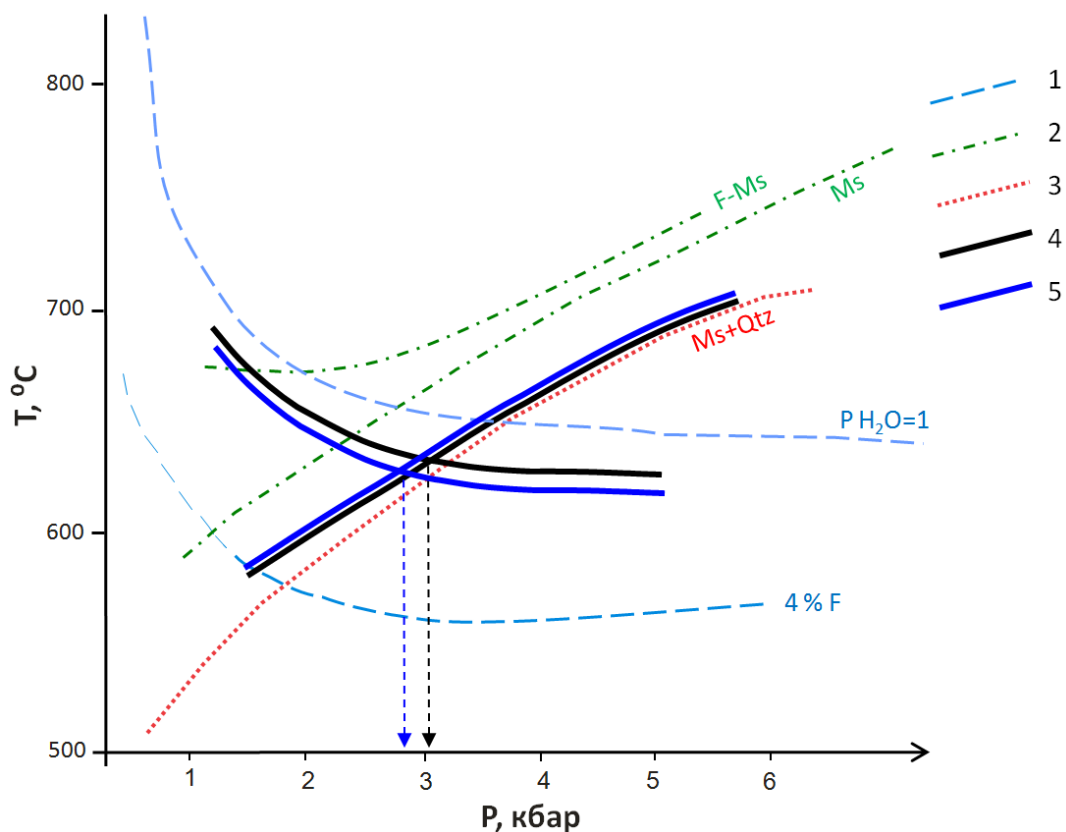


Рис. 67. Оценка P-T условий формирования пород Восточно-Калгутинского пояса (черный) и Чечекского пояса (синий) на основе магматического парагенезиса мусковит+кварц. Условные обозначения: 1 - водонасыщенный солидус (Johannes, Holtz, 1994) и солидус «мокрого» гранита и гранита с 4 мас.% F (Коваленко, 1979); 2 - линии устойчивости мусковита, фтор-мусковита и 3 - мусковита в ассоциации с кварцем (Behrman, 1988); 4 - линии для Восточно-Калгутинского дайкового пояса (солидус гранита с 0,5 % F и линия устойчивости мусковит (1-2 % F) +кварц); 5 - линии для Чечекского дайкового пояса (солидус гранита с 1-1,5 мас.% F и линия устойчивости мусковит (1,2-3 мас.% F) +кварц).

Третьим и основным способом оценки давления является использование данных по термометрии расплавных и флюидных включений. Результаты микротермометрии флюидных включений позволили рассчитать их изохоры из допущения, что растворы ФВ относятся к системе $H_2O-NaCl$. Для построения изохор выбирались параметры, соответствующие только тем ФВ, которые отвечают стадии кристаллизации магматических минералов. Таковыми являются первичные флюидные включения либо сопутствующие расплавным, либо комбинированным с захваченными кристаллическими фазами. Для Восточно-Калгутинского дайкового пояса использовались изохоры для системы $H_2O-NaCl$, отвечающие ФВ с $T_{гом}$ 150-200°C и концентрацией соли 3-12 мас.%. Температура гомогенизации РВ составляла 600-660°C. Давление кристаллизации минерала-хозяина и захвата включений было определено по пересечению изохор ФВ и изотрем РВ. Для Восточно-Калгутинского пояса оценено давление флюида при кристаллизации вкрапленников в диапазоне 4,5-6 кбар (Potter, Brown, 1977; Pedder, 1987). Для Чечекского и Ахмировского дайковых поясов метод был аналогичен. Концентрация соли во ФВ 1,5-5

мас.% $\text{NaCl}_{\text{экв}}$, $T_{\text{гом}}$ 200-300°C. При таких параметрах плотность растворов была ниже, чем для флюидов Восточно-Калгутинского пояса. Расплавные включения гомогенизировались при 580-610°C. Оценки давления составили 3,5-4,5 кбар. Для ФВ в кварце Ахмировского пояса изохоры построены для концентрации NaCl 5-5,5 мас.% и $T_{\text{гом}}$ ФВ 250°C, давление составило 4,2 кбар. На **рис. 68** изображены изохоры, для минимальной $T_{\text{гом}}$ и минимальной солености, и максимальной $T_{\text{гом}}$ и максимальной солености. Вертикальными линиями указаны диапазоны $T_{\text{гом}}$ РВ. Оценки давлений по данным других работ (*Zhang, Frantz, 1987; Vodnar, Vityk, 1994*) оказались выше, вплоть до чрезмерно высоких 7-10 кбар. Тем не менее, полученные таким образом оценки давления по включениям в кварце дайковых поясов Восточного Казахстана оказались ниже, чем Восточно-Калгутинского пояса. Было установлено, что часть флюидных включений в кварце Чечекского пояса, сингенетичных с расплавными, содержит метан. Наличие метана, очевидно, изменяет наклон изохор водного раствора. Чтобы учесть влияние метана, была использована компьютерная модель системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CH}_4$, разработанная Ш. Мао с соавторами (*Mao et al., 2011*). Полученные давления, в зависимости от температуры растворения гидрата, на 0,1-0,8 кбар превышают оценки по системе $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$. Модели, разработанные для трехкомпонентной системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CH}_4-\text{NaCl}$ ограничиваются температурой 250°C и давлением 2 кбар (*Duan, Mao, 2006*), в связи с чем не представляется возможным оценить давление с большей точностью.

Оценки давления кристаллизации редкометалльных магм других регионов дают более низкие значения. Так, для онгонитов и литий-фтористых гранитов Онгон-Хайерхана давления составляли 1,4-4,2 кбар (*Наумов и др., 1982*). Для Ары-Булакского штока давления были 0,4-0,8 кбар (*Перетяжко, Савина, 2010*). Для ранних лейкогранитов Кангурджаринского массива (Горный Алтай) давления оценены в 3,8-4,2 кбар, а для сподуменовых аплитов позднего ритма – 3,2-3,6 кбар (*Владимиров и др., 1998*). Оценки давления по соотношению составов стекол РВ в кварце дайковых пород Восточно-Калгутинского пояса с положением котектики в гаплогранитной системе, насыщенной H_2O , дали величины 2-4 кбар (*Титов и др., 2001*). Расхождение этих данных с приведенными в настоящей работе оценками связано с различием методик оценки, а также с тем, что положение котектики в координатах T и P может сильно изменяться в результате суммарного влияния таких немаловажных элементов редкометалльных гранитных систем как фтор, фосфор, редкие элементы (*Коваленко, 1976, 1979; London et al., 1993*).

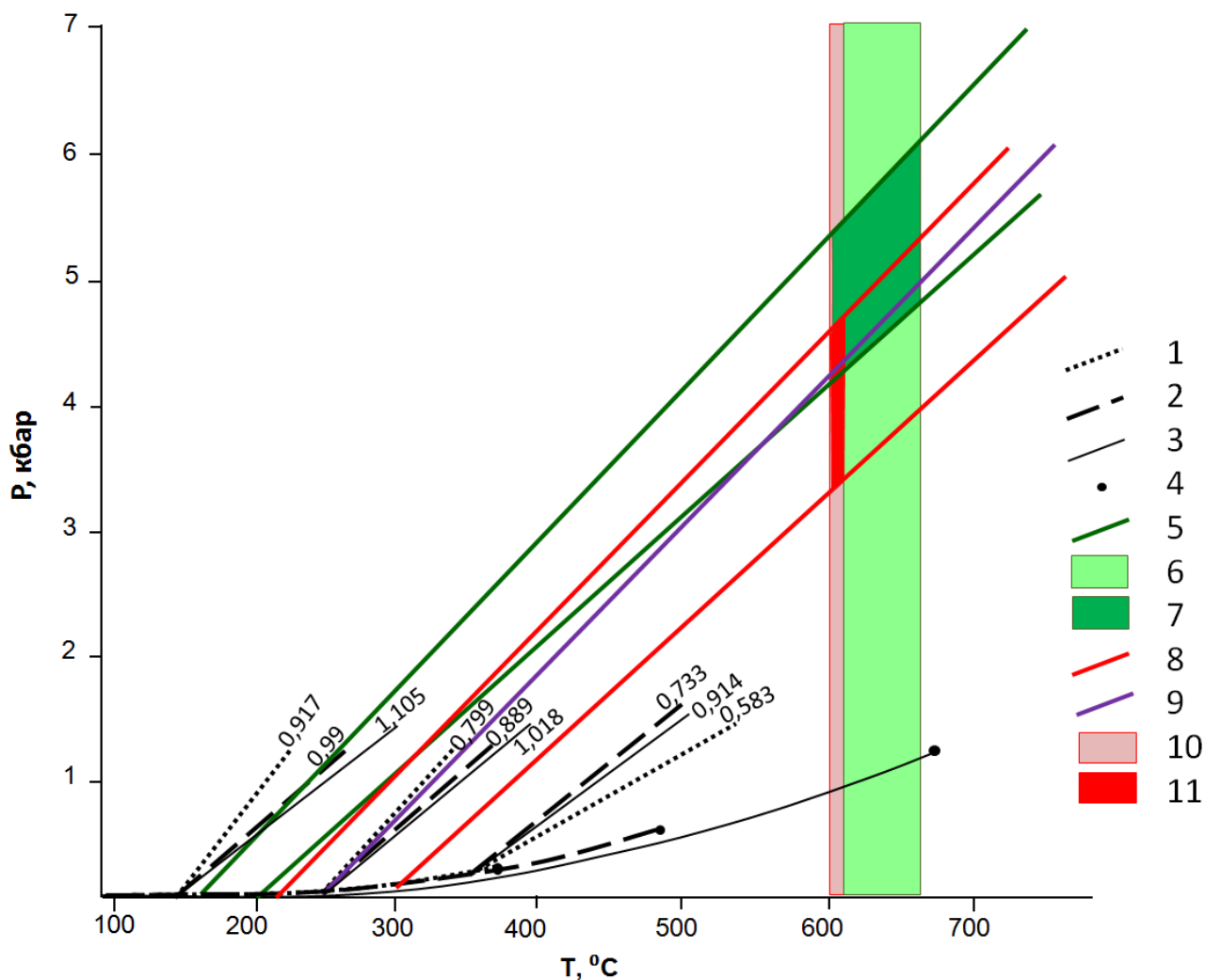


Рис. 68. Оценка давления при кристаллизации вкрапленников кварца методом пересечения изохор флюидных включений. Изохоры построены графически на основе системы $H_2O-NaCl$ (Roedder, Bodnar, 1980; Реддер, 1987). Условные обозначения: 1-4 – для системы $H_2O-NaCl$; 5-7 – для Восточно-Калгутинского дайкового пояса; 8-11 – для Чечекского и Ахмировского дайковых поясов. 1 – изохоры чистой воды; 2 – изохоры раствора 10 мас.% NaCl; 3 – изохоры раствора 25 мас.% NaCl (обозначены плотности изохор, $г/см^3$); 4 – критические точки для систем разной солености; 5,8,9 – изохоры флюидных включений (5 - Восточно-Калгутинский; 8 – Чечекский; 9 – Ахмировский дайковые пояса); 6, 10 – диапазоны $T_{гом}$ РВ; 7, 11 – диапазоны оценки давлений.

Объяснением сравнительно более высокого давления, полученного в данной работе для пород субвулканического облика, может служить тот факт, что кварц представлен интрателлурическими вкрапленниками, формировавшимися на значительно больших глубинах, чем становление самих дайковых тел. Это согласуется с выводом о том, что, как показывает обобщение геолого-геофизических и изотопно-геохимических данных по Калгутинской РМС, источник онгонит-эльвановых расплавов мог находиться на уровне корневой части Калгутинского гранит-лейкогранитного массива на глубине не менее 10-11 км от поверхности современного эрозионного среза (Анникова, 2001, 2003).

Для некоторых других редкометалльных проявлений также отмечается глубинное происхождение. Для онгонитов Бага-Газрын (Монголия) предполагается кристаллизация расплава в глубинном очаге с последующим внедрением онгонитовых магм, в разной степени уже закристаллизованных (Коваленко, 1977). Существуют примеры, когда граниты главной фазы, аплиты и аплит-пегматиты считаются внутрикамерными, а граниты поздних интрузивных фаз, дайки, штоки относят к глубинным дифференциатам (Рейф, 1990).

5.5.2. Температура

Особенностью термометрической методики, использованной для данной работы, является то, что эксперименты по гомогенизации РВ проводились под внешним сдерживающим давлением воды. Основанием для этого является высокое внутреннее флюидное давление, которое вызывает растрескивание включений при нагревании и подробнее описано в разделе 2.2.2 «Термобарометрические методы».

Полученные температуры гомогенизации ($T_{\text{гом}}$) РВ в кварце РМ пород Восточно-Калгутинского пояса составляют 650-660°C (1 кбар), ВРМ и УРМ пород – 635 (1 кбар) - 580°C (3 кбар). Температуры гомогенизации, полученные А.В. Титовым с соавторами (Титов и др., 2001) при атмосферном давлении, находятся в диапазоне 630-700°C, что в целом согласуется с нашими данными. Кроме образца «высококалиевого фельзит-порфира», для которого А.В. Титов с соавторами определили $T_{\text{гом}}$ 770-800°C. Для этого же образца, который определен нами как «грейзенизированный эльван», $T_{\text{гом}}$ РВ составила 660°C (под давлением 1 кбар). Это наглядный пример того, как методика проведения термометрических экспериментов влияет на результаты.

Температура гомогенизации РВ в кварце пород Чечекского пояса составила 580-610°C (при 3 кбар), Ахмировского - 570-580°C (при 3 кбар). Принимая во внимание полученные оценки давления в момент захвата РВ, были оценены поправки, которые необходимо сделать в связи с этим к температуре гомогенизации РВ. На **рис. 3** видно, что линии, отражающие зависимость $T_{\text{гом}}$ от давления эксперимента, выполаживаются в направлении увеличения давления. По мере приближения давления прогрева к давлению кристаллизации уменьшается величина поправки на давление. Исходя из этого, на **рис. 69** графически сделана оценка температуры захвата расплавных включений (**Табл. 21**).

С учетом поправки на повышенное давление при захвате включений температура в момент кристаллизации вкрапленников кварца РМ даек Восточно-Калгутинского пояса составляла 600-620°C. В образцах УРМ пород температура кристаллизации на 20-30 градусов ниже. Более низкими температурами кристаллизации также характеризуются все породы Чечекского и Ахмировского дайковых поясов.

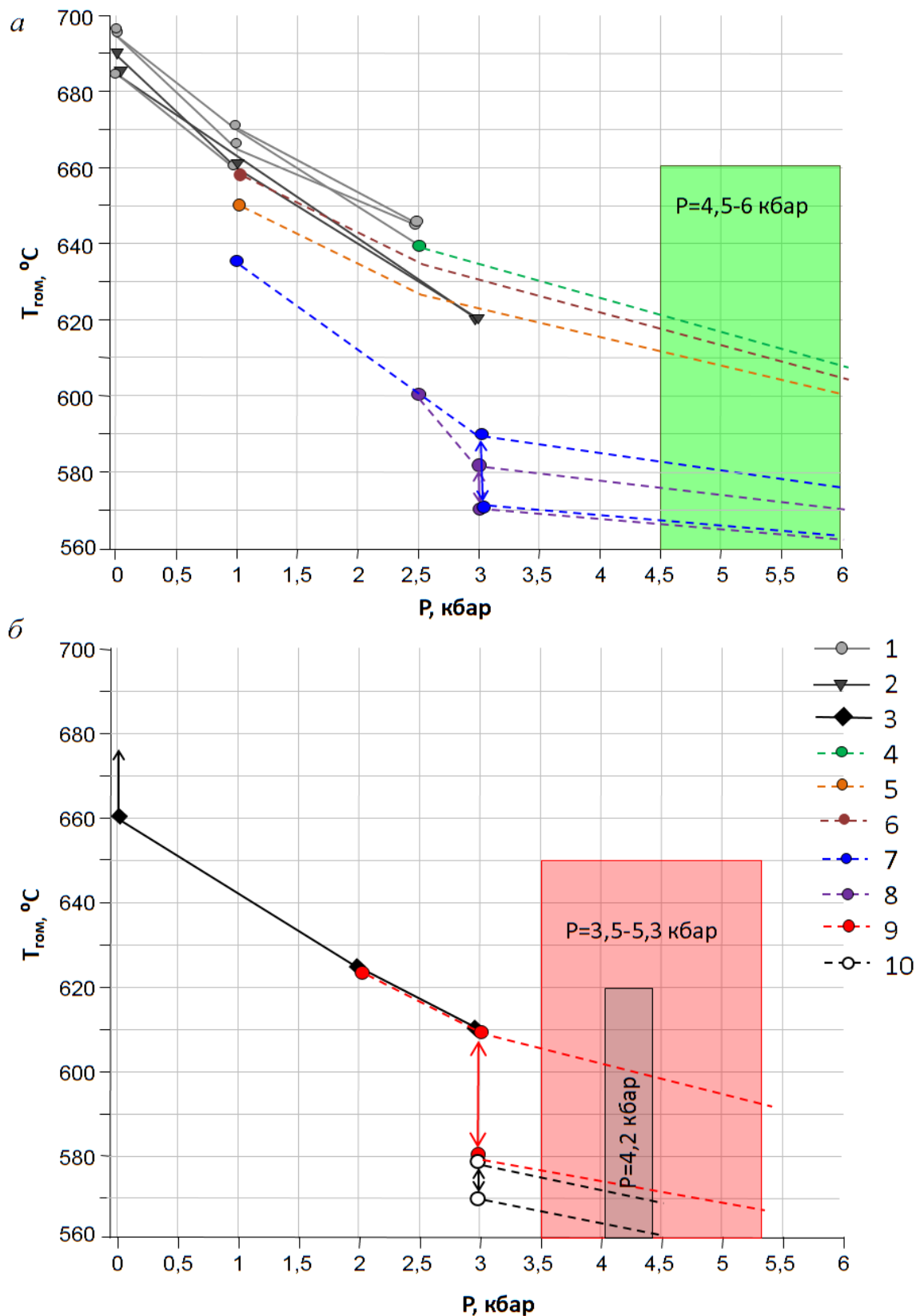


Рис. 69. Поправка температуры гомогенизации РВ на давление захвата. *а* – Восточно-Калгутинский дайковый пояс; *б* – Чечекский и Ахмировский дайковые пояса.

Условные обозначения: 1-3 - зависимость температуры гомогенизации расплавных включений в кварце от давления в эксперименте (см. рис. 3), 4-6 – РМ эльваны и онгониты, 7 – высоко РМ эльван, 8 – УРМ онгонит Восточно-Калгутинского дайкового пояса, 9 – онгониты Чечекского дайкового пояса, 10 – онгониты Ахмировского пояса. Закрашенными полями показаны диапазоны давления: зеленый – для Восточно-Калгутинского дайкового пояса; красный – для Чечекского дайкового пояса; серый – для Ахмировского дайкового пояса.

Определение температуры захвата расплавных включений
с учетом оценки поправки на давление

Дайковый пояс	РВ в кварце, порода	$T_{\text{гом РВ}}, ^\circ\text{C}$ (давление прогрева, кбар)	Оценка давления захвата РВ, кбар	T после поправки, $^\circ\text{C}$
Восточно-Калгутинский	РМ эльван	650-660 (1)	4,5-6	600-610
	РМ онгонит	≤ 640 (2,5) 620-650 (1) 650-660 (1)		600-620
	Высоко РМ эльван	≤ 635 (1) 570-590 (3)		565-585
	УРМ онгонит	≤ 600 (2,5) 570-580 (3)		565-575
Чечекский	РМ онгонит	580-610 (3)	3,5-4,5 3,6-5,3 (с CH_4)	570-605
	УРМ онгонит	580-610 (3)		570-605
Ахмировский	онгонит	570-580 (3)	4,2	560-575

Примечание: Указаны диапазоны температур, в которых произошла гомогенизация. Если указано \leq , то прогрев при меньшей температуре не проводился.

Полученная более низкая температура вкрапленников в УРМ породах Восточно-Калгутинского пояса по сравнению с РМ подтверждает и дополняет данные, полученные в более ранних работах для образца «калгутита» (Владимиров и др., 1998; Титов и др., 2001). В целом полученный диапазон температур кристаллизации соответствует температурам, определенным ранее для других подобных редкометалльно-гранитных систем Монголии, Забайкалья и Прибайкалья (Наумов, 1982; Чупин и др., 1994; Кузнецов и др., 2004; Пертяжко и др., 2007; Антипин и др., 2009). Их общей характерной чертой являются низкие по сравнению с водосодержащей гаплогранитной системой (Коваленко, 1979) температуры кристаллизации, что связано с высокой концентрацией летучих и флюсующих компонентов в редкометалльно-гранитных расплавах. Более низкая температура кристаллизации вкрапленников Чечекского и Ахмировского поясов по сравнению с Восточно-Калгутинским очевидно зависит от более высокой концентрации фтора в расплаве. Более низкая температура кристаллизации вкрапленников кварца Восточно-Калгутинских УРМ и ВРМ пород по сравнению с РМ, может объясняться несколько повышенным содержанием фтора и более высоким содержанием фосфора. Как известно, фосфор тоже понижает температуру солидуса алюмосиликатных расплавов, но менее эффективно, чем фтор (London et al., 1993).

Отметим, что снижение оценок температуры кристаллизации на 30-40 градусов повлечет за собой снижение оценки давления на 0,1-0,2 кбар, что находится в пределах точности расчетов.

Особенности состава некоторых минералов позволяют подтвердить разницу относительных температур кристаллизации вкрапленников в разных типах пород. Так, состав вкрапленников КПШ и альбита, близкий к чистым миналам, характерный для исследуемых пород, свидетельствует о низкотемпературных условиях кристаллизации. Наименьшее количество примесей К в альбите и Na в калишпате УРМ онгонитов Восточно-Калгутинского пояса подтверждает более низкую температуру образования вкрапленников этих пород. Известно, что повышенные концентрации Ba и Sr свойственны более высокотемпературным КПШ в связи с большей изоморфной емкостью структуры (*Типоморфизм...*, 1989). В КПШ РМ пород Чечекского пояса по сравнению с УРМ отмечаются более высокие концентрации Ba. По температуре гомогенизации различий в температуре кристаллизации вкрапленников Чечекского пояса установить не удалось, а минералогические критерии показывают, что вкрапленники РМ пород кристаллизовались при более высоких температурах. Накопление Rb и Cs в КПШ, наоборот, происходит к концу процесса дифференциации гранитного расплава (*Ляхович, 1972; Типоморфизм...*, 1989). Процесс дифференциации, очевидно, идет с понижением температуры. Таким образом, высокие концентрации примеси Rb в калишпате УРМ пород Чечекского пояса показывают более низкую температуру его кристаллизации, чем в РМ породах. Как было показано, содержание Rb во вкрапленниках пород Восточно-Калгутинского пояса увеличивается в последовательности от РМ эльванов, к РМ онгонитам и имеет максимум в УРМ онгонитах, что в целом согласуется с последовательностью снижения температуры кристаллизации.

Оценить температурные характеристики кристаллизации слюд можно по содержанию титана, которое растет с увеличением температуры (*Forbes, Flower, 1974; Ушакова, 1980; London, Burt, 1982*). Минимальное содержание титана в мусковите УРМ онгонитов Восточно-Калгутинского пояса подтверждает самую низкую температуру кристаллизации вкрапленников в этом типе пород. Для биотитсодержащего РМ эльвана, напротив, установлена самая высокая температура кристаллизации, по сравнению с вкрапленниками и кристаллическими включениями биотита из других типов пород. В породах Чечекского пояса слюды представлены литиевым мусковитом-лепидолитом, Ахмировского пояса – протолитионитом - железистым лепидолитом, и критерии типоморфизма, разработанные для мусковита и биотита, не применимы к ним.

Проведенные расчеты Р-Т параметров и обобщение типоморфных особенностей минералов позволяют сформулировать **Третье защищаемое положение:** Кристаллизация вкрапленников редкометалльных дайковых пород поясов Южного Алтая и Восточного Казахстана происходила в глубинных магматических камерах в присутствии водного флюида. Кристаллизация расплавов при формировании дайковых поясов Восточного Казахстана протекала при температуре 560-605 °С и давлении 3,6-5,3 кбар, а Восточно-Калгутинского пояса – при температуре 565-620 °С и давлении 4,5–6 кбар.

5.6. Связь образования редкометалльных дайковых поясов с оруденением

Определив температуру, давление и состав среды и некоторые другие особенности кристаллизации, обратимся к вопросу, почему в связи с Восточно-Калгутинским поясом проявлено крупное Мо-W месторождение, а Чечекские и Ахмировские дайки не сопровождаются рудопроявлениями.

5.6.1. Геологические, геохимические и термобарогеохимические критерии рудоносности

Оба исследуемых объекта по геологическим наблюдениям являются самыми поздними образованиями в эндогенной активности регионов и завершают формирование крупных объемов гранитоидов. Для объектов Южного Алтая очевидна связь даек с гранитами главной фазы Калгутинского массива и штоками лейкогранитов, которые, в свою очередь, входят в чиндагатуйско-калгутинский комплекс редкометалльных плюмазитовых гранитов поздне триасового-раннеюрского возраста (Владимиров и др., 1998; Анникова и др., 2004). По результатам датирования, формирование этих пород описывается продолжительным временным интервалом: от 207-215 млн лет для гранитов главной фазы до 203-184 млн лет для даек и рудных жил (Анникова и др., 2006; Гусев и др., 2011; Seltman et al., 2007; собственные данные). В Восточном Казахстане редкометалльные дайки связывают с гранитами Калбинского батолита. По датировкам более поздних (УРМ) Чечекских дайковых пород (285,7±3 млн лет), они относятся к финальным этапам становления Калбинского гранитного батолита, основной объем которого мог быть сформирован в интервале 290-285 млн лет (Котлер и др., 2014).

Многочисленными предшествующими работами показано, что оруденение зачастую привязано к поздним лейкократовым фазам гранитных интрузий редкометалльного состава. Развитие интрузий РМ гранитов начинается с тех предельных концентраций редких элементов, которые были достигнуты при образовании фаз дополнительных интрузий гранитных батолитов. В магматических очагах продолжается дальнейшее развитие системы и концентрирование редких и рудных элементов (Козлов, Сवादковская, 1977; Рейф, 1990; Козлов, 2012). Связь именно с лейкократовыми породами объясняется тем, что редкие

рудные элементы гранитоидов в значительной степени концентрируются в железомagneзиальных силикатах, а в обедненных мафическими компонентами лейкогранитных расплавах рассеивание рудогенных элементов в минералах сокращается, они ведут себя как несовместимые и накапливаются в расплаве вместе с летучими к окончанию процесса кристаллизации (Козлов, 1985). И так, редкометалльность гранитных интрузий, так же как и высокие концентрации F, B, многими авторами считаются признаками рудоносности (Коваль, 1998; Козлов, 1985; Таусон, 1977). Как показано, оба исследуемых нами объекта представлены дифференцированными породами лейкократового состава и приурочены к завершающим стадиям формирования крупных гранитных интрузий.

Одним из главных условий, необходимых для выделения из магматической системы рудоносного флюида, является исходная высокая концентрация воды в расплаве. Ф.Г. Рейф проводил такие оценки по расплавленным включениям в интрателлурических вкрапленниках и установил минимальное необходимое содержание воды в расплаве около 4 мас.%. Один из наиболее важных критериев рудоносности интрузий является дегазация расплава, особенно на ранних стадиях кристаллизации (Таусон, 1977; Рейф, 1990). Накопленные летучие обеспечивают высокое флюидное давление, благоприятное для концентрирования рудных элементов (Пизнюр, 1986). Как было упомянуто в обзоре моделей (раздел 1.2), нахождение флюида с магматическим расплавом обеспечивает экстракцию рудных элементов в гидротермальный флюид. Такой процесс Ф.Г. Рейф назвал «магматической дистилляцией».

Наиболее благоприятные условия для вскипания обеспечивает авторазгерметизация, когда внутрикамерное давление достигает значения, превышающего предел прочности закристаллизовавшейся части очага (Рейф, 1990). Как было показано в разделах 3.5 и 4.5 данной работы, при кристаллизации интрателлурических вкрапленников исследуемых редкометалльных дайковых поясов с расплавом сосуществовала флюидная фаза, и в обоих случаях было высокое флюидное давление. Сброс накопленного флюидного давления проявляется в виде трещинообразования, что, по мнению В.Д. Козлова (Козлов, 1985), благоприятно для дегазации и циркуляции постмагматических флюидов и растворов. Восточно-Калгутинский дайковый пояс сопровождается развитием молибденсодержащих грейзенов и брекчий, локализованных в штокверке, называемом «Молибденовый шток», а также брекчий грейзенизированных гранитов, сцементированных матриksom эльванов и онгонитов (Гусев, 2011). По данным геологических наблюдений и анализов пород, Чечекский и Ахмировский дайковые пояса не сопровождаются грейзенами и зонами брекчирования.

Однако, предыдущие исследования не ответили на вопрос, удалились ли рудные компоненты при вскрытии кристаллизующейся системы тектоническими разломами или

такие условия препятствовали выделению их во флюидную фазу. Как показано, в редкометалльных гранитных интрузиях, которые обычно сопровождаются оруденением, содержание Sn и W до 10-20 раз превышает среднее содержание в гранитах (Виноградов, 1962; Козлов, 1985; Коваль, 1998). На схеме (Рис. 70) можно видеть, что в дайках Восточно-Калгутинского пояса содержание W в 20-40 раз превосходит кларк гранитов. В Чечекских и Ахмировских дайках отмечается аномально высокое содержание Sn по сравнению с концентрациями для рудоносных гранитоидов, превосходящее кларк до 50-100 раз. Это позволяет сделать вывод о том, что рудные элементы, несмотря на флюидонасыщенность, не отделились от магмы и остались в дайках в виде рассеянной минерализации.

Обращает на себя внимание тот факт, что в породах Восточно-Калгутинского пояса повышены концентрации W и вольфрамит встречается в качестве рудного акцессорного минерала, а в дайках Чечекского и Ахмировского поясов резко повышена концентрация олова и рудным минералом является касситерит. Подобная корреляция возрастания в гранитных интрузиях минерализации именно того элемента, который формирует ассоциирующее с ними постмагматическое оруденение, установлено в нескольких работах по рудоносным гранитоидам Забайкалья (Козлов, 1985; Гребенников, 1971).

Для РМ дайковых интрузий Восточного Казахстана, содержащих аномально высокие концентрации Sn, в ходе данной работы установлено присутствие метана во флюиде, который является показателем восстановленного состояния среды. Такие условия благоприятны для транспортировки олова. Работами по другим объектам подтверждается связь оловянной металлогенической специализации гранитов с высоким содержанием метана во флюиде (Смирнов и др., 2014).

Кроме того, исследованиями по рудоносным интрузиям Монголо-Охотской зоны и Забайкалья установлено, что преимущественно оловянное оруденение связано с гранитами с высоким уровнем накопления фтора ($F > 0,2$ мас.%). В комплексах, с которыми связаны Sn-W месторождения, широкое распространение имеют литий-фтористые гранитоиды. В связи с Mo-W месторождениями литий-фтористые граниты распространены ограничено. Преимущественно вольфрамовое оруденение генетически связано с гранитами, имеющими низкие концентрации фтора (едва превышающие кларк) (Козлов, Сवादковская, 1977; Рябчиков, 1984; Козлов, 1985; Коваль, 1998; Руб и др., 1998). Эта закономерность прослеживается и для рассматриваемых в данной работе объектах. Породы Чечекского и Ахмировского поясов являются типичными литий-фтористыми, в то время как редкометалльные породы Восточно-Калгутинского дайкового пояса отличаются пониженным содержанием фтора. Зависимость состава гранитов и ассоциирующего

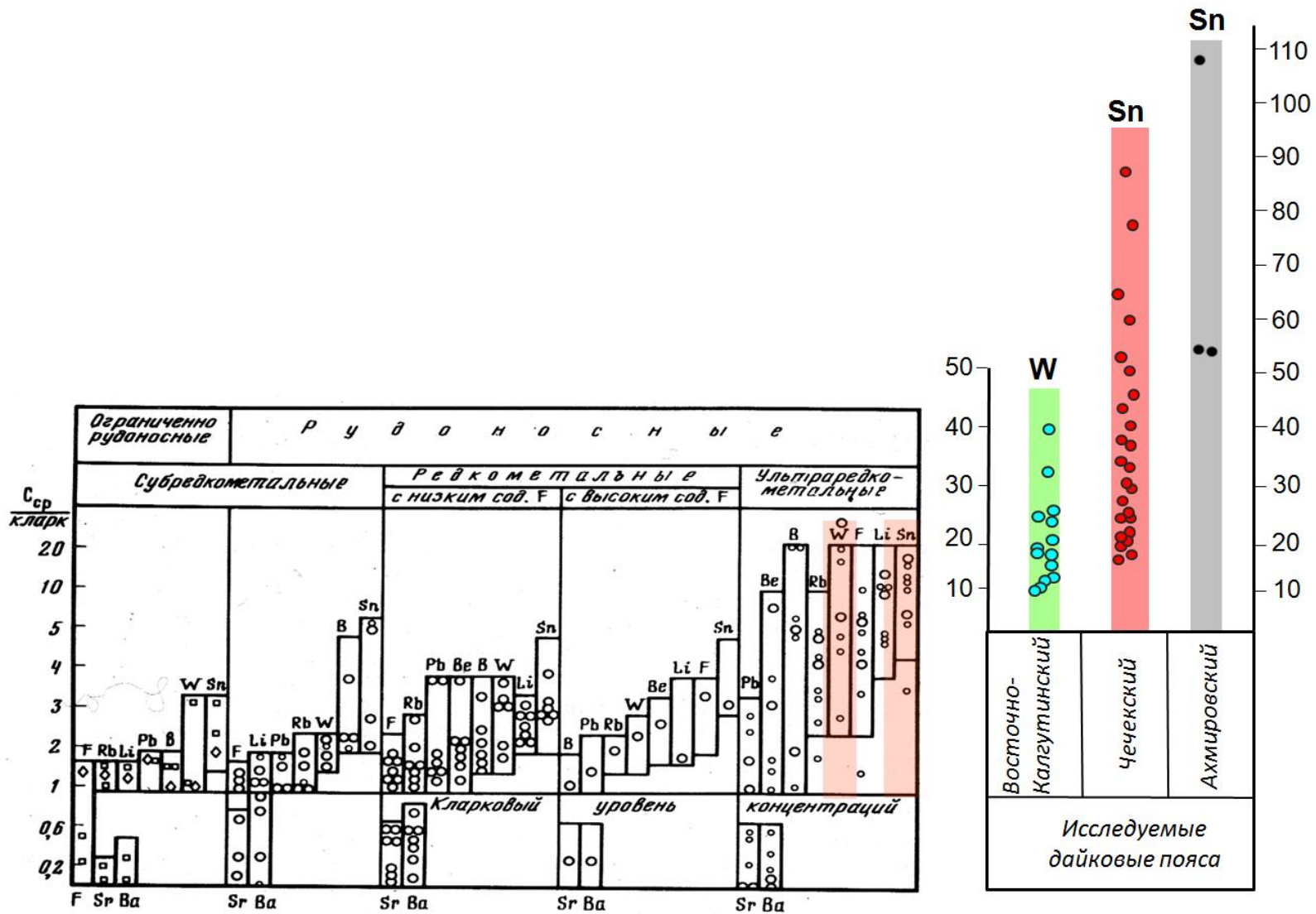


Рис. 70. Концентрации редких элементов в Восточно-Калгутинском, Чечекском и Ахмировском дайковых поясах и сравнение с их концентрацией в рудосных гранитах на примере Забайкалья по данным (Козлов, 1985). Концентрация элементов нормирована на среднее содержание в гранитах (Виноградов, 1962).

оруденения, очевидно, связана с различными формами переноса упомянутых рудных элементов и от его концентрации в сосуществующем расплаве. Многими авторами отмечается ведущая роль комплексных соединений с фтором в переносе и концентрировании олова. Работами (Барсуков, 1957) установлено, что наиболее вероятной формой переноса олова является ион $\text{Sn}(\text{OH},\text{F})_6^{2-}$. Для переноса и концентрировании вольфрама, напротив, галогенные соединения играют несущественную роль (Иванова, 1972; Барабанов, 1975). В качестве главной формы переноса вольфрама при формировании грейзенового месторождения Акчатау (Центральный Казахстан) является (NaHWO_4) в водном флюиде (Бычков, Матвеева, 2008). Фосфор также может играть роль в комплексообразовании с вольфрамом, что подтверждено экспериментальными работами (Watson, 1976; Manning, Hederson, 1984; London, 1992).

Таким образом, набор летучих легкоподвижных компонентов в магмах (метан и фтор для даек Восточного Казахстана и фосфор для даек Южного Алтая) отвечают магмам с высокой рудогенерирующей способностью и определяют рудную специализацию.

В формировании магматогенного рудоносного гидротермального флюида важную роль играет длительность дифференциации и флюидно-магматического взаимодействия. Высокая степень дифференциации обоих исследуемых объектов, несомненно, способствовала накоплению рудных элементов. В.И. Коваленко и В.С. Антипиным (Коваленко, Антипин, 1980) отмечено уменьшение коэффициентов распределения многих элементов в зависимости от увеличения их содержаний в расплаве. Этот механизм был назван «прогрессирующее концентрирование» и привлечен для объяснения резко возрастающего накопления редких элементов в РМ расплавах. При длительной дифференциации гранитной системы концентрация рудных элементов (W, Mo, Sn) в расплаве должна повышаться, и к началу флюидоотделения их концентрация в расплаве будет велика (Рейф, 1990). Таким образом, чем дальше по пути фракционирования протекает кристаллизация магмы, тем большее количество редких (в том числе рудных) элементов накапливается в расплаве (Рябчиков и др., 1984). Для кислой магмы, которая обладает высокой вязкостью, действительно можно признать роль длительности кристаллизации в перераспределении элементов между твердыми фазами и расплавом, поскольку для достижения равновесия требуется долгое время. Присутствие флюидной фазы снижает вязкость и ускоряет эти процессы.

Сохранение рудных элементов в магме в случае РМ дайковых поясов Восточного Казахстана может быть связано с краткой эволюцией расплава в системе близкой к закрытой. Рассматривая пример Соктуйского гранитного массива, когда даже дайковые пояса не сопровождаются гидротермальной минерализацией, Ф.Г. Рейф и Е.Д. Бажеев предполагали,

что причиной отсутствия минерализации является кинетика процессов затвердевания магмы (Рейф, Бажеев, 1982). Вывод был сделан на основании петрографических наблюдений. Оруденение отсутствует в той части массива, где породы слабо раскристаллизованы и имеют субвулканический облик. Я.А. Косалс (Косалс, 1976) по Первомайскому массиву Гуджирской интрузии (Забайкалье) установил отчетливую закономерность повышения концентрации рудных элементов в наименее раскристаллизованных породах. Таким образом, большая продолжительность кристаллизации обеспечивает удаление из расплава с флюидом значительного количества рудных компонентов.

5.6.2. Источник рудоносного флюида и место генерации редкометалльных расплавов

Положение магматической камеры, в которой кристаллизовались вкрапленники дайковых пород, можно рассмотреть на примере Калгутинской РМС. То, что рудные жилы и дайковые тела секут граниты главной фазы Калгутинского массива означает, что источники этих расплавов и гидротермального флюида находился глубже современного уровня эрозии гранитного массива. То есть магматическая камера, где начинали кристаллизоваться онгонитовые расплавы и формировался рудоносный флюид, располагалась либо в центральной, либо в нижней части массива. Предположение о существовании магматического очага в нижней части Калгутинского массива было выдвинуто А.Г. Владимировым с коллегами (1998). При этом по геофизическим данным установлено, что современная мощность батолита составляет до 5-6 км, а в центральной части фиксируется «ножка» до глубины 10-11 км (Анникова и др., 2004; Поцелуев и др., 2008). Предполагаемая достаточно большая глубина магматического очага хорошо согласуется с полученными нами оценками высокого давления для порфирировых вкрапленников кварца. Л.В. Таусоном и др. (Таусон и др., 1987) предложена схема развития РМС с летучими, согласно которой в средней части гранитного интрузива возникает так называемая зона начальной кристаллизации, которая разрастается вверх и вниз. В верхней и нижней частях интрузива при кристаллизационной дифференциации накапливаются летучие и образуются низкотемпературные очаги. В верхнем очаге, близком к кровле интрузива, летучие стремятся покинуть очаг в первую очередь. В нижнем очаге (или нескольких локальных очагах) при высоком давлении будет происходить дегазация и возникать равновесные с расплавом флюидные фазы, дающие начало гидротермальным растворам. Согласно такой модели, в условиях глубинных низкотемпературных очагов могли развиваться редкометалльные (онгонитовые) расплавы и кристаллизоваться вкрапленники. Также такой моделью вполне можно объяснить несколько этапов гидротермальной активности различной продуктивности в Калгутинской рудно-магматической системе (Seltman et al., 2007; Поцелуев и др., 2008). Схожая модель, объясняющая несколько этапов гидротермальной активности, предложена

Ф.Г. Рейфом (*Рейф, Бажеев, 1982; Рейф, 1990*). Первая порция гидротермального флюида, обычно малопродуктивного, выделяется из расплава при субизохорической кристаллизации приконтактных зон интрузива. В оставшемся расплаве начинается флюидоотделение при вскрытии очага трещинами за счет высокого флюидного давления. В связи с большим объемом расплава и длительностью процесса, вторая порция гидротермального флюида оказывается богата рудными металлами.

Для некоторых других проявлений редкометалльных гранитоидов, сопряженных с гидротермальными рудными телами, также установлено, что генерация флюиднонасыщенных магм происходила на глубинных уровнях интрузии главной фазы. К таким объектам относятся олово-серебряные месторождения Боливии, которые приурочены к поздним субвулканическим штокам и дайкам, связанным с интрузиями латитовой магмы (*Таусон и др., 1987*); эльвановые дайки Корнуолла (Англия), генерацию магм (и высококалиевого водного флюида) для которых предполагают на более глубоких уровнях Корнубийского батолита (*Goode, 1973; Henley, 1974; Антупин и др., 2002*); Шумиловское месторождение вольфрамита (Центральное Забайкалье), где рудогенерирующие литий-фтористые граниты заключительной фазы, находятся под лейкогранитами более ранней фазы внедрения (*Ступак и др., 2008*).

5.6.3. Оценка рудного потенциала магм, сформировавших дайковые пояса

Показано, что для исследуемых дайковых поясов Южного Алтая и Восточного Казахстана выполняются формальные условия потенциальной рудоносности гранитов, разработанные на примере многих интрузий Забайкалья и Дальнего Востока (*Таусон, 1977; Козлов, 1985; Рейф, Бажеев, 1982; Рейф, 1990*). К таким условиям относятся повышенная редкометалльность, присутствие акцессорных рудных минералов в магматических породах поздних интрузивных фаз и, соответственно, высокая концентрация рудных элементов в валовом составе пород, высокое флюидное давление и признаки вскипания флюида на ранних стадиях кристаллизации.

В Калгутинской рудно-магматической системе накопление рудных элементов в расплаве и последующее эффективное экстрагирование их во флюид обусловлено длительной эволюцией, с привнесением вещества. Длительность процессов кристаллизации, сопряженных с флюидно-магматическим взаимодействием (пульсационного характера), кроме образования месторождения, по-видимому, обеспечила и большее разнообразие составов дайковых пород.

Отсутствие гидротермальной минерализации в связи с Чечекским и Ахмировским дайковыми поясами связано с краткой эволюцией расплава и сохранением рудных элементов внутри магматических тел.

5.7. Модель формирования дайковых поясов

В ходе проведения данного исследования установлено, что образование пород, слагающих дайковые пояса, происходило в два этапа. Первый отвечает кристаллизации вкрапленников в магматических очагах на глубине, второй – подъем магмы с вкрапленниками по трещинам и становление самих дайковых тел.

Образование Чечекского дайкового пояса произошло в результате внедрения последовательных дифференциатов редкометалльной магмы. Формирование Чечекского и Ахмировского редкометалльных дайковых поясов происходило из различных очагов. По всей видимости, внедрение даек Ахмировского пояса произошло одноактно. Не исключено, что очаг Ахмировского пояса был аналогичен небольшому Уланскому массиву литий-фтористых гранитов, расположенному вблизи Ахмировского пояса (*Маслов и др., 1994*).

Схематично образование Чечекского и Ахмировского дайковых поясов можно изобразить следующим образом (**Рис. 71**).

I Образование магматических очагов, вероятно, связанных с Калбинским гранитным батолитом.

II Вскрытие очага и формирование РМ даек Чечекского пояса.

III Продолжение кристаллизационной дифференциации расплава в камере с последующим накоплением редких щелочей, фтора, фосфора, олова.

IV Внедрение УРМ даек Чечекского пояса.

Возраст и относительное время внедрения даек Ахмировского пояса пока не определены. Учитывая высокую степень их редкометалльности, можно считать, что их внедрение происходило одновременно с УРМ дайками Чечекского пояса.

В Калгутинской рудно-магматической системе история становления была сложнее. Формирование структуры Калгутинской РМС включало попеременное образование редкометалльных даек и гидротермальных жил (*Анникова и др., 2006; Поцелуев и др., 2008*). Основываясь на результатах датирования (*Поцелуев и др., 2008; Анникова и др., 2006; Гусев, 2011; собственные данные*), можно оценить время функционирования системы в 20 млн. лет, что значительно превосходит длительность развития магматических и гидротермальных систем, обусловленных эволюцией гранитных очагов, сопоставимых с Калгутинским массивом (обычно 1,5-2 млн. лет). Все это требует длительно существующего источника тепла. В качестве такого источника предлагаются мантийные магмы, связанные с заключительными этапами внутриплитного магматизма на Сибирской платформе (*Коваленко и др., 1999; Владимиров и др., 2007; Добрецов и др., 2010; Кузьмин, Ярмолюк, 2011*). Вывод о возможном привносе мантийного вещества подкрепляется изотопными исследованиями дайковых пород. К ним относятся пониженные по сравнению с гранитами главной фазы

значения $\epsilon\text{Nd}(T)=-3,5$ - -5 (в гранитах $-1,9$), сопоставимые с таковыми для лампрофиров Чуйского комплекса (Анникова и др., 2006) и смещение $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ отношения до $0,7069\pm 2$ в сторону "мантийных меток" (Владимиров и др., 1998). Внедрение мантийных магм в нижние части земной коры могло приводить к формированию флюидных потоков, состав которых обусловлен эволюцией глубинного очага и мобилизацией вещества коры под воздействием тепла, и, возможно, вещества мантийных флюидов. Очаг РМ магмы, формировавшей дайковые породы, мог находиться в основании Калгутинского массива и быть открытым для поступления флюида, но изолирован сверху гранитным массивом. Длительное взаимодействие очага с трансмагматическим флюидом должно было привести к повышению внутрикамерного давления. Сброс давления за счет образования трещин приводил к выделению флюидной фазы, формирующей гидротермальные жилы, за которым следовало внедрение расплавов и формирование даек. Внедрение даек «запечатывало» трещины и создавало условия для нового накопления летучих в гранитном очаге (Рейф, 1982). В магматической камере происходила дальнейшая дифференциация расплава, взаимодействие с флюидом и экстрагирование в него рудных элементов. Разные этапы вскрытия гранитного очага фиксируются в различном составе гидротермальной минерализации и в составе пород дайкового пояса.

Описанная модель образования Восточно-Калгутинского пояса изображена на **Рис.72**.

I Образование магматической камеры в нижней части Калгутинского гранитного батолита, вероятнее всего под воздействием тепла мантийных магм или/и поступления трансмагматического флюида.

II Повышение флюидного давления и отделение флюидной фазы. Перераспределение рудных элементов из расплава во флюидную фазу. Вскрытие камеры. Выделение гидротермального флюида и внедрение первой порции расплава, очевидно, наименее редкометалльного.

III Дальнейшая дифференциация расплава в камере. Поступление новых порций флюидов. Повышение давления и вскрытие камеры.

IV Продолжение дифференциации и флюидно-магматического взаимодействия в камере с преобразованием состава расплавов. Обособление обогащенных флюидом участков магмы (эльвановая часть дайки), где создавались условия для кристаллизации более крупных вкрапленников и происходило отделение менее совместимых элементов во флюидную фазу и отделение флюида. Внедрение гетерогенной магмы, становление УРМ дайки.

Не каждый этап внедрения гидротермального раствора, формирующего рудные жилы, мог сопровождаться внедрением редкометалльного расплава.

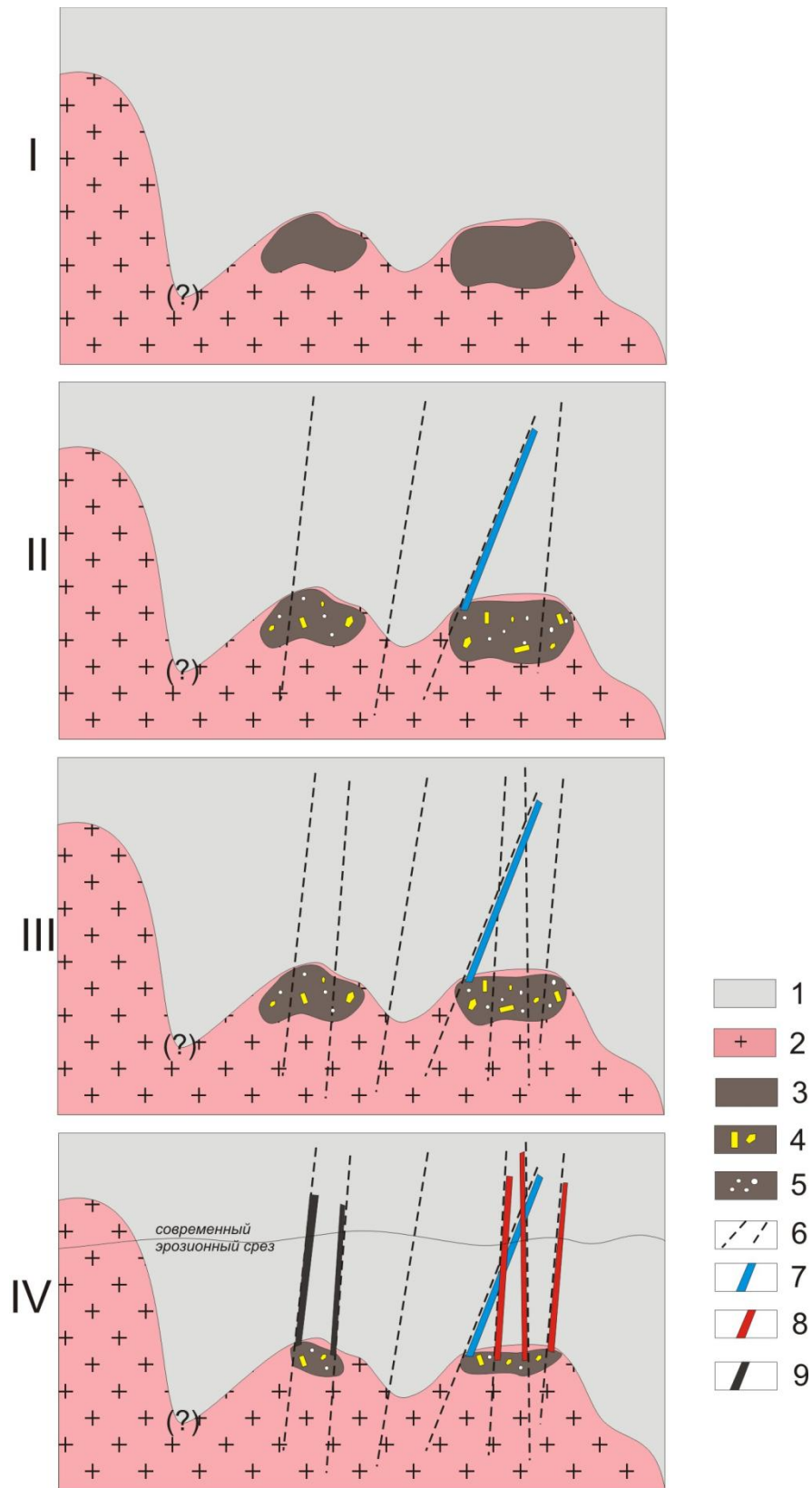


Рис. 71. Модель формирования Чечекского и Ахмировского дайковых поясов. Условные обозначения: 1 – вмещающие породы (осадочные породы и габбро D, метаморфические породы Иртышской сдвиговой зоны); 2 – граниты; 3 – редкометалльный расплав; 4 – минералы-вкрапленники в расплаве; 5 – флюидная фаза в расплаве; 6 – разрывные нарушения; 7 – РМ дайковые породы Чечекского пояса; 8 – УРМ породы Чечекского пояса; 9 – онгониты Ахмировского пояса; (?) - предполагаемая связь очагов РМ расплавов, формировавших дайковые пояса, с Калбинским батолитом (слева).

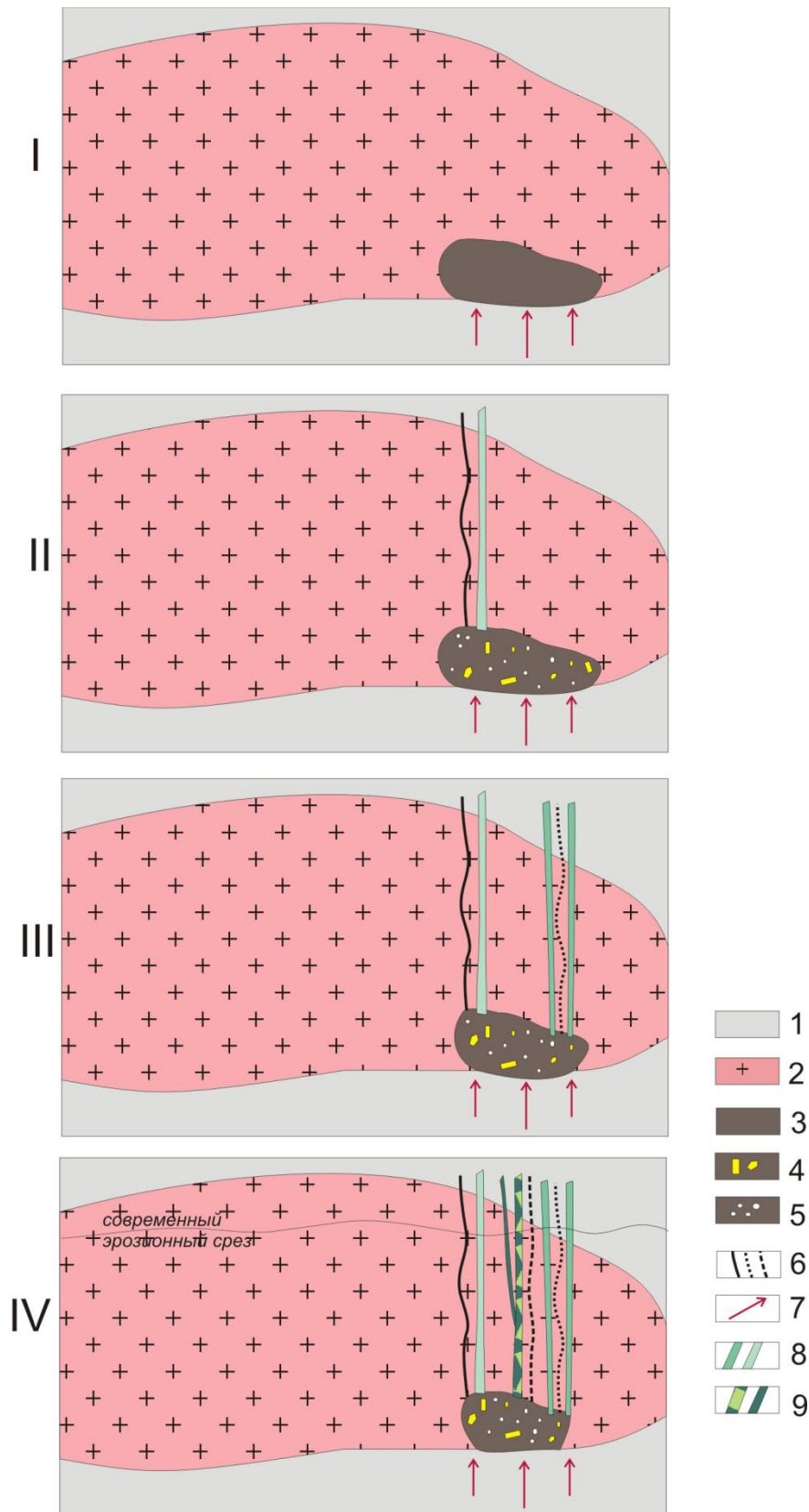


Рис. 72. Модель формирования Восточно-Калгутинского дайкового пояса в Калгутинской рудно-магматической системе.

Условные обозначения: 1 – вмещающие породы (вулканиты D); 2 – граниты Калгутинского массива; 3 – редкометалльный расплав; 4 – минералы-вкрапленники в расплаве; 5 – флюидная фаза в расплаве; 6 – рудные жилы, штокверки, грейзены Калгутинского месторождения; 7 – поток тепла и поступление флюида; 8 – РМ эльваны и онгониты; 9 – ВРМ эльваны и УРМ онгониты.

Заключение

Основные результаты работы можно сформулировать следующим образом:

1. В работе разработана и использована методика гомогенизации крупных включений насыщенных водой расплавов, которая заключается в прогреве под давлением воды в автоклаве с последующей проверкой герметичности. Предложено проводить прогрев расплавных включений в зернах, а не в пластинках, что в большинстве случаев позволяет избежать перенаполнения включений водой.

2. Установлено, что образование дайковых пород поясов Южного Алтая и Восточного Казахстана обусловлено кристаллизацией редкометалльных расплавов, богатых фтором, фосфором и водой. Образование вкрапленников породообразующих минералов происходило в глубинных магматических камерах.

3. Отражением редкометалльной специфики магм Восточно-Калгутинского пояса, богатых фосфором, с умеренным содержанием фтора, является обилие апатита и появление фосфатов Li и Be (монтебразита и гердерита), наличие вольфрамита и танталит-колумбита. Обосновано, что разнообразие составов дайковых пород этого пояса связано как с кристаллизационной дифференциацией, так и с флюидно-магматическим взаимодействием в глубинных камерах при температуре 565-620⁰С и флюидном давлении 4,5–6 кбар.

4. Показано, что дайки Чечекского и Ахмировского поясов Восточного Казахстана образовались из различных по составу очагов редкометалльной магмы. Редкометалльно-фтористая специфика магм Чечекского и Ахмировского поясов выражается в наличии литиевых слюд и топаза, касситерита, танталит-колумбита. Различия даек по уровню редкометалльности пород Чечекского пояса объясняются кристаллизационной дифференциацией расплавов. Установлено, что кристаллизация расплавов протекала в глубинных камерах при температуре 560-605⁰С, флюидное давление составляло 3,6-5,3 кбар.

5. Сделан вывод, что отсутствие гидротермальной минерализации, генетически связанной с Чечекским дайковым поясом, объясняется краткой эволюцией магмы и рассеянием рудных элементов внутри магматических тел.

Список литературы

- Анникова И. Ю.* Главные этапы рудообразования и их связь с магматизмом на Калгутинском редкометалльно-молибдено-вольфрамовом месторождении (Горный Алтай) // Актуальные вопросы геологии и минерального сырья юга Сибири: Материалы научно-практической конференции, Новосибирск, 2001. - С. 202-208.
- Анникова И. Ю.* Редкометалльные граниты, онгониты и эльваны Калгутинского массива: состав, связь с оруденением, петрологическая модель формирования. Автореф. дис. ... канд. г.-м. н. - Новосибирск, 2003. - 20 с.
- Анникова И. Ю., Владимиров А. Г., Выставной С.А., Василевский А.Н., Витте Л.В., Мороз Е.Н.* Геолого-геофизическая модель формирования Калгутинской рудно-магматической системы (Южный Алтай) // Известия Томского политехнического университета. - 2004. - Т. 307, № 4. - С. 38-42.
- Анникова И. Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А., Журавлев Д.З., Крук Н.Н., Лепехина Е.Н., Матуков Д.И., Мороз Е.Н., Палесский В.С., Пономарчук В.А., Руднев С.Н., Сергеев С.А.* U-Pb, Ar³⁹/Ar⁴⁰ датирование и Sm-Nd, Pb-Pb изотопное исследование Калгутинской молибден-вольфрамовой рудно-магматической системы, Южный Алтай // Петрология. - 2006. - Т. 14, № 1. - С. 90-118.
- Анникова И. Ю., Дергачев В.Б., Терехов В.Н.* О взаимосвязи редкометалльных гранитов, онгонитов и оруденения в Калгутинском массиве (Горный Алтай) // Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской складчатой области, Кемерово-Новокузнецк, 1999. - С. 220-222.
- Антипин В. С., Андреева И.А., Коваленко В.И., Кузнецов В.А.* Геохимические особенности онгонитов Ары-Булакского массива, Восточное Забайкалье // Петрология. - 2009. - Т. 17, № 6. - С. 601-612.
- Антипин В. С., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д.* Коэффициенты распределения редких элементов в магматических породах. - М.: Наука, 1984. - 254 с.
- Антипин В. С., Савина Е.А., Митичкин М.А., Переляев В.И.* Редкометалльные литий-фтористые граниты, онгониты и топазиты Южного Прибайкалья // Петрология. - 1999. - Т. 7, № 2. - С. 141-155.
- Антипин В. С., Холлс К., Митичкин М.А., Скотт П., Кузнецов А.Н.* Эльваны Корнуолла и Южной Сибири - субвулканические аналоги субщелочных редкометалльных гранитов // Геология и геофизика. - 2002. - Т. 43, № 9. - С. 847-857.
- Астрелина Е. И., Соколова Е.Н.* Флюидный режим кристаллизации фельзит-порфиров Восточно-Калгутинского дайкового пояса // Материалы XLVII Международной

- научной студенческой конференции «Студент и научно-технический прогресс», Новосибирск, 2009. - С. 43-44.
- Баданина Е. В., Сырицо Л.Ф., Волкова Е.В., Томас Р., Трамболл Р.Б.* Состав расплава Li-F гранитов и его эволюция в процессе формирования рудоносного Орловского массива в Восточном Забайкалье // *Петрология*. - 2010. - Т. 18, № 2. - С. 139-167.
- Базарова Т. Ю., Бакуменко И.Т., Костюк В.П., Панина Л.И., Соболев В.С., Чепуров А.И.* Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. - Новосибирск: Наука, 1975. - 232 с.
- Барabanов В. Ф.* Минералогия вольфрамитовых месторождений Забайкалья. - Л.: Ленинградский ун-т., 1975. - 360с.
- Барсуков В. Л.* К геохимии олова // *Геохимия*. - 1957. - № 1. - С. 36-45.
- Барт Т. Ф.* Измерения температур гранитных пород // Чтения им. В.И. Вернадского. - М.: Издательство Академии наук СССР, 1962. - 20 с.
- Беус А. А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д.* Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). - М.: Изд-во АН СССР, 1962. - 195 с.
- Борисенко А. С.* Анализ солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // В кн. Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. Под ред. Пospelова А. М. - М.: Недра, 1982. - С. 37-47.
- Борисенко А. С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А.* Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // *Геология и геофизика*. - 2006. - Т. 47, № 1. - С. 166-182.
- Бородулин Г. П., Чевычелов В.Ю., Зарайский Г.П.* Экспериментальное исследование распределения тантала, ниобия, марганца и фтора между водным фторсодержащим флюидом и гранитным и щелочным расплавами // *Доклады Академии наук*. - 2009. - Т. 427, № 2. - С. 233-238.
- Бычков А. Ю., Матвеева С.С.* Термодинамическая модель формирования рудных тел вольфрамитового жильно-грейзенового месторождения Акчатау // *Геохимия*. - 2008. - № 9. - С. 934-954.
- Виноградов А. П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // *Геохимия*. - 1962. - № 7. - С. 555-565.
- Владимиров А. Г., Анникова И.Ю., Антипин В.С.* Онгонит-эльвановый магматизм Южной Сибири // *Литосфера*. - 2007. - № 7. - С. 21-40.
- Владимиров А. Г., Беляева Р.Т., Верхотуров В.Е. и др.* Петрология кордиеритовых гранитов Башгумбезского массива (Южный Памир). - Новосибирск: Наука, 1987. - 96 с.

- Владимиров А. Г., Выставной С.А., Титов А.В., Руднев С.Н., Дергачев В.Б., Анникова И.Ю., Тикунов Ю.В.* Петрология раннемезозойских редкометалльных гранитоидов юга Горного Алтая // Геология и геофизика. - 1998. - Т. 39, № 7. - С. 901-916.
- Владимиров А. Г., Крук Н.Н., Полянский О.П., Владимиров В.Г., Бабин Г.А., Руднев С.Н., Анникова И.Ю., Травин А.В., Савиных Я.В., Палесский С.В.* Корреляция герцинских деформаций, осадконакопления и магматизма Алтайской коллизионной системы как отражение плейт- и плюмтектоники // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). М.: ГИН РАН, 2005. - С. 182-215.
- Владимиров А. Г., Фан Лыу Ань, Крук Н. Н., Смирнов С. З., Анникова И. Ю., Павлова Г. Г., Куйбида М. Л., Мороз Е. Н., Соколова Е. Н., Астрелина Е. И.* Петрология оловоносных гранит-лейкогранитов массива Пиа Оак, Северный Вьетнам // Петрология. - 2012. - Т. 20, № 6. - С. 599-621.
- Гинзбург А. И.* Проблемы редкометалльных гранитов // В кн. Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. - М.: Наука, 1972. - С. 7-27.
- Гоневчук В. Г.* Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. - Владивосток: Дальнаука, 2002. - 300 с.
- Гоневчук В. Г., Коростелев П.Г., Семеняк Б.И.* О генезисе оловорудного месторождения Тигриного // Геология рудных месторождений. - 2005. - Т. 47, № 5. - С. 249-264.
- Горелик В. С., Есаков А.А., Злобина Л.И., Морозов А.Н., Свербиль П.П.* Молекулярный анализ водных сред при светодиоде и лазерном возбуждении. - М.: ФИАН РАН, 2008. - 43 с.
- Гребенников А. М.* Парагенетические ассоциации акцессорных минералов в потенциально рудоносных гранитоидах Восточного Забайкалья // В кн. Минералого-геохимические очерки Забайкалья. - Улан-Удэ, 1971. - С. 41-44.
- Гусев А. И.* Металлогения золота Горного Алтая и южной части Горной Шории. - Томск: СТТ, 2003. - 305 с.
- Гусев А. И.* Петрология редкометалльных магмо-рудно-метасоматических систем Горного Алтая // Известия Томского политехнического университета. - 2005. - Т. 308, № 4. - С. 43-47.
- Гусев Н. И.* Хронология магматизма (SHRIMP II) Калгутинской редкометалльно-вольфрам-молибденовой рудно-магматической системы (Горный Алтай, Россия) // Геология рудных месторождений. - 2011. - Т. 53, № 3. - С. 280-296.

- Гусев Н. И., Гусев А.И., Шокальский С.П., Кашин С.В., Крупчатников В.И., Пономарев А.Л.* Магматизм и молибден-порфировое оруденение Калгутинского рудного поля (Горный Алтай) // Региональная геология и металлогения. - 2010. - № 43. - С. 83-97.
- Дашкевич Г. Э., Морцев Н.К., Боровиков А.А.* Эксплозивные брекчии на Калгутинском месторождении (Горный Алтай) // В кн. Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных комплексов юга Сибири. - Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1991. - С. 44-49.
- Дергачев В. Б.* Ассоциация редкометальных гранитов субщелочного ряда с эльванами и онгонитами // Доклады Академии наук СССР. - 1990. - Т. 331, № 4. - С. 959-962.
- Дергачев В. Б.* Классификация редкометальных пород группы онгонита // Геология и геофизика. - 1992. - № 2. - С. 104-112.
- Дергачев В. Б.* Новая разновидность онгонитов // Доклады Академии наук СССР. - 1988. - Т. 302, № 1. - С. 188-191.
- Дергачев В. Б.* Онгониты одного из редкометальных дайковых поясов Казахстана // Геология и геофизика. - 1993. - № 2. - С. 22-28.
- Дергачев В. Б., Косухин О.Н.* Дайка топазитов в Казахстане и условия ее формирования // Доклады Академии наук СССР. - 1991. - Т. 318, № 2. - С. 409-413.
- Дир У. А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. - М.: Мир, 1966. - 481 с.
- Добрецов Н. Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.* Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометальных месторождений // Геология и геофизика. - 2010. - Т. 51, № 9. - С. 1159-1187.
- Добрецов Н. Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н.* Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплюма // Доклады РАН. - 2005. - Т. 400, № 4. - С. 505-509.
- Довгаль В. Н., Дистанова А.Н., Саботович С.А., Палесский С.В., Титов А.В., Чупин В.П., Маслов В.И., Козлов М.С.* О происхождении позднепалеозойских литий-фтористых гранитоидов Юго-Западного Алтая // Геология и геофизика. -1995.- Т. 36, № 3.-С.64-71.
- Довгаль В. Н., Трибунский Е.Н., Саботович С.А., Дистанова А.Н.* Геологические и вещественные особенности редкометальных литий-фтористых гранитоидов Алтая // Геология и геофизика. - 1997. - № 11. - С. 1807-1814.
- Дьячков Б. А.* Интрузивный магматизм и металлогения Восточной Калбы. - М.: Недра, 1972. - 211 с.

- Загорский В. Е., Макагон, В.М., Шмакин, Б.М., Макрыгина, В.А., Кузнецова, Л.Г.* Гранитные пегматиты. Том 2. Редкометалльные пегматиты. - Новосибирск: Наука. Сиб. Предприятие РАН, 1997. - 285 с.
- Загорский В. Е., Перетяжко И.С.* Типы и средний состав миароловых пегматитов Малханского хребта // Геология и геофизика. - 1992. - Т., № 1. - С. 87-97.
- Здановский А. Б., Соловьева Е.Ф., Эзрохи Л.Л., Ляховская Е.И.* Справочник экспериментальных данных по растворимости многокомпонентных водно-солевых систем // В кн. Двухкомпонентные системы. Элементы первой группы и их соединения. - Л.: Гос. научно-техническое издательство хим. лит-ры, 1961. -Т. 3. - С. 1275-2224.
- Иванкин П. Ф., Лопатников В.В., Пушко Е.П.* Постбатолитовые дайки Калба-Нарымской редкометальной зоны и их взаимодействия с оруденением // Геология и геофизика. - 1972. - № 8. - С. 34-43.
- Иванова Г. Ф.* Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений. - М.: Наука, 1972. - 152 с.
- Киргинцев А. Н., Трушников Л.Н., Лаврентьева В.Г.* Растворимость неорганических веществ в воде. Справочник. - М.: Химия, 1972. - 245 с.
- Коваленко В. И.* Петрология и геохимия редкометалльных гранитов. - Новосибирск: Наука, 1977. - 208 с.
- Коваленко В. И., Антипин В.С.* Коэффициенты распределения элементов в онгонитах // Доклады Академии наук СССР. - 1980. - Т. 255. - С. 182-186.
- Коваленко В. И., Антипин В.С., Владыкин Н.В.* Коэффициенты распределения в апатитах и поведение редкоземельных элементов в магматических процессах // Геохимия. - 1982. - № 2. - С. 230-243.
- Коваленко В. И., Коваленко Н.И.* Онгониты - субвулканические аналоги редкометалльных литий-фторисных гранитов. - М.: Наука, 1976. - 124 с.
- 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 редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология. - 1999. - Т. 7, № 4. - С. 401-429.
- Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Петров Л.Л.* Топазсодержащий кварцевый кератофир (онгонит) - новая разновидность субвулканических жильных магматических пород // Доклады Академии наук СССР. - 1971. - Т. 199, № 2. - С. 430-433.
- Коваленко В. И., Царева Г.М., Кюнэ М.* Главные компоненты, элементы-примеси и вода в магме редкометалльных гранитов Бовоар, Франция (данные изучения включений минералообразующих сред) // Доклады Академии наук.- 1998. -Т. 358, № 5.- С. 667-671.

- Коваленко Н. И.* Экспериментальное исследование образования редкометалльных литий-фтористых гранитов. - М.: Наука, 1979. - 152 с.
- Коваль В. П.* Региональный геохимический анализ гранитоидов. - М.: Издательство СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1998. - 483 с.
- Козлов В. Д.* Геохимия и генетические источники рудоносных гранитов редкометалльных провинций // Современные проблемы геохимии: Материалы Всероссийского совещания, Иркутск, 2012. - С. 231-234.
- Козлов В. Д.* Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций. - Новосибирск: Наука, 1985. - 304 с.
- Козлов В. Д., Сवादковская, Л.Н.* Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Забайкалья. - Новосибирск: Наука, 1977. - 252 с.
- Коренбаум С. А.* Типоморфизм слюд магматических пород. - М.: Наука, 1987. - 144 с.
- Коржинский Д. С.* Метамагматические процессы // Известия АН СССР. Серия геологическая. - 1973. - № 12. - С. 3-6.
- Косалс Я. А.* Две тенденции в формировании редкометалльно-фтористых щелочных гранитов // Доклады Академии наук СССР. - 1984. - Т. 279, № 1. - С. 207-211.
- Косалс Я. А.* Основные черты геохимии редких элементов в гранитоидных расплавах и растворах. Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. - Новосибирск: Наука 1976. - 231 с.
- Костицын Ю. А.* Накопление редких элементов в гранитах // Природа. - 2000.- № 1.- С. 21-30.
- Котельникова З. А., Сонюшкин В.Е.* Дислокационное строение кварца и проблема герметичности полостей флюидных включений // Записки всероссийского минералогического общества. - 1994. - № 3. - С. 9-19.
- Котлер П.Д., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Навозов О.В., Травин А.В., Караваева Г.С., Крук Н.Н., Мурзинцев Н.Г.* Новые данные о возрасте и геодинамическая интерпретация гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) // Доклады Академии наук. - 2014 (в печати).
- Кузнецов В. А., Андреева И.А., Коваленко В.И., Антипин В.С., Кононкова Н.Н.* Содержание воды и элементов-примесей в онгонитовом расплаве массива Ары-Булак, Восточное Забайкалье (данные изучения расплавных включений) // Доклады Академии наук. - 2004. - Т. 396, № 4. - С. 524-529.
- Кузнецов Ю. А., Изох Э.П.* Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магнообразования // В кн. Проблемы петрологии и генетической минералогии. - М.: Наука, 1969. -Т. 1. - С. 7-20.

- Кузнецова Л. Г., Спиридонов А.М., Дриль С.И., Куликова З.И.* Геохимия лепидолитовых гранитоидов проявления Мунгутийн Цагаан Дурулж (Центральная Монголия) // Геология и геофизика. - 2012. - Т. 53, № 10. - С. 1401-1416.
- Кузьмин М. И., Ярмолюк В.В.* Плюмы и связанные с ними месторождения полезных ископаемых // Современное состояние наук о Земле: Материалы научно-практической конференции, Москва, 2011. - С. 1032-1034.
- Лопатников В. В., Изох Э.П., Ермолов П.В., Пономарева А.П., Степанов, А.С.* Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. - М.: Наука, 1982.- 248 с.
- Ляхович В. В.* Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. - М.: Наука, 1972. - 200 с.
- Маслов В. И., Козлов М.С., Довгаль В.Н., Дистанова А.Н.* Комплекс онгонитов и литий-фтористых гранитов юго-западного Алтая // Петрология. - 1994. - Т. 2, № 3. - С. 331-336.
- Наумов В. Б., Бабанский А.Д., Ерохин А.М., Шапенко В.В.* Новые возможности в методике исследования расплавных и флюидных включений в минералах гранитов // Геохимия. - 1992. - № 7. - С. 893-898.
- Наумов В. Б., Коваленко В.И., Косухин О.Н.* Параметры кристаллизации онгонитовых магм по данным изучения расплавных включений // Доклады Академии наук СССР. - 1982. - Т. 267, № 2. - С. 435-437.
- Наумов В. Б., Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Владыкин Н.В., Иванов Г.Ф.* Термометрическое изучение включений расплава в топазах из топазсодержащих кварцевых кератофинов (онгонитов) // Доклады Академии наук СССР. - 1971. - Т. 199, № 3. - С. 681-683.
- Наумов В. Б., Соловова И.П., Коваленко В.И., Гужова А.В.* Кристаллизация топаза, альбита, калиевого полевого шпата, слюды и колумбита из онгонитового расплава // Геохимия. - 1990. - № 8. - С. 1200-1205.
- Пельш А. Д.* Справочник экспериментальных данных по растворимости многокомпонентных водно-солевых систем. - Л.: Химия, 1973. - С. 569-1070.
- Перетяжко И. С., Савина Е.А.* Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. - 2010. - Т. 51, № 10. - С. 1423-1442.
- Перетяжко И. С., Царева Е.А., Загорский В.Е.* Первая находка аномально цезиевых алюмосиликатных расплавов в онгонитах (по данным изучения расплавных включений) // Доклады Академии наук. - 2007. - Т. 413, № 6. - С. 791-797.
- Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Под ред. Богатикова О.А. и др. - С.-П.: ВСЕГЕИ, 2009. - 100 с.

- Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород. Под ред. В.С. Попова и О.А. Богатикова. - М.: Логос, 2001. - 768 с.
- Пизнюр А. В. Основы термобарогеохимии. - Львов: Вища шк., 1986. - 199 с.
- Попов В. С. Новые магматические горные породы // Соросовский образовательный журнал. - 1998. - № 6. - С. 60-64.
- Поцелуев А. А., Рихванов Л.П., Владимиров А.Г., Анникова И.Ю., Бабкин Д.И., Никифоров А.Ю., Котегов В.И. Калгутинское редкометалльное месторождение (Горный Алтай): магматизм и рудогенез. - Томск: STT, 2008. - 226 с.
- Поцелуев А.А., Бабкин Д.И., Котегов В.И. Калгутинское комплексное месторождение (Горный Алтай): минералого-геохимическая характеристика, флюидный режим рудообразования // Геология рудных месторождений. - 2006. - Т. 48, № 5. - С. 439-459.
- Пушко Е. П., Шаманаева З.В., Степанов А.В., Шиповалов Ю.В. О находке литий-фтористых гранит-порфиоров (аналогов онгонитов) в Калба-Нарымском рудном поясе // В кн. Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов. Вып. 5. - Алма-Ата, 1978. - С.3-11.
- Реддер Э. Флюидные включения в минералах. Том 1. Природа включений и методы их исследования. - М.: Мир, 1987. - 557 с.
- Рейф Ф. Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. - М.: Наука, 1990. - 180 с.
- Рейф Ф. Г., Бажеев, Е.Д. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение. - Новосибирск: Наука, 1982. - 159 с.
- Руб А. К. Зональность редкометалльных гранитоидов, отраженная в эволюции состава акцессорных танталониобатов и сопутствующих минералов // Минеральное сырье. - 1997. - № 1. - С. 58-73.
- Руб А. К., Руб М.Г., Чистякова Н.И., Кривошеков Н.Н., Руб И.А. Минералого-геохимические особенности оловянно-вольфрамовой минерализации месторождения Тигриное (Центральный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. - 1998. - Т. 17, № 5. - С. 78-88.
- Рябчиков И. Д. Усовершенствование полевошпатового геологического термометра Барта // В кн. Минералогическая термометрия и барометрия. Под ред. - М.: Наука, 1964.- С. 49-61.
- Рябчиков И. Д., Дурасова Н.А., Барсуков В.Л. Физико-химический анализ магматических источников олова // В кн. Источники вещества и условия локализации оловорудных месторождений. Под ред. - М.: Наука, 1984. - С. 57-71.
- Склярёв Е. В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Бараиш И.Г., Буланов В.А., Сизых А.И. Интерпретация геохимических данных: Учебное пособие. - М.: Интернет инжиниринг, 2001. - 288 с.

- Смирнов С.З., Бортников Н.С., Гоневчук В.Г., Гореликова Н.В.* составы расплавов и флюидный режим кристаллизации редкометалльных гранитов и пегматитов Тигриного Sn-W месторождения (Приморье) // Доклады Академии наук. - 2014 (в печати).
- Смирнов С. З., Перетяжко И.С., Загорский В.Е., Михайлов М.Ю.* Включения необычных позднемагматических расплавов в кварце пегматитовой жилы Октябрьская (Малханское поле, Центральное Забайкалье) // Доклады Академии наук. - 2003. - Т. 392, № 2. - С. 239-243.
- Смирнов С. З., Томас В.Г., Соколова Е.Н., Курпьянов И.Н.* Гомогенизация включений водонасыщенных силикатных расплавов в условиях противодавления парами D₂O при 650°C и 3 кбар // Геология и геофизика. - 2011. - Т. 52, № 5. - С. 690-703.
- Соболев А. В.* Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. - 1996. - Т. 4, № 3. - С. 228-239.
- Соколова Е. Н., Смирнов С.З., Астрелина Е.И., Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Котлер П.Д.* Состав, флюидный режим и генезис онгонит-эльвановых магм Калгутинской рудно-магматической системы (Горный Алтай) // Геология и геофизика. - 2011. - Т. 52, № 11. - С. 1748-1775.
- Справочник физических констант горных пород. - М.: Мир, 1969. - 543 с.
- 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.
- Таусон Л. В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. - М.: Наука, 1977. - 280 с.
- Таусон Л. В.* Геохимия и металлогения латитовых серий // Геология рудных месторождений. - 1982. - Т. 24, № 3. - С. 3-15.
- Таусон Л. В.* Геохимия редких элементов в гранитоидах. - М.: Издательство АН СССР, 1961. - 232 с.
- Таусон Л. В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д.* Геохимические поля рудно-магматических систем. - Новосибирск: Наука, 1987. - 202 с.
- Типоморфизм минералов: Справочник. Под ред. Л.В. Чернышевой. - М.: Недра, 1989.- 560 с.
- Титов А. В., Владимиров А.Г., Выставной С.А., Поспелова Л.Н.* Необычные высокотемпературные фельзит-порфиры в постгранитоном дайковом поясе Калгутинского редкометалльно-гранитного массива (Горный Алтай) // Геохимия. - 2001. - № 6. - С. 677-682.
- Ушакова Е. Н.* Биотиты магматических пород. - Новосибирск: Наука, 1980. - 328 с.

- Ушакова Е. Н., Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Сухоруков В.П.* Номенклатура и структуры изверженных горных пород. Учебное пособие. - Новосибирск: НГУ, 2007. - 88 с.
- Фирсов А. П.* Влияние теплового расширения минерала-хозяина на определение РТ-параметров по включениям минераллообразующей среды // В кн. Геохимия и термобарометрия эндогенных флюидов: Сб. науч. тр. Ан. УССР, Ин-т геологии и геохимии горючих ископаемых. Под ред. В. А. Калюжного и др. - Киев: Наукова Думка, 1988. - С. 20-25.
- Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Трави А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев А., Лобанов С.С.* Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. - 2013. - Т. 54, № 10. - С. 1648-1667.
- Хромых С.В., Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Травин А.В., Анникова И.Ю.* Геохимия и возраст редкометалльных дайковых поясов Восточного Казахстана // Доклады Академии наук, 2014 (в печати).
- Царева Г. М., Наумов В.Б., Коваленко В.И., Цетинн А.И., Бабанский А.Д.* Параметры кристаллизации топазовых риолитов формации Спор-Маунтин (США) по данным изучения расплавных включений // Геохимия. - 1991. - Т., № 10. - С. 1453-1462.
- Чупин В. П., Косухин О.Н.* Диагностика и методика изучения расплавных включений в минералах гранитоидов и пегматитов // Геология и геофизика. - 1982. - № 10. - С. 66-73.
- Чупин В. П., Смирнов С.З., Бакуменко И.Т., Титов А.В., Кузьмин Д.В., Бабанский А.Д.* Эволюция фтора при кристаллизации редкометалльных гранитоидных расплавов (На примере изучения включений в минералах литий-фтористых гранитов и онгонитов Базардаринского массива и онгонитов Ары-Булакского штока) // В кн. Термобарогеохимия минералообразующих процессов. Выпуск 3. Летучие компоненты. - Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. - С. 38-50.
- Чупин В. П., Томиленко А.А., Бакуменко И.Т., Шугурова Н.А.* Раскристаллизованные включения в кварце автохтонных гранитов и мигматитов Алданского метаморфического комплекса и их петрологическое значение // Труды Западно-Сибирского отделения ВМО. Вып. 2. - 1975. - С. 14-27.
- Ярмолюк В. В., Кузьмин М.И.* Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометалльный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений. - 2012. - Т. 54, № 5. - С. 375-399.
- Antipin V, Halls C., Seltmann R.* Elvan and ongonite magmas with associated rare metal mineralization. *In Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century. Ed. by A. Piestrzynski et al.* - Lisse: Swets & Zeitlinger Publishers, 2001. - pp. 359–362.

- Bai T.B., Koster van Groos A.F.* The distribution of Na, K, Rb, Sr, Al, Ge, Cu, W, Mo, La, and Ce between granitic melts and coexisting aqueous fluids // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* - 1999. - V. 63. - pp. 1117-1131.
- Berman R. G.* Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂ // *Journal of petrology.* - 1988. - V. 29.- pp. 455-522.
- Berzina A. N., Stein H. J., Zimmerman A., Sotnikov V. I.* Re-Os ages for molybdenite from porphyry Cu-Mo and greisen Mo-W deposits of southern Siberia (Russia) preserve metallogenic record. - Rotterdam: Millpress Science Publishers, 2003. - pp. 231-234.
- Bodnar R.J., Student J.J.* Melt inclusions in plutonic rocks: Petrography and microthermometry // *In Melt Inclusions in Plutonic Rocks. Ed. by J. D. Webster Mineral.Assoc. Canada, Short Course, 2006.* - V. 36, pp. 1-26.
- Bodnar R. J., Vityk M.O.* Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // *In Fluid inclusion and minerals: methods and applications. Ed. by De Vivo B.and Frezzotti M. L.* - Blacksburg, VA: Virginia Tech, 1994. - pp. 117-130.
- Breiter K., Fryda J., Seltmann R., Thomas R.* Mineralogical evidence for two magmatic stages in the evolution of an extremely fractionated P-rich rare-metal granite: The Podlesi stock, Krusne Hory, Czech Republic // *Journal of Petrology.* - 1997. - V. 38, № 12. - pp. 1723-1739.
- Breiter K., Foster H.-J., Seltman R.* Variscan silicic magmatism and related tin-tungsten mineralization in the Erzgebirge-Slavkovsky les metallogenic province // *Mineralium Deposita.* - 1999. - V. 34 - pp. 505-521.
- Broska I., Williams C. T., Uher P., Konecny P., Leichmann J.* The geochemistry of phosphorus in different granite suites of the Western Carpathians, Slovakia: the role of apatite and P-bearing feldspar // *Chemical Geology.* - 2004. - V. 205, № 1-2. - pp. 1-15.
- Burke E. A. J.* Raman microspectrometry of fluid inclusions // *Lithos.* - 2001. - V. 55, № 1. - pp. 139-158.
- Burnham C. W.* Water and magmas: A mixing model // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* - 1975. - V. 39. - pp. 1077-1084.
- Chappell B. W., Hine R.* The Cornubian Batholith: an example of magmatic fractionation on a crustal scale // *Resource Geology.* - 2006. - V. 56, № 3. - pp. 203-244.
- Charoy B.* The Genesis of the Cornubian Batholith (South-West England): the example of the Carnmenellis Pluton // *Journal of Petrology.* - 1986. - V. 27, part 3. - pp. 571-604.
- Christiansen E. H., Bikun J.V., Sheridan M.F., Burt D.M.* Geochemical evolution of topaz rhyolites from the Thomas Range and Spor Mountain, Utah // *American Mineralogist.* - 1984. - V. 69. - pp. 223-236.

- Cuney M., Marignac C., Weisbrod A.* The Beauvoir Topaz-Lepidolite Albite Granite (Massif Central, France): The Disseminated Magmatic Sn-Li-Ta-Nb-Be Mineralization // *Economic Geology*. - 1992. - V. 87. - pp. 1766-1794.
- Duan Z., Mao S.* A thermodynamic model for calculating methane solubility, density and gas phase composition of methane-bearing aqueous fluids from 273 to 523 K and from 1 to 2000 bar // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. - 2006. - V. 70. - pp. 3369-3386.
- Forbes W. C., Flower M.F.I.* Phase relations of titan-phlogopite // *Earth Planet. Sci. Let.* - 1974. - V. 22, № 1. - pp. 60-66.
- Foster M. D.* Interpretation of the composition of trioctahedral micas // U.S. Geological Survey, Professional Paper. - 1960. - V. 354-B. - pp. 11-49.
- Goode A. J. J.* The mode of intrusion of Cornish elvans / Institute of Geological Sciences Report. - № 73/7. - 1973. - 8 p.
- Halls C.* Energy and mechanism in the magmato-hydrothermal evolution of the Cornubian batholith: a review // *In Metallogeny of Collisional Orogens. Ed. by K. Seltnann* - Prague: Czech Geological Survey, 1994. - pp. 274-294.
- Henley S.* Geochemistry and petrogenesis of elvan dykes in the Perranporth area, Cornwall // *Proceedings of the Usser Society*. - 1974. - V. 3. - pp. 136-145.
- Holtz F., Johannes W.* Maximum and minimum water contents of granitic melts: implications for chemical and physical properties of ascending magmas // *Lithos*. - 1994. - V.32.- pp.149-159.
- Huang W.-L., Wyllie P.J.* Melting reactions in the system $\text{NaAlSi}_2\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2$ to 35 kilobars, dry and excess water // *J. Geol.* - 1975. - V. 83. - pp. 737-748.
- Jahns R. H., Burnham C.W.* Experimental studies of pegmatite genesis: A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites // *Economic Geology*. - 1969. - № 64. - pp. 843-864.
- Johannes W., Holtz F.* Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks. Minerals and Rocks, V. 22. - Berlin: Verlag, 1996. - 335 p.
- Kontak D. J., Kerrich R., Strong D.F.* The role of fluids in the late-stage evolution of the South Mountain Batholith, Nova Scotia: further geochemical and oxygen isotopic studies // *Atlantic geology*. - 1991. - V. 27, № 1. - pp. 29-47.
- Lineveawer J. L.* Oxygen outgassing caused by the electron bombardment of glass // *Journal of Applied Physics*. - 1962. - V. 34. - pp. 1786-1791.
- London D.* Phosphorus in S-type magmas: The P_2O_5 content of feldspars from peraluminous granites, pegmatites and rhyolites // *American Mineralogist*. - 1992. - V. 77. - pp. 126-145.
- London D., Burt D. M.* Chemical-models for lithium aluminosilicate stabilities in pegmatites and granites // *American Mineralogist*. - 1982. - V. 67, № 5-6. - pp. 494-509.

- London D., Morgan G.B., Babb H.A., Loomis J.L.* Behavior and effects of phosphorus in the system Na₂O-K₂O-Al₂O₃-SiO₂-P₂O₅-H₂O at 200 MPa (H₂O) // Contributions to Mineralogy and Petrology. - 1993. - V. 113, № 4. - pp. 450-465.
- Lukkari S.* Petrography and geochemistry of the topaz-bearing granite stocks in Artjärvi and Säaskjärvi, western margin of the Wiborg rapakivi granite batholith // Bulletin of the Geological Society of Finland. - 2002. - V. 74. - pp. 115-132.
- Manning D. A. C., Henderson P.* The behavior of tungsten in granitic melt-vapor systems // Contributions to Mineralogy and Petrology. - 1984. - V. 86. - pp. 286-293.
- Mao S. D., Duan Z. H., Zhang D. H., Shi L. L., Chen Y. L., Li J.* Thermodynamic modeling of binary CH₄-H₂O fluid inclusions // Geochimica et Cosmochimica Acta. - 2011. - V. 75, № 20. - pp. 5892-5902.
- Morgan G. B., London D.* Effect of current density on the electron microprobe analysis of alkali aluminosilicate glasses // American Mineralogist. - 2005. - V. 90, №. - pp. 1131-1138.
- Nielsen C., Sigurdsson H.* Quantitative methods for electron micro-probe analysis of sodium in natural and synthetic glasses // American Mineralogist. - 1981. - V. 66. - pp. 547-552.
- Pearce N. J. G., Perkins W. T., Westgate J. A., Gorton M. P., Jackson S. E., Neal C. R., Chenery S. P.* A compilation of new and published major and trace element data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials // Geostandards Newsletter - the Journal of Geostandards and Geoanalysis. - 1997. - V. 21, № 1. - 115-144.
- Perny B., Eberhardt P., Ramseyer K., Mullis J., Pankrath R.* Microdistribution of Al, Li and Na in α quartz: Possible causes and correlation with short-lived cathodeluminescence // American Mineralogist. - 1992. - V. 77. - pp. 534-544.
- Pichavant M., Kontak D.J., Briquieu L., Herrera J.V., Clark A.H.* The Miocene-Pliocene Macusani Volcanics, SE Peru. II. Geochemistry and origin of a felsic peraluminous magma // Contributions to Mineralogy and Petrology. - 1988. - V. 100. - pp. 325-338.
- Pichavant M., Montel J. M., Richard L. R.* Apatite solubility in peraluminous liquids - experimental-data and an extension of the Harrison-Watson model // Geochimica et Cosmochimica Acta. - 1992. - V. 56, № 10. - 3855-3861.
- Potter R. W., Brown D.L.* The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0 to 500°C and pressure up to 2000 bars based on a regression of available data in the literature // U. S. Geol. Survey Bull. - 1977. - V. 1421.- 36 p.
- Potter R. W., Clynne M.A., Brown D.L.* Freezing point depression of aqueous sodium chloride solution // Economic Geology. - 1978. - V. 73. - pp. 284-285.
- Qin Z. W., Lu F. Q., Anderson A. T.* Diffusive reequilibration of melt and fluid inclusions // American Mineralogist. - 1992. - V. 77, № 5-6. - pp. 565-576.

- Rieder M., Cavazzini G., D'Yakonov Y. S., Frank-Kamenetskii V. A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P. V., Muller G., Neiva A. M. R., Radoslovich E. W., Robert J. L., Sassi F. P., Takeda H., Weiss Z., Wones D. R.* Nomenclature of the micas // *Canadian Mineralogist*. - 1998. - V. 36. - pp. 905-912.
- Rollinson H.* Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. - Harlow, UK: Longman, 1993. - 352 p.
- Rusk B., Reed M.* Scanning electron microscope-cathodoluminescence of quartz reveals complex growth histories in veins from the Butte porphyry copper deposit, Montana // *Geology*. - 2002. - V. 30, № 8. - pp. 727-730.
- Seltman R., Borisenko A., Fedoseev G.* Magmatism and Metallogeny of the Altai and Adjacent Large Igneous Provinces with an Introductory Essay on the Altaids. IAGOD Guidebook. - London: CERCAMS and IGM, 2007. - 295 p.
- Severs M. J., Azbej T., Thomas J. B., Mandeville C. W., Bodnar R. J.* Experimental determination of H₂O loss from melt inclusions during laboratory heating: Evidence from Raman spectroscopy // *Chemical Geology*. - 2007. - V. 237, № 3-4. - 358-371.
- Siivola J., Schmid R.* Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: List of mineral abbreviations. // http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_12.pdf. - Web version 01.02.2007.
- Simpson D. R.* Aluminum phosphate variants of feldspar // *American Mineralogist*. - 1977. - V. 62. - pp. 351-355.
- Smith V., Shan P., Nairn I.* Insights into silicic melt generation using plagioclase, quartz and melt inclusions from the caldera-forming Rototi eruption, Taupo volcanic zone, New Zealand // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 2010. - V. 160. - pp. 951-971.
- Sokolova E., Smirnov S.Z.* Crystallization of P-Rich Minerals from the High Phosphorus Rare-Metal Magma of East-Kalguty Dyke Belt (S. Altay, Russia) // *Goldschmidt abstracts-2013, Mineralogical Magazine*, 2013. - pp. 2232.
- Sterner S. M., Hall D. L., Keppler H.* Compositional re-equilibration of fluid inclusions in quartz // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. - 1995. - V. 119, № 1. - pp. 1-15.
- Stone M., Exley C.S.* High heat producing granites of Southwest England and their associated mineralization: A review // *Вкн. In High Heat Production Granites, Hydrothermal Circulation, and Ore genesis. Ed. by C. Halls* - London: Inst Min Met all, 1985. - pp. 571-593.
- Sun S. S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *In Magmatism in the oceanic basalts, Geol. Soc. Spec. Publ. Ed. by A. D. Saunders, M.J. Norry*. - № 42. - 1989. - pp. 313-345.

- Tait S.* Selective preservation of melt inclusions in igneous phenocrysts // *American Mineralogist*. - 1992. - V. 77. - pp. 146-154.
- Thomas R., Rhede D., Trumbull R.B.* Microthermometry of volatile-rich silicate melt inclusion in granitic rocks // *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*. - 1996. - V. 24. - pp. 507-528.
- Thomas R., Webster J.D., Heinrich W.* Melt inclusions in pegmatite quartz: complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids at low pressure // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. - 2000. - V. 144. - pp. 457-472.
- Tischendorf G., Gottesmann B., Forster H. J., Trumbull R. B.* On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation // *Mineralogical Magazine*. - 1997. - V. 61, № 6. - pp. 809-834.
- Tuttle O. F., Bowen N.L.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O // *Geological Society of America Memories*. - 1958. - V.74. - 153 p.
- Vasyukova O. V., Kamenetsky V. S., Goemann K., Davidson P.* Diversity of primary CL textures in quartz from porphyry environments: implication for origin of quartz eyes // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. - 2013. - V. 166, № 4. - pp. 1253-1268.
- Watson E. B.* Two-liquid partition coefficient: Experimental data and geochemical implications // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. - 1976. - V. 56. - pp. 119-134.
- Watson E. B., Capobianco C. J.* Phosphorus and the rare-earth elements in felsic magmas - an assessment of the role of apatite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. - 1981. - V. 45, № 12. - pp. 2349-2358.
- Williamson B. J., Muller A., Shail R. K.* Source and partitioning of B and Sn in the Cornubian batholith of southwest England // *Ore Geology Reviews*. - 2010. - V. 38, № 1-2. - pp. 1-8.
- Wyllie P. J., Tuttle O.F.* Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Part II. The effects of NH₃ and HF, in addition to H₂O on the melting temperatures of albite and granite // *American Journal of Science*. -1961. -V.259.-pp.128-143.
- Zhang Y.-G., Frantz John D.* Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions // *Chemical Geology*. - 1987. - V. 64. - pp. 335-350.

URL: <http://www.webmineral.com>.

URL: <http://www.http://rruff.info>.