

553.3.072

На правах рукописи

АЙТБАЕВА САЛТАНАТ САБИДОЛЛАЕВНА

**«Закономерности формирования, особенности вещественного состава и
критерии рудоносности гранитоидов Калба-Нарымского пояса
(Восточный Казахстан)»**

8D07201 – Геология и разведка месторождений полезных ископаемых

Диссертация на соискание степени
доктора философии (PhD)

Отечественный научный консультант
кандидат геолого-минералогических наук,
ассоциированный профессор
Мизерная М.А.

Зарубежный научный консультант
кандидат геолого-минералогических наук,
старший научный сотрудник
Института геологии и минералогии
им. В.С. Соболева СО РАН
Котлер П.Д.

Зарубежный научный консультант
доктор PhD геологических наук, профессор,
Директор Центра Российских и Среднеазиатских
Минеральных Исследований (CERCAMS)
Селтман Раймар

Республика Казахстан
Усть-Каменогорск, 2025

СОДЕРЖАНИЕ

	ВВЕДЕНИЕ	5
1	СОСТОЯНИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ РЕДКИХ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В КАЗАХСТАНСКОМ РЕГИОНЕ	10
1.1	Критические виды сырья – общее понимание проблемы, потребители, основные страны производители	10
1.2	Состояние изученности редкометалльного сырья в Казахстане	14
1.3	Современное состояние изученности геологии и редкометалльной металлогении района исследования	21
2	МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ	25
2.1	Сбор и анализ опубликованных и фондовых материалов	25
2.2	Полевые геологические исследования	25
2.2.1	Пробоподготовка	27
2.2.2	Аналитические исследования пород и руд	28
3	ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ, ТЕКТониКИ И МАГМАТИЗМА КАЛБА-НАРЫМСКОГО ПОЯСА	30
3.1	Геологическое строение и история развития Обь-Зайсанской складчатой системы	30
3.2	Характеристики основных магматических комплексов Калба-Нарымского батолита	37
3.2.1	Петрохимические особенности кунушского, калбинского и монастырского комплексов	37
3.2.2	Термобарометрические исследования гранитоидов Калба-Нарымского батолита	52
3.2.3	Определение возраста формирования редкометалльных пегматитов	55
4	ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПЕГМАТИТОВ КАЛБА-НАРЫМСКОГО ПОЯСА	59
5	СОВРЕМЕННАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ	84
5.1	Определение и классификация пегматитов	84
5.2	Происхождение пегматитов	95
5.3	Приуроченность гранитных пегматитов к определенным геотектоническим обстановкам	102
5.3.1	Характеристика геотектонических обстановок формирования пегматитов	102
5.3.2	Геотектонические обстановки формирования редкоэлементных пегматитов	107
6	РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПЕГМАТИТЫ КАЛБА-НАРЫМСКОГО ПОЯСА	109

6.1	Систематика месторождений редких металлов Калба-Нарымской зоны	109
6.2	Геохимическая классификация пегматитов Калба-Нарымского пояса	115
6.2.1	Анализ спайдерграмм микроэлементного состава пегматитов Калба-Нарымской зоны	115
6.2.2	Основные классификационные характеристики пегматитов Калба-Нарыма	117
6.2.3	Выделение основных типов и подтипов пегматитов на основании анализа графиков соотношений микроэлементов	124
6.2.4	Изучение геохимии пегматитов по составу КППШ	129
6.2.4	Особенности геохимии пегматитов, основанные на микроэлементном составе мусковита	135
6.2.5	Зональность пегматитовых рудных полей по микроэлементному составу пегматитов	139
6.2.6	Исследование потенциальной танталоносности пегматитов на основании микроэлементного состава мусковита	142
7	ОСНОВНЫЕ ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ И КРИТЕРИИ ЛОКАЛИЗАЦИИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ В КАЛБА-НАРЫМСКОЙ ЗОНЕ	154
7.1	Теоретические основы определения критериев выделения редкометалльных пегматитов	154
7.2	Геодинамический критерий формирования редкометалльных пегматитов Восточного Казахстана	155
7.3	Тектонический критерий	156
7.4	Магматический критерий	159
7.5	Анализ минеральных систем редкоэлементных пегматитов Восточного Казахстана	159
7.5.1	Площадная зональность распределения микроэлементов	159
7.5.2	Геохимические исследования	161
7.5.3	Исследования КППШ и мусковитов	162
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ	167
	ПРИЛОЖЕНИЕ А	182
	ПРИЛОЖЕНИЕ Б	183
	ПРИЛОЖЕНИЕ В	184
	ПРИЛОЖЕНИЕ Г	185
	ПРИЛОЖЕНИЕ Д	186
	ПРИЛОЖЕНИЕ Е	188
	ПРИЛОЖЕНИЕ Ж	193
	ПРИЛОЖЕНИЕ З	195

ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

МНиВО РК – Министерства науки и высшего образования Республики Казахстан

КОКСНВО РК – Комитет по обеспечению качества в сфере науки и высшего образования Республики Казахстан

ВКТУ – Восточно-Казахстанский технический университет

ИГМ СО РАН – Институт геологии и минералогии имени В. С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук

ICP-MS – Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой

КПШ – Калиевые полевые шпаты

ПЦФ – Программа целевого финансирования

РЗЭ – Редкоземельные элементы

РЭ – Редкие элементы

КНР – Китайская Народная Республика

США – Соединённые Штаты Америки

ЮАР – Южно-Африканская Республика

СНГ – Содружество Независимых Государств

АО «УКТМК» – Акционерное общество «Ульбинский металлургический комбинат»

АО «УМЗ» – Акционерное общество «Усть-Каменогорский металлургический завод»

АО «УК ТМК» – Акционерное общество «Усть-Каменогорский титано-магниевый комбинат

ВПК – Военно-промышленный комплекс

ЦАСП – Центрально-Азиатский складчатый пояс

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. В последнее десятилетие резко изменился подход к оценке рынка потребления сырья. Высокотехнологичные производства требуют от рынка все больше новых материалов и металлов. На передний план мировой торговли сырьем вышли, так называемые, «критические металлы», к которым относят не только экономически важные металлы, но и те, безопасность и стабильность поставок которых составляет серьезные риски. Первыми в списке «критических» стоят редкие металлы. В диссертационной работе рассматриваются закономерности формирования и критерии прогнозирования редкометалльных пегматитов Калба-Нарымского пояса, характеризующихся повышенным содержанием металлов (Ta, Nb, Sn, Li).

Цель исследования – разработка критериев рудоносности гранитоидов Калба-Нарымского пояса (Восточный Казахстан) на основе современной международной классификации и новых данных по возрасту пегматитов и материнских гранитоидов.

Задачи:

- 1) изучить геодинамический режим формирования территории Обь-Зайсанской складчатой системы, уточнить геотектоническую позицию, закономерности формирования и возраст редкометалльных пегматитов Калба-Нарымского редкометалльного пояса (Ta, Nb, Be, Li, Sn, W);
- 2) изучить возраст и петрохимические особенности магматитов кунушского, калбинского и монастырского комплексов и пегматитов;
- 3) провести термобарометрические исследования гранитоидов Калба-Нарымского батолита;
- 4) провести минералогические исследования пегматитовых рудных тел;
- 5) изучить систематику месторождений редких металлов Калба-Нарымской зоны, исследовать геохимические характеристики основных минеральных комплексов рудоносных пегматитов;
- 6) уточнить основные поисковые признаки и критерии локализации редкометалльных пегматитов в пределах Калба-Нарымской металлогенической зоны.

Научная новизна

- 1) Уточнены возраст, петрохимические характеристики и температурный режим рудоносных гранитоидных массивов и пегматитовых тел Калба-Нарымского пояса на основе новых аналитических данных.
- 2) Установлен характер связи пегматитовых месторождений с вмещающими гранитоидами Калба-Нарыма, доказана принадлежность основных пегматитовых рудных полей Калба-Нарымской зоны к семейству пегматитов LCT.
- 3) Установлена возможность использования содержаний химических элементов для зональности оруденения как в пределах крупных рудных зон, так и отдельных рудных полей.

Практическая значимость

Выполненные исследования раскрывают новые возможности для прогнозирования и поиска редкометалльных месторождений, заключающиеся в выявлении благоприятных критериев и предпосылок для формирования редкометалльных месторождений в пределах территории Калба-Нарымского пояса. Имеются акты внедрения в производство, учебный процесс НАО «Восточно-Казахстанский технический университет имени Д. Серикбаева».

Результаты научных исследований внедрены в производство ТОО «ГРК «Топаз» (Приложение А), а также используется при проведении лекционных и практических занятий для бакалавров образовательной программы «Геология и разведка МПИ» по дисциплине «Геология месторождений полезных ископаемых» (Приложение Б).

Основные защищаемые положения:

1) Гранитоиды кунушского комплекса представлены низкокалиевыми высокоглиноземистыми плагиогранитами и лейкоплагиогранитами М-типа, а их формирование происходило при температурах 805-840 °С. Породы калбинского комплекса представлены известково-щелочными высоко- и умеренно глиноземистыми гранодиоритами, гранитами смешанного I-S-типа, для которых характерен температурный диапазон формирования 785-820 °С. Породы монастырского комплекса представлены высококалиевыми и известково-щелочными, высоко- и умеренноглиноземистыми лейкогранитами А-типа с температурами формирования 760-785 °С.

2) Результаты U-Pb датирования цирконов из пегматитов Огнёвского рудного поля показали, что пегматиты формировались около 291 млн лет назад синхронно с гранитами S-I-типа (калбинский комплекс).

3) Анализ содержания Li, K, Rb и Cs в полевом шпате и мусковите может быть использован для идентификации перспективных обогащенных литием сподуменовых, петалитовых и лепидолитовых пегматитов. Графики соотношений K/Rb–Cs, K/Rb–Ba, K/Cs–Rb, P–Ga, в основу которых положены содержания микроэлементов в КПШ и K/Rb–Cs, K/Rb–Li, Al/Ga–Ga в мусковите, позволяют с достаточно большой точностью произвести районирование пегматитов в пределах рудного поля или более обширной рудной зоны с разделением пегматитов на пустые, бериллиевые, берилл-сподуменовые, сподуменовые и альбититы.

4) С использованием полученных данных уточнены основные региональные (геотектонические, структурно-тектонические) и локальные (магматические, геохимические, минералогические) поисковые признаки и критерии локализации редкометалльных пегматитов в пределах Калба-Нарымской металлогенической зоны.

Методика исследования включает в себя обзор и анализ исследований по редкометалльным месторождениям Калба-Нарыма и мировых аналогов; полевые работы с отбором проб; комплекс аналитических исследований (пробоподготовка, изучение минерального, химического, элементного составов руд и вмещающих пород и определение U-Pb абсолютного возраста пегматитов).

Фактический материал и личный вклад автора

В основу работы положены материалы, полученные автором за период обучения в результате выполнения полевых экспедиционных работ по проектам НАО ВКТУ им. Д Серикбаева по темам: 1) «Закономерности формирования, критерии прогнозирования и оценка перспектив нетрадиционных типов олово-тантал-литиевого оруденения с целью укрепления минерально-сырьевой базы редких металлов (Восточный Казахстан)». Грант по договору с Комитетом науки МОН РК № 7 (по договору № AP08052371-ОТ-20); 2) «Научная оценка инвестиционной привлекательности структур Казахстана перспективных на выявление месторождений полезных ископаемых». (2021–2023 гг. по программе BR10264558); 3) BR24992854 «Разработка и реализация конкурентоспособных научно-обоснованных технологий для обеспечения устойчивого развития горно-металлургической отрасли Восточно-Казахстанской области» (2024–2026 гг. по программе BR24992854).

В рамках подготовки диссертации автором были пройдены зарубежные научные стажировки в профильных научных учреждениях - Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск, Россия) и Музее естественной истории (г. Лондон, Великобритания). Стажировки включали выполнение работ, направленных на проведение аналитических исследований.

Автором проведен анализ монографических, справочных и научных публикаций по редкометалльным месторождениям Калба-Нарымской зоны, а также зарубежных аналогов. В диссертации использованы материалы, собранные автором в процессе полевых исследований на ряде редкометалльных объектов (Точка, Ахметкино, Юбилейное и др.), а также образцы, предоставленные коллегами, проводившими полевые работы на рассматриваемых месторождениях.

Минералогические исследования и изучение химического состава пород и руд проводилось автором в рамках программы ПЦФ BR10264558 «Научная оценка инвестиционной привлекательности структур Казахстана перспективных на выявление месторождений полезных ископаемых», в работе над которой автор принимал непосредственное участие. На основании интерпретации аналитических данных автором сформулированы прогнозно-поисковые критерии, способствующие повышению эффективности геологоразведочных работ.

Апробация работы и публикации. Результаты исследований, вопросы основных положений докладывались и обсуждались на международных конференциях:

– Основные типы редкометалльных месторождений Калба-Нарымского гранитоидного пояса и их практическая оценка. V Международная научная конференция «Корреляция Алтаид и Уралид глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения» (г. Новосибирск, 2020 г.).

– О геолого-генетической модели формирования месторождений с наложенным типом редкометалльного оруденения (на примере месторождения

Чердож). Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов - от прогноза к добыче. Сборник тезисов докладов I Молодёжной научно-образовательной конференции (г. Москва. 2020 г.).

– Типы литиеносных месторождений и критерии их прогнозирования (Восточный Казахстан). Материалы VII Международной научно-технической конференции студентов, магистрантов и молодых ученых (г. Усть-Каменогорск, 2021 г.).

– Геологическое строение и критерии оценки апогранитного редкометалльного участка Центральной Калбы (Восточный Казахстан). Записки Усть-Каменогорского филиала Казахского Географического Общества. Вып. 15. Международный год мира, доверия и устойчивого развития. Материалы международной научно-технической конференции (г. Усть-Каменогорск, 2021 г.).

– Магматизм и редкометалльная минерализация Калбы (Восточный Казахстан). Петрология и рудоносность магматических формаций: материалы научной конференции, посвященной памяти чл.- корр. АН СССР и РАН Г. В. Полякова и проф. А. Г. Владимирова (г. Новосибирск, 2022 г.).

– Термохронология редкометалльных месторождений, связанных с постколлизийными гранитами Калба-Нарымского пояса (Восточный Казахстан). Петрология и рудоносность магматических формаций: материалы науч. конф., посв. памяти чл.- корр. АН СССР и РАН Г.В. Полякова и проф. А.Г. Владимирова (г. Новосибирск, 2022 г.).

– Этапы редкометалльного магматизма Калба-Нарымского пояса (Восточный Казахстан). Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов. Материалы VIII Российской конференции по изотопной геохронологии (г. Санкт-Петербург, 2022 г.).

Результаты работы опубликованы в 14 статьях, из них 7 – в изданиях, рекомендованных КОКШВО РК (Вестник ВКГТУ им. Д. Серикбаева, Вестник КазНУ, Горный журнал Казахстана), 7 – в журнале, входящем в базу данных Scopus и Web of Science (Naukovyi Visnyk Natsionalnoho Hirnychoho Universytetu, Geology of Ore Deposits, Minerals, Lithos, Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv geology), 8 – в материалах международных научных конференций ближнего и дальнего зарубежья, получен акт об использовании результатов исследования.

Структура и объем работы. Диссертационная работа изложена на 181 странице и включает введение, 7 разделов, заключение, список использованных источников из 155 наименований, 98 рисунков, 13 таблиц и 8 приложений.

Автор выражает глубокую признательность и благодарность за практическую и моральную помощь при выполнении и оформлении диссертационной работы: первому научному консультанту академику НАН РК Дьячкову Б.А. (Республика Казахстан), научным консультантам к.г.-м.н. Мизерной М.А. (Республика Казахстан), к.г.-м.н. Котлеру П.Д. (Россия),

профессору Reimar Seltmann (Великобритания, г. Лондон); сотрудникам Школы наук о Земле ВКТУ им. Д. Серикбаева; старшему научному сотруднику Мирошниковой А.П. PhD филиала РГП «НЦ КПМС РК» ВНИИцветмет; сотрудникам Центр превосходства «VERITAS» ВКТУ им. Д. Серикбаева за помощь и возможность проведения электронно-микроскопических исследований.

1 СОСТОЯНИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ РЕДКИХ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В КАЗАХСТАНСКОМ РЕГИОНЕ

1.1 Критические виды сырья – общее понимание проблемы, потребители, основные страны производители.

Как известно в последнее десятилетие резко изменился подход к оценке рынка потребления металлов. Высокотехнологичные производства требуют от рынка все больше и больше новых материалов и металлов. На передний план мировой торговли сырьем вышли так называемые «критически важные металлы», к которым относят не только жизненно важные металлы, но и те, безопасность и стабильность поставок которых составляет серьезные риски.

Эти риски могут быть вызваны сочетанием факторов, включая, помимо прочего, быстрый рост спроса, высокую концентрацию цепочек поставок в конкретных странах или высокий уровень волатильности цен.

Многие из этих критически важных минералов производятся в сравнительно небольших объемах («второстепенные металлы») или в качестве сопутствующих металлов (то есть они производятся как побочные продукты другой горнодобывающей деятельности), являются незаменимыми в своем применении и имеют низкие коэффициенты переработки. Особенно важным потребителем «критических видов металлов» в настоящее время является энергетика, машиностроение, приборостроение, электроника и др.

На рисунке 1.1 представлена растущая потребность спроса на определенные виды металлов от 17 века до сегодняшнего времени, которое многие называют веком Зеленой революции. Как видно из рисунка 1.1 редкие и редкоземельные элементы являются одним из наиболее важных составляющих, без которых не обходится практически ни одна сфера производства.

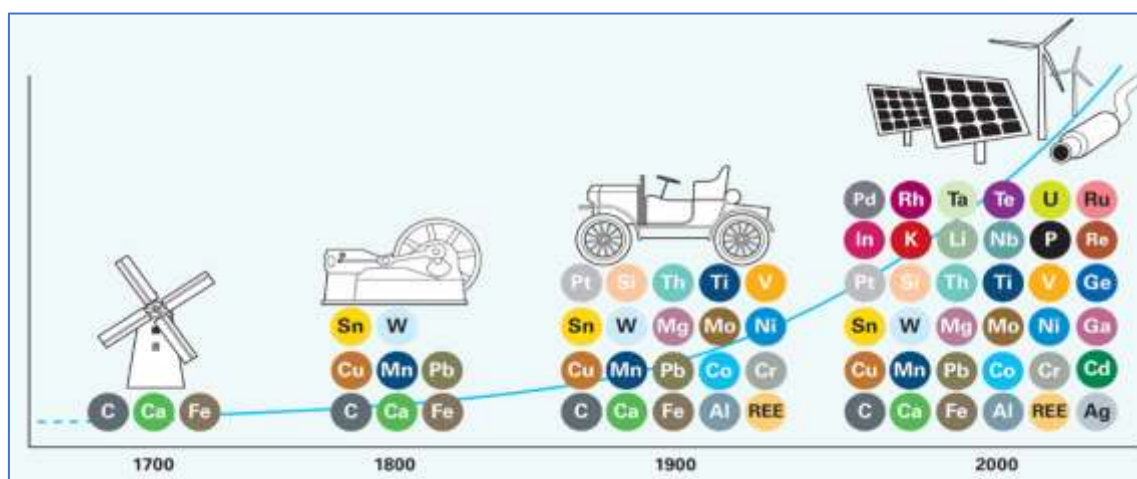


Рисунок 1.1 – Элементы, широко используемые в промышленности по годам

Примечание – Составлено по источнику [1, с. 8].

Для каждой страны имеется свой список «критических видов сырья» и важных для ее экономики групп редких металлов (рисунок 1.2).

The image shows a periodic table of elements. Elements that are critical to the United Kingdom are highlighted in white. These include: Hydrogen (H), Helium (He), Lithium (Li), Beryllium (Be), Boron (B), Carbon (C), Nitrogen (N), Oxygen (O), Fluorine (F), Neon (Ne), Sodium (Na), Magnesium (Mg), Aluminum (Al), Silicon (Si), Phosphorus (P), Sulfur (S), Chlorine (Cl), Argon (Ar), Potassium (K), Calcium (Ca), Scandium (Sc), Titanium (Ti), Vanadium (V), Chromium (Cr), Manganese (Mn), Iron (Fe), Cobalt (Co), Nickel (Ni), Copper (Cu), Zinc (Zn), Gallium (Ga), Germanium (Ge), Arsenic (As), Selenium (Se), Bromine (Br), Krypton (Kr), Rubidium (Rb), Strontium (Sr), Yttrium (Y), Zirconium (Zr), Niobium (Nb), Molybdenum (Mo), Technetium (Tc), Ruthenium (Ru), Rhodium (Rh), Palladium (Pd), Silver (Ag), Cadmium (Cd), Indium (In), Tin (Sn), Antimony (Sb), Tellurium (Te), Iodine (I), Xenon (Xe), Barium (Ba), Lanthanum (La), Hafnium (Hf), Tantalum (Ta), Tungsten (W), Rhenium (Re), Osmium (Os), Iridium (Ir), Platinum (Pt), Gold (Au), Mercury (Hg), Thallium (Tl), Lead (Pb), Bismuth (Bi), Polonium (Po), Astatine (At), Francium (Fr), Radium (Ra), Actinium (Ac), Thorium (Th), Protactinium (Pa), Uranium (U), Neptunium (Np), Plutonium (Pu), Americium (Am), Curium (Cm), Berkelium (Bk), Californium (Cf), Einsteinium (Es), Fermium (Fm), Mendelevium (Md), Nobelium (No), and Lawrencium (Lr).

Рисунок 1.2 – Периодическая таблица элементов. Белым цветом показаны критические элементы Великобритании, включая REE

Примечание – Составлено по источнику [2].

В современных представлениях к редким элементам относится группа мало – и ультра–малокларковых (10,2–10,7 вес. %) естественных нерадиоактивных и неблагородных, промышленно развивающихся металлов и неметаллов [3]. По классификации Б.И. Коган, 1978 г. к редким относится 36 элементов, включая редкоземельные: Li, Rb, Cs, Sr, Cd, Se, Ga, Y, In, La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Tl, Ge, Zr, Hf, V, Nb, Ta, Bi, Se, Te, Re. В практике геологоразведочных работ к редким металлам часто относят олово, вольфрам и молибден.

В рудных формациях с редкими металлами тесно ассоциируют редкоземельные элементы (РЗМ), которые очень редко образуют собственные минералы. Месторождений с рудами, содержащими только редкоземельные металлы в Казахстане не выявлено.

Редкоземельные элементы – стратегически важные ресурсы, играющие ключевую роль в производстве современной электроники, машиностроении и военной промышленности [4].

Размер рынка редкоземельных элементов оценивается в 175,03 килотонн в 2024 году и, как ожидается, достигнет 214,89 килотонн к 2029 году, среднегодовой темп роста составит 4,19% в течение прогнозируемого периода (2024-2029 годы) [5].

Основными природными источниками РЗМ являются следующие минералы: бастнезит $(Ce, La, Y)CO_3F$ (содержание оксидов РЗМ 70–75%) [6], монацит $(Ce, La, Nd, Th)(PO_4)$ (55–60%), лопарит $(Na, Ce, Ca)(Ti, Nb)O_3$ (30–

35%), ксенотим (Y, Eu, Gd)PO₄ (55–60%) и ионноабсорбционные глины (10–20%) [7, с. 580].

По оценке Геологической службы США в 2023 г. общие мировые запасы редких и РЗМ (в пересчете на оксиды) составили 110 млн. т, из них на долю Китая приходится около половины всех запасов в мире. Основные ресурсы в КНР сосредоточены в железо–ниобий–редкоземельных месторождениях. В КНР сосредоточено около 80% всех изученных мировых запасов наименее распространенной иттриевой группы РЗЭ [3; 8 с. 13].

В 80-е годы прошлого века больше всего РЗЭ производили США. Однако добыча их сложна и дорога и к тому же наносит серьезный ущерб окружающей среде, а очистка требует громадных объемов кислоты и является процессом не только трудоемким, но и очень затратными. В результате рудники и шахты по добыче тогда еще не очень нужных и недорогих РЗЭ повсеместно закрывались, а их производство переносилось в КНР. Значительные сырьевые запасы РЗЭ, низкая себестоимость производства, эффективная промышленная политика последних двух десятилетий с учетом сворачивания производства редкоземельных металлов в США позволили Китаю установить монопольный контроль над мировым рынком редких земель [8, с. 13].

Второе место по запасам РЗЭ занимают страны СНГ (17%), где преобладают в основном месторождения России. Российские редкие земли сосредоточены в основном в Ловозерском месторождении лопарита и в комплексных месторождениях Восточной Сибири (рисунок 1.3) [8, с. 13].

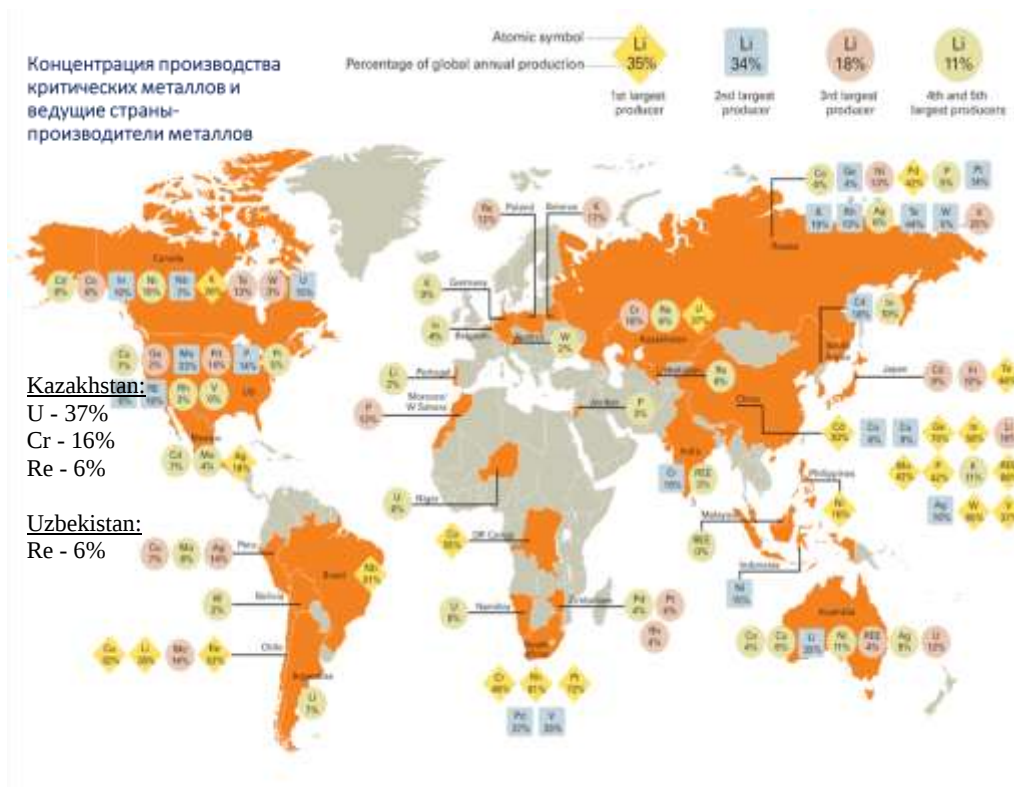


Рисунок 1.3 – Ведущие страны–производители редких металлов

Примечание – Составлено по источнику [1, с. 75].

Относительно крупными ресурсами РЗЭ обладают также США, Австралия, Гренландия, Канада, ЮАР, Индия. Однако выпуск крупнотоннажной редкоземельной продукции, помимо Китая, в последние годы осуществлялся только в России и Индии (монацитсодержащие россыпи), возобновилась добыча в США и начата – в Австралии [7, с. 583].

Доли стран поставщиков на рынке редкоземельных металлов (РЗМ) и соединений меняются ежеквартально, не говоря уже о ежегодном изменении. Также меняется и рейтинг стран поставщиков. Глядя на диаграмму долей стран в продажах редкоземельных металлов (РЗМ) и соединений, можно сказать, что рынок высоко монополизирован. В тройку лидеров, которых MetalResearch оценили в 3 квартале 2024 года, без учета России вошли: Китай с долей 26,73%, Малайзия с долей 19,26%, США с долей 17,91%. По результатам анализа, среди других заметных стран-поставщиков: Япония, Франция, Таиланд, Сингапур, Индия, Нидерланды, Республика Корея и другие страны. Среди поставщиков редкоземельных металлов (РЗМ) и соединений аналитики увидели и Россию. Однако данные по России предоставляются только при заказе анализа рынка редкоземельных металлов (РЗМ) и соединений можно с текущей или с главной страницы сайта. В текущей диаграмме Россия не включена [9] (рисунок 1.4).

Доля Казахстана: фосфор – 9%; барий, гелий, цезий, ванадий – 7%.

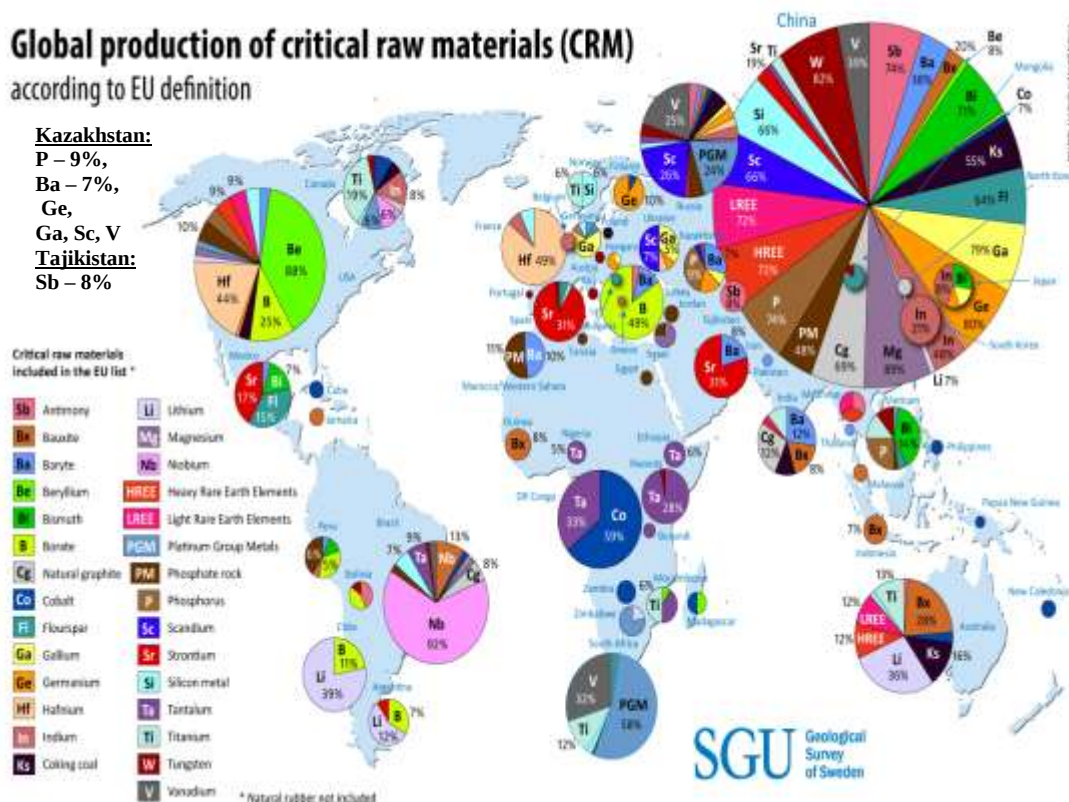


Рисунок 1.4 – Страны–производители критических видов сырья

Примечание – Составлено по источнику [10].

1.2 Состояние изученности редкометалльного сырья в Казахстане

Министерство промышленности и строительства разработало Комплексный план развития отрасли редких и редкоземельных металлов Республики Казахстан на 2024–2028 годы, сообщает Zakon.kz. [11, с. 1].

Комплексный план предусматривает расширение ресурсной базы и внедрение технологий комплексного извлечения редких металлов, модернизацию действующих производств [11, с. 2], разработку стандартов, регулирующих отрасль и снятие режима секретности на отдельные металлы [11, с. 2].

Редкие и редкоземельные металлы относятся к критическим видам сырья, востребованным ведущими отраслями мировой экономики. Они необходимы для перехода к "зеленой" энергетике, развития цифровых технологий, оборонных, аэрокосмических, медицинских и прочих высокотехнологичных направлений [11, с. 3].

В документе к редким и редкоземельным металлам отнесены цветные металлы, за исключением редких радиоактивных металлов:

- редкие тугоплавкие металлы (цирконий, гафний, ванадий, ниобий, тантал, молибден, вольфрам, титан), редкие легкие металлы (литий, рубидий, цезий, бериллий), редкие рассеянные металлы (галлий, индий, таллий, германий, гафний, селен, теллур, рений);

- редкоземельные металлы (скандий, иттрий, лантан и лантаноиды) [12].

На сегодняшний день в Казахстане выявлено около 124 месторождений РМ и РЗМ (по открытым источникам). В стране наиболее привлекательными для доразведки и добычи являются следующие месторождения РМ и РЗМ: по ванадию – Курумсак, Бала-Саускандык; по титану и цирконию – Караоткель, Обуховская, Шокаш, Шпаковка, Кумколь, Сабындыколь, Прогнозное, Горьковское, Березовское, Заячья, Дружба, Акеспе; по танталу и ниобию – Верхний-Иргиз, Кварцевое, Калай-Тапкан, Верхне-Баймурзинское; по литию – Юбилейное, Верхне-Баймурзинское, Бакенное, Белогорское, Ахметкино, Медведка; по молибдену и вольфраму – Коктенколь, Дрожилловское, Верхнее Кайракты, Смирновское, Южный Жаур, Жанет, Батыстау, Акшатау, Караоба, Байназар; по бериллию – Нураталды, Караджал, Дарат; по редким землям – Акбулак, Кундыбай, Верхнее-Эспе, Мойынкум, Акдала, Талайрык, Меловое, Томак, Тайбогар, Тасмурун [11, с. 5].

Кроме того, возможна попутная добыча редких земель на отдельных месторождениях молибдена и вольфрама, фосфоритов, ванадия, титана и циркония, ископаемых углей [11, с. 6].

Минерально-сырьевая база отрасли РМ и РЗМ также включает объекты ТМО от горно-металлургических и химических производств. Анализ содержания ТМО показывает коммерческую перспективность отдельных объектов для извлечения РМ и РЗМ. Сегодня на учете в ГБЗ находится 41 объект ТМО, содержащий РМ и РЗМ, из них 31 объект передан в недропользование. ТОО «SARECO», входящее в группу «МАСТ», ведет переработку ТМО с

выпуском коллективного концентрата РЗМ и флюса скандия для продажи на экспорт. Остальные объекты ТМО находятся на стадии исследования [11, с. 6].

Руды большинства месторождений Казахстана комплексные. Помимо основных компонентов, определяющих промышленную ценность месторождений, они содержат примеси РМ и РЗМ [11, с. 6].

Однако технологии большинства отечественных предприятий нацелены на извлечение основных компонентов. При этом многие виды РМ и РЗМ уходят в отвалы, объемы которых постоянно растут и не используются [11, с. 6].

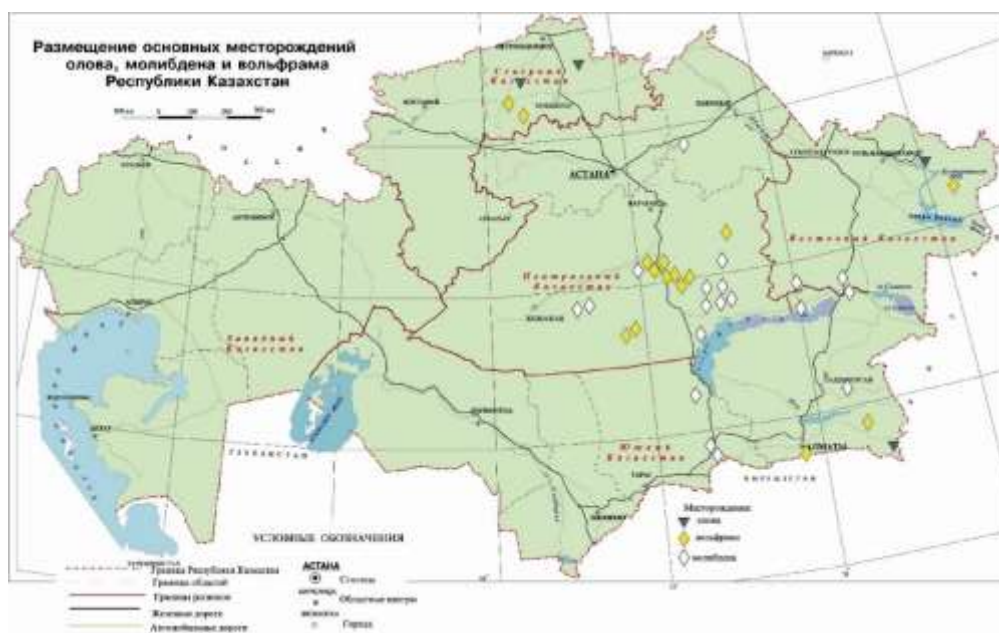
На сегодняшний день ТМО, расположенные вне контрактных площадей, не исследованы на предмет содержания ценных компонентов, хотя представляют значительный интерес в плане развития отрасли РМ и РЗМ [11, с. 6].

На сегодня в Казахстане отрасль РМ и РЗМ имеет 70-ти летнюю историю и может использовать складывающиеся в мире тренды для укрепления своего экспортного потенциала. На текущий момент акционерное общество «Усть-Каменогорский титано-магниевый комбинат» (далее – АО «УКТМК») уже занимает лидирующие позиции среди мировых производителей титана, акционерное общество «Ульбинский металлургический завод» – бериллия и тантала. До 2004 года республиканское государственное предприятие «Жезказганредмет» занимало второе место в мире по выпуску рения. Ряд РМ и РЗМ добывается как попутный продукт на базе крупных производств базовых металлов. Основная проблема отрасли заключается в зависимости от импортного сырья. Так, АО «УКТМК» и АО «УМЗ» для производства титана, тантала, ниобия используют импортное сырье, бериллия – ранее накопленные запасы бериллиевого концентрата [11, с. 7].

Вольфрамовые месторождения. По запасам вольфрама Казахстан занимает первое место в мире. В недрах Казахстана заключено более 54% запасов вольфрама, учтенных государственным балансом бывшего Союза. Преобладающая часть месторождений вольфрама относится к кварцевожилльно-грейзеновому и штокверковому типам – Караоба, Акшатау, Верхнее Кайракты, Богуты и др. Богатые вольфрамом руды разведаны на скарново-грейзеновых месторождениях (Северный Катпар, Баян) и в корах выветривания скарново-грейзеновых рудных залежей (Коктенколь Промежуточный) (рисунок 1.5) [13 с. 84; 14 с. 11].

Около 85% запасов вольфрама приходится на долю штокверковых руд (Верхнее Кайракты, Богуты, Коктенколь, Караобинский штокверк и др.) с содержанием триоксида вольфрама 0,12–0,19%. Низкие содержания – основной сдерживающий фактор их промышленного освоения. Запасы скарново-грейзеновых месторождений составляют около 9% вольфрама, кварцевожилльно-грейзеновых – 1,2%, кор выветривания – 5,5% и россыпей – сотые доли процента вольфрама от общих запасов [13 с. 84; 14, с. 11].

1.5 –



Размещение основных месторождений молибдена и вольфрама Республики Казахстан

Примечание – Составлено по источнику [14, стр. 14].

Молибденовые месторождения. Штокверковый тип содержит 94,3% запасов, учтенных балансом, запасы скарново–грейзеновых месторождений составляют около 3% молибдена, жильно–грейзеновых – 0,8%. Ряд молибденовых месторождений, включая Шалгию, Каратас IV и Коктенколь относятся к штокверковому типу. Кроме того, в данную категорию входят девять объектов: вольфрамовые (Верхнее Кайракты, Богуты, Караоба); медные (Бозшаколь, Коунрад, Борлы, Актогай, Айдарлы, Коксай.). Содержание молибдена в этих рудах низкое. Каратас I (молибдено-медное) и ряд месторождений с сопутствующим молибденом, в том числе Северный Катпар и Саякская группа принадлежат скарновому типу [14, с. 12].

Собственно молибденовые или существенно молибденовые месторождения в Казахстане не разрабатываются, добыча молибдена ведется попутно при эксплуатации кварцевожильно-грейзеновых месторождений Караоба и Акштатау, а также медных скарновых месторождений (Саякская группа) и медно-порфировых месторождений (Коунрад) [14, с. 12] (рисунок 1.5).

Литиевые месторождения. В Казахстане шесть выявленных месторождений лития. Ключевые запасы лития РК находятся на месторождениях Ахметкино и Ахмировское – 40% и 34,1% от общих запасов в стране соответственно. Ценный металл также был обнаружен на месторождениях Бакенное, Верхне–Баймурзинское, Юбилейное и Медведка [15, с. 1] (рисунок 1.6).

Разведанные запасы Ахметкино составляют 23,28 тыс. т оксида лития (A+B+C₁), перспективные – 3,06 тыс. т. Данных по разведанным запасам Ахмировского месторождения у экспертов нет, перспективные составляют 22,22

тыс. т. Разведанные запасы третьего по размеру месторождения (Бакенное) – 6,2 тыс. т, перспективные – 2,8 тыс. т. [15, с. 1].

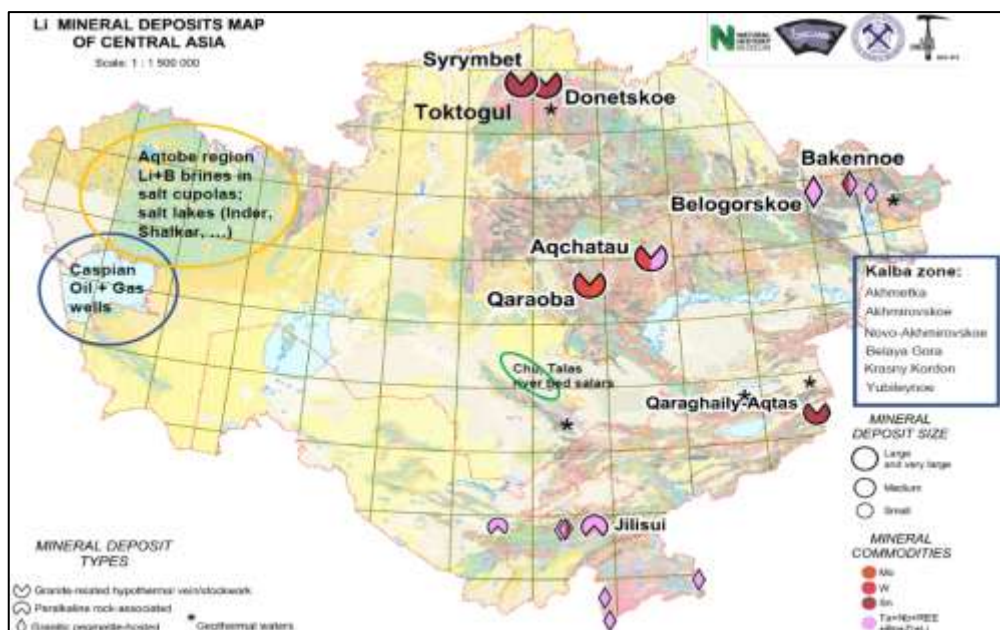


Рисунок 1.6 – Основные известные месторождения лития, тантала ниобия на территории Казахстана и прилегающих стран

Примечание – Составлено по источнику [16, с. 110].

Только на сегодняшний день по Казахстану базой данных CERCAMS зафиксировано более 100 перспективных Li-содержащих «объектов интереса», подлежащих полевой рекогносцировке и аналитической верификации (рисунок 1.7).

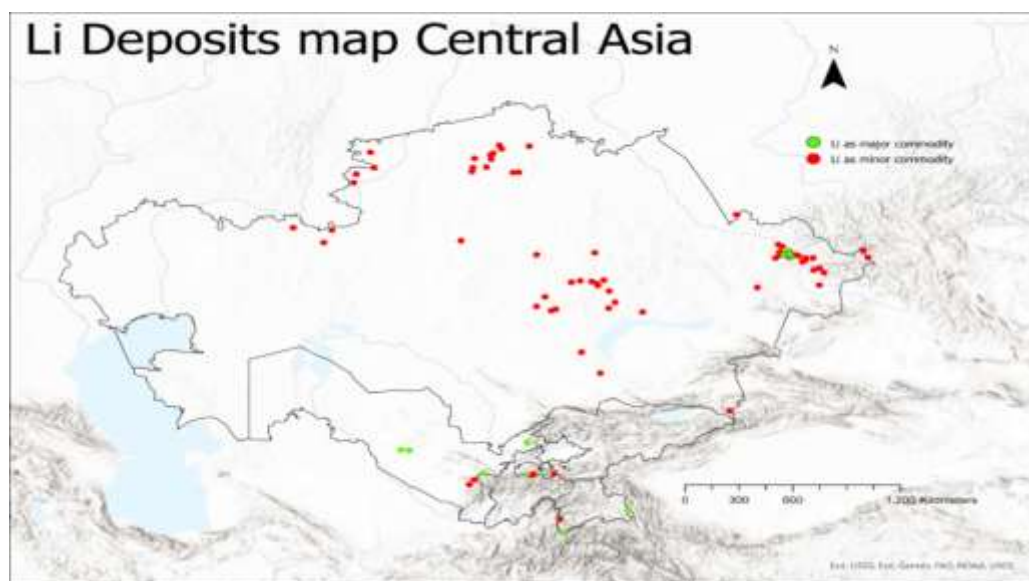


Рисунок 1.7 – Перспективные объекты для изучения по содержанию лития в Казахстане и прилегающих странах

Примечание – Составлено по источнику [16, с 115].

Тантал–ниобиевые месторождения – Белогорское, Бакенное, Юбилейное, Кварцевое, Ахметкино, Караобинское и другие.

Обуховское – россыпь (титан–циркониевая). Из четырех эксплуатируемых месторождений три разрабатываются на тантал Белогорским ГОКом (Белогорское, Бакенное, Юбилейное) и одно Караобинское разрабатывается Акшатауским ГОКом на вольфрам с попутным молибденом, висмутом и оловом. Содержащиеся в вольфрамите и касситерите тантал и ниобий не извлекаются, с вольфрамовым и оловянным концентратами поступают потребителю. Обуховское месторождение, в котором тантал является попутным компонентом, в настоящее время готовится к освоению. Перспективы расширения минерально–сырьевой базы тантала в Калба–Нарымском районе не исчерпаны. Кроме традиционных для района пегматитовых объектов, широким распространением пользуются кварцевожильно–грейзеновые вольфрам–оловянные проявления с высоким содержанием тантала в касситеритах (более 0,1%) и вольфрамитах (более 0,05%) [14, с. 12].

В Республике Казахстан были известны 12 месторождений, содержащих тантал, из которых 7 месторождений с разведанными запасами свыше 2 тыс. тонн оксида тантала (рисунок 1.6). Белогорский ГОК, осуществлявший поставки танталовых концентратов на УМЗ, обанкротился, рудники и обогатительные фабрики демонтированы. Металлургический танталовый завод обеспечивается сырьем из стран Центральной Африки. Ниобий является попутной продукцией переработки танталовых руд. Сырьевое обеспечение производства бериллия в Казахстане осуществлялось поставками из России.

В советское время насчитывалось до 12 предприятий, производящих продукцию этой отрасли. По видам производимой продукции и организации производства с продукцией, ориентированной на ВПК - это Иртышский химико-металлургический завод, Ульбинский металлургический завод, Целинный горно-химический комбинат, заводы «Керамика» и «Каскор». Это были приоритетные предприятия отрасли и обеспечивались высококвалифицированными кадрами, оборудованием и научной поддержкой со всего Советского Союза

Ниобиеносность изучалась попутно при оценке танталоносности месторождений. В Республике известны следующие собственно ниобиевые месторождения и проявления: Лосевское (колумбитовые граниты) и связанные с ними Коктерекская и Викторовская россыпи; Верхне–Эспинское (щелочные граниты – Чингиз–Тарбагатай); Верхне–Иргизское (коры выветривания по редкометалльным пегматитам – Мугоджары); Борсыксай (нефелиновые сиениты – Мугоджары) и ряд более мелких проявлений [14, с. 13].

Оловянные месторождения. В Казахстане запасы олова учтены по 14 месторождениям, в том числе три месторождения с забалансовыми запасами. Месторождения с балансовыми запасами – Ахметкино, Бакенное, Белогорское, Верхне–Баймурзинское, Долина Южная – россыпь, Жаланащ, Караобинское, Капай–Тапкан, Медведка, Сырымбет, Юбилейное (рисунок 1.8) [14, с.9].

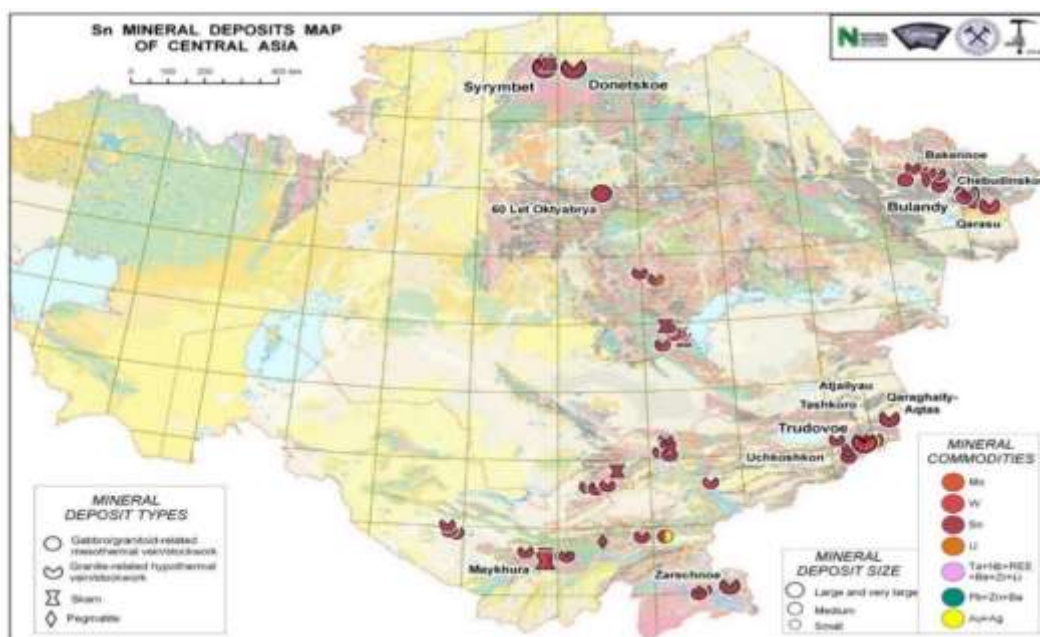


Рисунок 1.8 – Месторождения олова на территории Казахстана и сопредельных стран

Примечание – Составлено по источнику [16, с. 111].

Самое крупное из этих месторождений – Сырымбет, разведано в 1994 г. и является собственно оловоносным. Благодаря этому месторождению балансовые запасы олова после 1994 г. были увеличены более чем в два раза, значительно поднялось и среднее содержание олова. Промышленное освоение месторождения Сырымбет позволило Казахстану занять значимое место в мире по производству олова [14, с. 9].

Согласно данным Комитета геологии Министерства промышленности и строительства РК, по состоянию на начало 2024 года, сырьевая база редких металлов в республике представлена (тыс. тонн): вольфрам – 2400; молибден – 1100; литий – 75.6; бериллий – 68.8; ниобий – 28.1; тантал – 4.6 [17].

Редкоземельные месторождения. В Казахстане перспективы редкоземельного оруденения связываются с комплексными рудами кембрийских ванадий–редкометалльных месторождений Курумсақ и Баласаускандық в Каратау. В рудах этих месторождений установлена прямая корреляционная связь между ванадием и редкоземельными элементами. В фосфоритах Каратау среднее содержание РЗ 0,08%. Геологические запасы РЗЭ в Каратау оцениваются в 1150 тыс.т. В балансовых запасах месторождения Жанатас запасы РЗЭ оцениваются в 253,8 тыс.т. [14, с. 10.].

С учетом высокой стоимости РЗЭ на мировом рынке и их широкого применения в различных отраслях промышленности, вовлечение в попутное извлечение РЗ из фосфоритов на действующих суперфосфатных заводах, включая технологические отвалы, Республика Казахстан может занять одно из ведущих мест как поставщик редких земель на мировой рынок [14, с. 11].

Полиметаллическое сырье перерабатывается на предприятиях цветной металлургии страны и связано с крупнотоннажным производством меди, свинца, цинка из отечественных месторождений Восточного и Центрального Казахстана. Содержание РЗМ в полиметаллических концентратах составляет от 0,01 до 0,001%. РЗМ в ходе переработки концентрируются в различных видах полуфабрикатов, из которых и получают такие элементы, как – рений, селен, галлий, теллур, кадмий, таллий, индий, сурьма и т.д. Как правило, объемы полуфабрикатов и содержание в них РЗМ зависят от объемов производства основного продукта и качества применяемой технологии. Чем совершеннее применяемая технология, тем выше качество и объемы желаемого продукта. Основные предприятия, извлекающие РЗМ как попутное сырье в Казахстане – Усть–Каменогорский свинцово–цинковый и титаномагнийевый комбинат, Павлодарский алюминиевый комбинат. Усть–Каменогорский ТМК специализировался на переработке импортного сырья, с небольшими объемами добычи на Сатпаевском месторождении ильменита. Производя основную продукцию титан и магний, попутной продукцией является оксид ванадия, ранее производился и редкий скандий.

Павлодарский алюминиевый завод, перерабатывая бокситы Тургайского и других месторождений, кроме алюминия производит редкий галлий.

Выводы по рынку сырья Казахстана. Главной сложностью развития предложения на рынке редких и редкоземельных металлов Казахстана является балансовая проблема – разница между естественным распределением РМ и РЗЭ в рудах месторождений и рыночным спросом на них. Спрос на эти металлы, при довольно высоких ценах, неустойчив [8, с. 15].

Так как в большинстве случаев производители редкоземельных металлов не ограничиваются выпуском одного элемента, в числе продукции часто встречается еще и соединения РЗМ, такие как оксиды, карбонаты и другие, поэтому и оценка рынка редкоземельных металлов (РЗМ) должна учитывать не только сами металлы, но и их соединения.

По оценкам и расчетам, проведенным группой анализа рынков MetalResearch в феврале 2025 года, мировой рынок редкоземельных металлов (РЗМ) и соединений в 2024 году показал заметное увеличение продаж в 3 квартале 2024 года. Аналитики оценивают это изменение в +14,1% по отношению к 1 кварталу 2024 года. Но не все так однозначно. Если в 1 квартале 2023 года объем продаж на рынке редкоземельных металлов (РЗМ) и соединений оценивался в 691 981 тыс.долл., то уже в 3 квартале 2024 года объем продаж оценили в 431 261 тыс.долл. Динамика изменений за 1 год + 9 месяцев показала падение на –37,7%. При этом получилось, что показатель продаж был самым низким за период 2023 – 9 месяцев 2024 года – в 2 квартале 2024 года, а рекордно высоким был в 1 квартале 2023 года [9, с. 1].

Сравнение 9 месяцев 2023 и 2024 годов наиболее показательны с точки зрения понимания изменений, произошедших в 2024 году на рынке редкоземельных металлов (РЗМ) и соединений, пока данные за полный 2024 год не появились. За 9 месяцев 2024 по отношению к 9 месяцам 2023 года, аналитики

MetalResearch оценили изменение объема продаж на рынке редкоземельных металлов (РЗМ) и соединений на –31,8% до уровня 1 236 091 тыс. долл. Конечно, если сравнивать в натуральном выражении, то показатель продаж редкоземельных металлов (РЗМ) и соединений будет другой, как может быть и другая динамика. Однако более иллюстрирующая динамика наблюдается именно в денежном выражении, поскольку этот показатель оценивает количество денежных средств, оборачивающихся на данном рынке (рисунок 1.9) [9, с. 1].

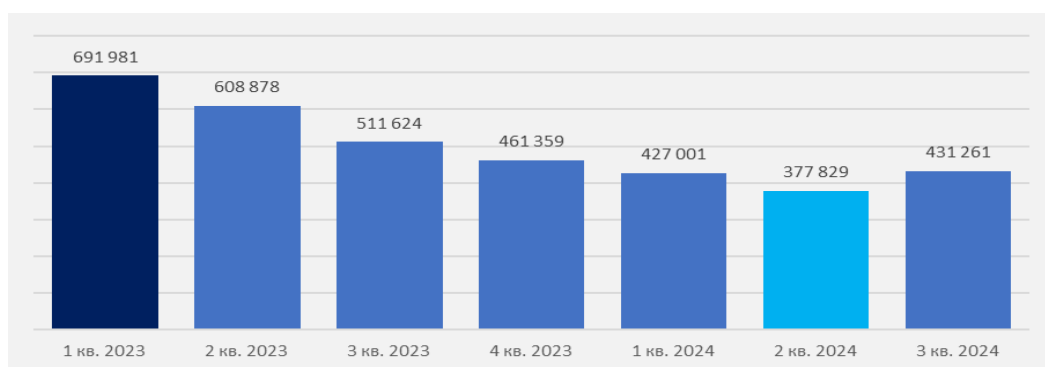


Рисунок 1.9 – Динамика продаж на мировом рынке редкоземельных металлов (РЗМ) и соединений в 2023 – 3 кв. 2024 гг.

Примечание – Составлено по источнику [9, с. 1].

Казахстан стремится к диверсификации своей экономики и развитию высокотехнологичных отраслей, чтобы снизить зависимость от ресурсов и увеличить добавленную стоимость в производстве. Однако, в настоящее время на фоне устойчивого сокращения запасов по некоторым основным видам металлов (золото, серебро, свинец, цинк, медь), сокращения их добычи (кроме серебра и меди) и отсутствия восполнения запасов требуется новый подход к формированию рынка сырья.

Для успешного продвижения в этом направлении необходим анализ текущей ситуации, изучение динамики развития минерально–сырьевой базы, анализ потребности полезных ископаемых и планирование развития рынка нетрадиционных для Казахстана видов сырья. Развитие минерально–сырьевой базы редких металлов, как одного из важнейших видов сырья, входящих в список «критических металлов», может стать важным шагом для развития экономики Казахстана.

1.3 Современное состояние изученности геологии и редкометалльной металлогении района исследования

Объект исследования – Калба–Нарымский батолит, полностью расположен в пределах Калба–Нарымской зоны на территории Восточно–Казахстанской области Республики Казахстан. Основной объём зоны локализован в левобережье Иртыша и Бухтарминского водохранилища и

выражен в рельефе в виде продолжающих друг друга Калбинского и Нарымского хребтов, которые относятся к юго–западной части Алтая. Калба–Нарымская зона и прослеживается от границы с Россией, где перекрывается отложениями Западной Сибири, до территории Китая на юго–востоке [18, с. 13] (рисунок 1.10).



Рисунок 1.10 – Локализация территорий исследований на космическом снимке (спут. Landsat7)

Примечание – Составлено по источнику [18, с. 14].

Полигон исследований представляет собой один ключевых узлов рудной геологии на территории Республики Казахстан. История его изучения детально описана в работах (Дьячков, 1979; Лопатников и др., 1982; Дьячков и др., 1994, Щерба и др., 1998 и др.). Геологический интерес к Калба–Нарымскому району впервые проявился ещё в девятнадцатом веке и связан в первую очередь с наличием здесь многочисленных месторождений и рудопроявлений золота, олова и редких металлов. Первые описание геологического строения данного региона были сделаны под руководством П. А. Чихачева в середине XIX века. Первые детальные карты Калбы и предположения о возрасте гранитов батолита были сделаны под руководством В. А. Обручева в начале XX века.

Открытие ряда коренных и россыпных олово–вольфрамовых месторождений в 30–х годах привело активному росту геолого–разведочных работ в пределах Калба–Нарымской зоны. Результатом этого изучения явились первые геологические карты масштаба 1:100 000, а также первая стратиграфическая схема региона, составленные под руководством Н.А. Елисеева и В.П. Нехорошева. В пределах Калба–Нарымской зоны были выделены разновозрастные гранитные комплексы: редкометалльный калбинский и змеингорский полиметаллический.

В 1941–1945 гг. исследования в Восточном Казахстане проводились под руководством Г.Н. Щербы, М.В. Муратова, В.И. Славина. По результатам их работ было составлено несколько детальных карт отдельных массивов, открыто несколько месторождений олова и вольфрама [18, с. 15], а также выделены главные структурные региона и сделаны первые предположения о тектонической истории развития [19]. Несмотря на достаточно большую дискуссионность отдельных вопросов геологии региона, данные, которые были получены в середине и начале XX века стали надёжной основой для дальнейшего изучения геологии и металлогении Калбы.

В послевоенные годы благодаря работам Г.Н. Щербы и М.А. Абдулкабировой установлено, что все пермские гранитоиды региона можно разделить на биотитовые граниты калбинского комплекса и биотитовые лейкограниты монастырского комплекса, а также установлена связь редкометалльных месторождений с гранитами калбинского комплекса (Абдулкабиров, Строева, 1955; Щерба, 1957). В работах Г.Н. Щербы высказаны предположения о связи магматизма, металлогении и глубинных подвижных зон, которые были развиты в более поздних работах. В конце 50–х сотрудниками ВСЕГЕИ на основе проведённых геолого–съёмочных работ были построены первые среднемасштабные геологические карты (1:200 000). Начата разработка пегматитовых месторождений Центральной Калбы – Бакенного, Юбилейного, Белой Горы, а также запущен Белогорский горно–обогачительный комбинат, перерабатывающий всё добываемое редкометалльное сырьё.

В 70–х годах огромный объём данных по геологическому строению и магматизму Калба–Нарымского батолита был получен под руководством Бориса Александровича Дьячкова. Впервые им выделены интрузии плагиогранитоидов и обоснован их докалбинский возраст, а также выделен самостоятельный миролюбовский комплекс, в составе которого постбатолитовые дайки от основного до кислых составов (Дьячков и др., 1968; Дьячков, 1972). В этот временной отрезок были построены детальные карты основных рудных узлов и массивов батолита, описана и обоснована многофазность гранитных комплексов.

В 80–90–е годы на территории Восточно–Казахстанской области было проведено детальное геологическое картирование 1:50 000 масштаба, а также были построены детальные прогнозные карты этого региона. По геологии Восточного Казахстана, в первую очередь магматической, были опубликованы главные обобщающие монографии (Лопатников и др. 1982; Дьячков и др., 1994) [20, 21]. Также в конце 90–х сотрудниками НАН РК в результате обобщающих работ по геологии и полезным ископаемым Алтая была выпущена трёхтомная монография «Большой Алтай». В первой книге приведены данные по истории развития и геологическому строению Восточного Казахстана (Щерба и др., 1998), во второй описаны основные типы месторождений и минерагенические оценки ресурсов Восточного Казахстана (Щерба и др., 2000), в третьей даны характеристики и потенциал нерудных месторождений Большого Алтая (Сапаргалиев и др., 2003).

В 90-х годах началось переосмысление геологии Казахстана с точки зрения современной теории тектоники плит. Сформулированы первые представления о роли плейт-тектоники в развитии геологии Восточного Казахстана, выделены террейны и структурно-формационные зоны, исследованы крупноамплитудные сдвиговые зоны [22-27].

В начале 2000-х годов на территории Восточного Казахстана начались работы по геологическому доизучению площадей масштаба 1:200 000, проводимые геологоразведочной компанией «Топаз» (А.Е. Степанов, И.Г. Тверянкин, О.В. Навозов, В.П. Соляник и др.). По результатам этих работы были составлены геологические карты нового поколения, уточнены вопросы магматической геологии и стратиграфии региона. Значительный вклад в изучение магматизма и геологии Восточного Казахстана внесли научные сотрудники Института геологии и минералогии СО РАН (А.Г. Владимиров, С.В. Хромых, С.З. Смирнов, И.Ю. Сафонова, М.Л. Куйбида, П.Д. Котлер, А.В. Травин и др.). Ими впервые были применены современные аналитические методы к геологическим объектам Обь-Зайсанской складчатой области и Чингиз-Тарбагатая такие как U-Pb и Ar-Ar изотопное датирование, изотопные исследования Rb-Sr и Sm-Nd систем и анализ изотопного состава $\delta^{18}\text{O}$, термобарогеохимические исследования, определение возраста детритовых цирконов. Результаты этих работ опубликованы в ряде ведущих международных журналов [27-31].

В связи с увеличением потребностей современной промышленности в редкометалльном сырье, в первую очередь в лития, тантале и редкоземельных металлах, рудные объекты Восточного Казахстана, и в частности, Калба-Нарымской зоны, могут стать ключевыми объектами для развития экономики региона. Наиболее перспективными направлениями являются проведение переоценки малых пегматитовых месторождений Центральной и Северной Калбы (Ta-Nb, Li-Rb-Cs; месторождения Карасу, Новоахмировское, Черновинское, и др.). Также следует отметить значительное количество относительно небольших альбит-сподуменовых пегматитов Карагоин-Сарыозекского рудного поля, которые характеризуются повышенными содержаниями лития. Однако при проведении переоценки сырьевого потенциала Восточно-Казахстанской области следует учитывать, что ключевой задачей должно являться поиск и выявление рудных объектов, находящихся ниже уровня современной поверхности, потому что фонд близ поверхностных легко открываемых месторождений уже практически исчерпан.

Большой вклад в изучение редкоэлементных объектов Восточного Казахстанского региона внесли ученые Восточно-Казахстанского технического университета им. Д. Серикбаева в рамках выполнения грантовых проектов и программно-целевого финансирования МВОиН РК.

2 МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

2.1 Сбор и анализ опубликованных и фондовых материалов

При изучении фондового материала, публикаций в казахстанских и зарубежных источниках был проведен сравнительный анализ имеющихся данных по редкометалльным месторождениям Калба-Нарыма и известным мировым месторождениям (Берник-Лейк (Канада), Колмогорское (Россия), пегматитового поля Тотораль Сан-Луис (Аргентина), Кросс-Лейк, Манитоба (Канада) и др.).

Полученные данные были использованы как основа для написания глав диссертационной работы (Глава 5 «Современная классификация редкометалльных пегматитов», Глава 6 «Редкометалльные пегматиты Калба - Нарымского пояса» и Глава 7 «Основные поисковые признаки и критерии локализации редкометалльных пегматитов в Калба-Нарымской зоне»).

2.2 Полевые геологические исследования

Полевые исследования проводились (рисунок 2.1) с целью отбора проб из вмещающих пород и руд для проведения лабораторных исследований.



Рисунок 2.1 – Полевые исследования

По отобранным образцам составлен каталог, в таблице 2.1 показаны данные по некоторым из них.

Таблица 2.1 – Каталог образцов. Месторождение Алдай

№ образца	Название породы	Вес образца, г	Фото образца
1	2	3	4
<i>Месторождение Алдай</i>			
A1	Ороговикованный углисто-глинистый алевролит	600	
A2	Гранодиорит-плагиигранит	700	
A3	Плагиигранит	500	
A4	Пегматит со сподуменом	600	

Продолжение таблицы 2.1

1	2	3	4
A5	Пегматит с альбитом	600	

2.2.1 Пробоподготовка

Пробоподготовка проводилась в секторе пробоподготовки Центр превосходства «VERITAS», ВКТУ им. Д. Серикбаева и лаборатории ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

Пробоподготовка была проведена в несколько этапов: 1) дробление образцов на щековой дробилке ЩД-6 (ООО «ВИБРОТЕХНИК», Россия) до фракции ≤ 5 мм; 2) просеивание; 3) измельчение до ≤ 1 мм с последующим перемешиванием и редуцированием до 1 кг; 4) истирание проб до 0,07 мм вибрационном измельчителе ИВ-4 (ОАО «Грант», Россия); 5) просеивание, перемешивание и деление проб до 0,5 кг (размер образца не более 0,020 мм. Полученные образцы направлялись на масс-спектрометрический анализ.

Пробоподготовка для РЭМ-анализа осуществлялась на участке микрошлифов с использованием отрезного минералогического станка МС-120 (Maruta, Япония). Далее исследуемый материал заливается эпоксидной смолой холодной заливки с отвердителем Specifix-20. Для повышения качества пропитки, исключения пузырьков воздуха и обеспечения полной инфильтрации смолы в пористую структуру образца, использовался вакуумный импрегнатор CitoVac производства компании Struers (Дания).

Для шлифовки и полировки образцов был использован станок шлифовально-полировальный LaboPol-5 с устройством для автоматической шлифовки и полировки образцов LaboForce-3 производства компании «Struers» (Дания).

Образцы проходили ультразвуковую очистку от абразива и других загрязнений в установке Metason-60 (Struers, Дания) после каждой стадии алмазной полировки. Готовые микрошлифы сушили в установке Drybox-2 (Struers, Дания). Далее образцы были переданы на участок растровой (сканирующей) электронной микроскопии.

Пробоподготовка для выделения монофракций циркона включала в себя дробление на щековой дробилке, просеивание с использованием сит 0,5, 0,25 и 0,1 мм, промывку пробы для удаления от мелкодисперсных частиц проточной

водой. После просушивания пробы разделялись на магнитные и немагнитные фракции с помощью магнитного сепаратора. Дальнейшее выделение циркона проводилось с помощью тяжёлой жидкости – гетерополивольфрамата натрия, плотностью 3.0 г/см³, где отделялись лёгкие немагнитные минералы (кварц, альбит). В дальнейшем из тяжёлой фракции вручную под биноклем отбирались зёрна циркона и заливались эпоксидной смолой. Затем полученный препарат (шашка) шлифовалась примерно на ½ толщины зерна и полировалась. Далее для уточнения внутреннего строения зёрен циркона были получены катодолюминисцентные изображения на сканирующем электронном микроскопе LEO 1430 VP в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

2.2.2 Аналитические исследования пород и руд

Аналитические исследования проводились в аккредитованных лабораториях (Центр превосходства «VERITAS», НАО ВКТУ им. Д. Серикбаева, ЦКП многоэлементных и изотопных исследований и лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), филиал РГП «НЦ КИМС РК «ВНИИцветмет»).

Масс-спектрометр с индуктивно связанной плазмой Agilent 7500cx (определяющий до 73 элементов с высокой чувствительностью — до 1 ppb), а также растровый электронный микроскоп JSM-6390LV (производства JEOL Ltd., Япония), оснащённый системой энергодисперсионного микроанализа INCA Energy PentaFETx3 компании Oxford Instruments Analytical Limited (Великобритания) использовались для определения минералого-петрологических и геохимических характеристик.

Для петрографического исследования на оптическом микроскопе Olympus BX-51 в филиале РГП «НЦ КИМС РК «ВНИИцветмет» изготовлены прозрачные шлифы (Приложение В).

Термобарометрические исследования произведены по 198 образцам биотита с использованием термобарометра в режиме онлайн (https://lixiaoyan.shinyapps.io/Biotite_thermobarometer/).

В ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) методом лазерной абляции, включающий масс-спектрометр высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific), совмещённый с эксимерным лазером Analyte Excite с длиной волны 193 нм проводилось U-Pb изотопное датирование. Диаметр лазерного пятна составлял 35 мкм, частота повторения импульсов — 5 Гц, плотность энергии лазерного излучения — 3,0 Дж/см². Анализ проводился с использованием двух международных эталонных образцов циркона:

- Plešovice (337 ± 0,4 млн лет) — в качестве внешнего стандарта;
- 91500 (1065 ± 0,6 млн лет) — в качестве контрольного образца.

Коррекция на фракционирование элементов при лазерном испарении, дискриминацию масс и дрейф настроек масс-спектрометра во времени проводилась по внешнему стандарту. Для контроля точности и

воспроизводимости результатов в начале, середине и в конце аналитической сессии измерялось стандартное синтетическое стекло *NIST SRM 612*, что позволило учесть изменения чувствительности масс-спектрометра. Дополнительно использовался контрольный образец для проверки правильности измерений [32]. U–Pb изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов 91500 и Plešovice. Погрешности единичных анализов (отношений, возрастов) и вычисленных конкордантных возрастов приведены на уровне 1σ . Построение диаграмм с конкордией выполнялись в Microsoft Excel со встроенным пакетом Isoplot 4.15 [33].

3 ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ, ТЕКТониКИ И МАГМАТИЗМА КАЛБА-НАРЫМСКОГО ПОЯСА

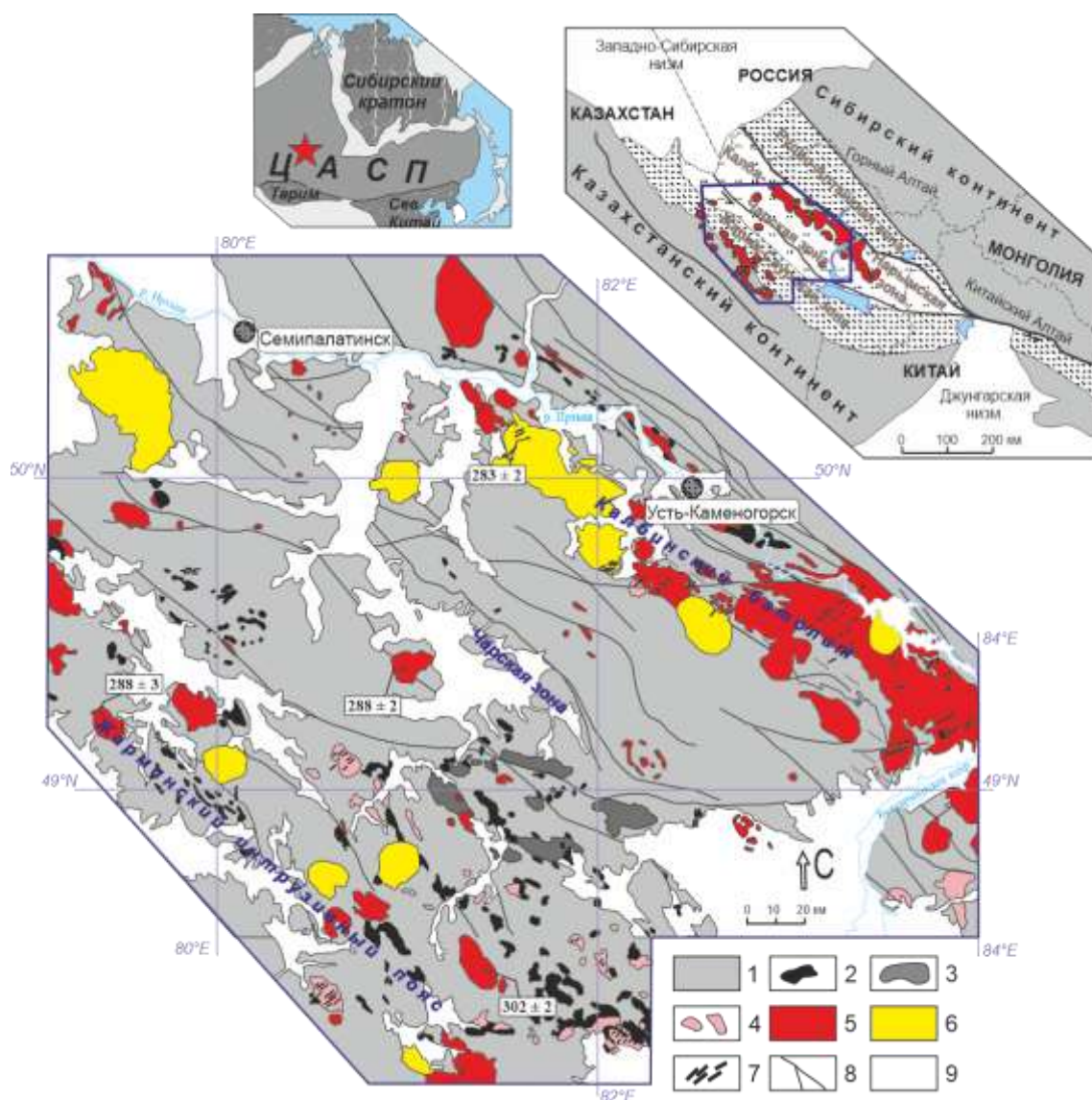
3.1 Геологическое строение и история развития Обь-Зайсанской складчатой системы.

Рассматриваемые в рамках данной работы объекты располагаются в пределах западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). ЦАСП представляет собой крупнейший на планете Земля складчатый пояс, который протягивается от Северного-Ледовитого океана на юг через Урал и Центральную Азию до складчатых сооружений Приморья и восточной части Китая (Зоненшайн и др., 1990; Диденко и др., 1994; Добрецов, 2003) [34-36]. Тектоническими границами ЦАСП являются крупные кратонные блоки с докембрийским фундаментом – Восточно-Европейский на западе, Сибирский на севере и востоке, Таримский и Северо-Китайский на востоке и юго-востоке. Геодинамическая история развития и эволюция ЦАСП связана с развитием и закрытием Палеоазиатского океана в течении более 800 млн лет от позднего протерозоя до мезозоя (Моссаковский и др., 1993; Хаин, 2001; Dobretsov et al., 1995; Windley et al., 2007; Kröner et al., 2014) [37-41]. В результате закрытия Палеоазиатского океанического бассейна был сформирован значительный объём континентальной коры, который, в зависимости от временного этапа, разделяется на ряд складчатых систем или областей. В современной геологической структуре Центральной Азии структурно-вещественные комплексы, характеризующие эволюцию этого океанического бассейна в среднем-позднем палеозое, рассматриваются в составе герцинской Обь-Зайсанской или Иртыш-Зайсанской складчатой системы (ОЗСС) [42, с. 111].

Структурно-вещественные комплексы Обь-Зайсанской системы наиболее полно представлены в Восточном Казахстане, в районе бассейна реки Иртыш и озера Зайсан (рисунок 3.1). Эти комплексы имеют выраженное северо-западное простирание и ограничены разломами, которые отделяют их от Чингиз-Тарбагатайской зоны на юго-западе и Рудно-Алтайской зоны на северо-востоке. Область сочленения этих структур также известна как Большой Алтай (Щерба и др., 1998). Структура Большого Алтая включает несколько субпараллельных зон, протянувшихся с северо-запада на юго-восток. Северо-восточные зоны относятся к Алтайской окраине Сибирского континента, а юго-западные – к Чингизской окраине Казахстанского континента [18, с. 21; 43, с. 53].

Основные черты тектонической эволюции Обь-Зайсанского океана были изложены в работах (Шенгер и др., 1993; Берзин и др., 1994; Buslov et al., 2001, Li et al., 2003 и др) [44-46] и дополнены в работах (Владимиров и др., 2003, 2008; Buslov et al., 2004; Xiao et al., 2010) [47-50]. Принципиальная схема эволюции Обь-Зайсанского океана рассматривается с позиций постепенного сближения Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов. Погружение океанической литосферы под континентальные блоки привело к формированию на окраинах

Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов магматических поясов - Рудно-Алтайского и Жарма-Саурского соответственно [42, с. 111].



Условные обозначения: 1 – вмещающие осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы; 2 – интрузивы основного состава; 3 – вулканические мульды коллизионного этапа развития; 4 – гранитоидные интрузии (C_{2-3}); 5 – интрузии гранитов и граноидоритов (C_3-P_1); 6 – раннепермские интрузии лейкогранитов (P_1); 7 – дайковые пояса; 8 – разломы; 9 – четвертичные отложения.

Рисунок 3.1 – Геологическая схема Обь-Зайсанской складчатой системы (по Хромых и др., 2020) [43, с. 80; 51]

Примечание – Составлено по источнику [43, с. 80].

В отношении Жарма-Саурской зоны существует три различные модели её формирования. По одной из моделей (Chen et al., 2017; Song et al., 2020), Жарма-Саурская зона представляет собой внутриокеанический островодужный блок, сформировавшийся в среднем палеозое на значительном удалении от Чингиз-Тарбагатайской окраины. Субдукция океанической литосферы происходила в двух направлениях: на север под Жарма-Саурскую дугу и на юг под Чингиз-Тарбагатайскую окраину (в современных координатах). Граница между Жарма-

Сауром и Чингиз-Тарбагатаем проходит по Саур-Чингизскому складчатому поясу, который включает два совмещённых аккреционных клина: Тарбагатайский, со стороны Жарма-Саурской дуги, и Хебуксаурский, со стороны Чингизской дуги. Другие модели (Дегтярев, 2012; Диденко и др., 1994; Shen et al., 2012; Xu et al., 2022) предполагают, что Жарма-Саурская островная дуга сформировалась в позднедевонское-раннекаменноугольное время в результате субдукции литосферы Обь-Зайсанского океанического бассейна в южном направлении под Чингиз-Тарбагатайскую окраину Казахстанского составного континента. В работе (Filipova et al., 2001) Жарма-Саурская дуга рассматривается как отдельная структура, дрейфовавшая в Палеоазиатском океане и присоединившаяся к Казахстанскому континенту в каменноугольное время. Согласно другой работе (Дегтярев, 2012), западная часть Жарма-Саурской зоны может представлять собой осадочный каменноугольный бассейн, сформированный на каледонском основании. Это предполагает, что заложение Жарма-Саурской дуги происходило в непосредственной близости [52-54] от раннепалеозойских дуг.

В случае с окраиной Сибирского континента выделяют два этапа её развития: ранний, соответствующий активной континентальной окраине (вероятно, Андийского типа), и поздний, характеризующийся трансформной окраиной. Точное время перехода между этими двумя стадиями не установлено, но он должен был произойти до окончания среднего девона. Это подтверждается прекращением формирования аккреционного клина в Калба-Нарымской зоне и прекращением вулканической активности в отдельных поясах (Крук и др., 2014; Kuibida et al., 2020) [55; 56]. Предполагается, что в позднем девоне – раннем карбоне развитие Рудно-Алтайской окраины в большей степени характеризовалось сдвиговыми движениями, а не погружением океанической плиты. Это привело к заполнению Калба-Нарымского преддугового прогиба осадочными породами и формированию блоков метаморфических пород в пределах Иртышской сдвиговой зоны.

Закрытие океанического бассейна произошло в начале среднего карбона, что подтверждается появлением молассовых толщ башкирского яруса с конгломератами в основании (Полянский и др., 1979) [57]. Формирование континентальных молассовых отложений и покровов андезитов и базальтов среднего-позднекаменноугольного возраста в межгорных впадинах указывает на начало орогенеза и служит основанием для выделения коллизионной стадии развития региона (Моссаковский, 1975; Хромых, 2022) [58; 59]. После закрытия Обь-Зайсанского океана наблюдалось широкое распространение гранитоидного магматизма: в среднекаменноугольное время он проявился на границах Сибири и Казахстана (Рудный Алтай и Жарма-Саур), а в ранней перми охватил всю территорию Обь-Зайсанской складчатой системы [42, с. 112].

В структуре Обь-Зайсанской складчатой системы (с юго-запада на северо-восток) выделяют следующие зоны:

Жарма-Саурская зона, представляющая собой палеоостроводужную систему. Данная зона развивалась на окраине Казахстанского палеоконтинента,

включающую девонско-каменноугольные вулканические породы, а также ассоциирующие с ними вулканогенно-осадочные и осадочные породы. В состав зоны также входят габбро-гранитные серии, прорывающие эти породы [60].

Чарская зона. Эта зона занимает осевое положение в структуре Обь-Зайсанской складчатой системы и характеризуется наличием серпентинитового меланжа, включающего блоки вулканических и осадочных пород, относящихся к океаническому ложу (офиолиты), океаническим островам и островным внутриокеаническим дугам [43, с. 58] (Добрецов, 1974; Ермолов и др., 1981; Волкова и др., 2008; Симонов и др., 2010; Safonova et al., 2012; Safonova et al., 2018). Нижние части разреза Чарской зоны (O_2 - D_3) представлены преимущественно базальтами, кремнями, алевролитами и известняками. Каменноугольные образования включают вулканические и карбонатные породы, но основной объём составляют терригенные породы серпуховского возраста.

Калба-Нарымская зона. Эта зона представляет собой флишевый бассейн, заполненный породами от среднедевонского до среднекаменноугольных возрастов. Основной объём осадочных пород представлен углисто-глинистыми алевролитами и песчаниками такырской серии (D_3 - C_1), интенсивно смятыми в складки. Отложения Калба-Нарымской зоны начали формироваться в девоне в пределах преддугового бассейна в результате разрушения вулканических пород Рудного Алтая (Владимиров и др., 2008; Буслов, 2011; Котлер и др., 2015). В каменноугольном периоде, после прекращения субдукции под окраину Сибирского континента, режим осадконакопления соответствовал обстановкам пассивной окраины. Рассматриваемые объекты исследования полностью располагаются в пределах Калба-Нарымской зоны. Главный объём осадочного разреза Калба-Нарымской зоны сложен преимущественно черносланцевыми толщами [61], возраст которых варьируется от среднего девона до среднего карбона. По различным оценкам мощность осадочного чехла составляет от 7 до 10 км. По результатам геологического доизучения площадей, проведённого геологоразведочной компанией «Топаз» в 2010-2014 гг. (рисунок 3.2), в составе осадочных толщ, выходящих на поверхность в пределах Калба-Нарымской зоны, выделяются следующие свиты (Навозов и др., 2009, 2014): *пугачёвская свита* (D_{2e}), *кыстав-курчумская свита* (D_{2gv}), *такырская серия* (*аблакеткинская свита* (D_3 - C_{1t}), *бурабайская свита* (C_{1v}), *даланкаринская свита* (C_{1s}), *таубинская свита* (C_{2b}) [18, с. 25].

Пугачёвская свита (D_{2e}) представляет собой наиболее древнюю осадочную толщу, выявленную в пределах Калба-Нарымской зоны. Её выходы фиксируются исключительно в южной части региона — юго-западнее Курчумского метаморфического блока, от границы Казахстана и Китая до водораздельной части Нарымского хребта, в пределах Иртышской зоны смятия на границе Калба-Нарыма и Рудного Алтая [18, с. 25]. Суммарная мощность отложений свиты варьирует в пределах от 1000 до 3000 м (Нехорошев, Есенов, 1967). Возраст свиты устанавливается как эйфельский [18, с. 27].

По данным Хоревой Б.Я. (1963), состав гнейсов и кристаллических сланцев Иртышской складчатой зоны на правобережье Бухтарминского водохранилища

аналогичен составу метаморфизованных отложений пугачёвской свиты в районе Нарымского хребта, которые по простирацию сменяются фаунистически охарактеризованными отложениями эйфельского яруса. Основная часть пугачёвской свиты представлена серыми, темно- и светло-серыми, зеленоватыми мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками и тонкоплитчатыми алевролитами. В южной части зоны, помимо терригенных отложений, в состав свиты включаются прослои кислых эффузивов мощностью 30-50 метров (Нехорошев, Есенов, 1967) [18, с. 27].

Отложения пугачевской свиты несогласно перекрываются породами *кыстав-курчумской свиты* (D_{2gy}). По данным Щербы и др. (1998) их рассматривают в составе углеродисто-известковисто-терригенной формации. Свита представлена темно-серыми алевропесчаниками и чёрными глинистыми сланцами с линзами известняков, а её мощность оценивается в 1000-1500 м и наблюдается в юго-восточной части Калба-Нарымской зоны. В остальной части зоны породы кыстав-курчумской свиты фиксируются в виде узкой полосы вдоль кристаллических сланцев Иртышской зоны смятия и в виде отдельных ксеноблоков в интрузивных породах. Возраст свиты обоснован находками фауны живетского возраста (табуляты, ругозы) в её отложениях (Нехорошев, Есенов, 1967) [18, с. 27].

Аблакеткинская свита (D_3-C_{1t}) рассматривается нижняя часть разреза такырской серии, которая представлена существенно алевролитами с прослоями мелкозернистых песчаников. По литологическим характеристикам такырская серия подразделяется на две подсвиты. Алевролиты, характеризующиеся глинистым и углисто-глинистым составом, незначительной, но заметной известковистостью пород слагают нижнюю подсвиту, мощностью до 900 метров.

Углисто-глинистыми алевролитами, включающими маломощные прослои кислых полимиктовых песчаников (до 10-20 см) представлена верхняя подсвита, мощностью до 600 метров (Навозов и др., 2009). Породы обеих подсвит тонко рассланцованы и интенсивно кливажированы [18, с. 28].

Верхнюю часть разреза *такырской серии* слагает более молодая бурабайская свита (C_{1v}). Породы свиты согласно перекрывают отложения аблакеткинской свиты. [18, с. 29]. По переходу от однородной чёрной углисто-глинистой толщи к сероцветной песчаниковой толще определяется граница между свитами. В Калба-Нарымской зоне породы этой свиты широко распространены и выходят на поверхность в виде полосы шириной до 20 км, простирающейся на северо-запад. *Бурабайская свита* имеет однородный алевропесчанистый состав, сильно кливажирована, складчата. В основном для гранитоидов Калба-Нарымского батолита данная свита является вмещающей, что приводит к интенсивному ороговикованию осадков. Бурабайская свита делится на две подсвиты: нижнюю, преимущественно песчаниковую, мощностью 950-1000 м, и верхнюю, алевролитовую, мощностью до 600 м. Свита представлена темно-серыми и серыми мелкозернистыми песчаниками, переслаивающимися с темно-серыми и чёрными алевролитами и глинистыми сланцами. [Навозов и др., 2009] [18, с. 29].

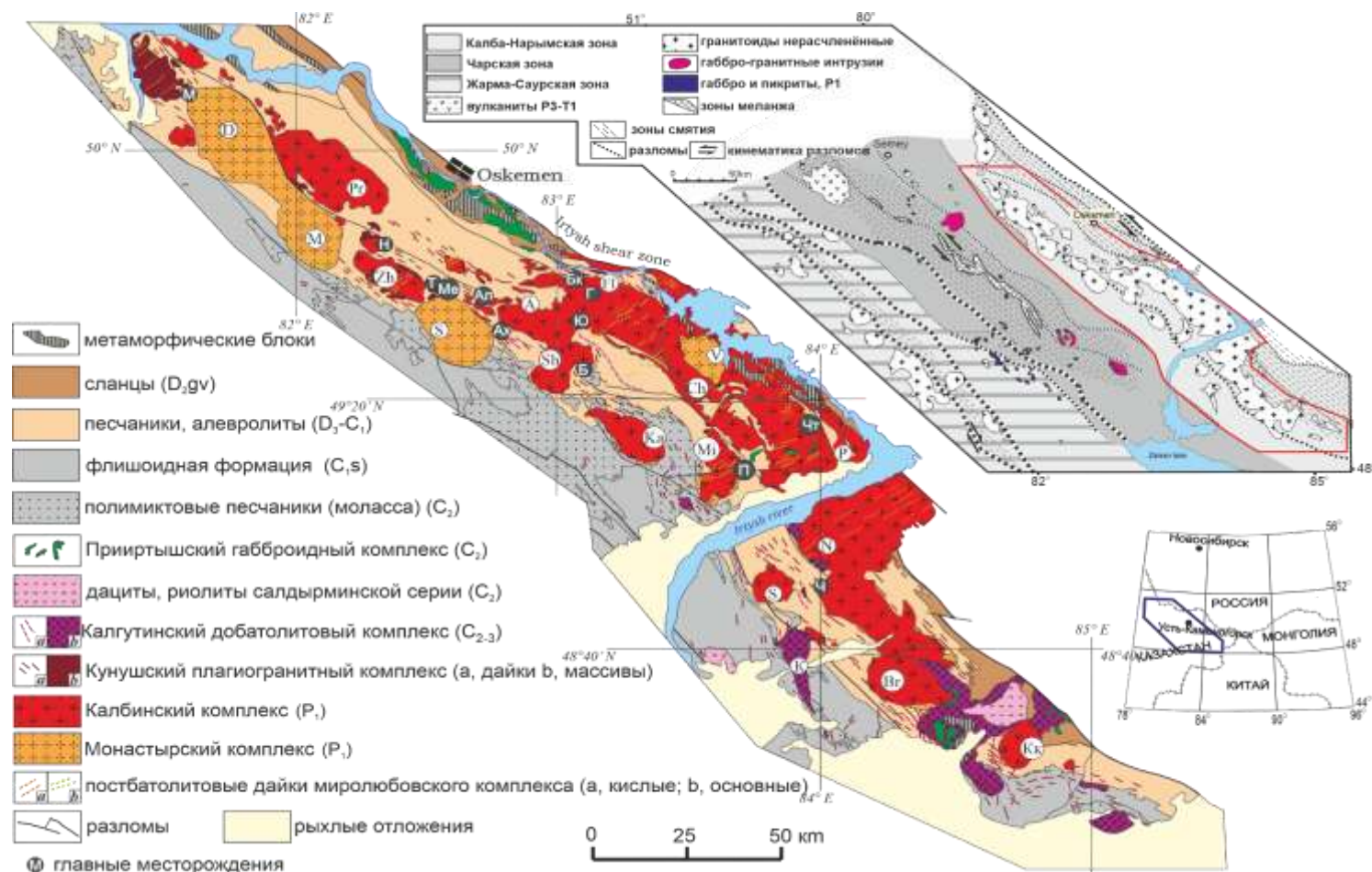


Рисунок 3.2 – Схема геологического строения Калба-Нарымского батолита. Составлена на основе рабочего макета геологической карты масштаба 1: 500 000, созданного в ТОО ГРК «Топаз» (Навозов О.В., Караваева Г.С.; Хромых и др., 2016), г. Усть-Каменогорск с авторскими изменениями. Названия массивов: D – Дунгалинский, Pr – Пролетарский; M – Монастырский; Zh – Жиландинский; S – Сибинский; A – Асубулакский; FI – Прииртышский; Sh – Шибендинский; Ch – Черновинский; V – Войлочесвский; Ka – Каиндинский; Mi – Миролюбовский; P – Песчанский; N – Нарымский; Se – Сергеевский; K – Курчумский; Br – Бурабайский; Kk – Кемиркаинский. Названия месторождений: М – Малые Каинды; Н – Ново-Сарыозек; Т – Точка; Ме – Медведка; Ал – Алдай; Ах – Ахметкино; Бк – Бакенное; Ч – Чебунтай; Г – Гремячее; Ю – Юбилейное; Б – Белая Гора; П – Палатцы; Чт – Чебунтай; Ч – Чердолак.

Примечание – Составлено по источнику [18, с. 26].

Отложения *серпуховского яруса* объединяются в даланкаринскую свиту (C_{1s}), рассматриваемую в составе граувакковой формации (Щерба и др., 1998; Навозов и др., 2009). В центральной части Калба-Нарымской зоны широко развиты породы даланкаринской свиты, при этом в юго-восточном и северо-западном направлениях их количество уменьшается. Свита состоит из двух подсвит, где нижняя подсвита мощностью 1300 м состоит главным образом из песчаников, а верхняя мощностью 300-600 м из алевролитов. Даланкаринская свита представлена серыми массивными полимиктовыми мелко-среднезернистыми песчаниками, переслаивающихся с тонкослоистыми алевролитами и глинистыми сланцами. Породы данной свиты согласно залегают на отложениях бурабайской свиты, а возраст устанавливается по находкам гониатитов и двухстворок [18, с. 29, 30].

В *таубинскую свиту* (C_2b) объединяются осадочные породы башкирского яруса среднего карбона на территории Калба-Нарымской зоны и рассматривается как молассовая прибрежно-морская формация (Щерба и др., 1998; Навозов и др., 2009). Мощность свиты составляет около 2000 метров. Данные отложения распространены преимущественно в юго-западной части Калба-Нарымской и соседней Западно-Калбинской зонах, в остальных районах эти породы имеют ограниченное распространение. Свита представлена переслаивающимися разномасштабными гравелитами, конгломератами, полимиктовыми песчаниками, и алевролитами с линзами известняков, содержащих фауну. На основании наличия в осадках фауны морских пелеципод, брахиопод, гониатитов, флоры и данных спорово-пыльцевого анализа возраст таубинских отложений установлен как башкирский. Породы таубинской свиты несогласно залегают на отложениях даланкаринской свиты [18, с. 30].

Осадочные породы, моложе среднекаменноугольных отложений таубинской свиты в пределах Калба-Нарымской зоны неизвестны. Дальнейшая история региона связана с внедрением гипабиссальных и интрузивных тел в период от позднего карбона до границы ранней и средней перми [18, с. 30].

Магматизм Калба-Нарымской зоны детально описан в многочисленных работах [Щерба, 1957; Нехорошев, 1958; Дьячков, 1972; Щерба и др., 1972; Кузубный, 1975; Лопатников и др., 1982; Шулыгин, Навозов, 1984; Шулыгин, Навозов, 1986; Журутин, Лопатников, 1987; Пономарева, Туровинин, 1993; Дьячков и др., 1994; Дьячков и др., 1998; Навозов и др., 2011]. Многолетние исследования различными группами геологов привели к созданию ряда отличающихся схем магматизма [Лопатников и др., 1982; Шулыгин, Навозов, 1986; Журутин, Лопатников, 1987; Пономарева, Туровинин, 1993; Дьячков и др., 1994; Навозов и др., 2010] [18, с. 31]. Во всех рассматриваемых схемах выделяются добатолитовый комплекс габброидов средне-позднекаменноугольного возраста (жанатайский, джельтаусский, прииртышский, карабирюкский). Отдельно рассматривается постбатолитовый дайковый комплекс миролюбовского комплекса. Все гранитоиды Калба-Нарымской зоны объединяются в составе Калба-Нарымского батолита, в составе которого рассматривается от трёх до пяти различных комплексов в зависимости

от принятой схемы магматизма. В рамках данной работы в качестве рабочего варианта принята схема магматизма предложенная в работе [Дьячков и др., 1994], согласно которой в пределах Калба-Нарымского батолита выделяются кунушский плагиогранитный, калбинский гранодиорит-гранитный и монастырский лейкогранитный комплексы [18, с. 42]. Породы этих комплексов будут детально описаны и рассмотрены в подглаве 3.2 данной работы.

3.2 Характеристики основных магматических комплексов Калба - Нарымского батолита.

3.2.1 Петрохимические особенности кунушского, калбинского и монастырского комплексов.

Калба-Нарымский батолит занимает около половины площади Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана, протягиваясь почти на 400 км с северо-запада на юго-восток при ширине от 20 до 40 км. Расположение гранитоидов определялось простиранием турбидитового бассейна, заполненного толщами осадочно-вулканогенной природы, а также простиранием крупной трансрегиональной разломной зоны – Иртышской зоны смятия и оперяющими её разломами. Породы турбидитового бассейна накапливались в девонское и раннекаменноугольное время в краевом прогибе Рудно-Алтайской активной окраины Сибирского палеоконтинента [43, с. 68].

Изучение гранитоидного магматизма Калба-Нарымского батолита продолжалось в течении всего двадцатого и начала двадцать первого веков, что привело к формированию нескольких различных схем магматизма (Дьячков, 1972; Лопатников и др., 1982; Шулыгин, Навозов, 1986; Пономарева, Туровинин, 1993; Дьячков и др., 1994; Щерба и др., 1998; Владимиров и др., 2001; Навозов и др., 2011 и другие), таблица 3.1 [18, с. 32; 33; 43, с. 76].

За исключением работ ранних исследователей все выделяемые схемы магматизма характеризуются наличием раннего гранодиорит-плагиогранитного комплекса, калбинского комплекса биотитовых гранитов и самого молодого комплекса лейкогранитов (монастырского). Но при этом комплексы различных схем имеют расхождения по возрасту магматизма. Последние работы по гранитам, включающие U-Pb изотопное датирование, показали, что формирование плагиогранитов кунушского комплекса происходило в конце карбона – ранней перми, а формирование гранитов калбинского и монастырского комплексов – в ранней перми (Kuibida et al., 2019; Kotler et al., 2021).

В данной главе будет приведена характеристика трёх выделяемых комплексов, формирующих Калба-Нарымский батолит – кунушского, калбинского и монастырского на основе новых данных по составу породобразующих и рассеянных элементов. Будет представлено сравнение этих комплексов и выделены ключевые геохимические характеристики каждого комплекса. Также в конце главы впервые будет сделана оценка давлений и температур кристаллизации пород каждого комплекса на основе данных биотитового термобарометра (Li Zhang, 2022).

Таблица 3.1. Сопоставление схем магматизма Калба-Нарымского батолита, предлагаемых различными авторами

Елисеев, 1938	Щерба, 1957	Лопатников и др., 1982 Журутин, Лопатников, 1982	Дьячков и др, 1994;Большой Алтай 1998	Шулыгин, Навозов, 1986; Навозов и др., 2011	Пономарева, Туровинин,1993; Владимиров и др., 2001
-	-	Монастырский комплекс(P₂): 1) Кр/з лейкократовые граниты I фазы; 2) Ср.-м/з лейкократовые граниты II фазы; 3) жильные граниты,аплиты, пегматиты IIIфазы.	Монастырский комплекс (P₁₋₂): 1) Кр/з лейкограниты I фазы; 2) Ср/з лейкограниты II фазы; 3) мелкозернистые граниты и лейкограниты III фазы.	Монастырский комплекс (P₂): 1) лейкократовые Кр/з порфировидные граниты I фазы; 2) лейкократовые ср.-м/з граниты II фазы; 3) жильные граниты, аплиты, пегматиты III фазы.	Монастырский лейкогранитный комплекс (T₂₋₃) Позднекалбинский гранит-лейкогранитный комплекс (P₃)
Калбинский комплекс 1) гранитоидная фаза 2) жильная фаза	Калбинский комплекс 1) гранодиориты и граниты I фазы; 2) Ср/з граниты II фазы; 3) М/з граниты III фазы	Калбинский комплекс (P₁): 1) Вт-граниты, гранодиориты I фазы; 2) Вт- и двуслюдяные граниты II фазы; 3) лейкократовые граниты, аплитовидные граниты, пегматиты III фазы; 4) Кр/з биотитовые и лейкократовые граниты, аплиты, пегматиты,кварцевые жилы IV фазы.	Калбинский комплекс(P₁): 1) порфировидные граниты, гранодиориты, мелкозернистые граниты дополнительных интрузий и жильныепороды I фазы; 2) Вт- и Вт-Мs-граниты, дополнительныеинтрузии и жильныепороды II фазы.	Калбинский комплекс(P₁): 1) граниты, Вт-гранодиориты порфировидные I фазы; 2) Вт- и Вт-Мs-граниты ср.-м/з II фазы; 3) III фаза – жильные граниты, аплиты, пегматиты	Раннекалбинский диорит-гранодиорит-гранитный комплекс (P₁)
		Кунушская серия (C₁): габброидныйкомплекс (кушбарлыкский) и плагиогранитный комплекс (кунушский)	Кунушский комплекс(C₃): плагиограниты,плагиогранит-порфиры, аплиты и др.	Кунушский комплекс (C₃-P₁): плагиогранит- порфиры, кварцевые порфиры I фазы; плагиограниты II фазы; аплиты, пегматиты III фазы.	Кунушский плагиогранитный комплекс

*Кр/з, ср/з, м/з – крупно-, средне- мелкозернистые соответственно; Вт- биотитовые; Мs- мусковитовые

Примечание – Составлено по источнику [18, с. 32, 33]

Кунушский комплекс

В пределах Калба-Нарымской зоны породы кунушского комплекса формируют небольшие массивы и штоки, а также дайки чаще всего северо-западного простираения мощностью до 10 метров и протяжённостью от сотен метров до первых километров.

Дайки формируют прерывистые пояса (Манатский, Карагоин-Сарыозекский, Теректинский), которые разделяются более молодыми гранитами калбинского комплекса. Массивы встречаются на всём протяжении Калба-Нарымской зоны, но наибольшее их скопление наблюдается в центральной части зоны.

Плагииграниты кунушского комплекса регионально милонитизированы, огнейсованы, метаморфизованы и занимают конкордантное положение по отношению к вмещающим структурам. Контакты с вмещающими породами у плагиигранитоидов резкие, отчетливо интрузивные. В эндоконтактах тел проявляются зоны закаливания пород.

Возраст пород кунушского комплекса согласно последним результатам U-Pb изотопного датирования (Kuibida et al., 2019) оценивается в интервале 305-292 млн лет, что включает в себя конец каменноугольного – начало пермского периодов.

В составе кунушского комплекса выделяются следующие петрографические разновидности: равномернозернистые средне- и крупнозернистые, а также порфировидные плагииграниты, формирующие относительно крупные массивы и штоки, а также плагиигранит-порфиры, встречающиеся в пределах дайковых поясов.

Плагииграниты и их порфировидные разности имеют близкий химический состав и независимо от содержания SiO_2 характеризуются низкой общей щелочностью и постоянным резким преобладанием Na_2O над K_2O .

Для пород характерны содержания SiO_2 67,17-76,46 мас.% (среднее 71,48 мас.%), низкие $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ отношения (0,18-0,59, среднее 0,30) и невысокая щелочность ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}= 5,48-7,27$ мас.%) (рисунок 3.3) при высоких значениях CaO до 4.0 мас.%.

Характерно низкое содержание: $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO} = 1,18-3,37$ мас.% (среднее 2,35 мас.%); $\text{TiO}_2 - 0,04-0,25$ мас.% (среднее 0,15 мас.%). Содержание глинозема Al_2O_3 14,14-17,61 мас.% (среднее 15,77 мас.%). Соотношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}<1$, часть образцов попадает в поле толеитовой серии, часть известково-щелочной серии (рисунок 3.4).

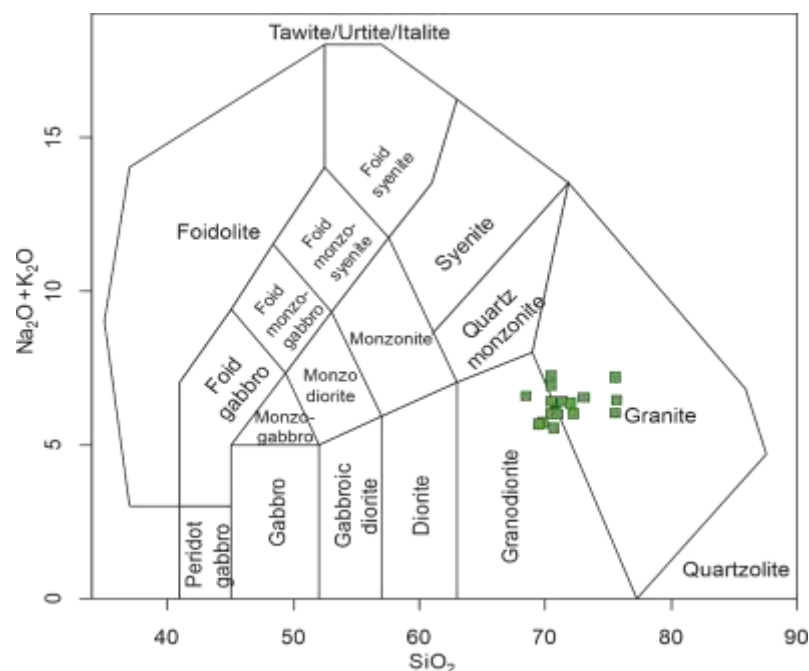


Рисунок 3.3 – Составы пород кунушского комплекса на классификационной диаграмме « $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ » (Middlemost, 1994)

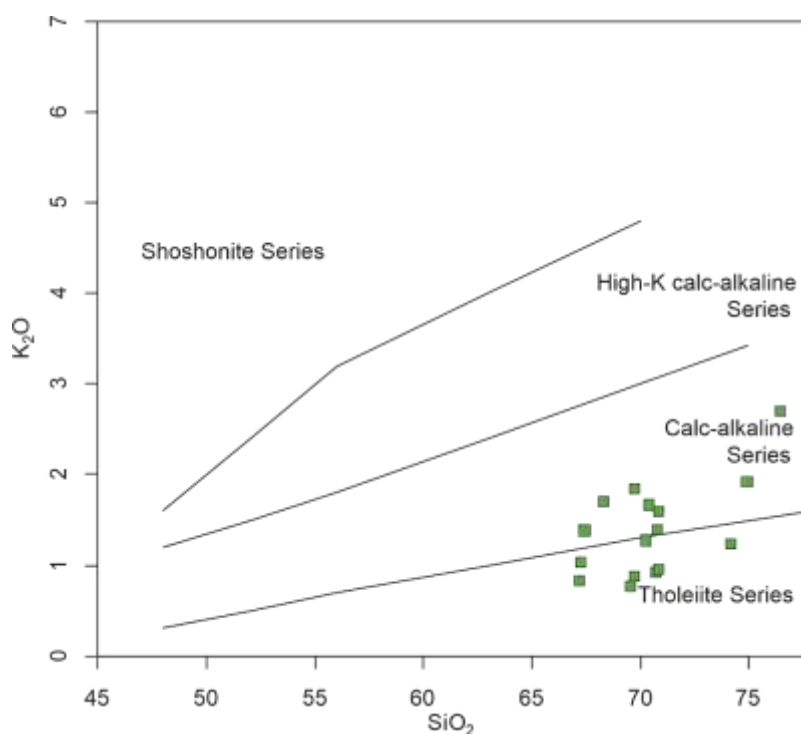


Рисунок 3.4 – Распределение пород кунушского комплекса на классификационной диаграмме « $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ » (Peccherillo and Taylor, 1976)

На классификационных диаграммах (Frost et al., 2001) (рисунок 3.5) составы пород кунушского комплекса преимущественно локализируются в поле магнезиальных разностей. По соотношению содержания глинозёма и щелочей данные породы относятся к высокоглинозёмистым, а по соотношению щелочей и кальция относятся к известковистым разновидностям.

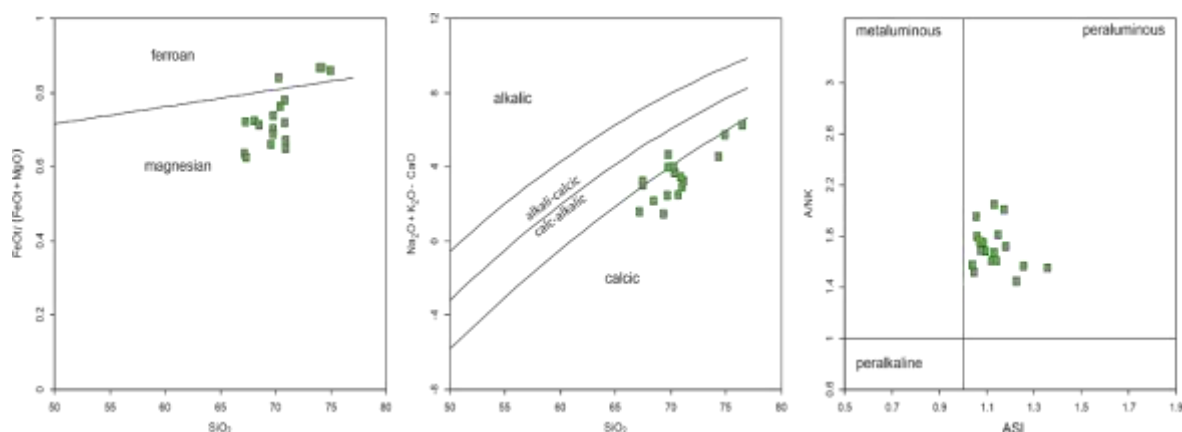


Рисунок 3.5 – Классификационные диаграммы (Frost et al., 2001) (породы кунушского комплекса): слева – « $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$ »; по середине – « $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO} - \text{SiO}_2$ »; справа – « $\text{A}/\text{NK} = \text{Al}/(\text{Na}+\text{K}) - \text{ASI} = \text{Al}/(\text{Ca} - 1.67\text{P} + \text{Na} + \text{K})$ »

Отмечается отрицательный наклон спектров распределения редкоземельных элементов (Boynnton, 1984) (рисунок 3.6) ($\text{La}_n/\text{Yb}_n = 8,02 - 23,07$). Для спектров характерно различное поведение Eu-аномалии – часть спектров её не имеют, часть спектров имеет слабовыраженный максимум, а часть спектров – слабый минимум. Для плагิโอгранитов характерно относительно низкое суммарное содержание РЗЭ $\Sigma\text{REE} = 19,59-81,53$ г/т (среднее 42,68 г/т).

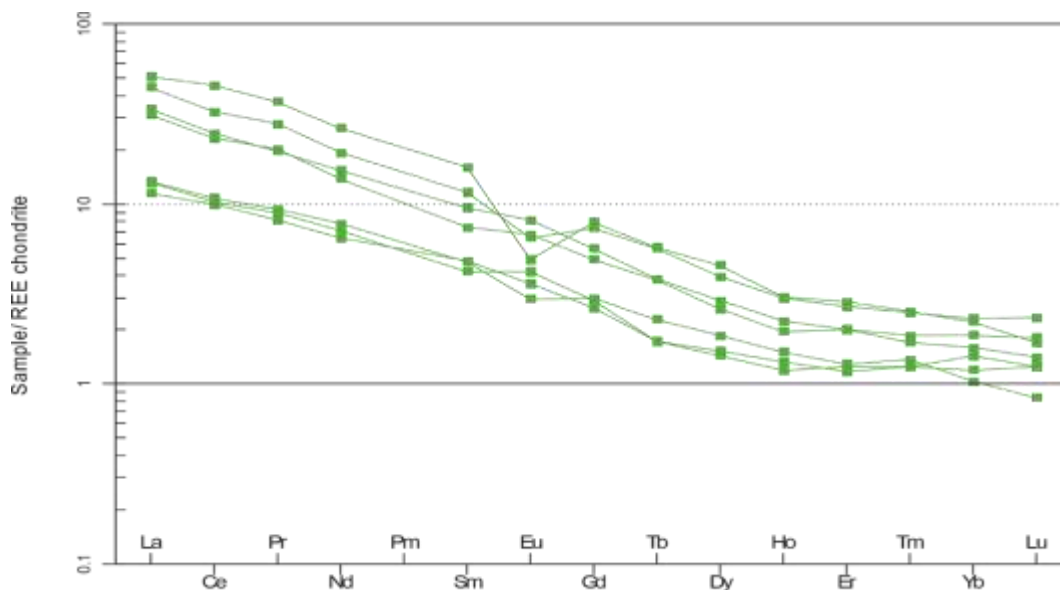


Рисунок 3.6 – Спектры распределения РЗЭ в породах кунушского комплекса, нормированные на состав хондрита C_1 (Boynnton, 1984)

Характерен отрицательный наклон с минимумами по Nb и Ti и максимумом по Sr в мультиэлементных спектрах, нормированных по примитивной мантии (Sun and McDonough, 1989) (рисунок 3.7).

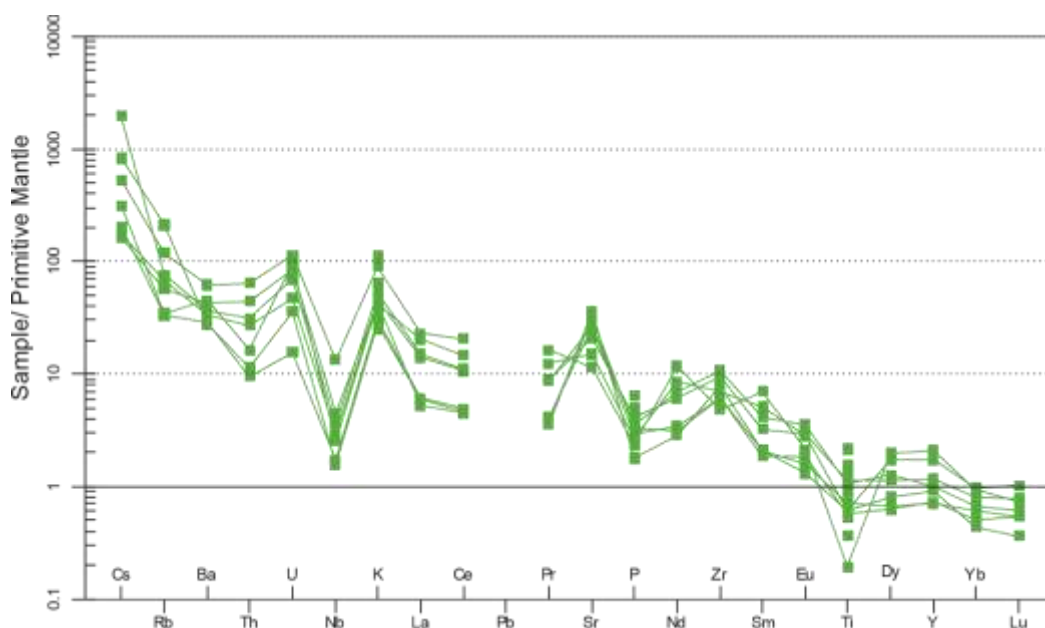


Рисунок 3.7 – Мультиэлементные спектры распределения, полученные по породам кунушского комплекса, нормированных по составу примитивной мантии (Sun and McDonough, 1989)

На диаграммах « $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO} - \text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ » (Whalen et al., 1987) и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{Fe O tot} \cdot 5 - (\text{CaO}+\text{MgO}) \cdot 5$ » (Гребенников, 2014) для выделения гранитов А-типа точки составов гранитоидов кунушского комплекса попадают в поля гранитов S или I типов (рисунок 3.8).

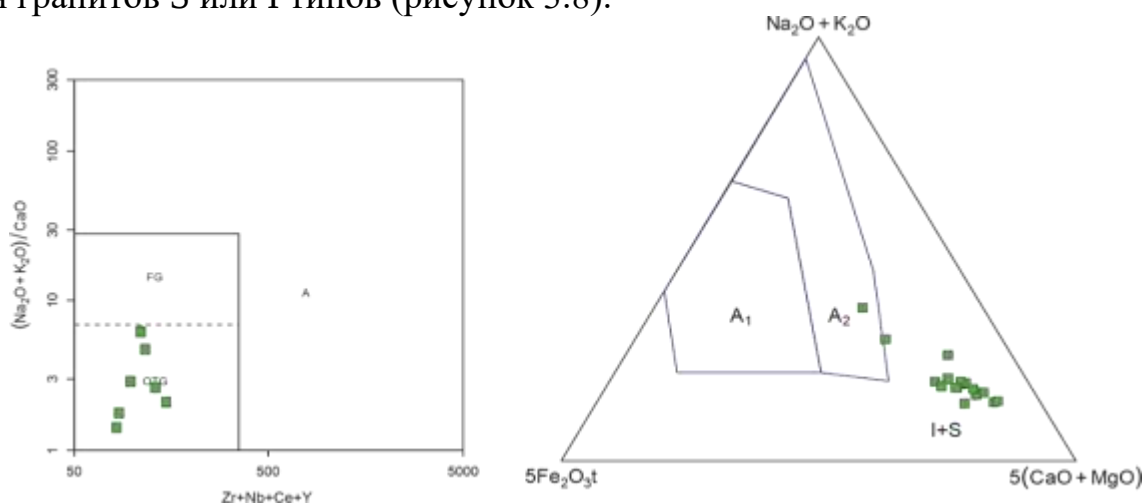


Рисунок 3.8 – Составы пород кунушского комплекса на петрогенетической диаграмме. Слева « $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO} - \text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ » (Whalen et al., 1987) и справа « $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{Fe O tot} \cdot 5 - (\text{CaO}+\text{MgO}) \cdot 5$ » (Гребенников, 2014)

Полученные данные по составу пород кунушского комплекса указывают, что данные породы имеют магнезиальный, известковый, умеренно- и высокоглинозёмистый состав с относительно низким содержанием редкоземельных элементов. Таким образом гранитоиды кунушского комплекса могут быть классифицированы как породы I- или M-типов. Более высокие

содержания лёгких редкоземельных элементов относительно тяжёлых предполагают принадлежность этих пород к гранитоидам I-типа. Состав гранитоидов указывает, что источником для выплавки гранитоидов подобного состава должны служить породы, обеднённые щелочами и редкоземельными элементами и богаты CaO и Sr. Вероятнее всего этими породами, являлись базальты, находящиеся в нижних частях разреза турбидитового бассейна Калба-Нарымской зоны и выходящие на поверхность в виде сланцев кыстав-курчумской свиты или блоков зелёных сланцев в пределах Иртышской зоны смятия.

Калбинский комплекс (P₁)

Породами калбинского комплекса сложена большая часть массивов Калба-Нарымской зоны, объединяемая в Калба-Нарымский батолит. Калбинский комплекс объединяет многофазные гранитоидные интрузии, которые образуют огромный гранитный пояс, прослеживаемый в северо-западном направлении почти на 450 км при ширине от 15-20 до 40-50 км вдоль всей Калба-Нарымской зоны. Массивы представлены крупными пластообразными телами с пологими контактами, располагающимися отдельно, так и в виде сопряженных структур, образующих протяжённые тела [18, с. 45]. Массивы калбинского комплекса локализованы согласно общему структурному плану зоны, но при этом со вмещающими породами имеют чёткие несогласные контакты. Именно с породами калбинского комплекса связывают редкометалльно-пегматитовые грайзеновые олово-танталовые месторождения [18, с. 38].

Породы калбинского комплекса представлены несколькими петрографическими разновидностями гранитоидов: 1) биотитовые гранодиориты; 2) порфировидные средне-, мелкозернистые биотитовые граниты; 3) крупно-, среднезернистые порфировидные граниты, двуслюдяные граниты порфировидные среднезернистые [18, с. 37], а также аплиты и гранит-аплиты. В породах главной фазы калбинского комплекса порфировидные вкрапленники в виде удлиненных таблиц размером до 3-5 см представлены микроклин-пертитом, содержащим пойкилитовые включения зерен плагиоклаза, биотита и кварца. Основная масса гипидиоморфнозернистая. Состав основной массы: плагиоклаз, калиевый полевой шпат [18, с. 51] в виде неправильных зерен, ксеноморфный или в виде мирмекитовых образований кварц, пластинчатый или чешуйчатый биотит.

Пегматитовые жилы сопровождающие граниты прорывают граниты I фазы и контролируются наложенной системой трещиноватости (простираение СЗ 310°-СВ 80°, углы падения 10-50° на юг), оперяющей субширотный глубинный разлом. Формирование основных рудных тел в пределах месторождений связано с активизацией пологой системы трещиноватости, занимающей автономное положение в гранитах. В гранитах также проявлены разрывные нарушения северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направления [62, с. 52].

Пегматиты по вещественному составу и структурным особенностям разделяются на три группы: а) олигоклаз-микроклиновые с разномасштабной структурой представлены телами неправильно-плиткообразной формы; состав: кварц, альбит-олигоклаз, микроклин, мусковит, шерл (кристаллы до 5 см), биотит; б) мелкоблочные мусковит-микроклиновые с зонально-симметричной и зонально-асимметричной текстурами; состав: кварц, микроклин, альбит-олигоклаз, альбит, гранат, шерл, апатит, к контактам блоков кварца и микроклина приурочены кристаллы зеленовато-серого берилла, крупнопластинчатый мусковит, мелкие кристаллы колумбита; в) редкометалльные пегматиты микроклин-кварц-альбитовые, альбитовые, альбит-сподуменовые и цветного минерального комплекса (с кивеландитом, лепидолитом, сподуменом, поллуцитом, цветными турмалинами, бериллом, касситеритом).

Гранитоиды данного комплекса характеризуются широкими вариациями петрогенных элементов. Содержания SiO_2 варьируют в интервале 62,29-74,11 мас.%, (среднее 69,34 мас.%) с преобладанием K_2O над Na_2O (0,86-1,98). Суммарное содержание щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в интервале 6,43-9,37 мас.%, (рисунок 3.9), при различных содержаниях CaO (0,57-3,15 мас.%). Фемические компоненты также имеют широкий разброс значений $\text{MnO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} = 1,5-8,44$ мас.%, $\text{TiO}_2 = 0,09-0,98$ мас.% при высоких значениях глинозёма Al_2O_3 13,62-16,71 мас.%.

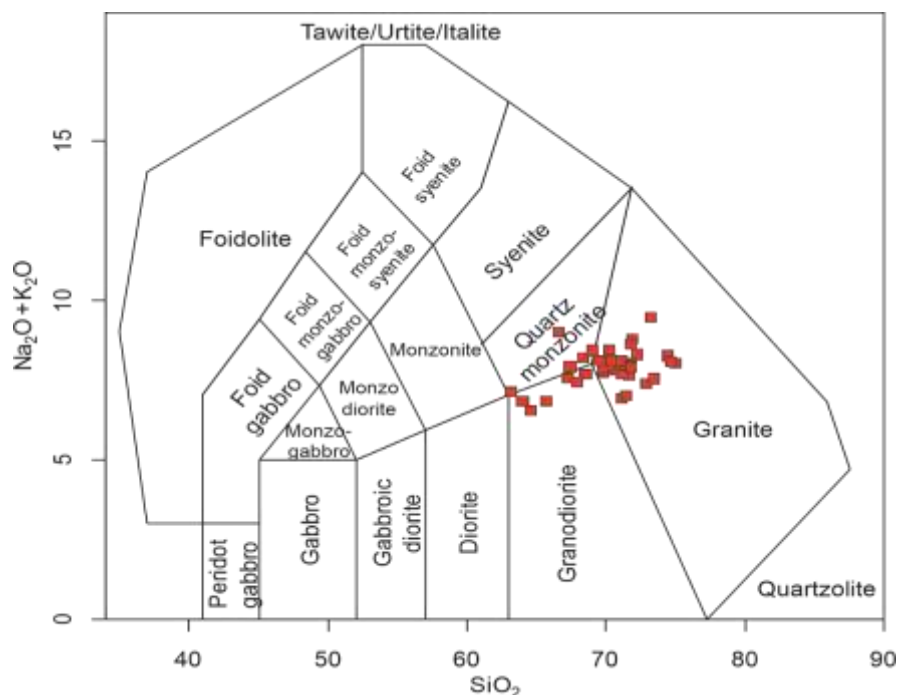


Рисунок 3.9 – Составы пород калбинского комплекса на классификационной диаграмме « $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ » (Middlemost, 1994)

В следствии высоких содержаний K_2O породы основной объём гранитоидов калбинского комплекса попадает в поле высококалиевых

гранитоидов известково-щелочной серии (рисунок 3.10), при этом часть составов локализуется в поле пород шошонитовой серии.

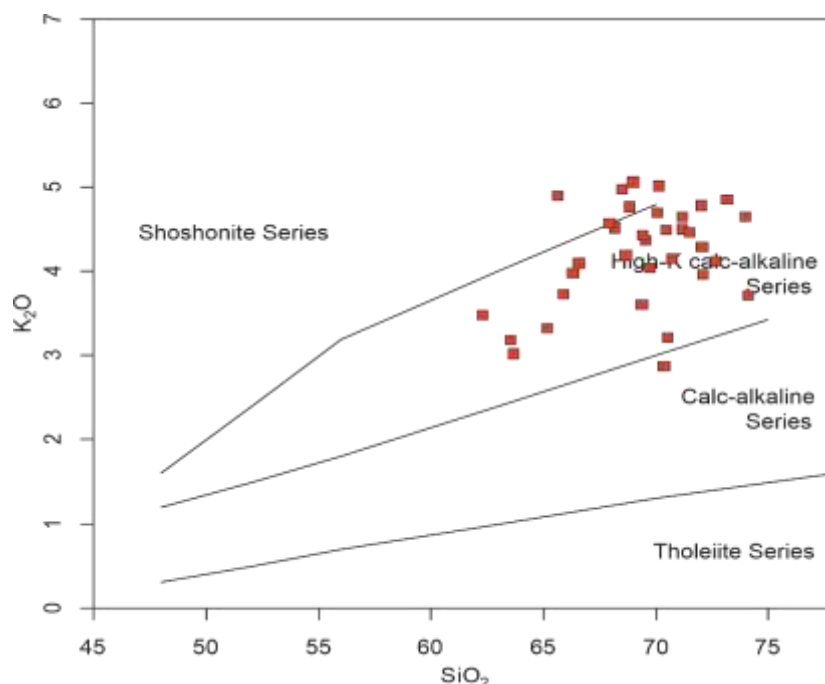


Рисунок 3.10 – Распределение пород кунушского комплекса на классификационной диаграмме « $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ » (Peccherillo and Taylor, 1976)

На классификационной диаграмме (Frost et al., 2001) по разделению пород на железистые и магнезиальные разности точки составов гранитоидов калбинского комплекса локализируются на границе двух полей. По соотношению CaO и щелочных элементов рассматриваемые породы относятся к щелочно-известковым и известково-щелочным. По индексу насыщения глинозёмом (ASI) породы калбинского комплекса относятся к высокоглинозёмистым и умеренноглинозёмистым разновидностям (рисунок 3.11).

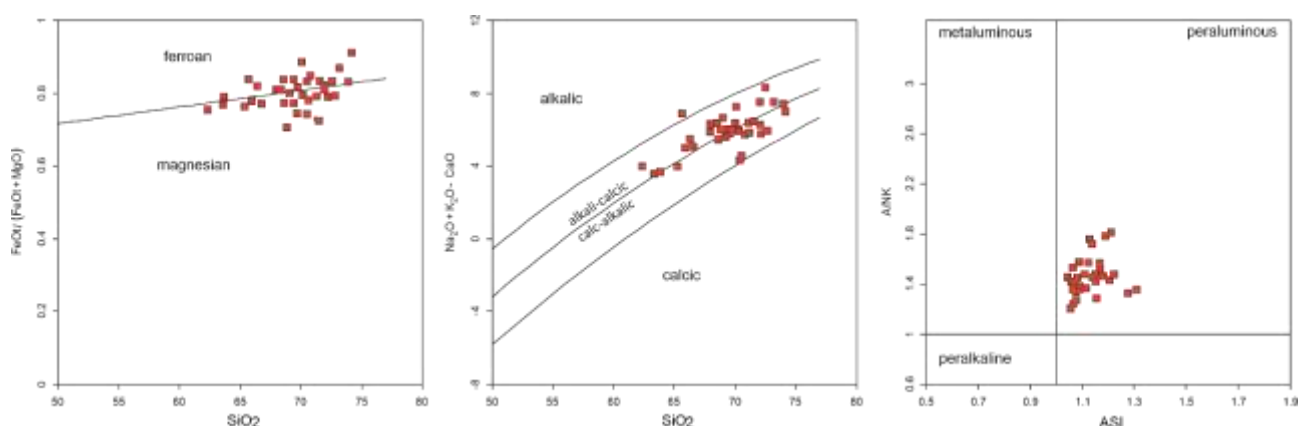


Рисунок 3.11 - Составы пород калбинского комплекса на классификационных диаграммах (Frost et al., 2001): слева – « $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$ »; по середине – « $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO} - \text{SiO}_2$ »; справа – « $\text{A/NK} = \text{Al}/(\text{Na}+\text{K}) - \text{ASI} = \text{Al}/(\text{Ca}-1.67\text{P}+\text{Na}+\text{K})$ ».

Гранитоиды комплекса характеризуются ассиметричностью, отрицательным наклоном всех спектров распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (Boynnton, 1984) (рисунок 3.12) ($La_n/Yb_n = 4,07-34,12$ (среднее 14,6). Присутствуют спектры как со слабо проявленной Eu-аномалией, так и с хорошо выраженным Eu-минимумом ($Eu/Eu^* = 0,29-0,92$, среднее – 0,53). Общее содержание редкоземельных элементов также изменяется в широких пределах $\Sigma REE = 55,32-346,39$ ppm (среднее 144,17 ppm).

Характерны отрицательные аномалии по Ba, Nb, Ti и минимум по Sr в мультиэлементных спектрах гранитов, нормированных по примитивной мантии (Sun and McDonough, 1989) (рисунок 3.7).

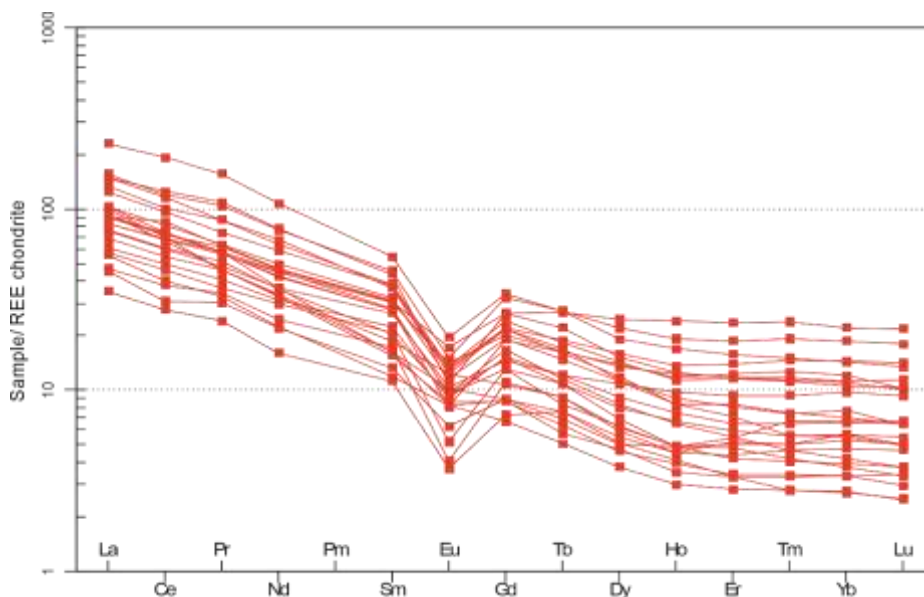


Рисунок 3.12 – Спектры распределения РЗЭ в породах калбинского комплекса, нормированные на состав хондрита C_1 (Boynnton, 1984)

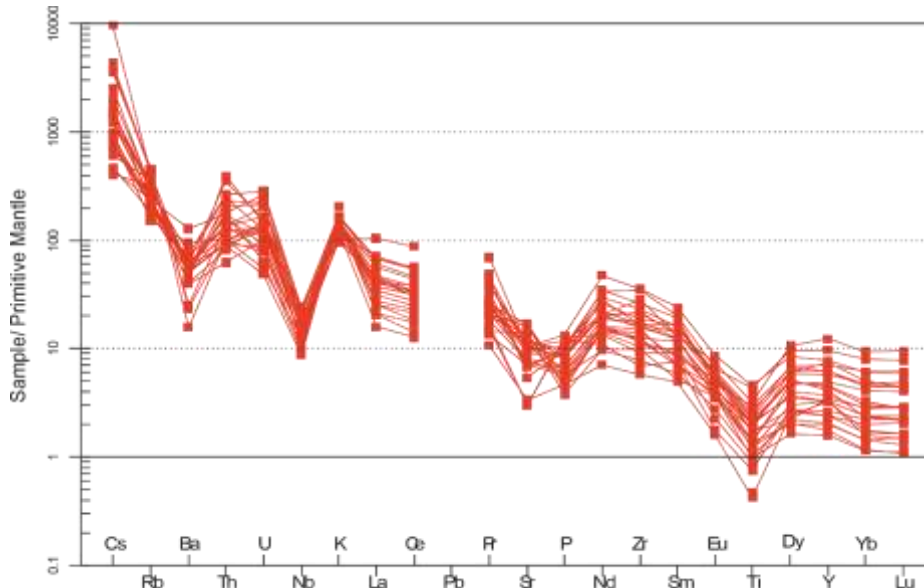


Рисунок 3.13 – Мультиэлементные спектры распределения, полученные по породам калбинского комплекса, нормированные на состав примитивной мантии (Sun and McDonough, 1989)

Точки составов гранитоидов калбинского комплекса на классификационных диаграммах « $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO} - \text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ » (Whalen et al., 1987) и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{FeO} \text{ tot} \cdot 5 - (\text{CaO}+\text{MgO}) \cdot 5$ (Гребенников, 2014) преимущественно располагаются в полях гранитов S- и I-типа, в то время как лишь незначительная часть попадает в поле гранитов A-типа (рисунок 3.14).

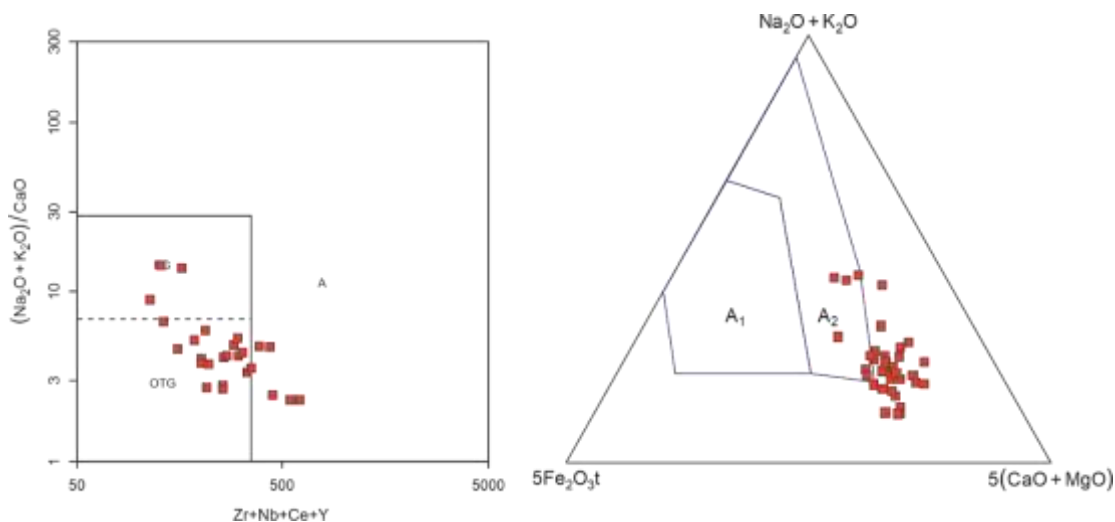


Рисунок 3.14 – Составы пород калбинского комплекса на петрогенетической диаграмме. Слева « $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO} - \text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ » (Whalen et al., 1987) и справа « $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{FeO} \text{ tot} \cdot 5 - (\text{CaO}+\text{MgO}) \cdot 5$ » (Гребенников, 2014)

Вещественный состав гранитоидов калбинского комплекса имеет широкие вариации и позволяет относить эти породы к железисто-магнезиальным, высоко- и умеренно глинозёмистым, известково-щелочным и щелочно-известковистым разновидностям. Эти данные не позволяют чётко определить эти граниты к тому иному геохимическому типу. Однако можно уверенно сказать, что в породах калбинского комплекса недостаточно высокое содержание редких и редкоземельных элементов для отнесения их к породам A-типа. Высокие значения K_2O , обогащённость LREE позволяют утверждать, что это точно не породы M-типа. Таким образом, наиболее верной будет их классификация как гранитоидов комбинированного I-S-типа.

Если говорить об источниках плавления для пород калбинского комплекса, ключевое влияние на их состав должны были оказать осадочные породы такырской серии (песчаники, алевролиты), занимающие основной объём Калба-Нарымской зоны. Участие осадочных сланцев в выплавлении гранитоидов выражено в их повышенной глинозёмистости, спорадическом появлении мусковита и граната в породах. Однако, наличие умеренноглинозёмистых разновидностей, пород без Eu-минимума и с относительно высокими содержаниями Sr позволяют предполагать участие в источнике пород магматического генезиса, вероятнее всего базальтов. Этими породами могут являться как метабазиты океанической коры, которая предполагается в основании Калба-Нарымской зоны. Однако, поскольку данная зона представляет собой преддуговой прогиб Рудно-Алтайской активной окраины, то можно предположить наличие в её нижних частях широкого разнообразия пород

аккретировавших к окраине в результате процесса субдукции. Этими породами могли являться разнообразные внутриокеанические острова и островодужные образования. Таким образом, источником для выплавления гранитоидов калбинского комплекса мог являться широкий спектр пород, локализованных в пределах преддугового прогиба при значительной роли перекрывающих осадочных пород.

Монастырский комплекс

Монастырский комплекс объединяет ряд массивов Калба-Нарымской зоны, сложенных практически полностью лейкократовыми гранитами. В целом геологическое положение массивов монастырского комплекса схоже с массивами калбинского комплекса – они образуют цепочку массивов северо-западного простирания согласно общему структурному плану зоны.

По геофизическим данным массивы плитообразной формы мощностью 3-10 км с узкими вертикальными магмоподводящими каналами в центре массивов (Лопатников и др., 1982).

Вмещающими породами для гранитоидов являются черносланцевые толщи такырской серии девон-каменноугольного возраста. Контакт с вмещающими породами чаще всего пологий с зонами ороговикования и ксенолитами. В целом, морфология массивов и взаимоотношения с вмещающими породами схожи с калбинским комплексом [18, с. 71].

В составе монастырского комплекса выделяется три фазы внедрения: первая фаза – граниты, лейкократовые, крупнозернистые порфировидные и равномернозернистые; вторая фаза – граниты, лейкократовые мелко-, среднезернистые; третья фаза – жильные граниты аплиты, аплит-пегматиты, камерные пегматиты (Навозов и др., 2011) [18, с. 40].

Лейкограниты монастырского комплекса характеризуются высоким содержанием SiO_2 (71,55-75,57 мас.% (среднее 73,36 мас.%)) и постоянным преобладанием K_2O над Na_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,08-1,77$; среднее 1,48).

Породы имеют самое высокое суммарное содержание щелочей среди всех пород Калба-Нарымского батолита $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 7,43-8,77$ мас.%, (среднее 8,25 мас.%). В породах наблюдаются глинозема Al_2O_3 12,1-14,12 мас.% (среднее 13,46 мас.%); TiO_2 – 0,07-0,33 мас.% (среднее 0,21 мас.%); относительно низкие значения CaO – 0,51- 1,41 мас.% (среднее 0,93 мас.%) (рисунок 3.15) и $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO} = 1,72-3,76$ мас.% (среднее 2,51 мас.%).

Породы относятся к высококалиевым гранитоидам известково-щелочной серии, а часть образцов попадает в поле шошонитовой серии (рисунок 3.16).

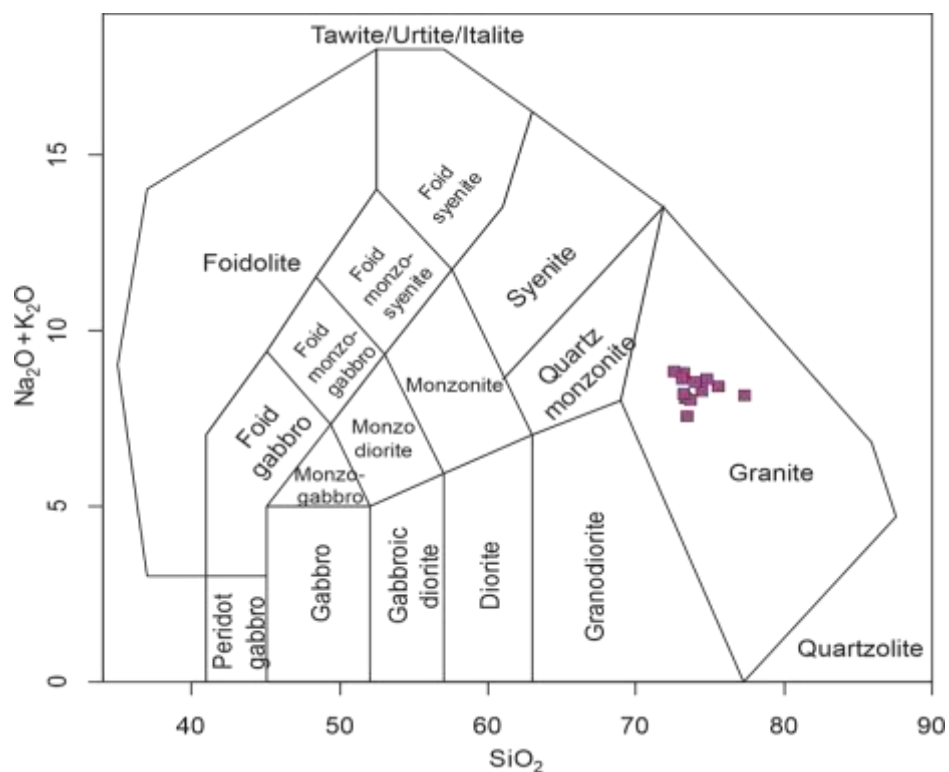


Рисунок 3.15 – Составы пород монастырского комплекса на классификационной диаграмме « $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ » (Middlemost, 1994)

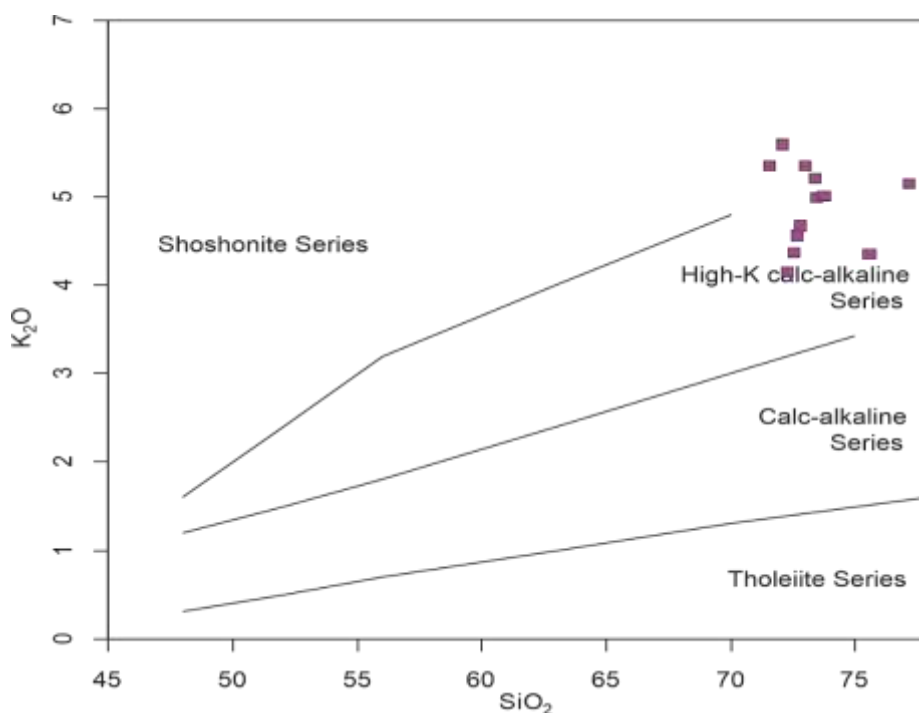


Рисунок 3.16 – Распределение пород монастырского комплекса на классификационной диаграмме « $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ » (Peccherillo and Taylor, 1976)

Согласно данным классификационных диаграмм (Frost et al., 2001) породы комплекса располагаются в полях железистых умеренно- и высокоглинозёмистых, известково-щелочных и щелочно-известковистых гранитоидов (рисунок 3.17).

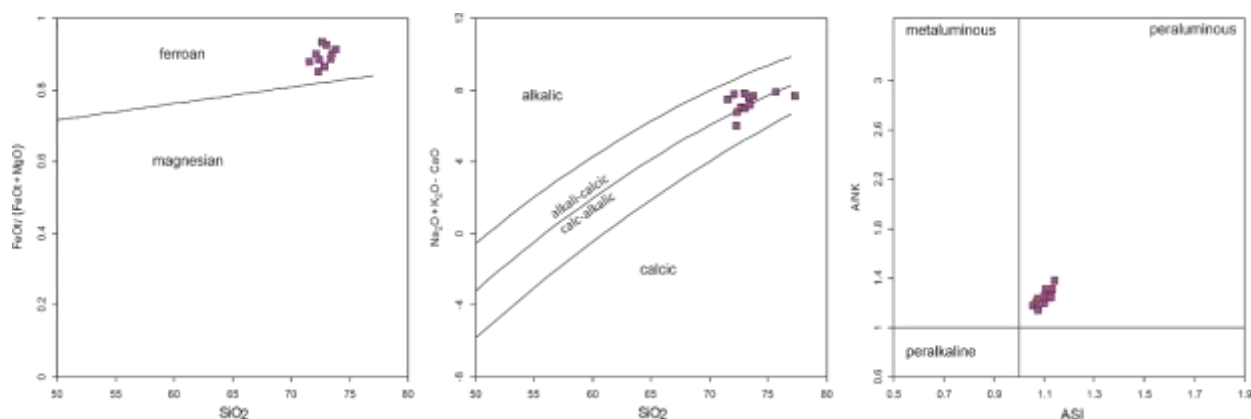


Рисунок 3.17 – Составы пород монастырского комплекса на классификационных диаграммах (Frost et al., 2001): слева – « $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$ »; по середине – « $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO} - \text{SiO}_2$ »; справа – « $\text{A}/\text{NK} = \text{Al}/(\text{Na}+\text{K}) - \text{ASI} = \text{Al}/(\text{Ca}-1.67\text{P}+\text{Na}+\text{K})$ »

Ассиметричный облик с отрицательным наклоном ($\text{La}_n/\text{Yb}_n = 3,24-21,28$ (среднее 9,79)) характеризуются спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту (Boynnton, 1984), (рисунок 3.18). Для пород монастырского комплекса характерен ярко выраженный Eu-минимум ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,05-0,54$, среднее – 0,26), а также самые высокие содержания редкоземельных элементов, среди всех гранитоидов Калба-Нарымского батолита ($\Sigma\text{REE} = 123,36-290,25$ ppm (среднее 210,17 ppm).)

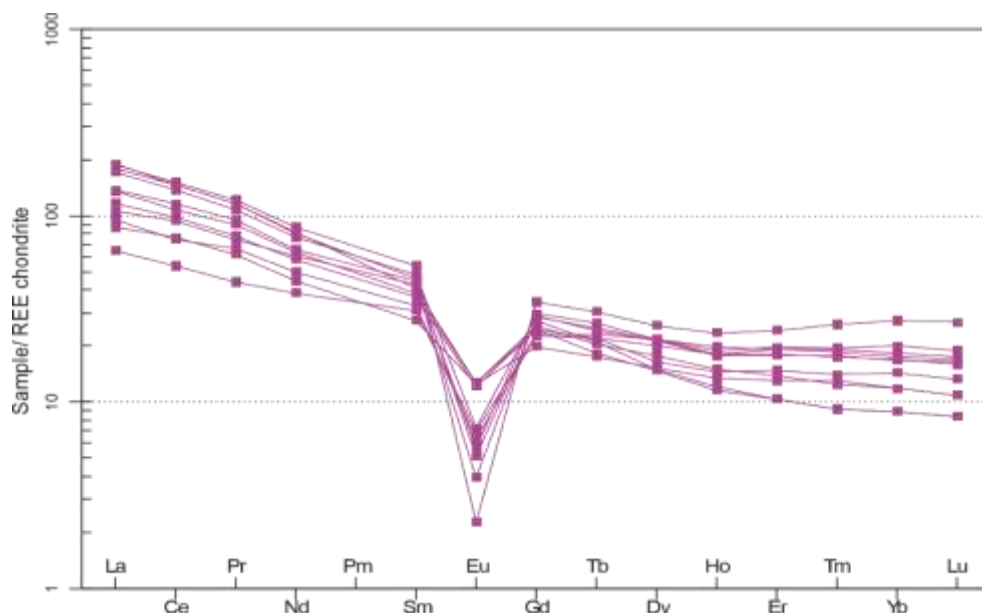


Рисунок 3.18 – Мультиэлементные спектры распределения, полученные по породам монастырского комплекса, нормированные на состав хондрита (Boynnton, 1984)

Характерны выраженные отрицательные аномалии по Ba, Nb, Sr, P, Eu, Ti в мультиэлементных спектрах, нормированных по примитивной мантии (Sun and McDonough, 1989) (рисунок 3.19).

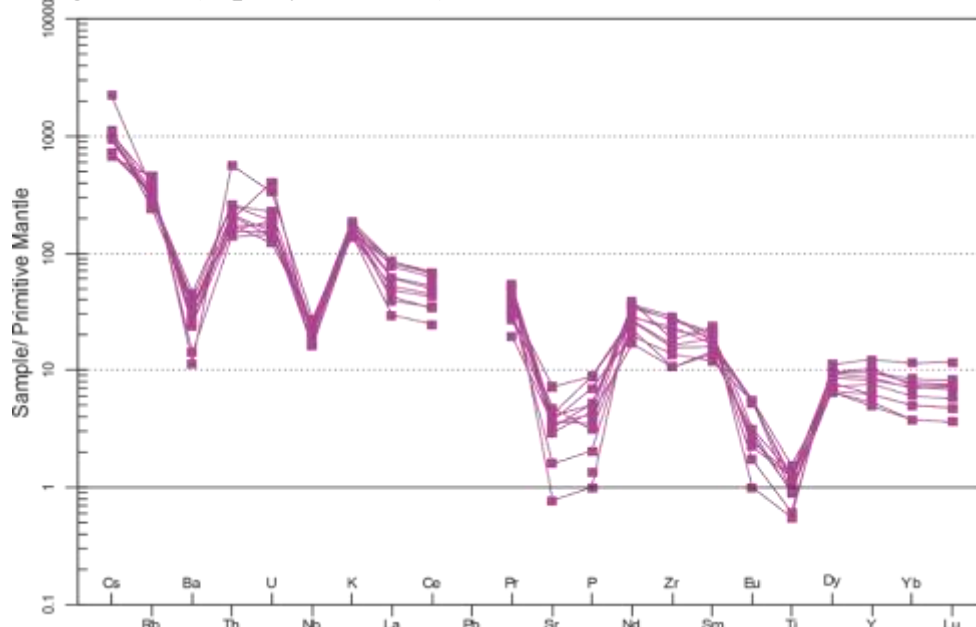


Рисунок 3.19 – Мультиэлементные спектры распределения, полученные по породам монастырского комплекса, нормированные на состав примитивной мантии (Sun and McDonough, 1989)

На диаграммах « $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO} - \text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ » (Whalen et al., 1987) и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{Fe O tot} \cdot 5 - (\text{CaO}+\text{MgO}) \cdot 5$ » (Гребенников, 2014) для выделения гранитов А-типа точки составов гранитоидов монастырского комплекса попадают в поле гранитоидов А-типа (рисунок 3.20).

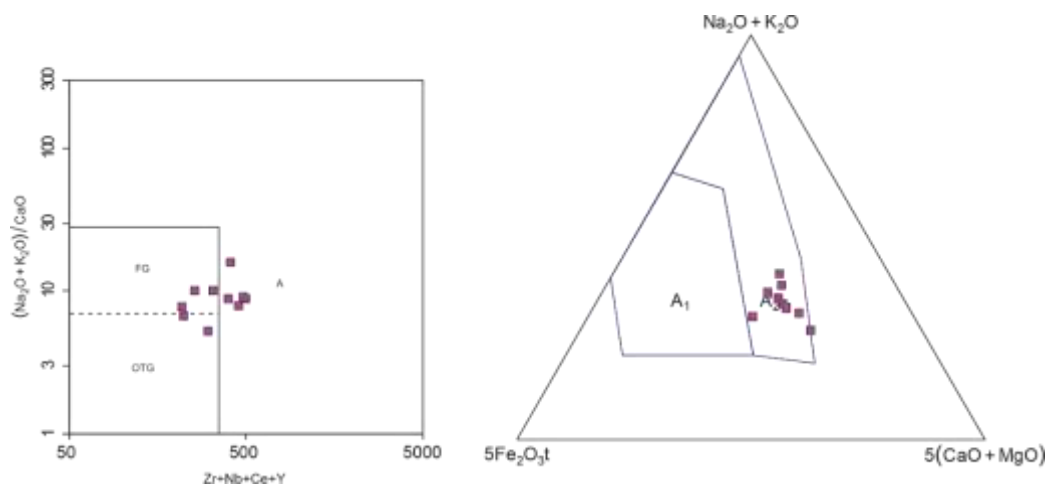


Рисунок 3.20 – Составы пород монастырского комплекса на петрогенетической диаграмме « $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO} - \text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ » (Whalen et al., 1987) (слева) и « $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{Fe O tot} \cdot 5 - (\text{CaO}+\text{MgO}) \cdot 5$ » (Гребенников, 2014) (справа)

Представленные составы пород монастырского комплекса показывают, что комплекс сложен железистыми лейкогранитами с относительно высоким содержанием K_2O и Na_2O при низких содержаниях CaO . Также для этих пород характерны высокие содержания редких и редкоземельных элементов. Полученные данные позволяют уверенно классифицировать лейкограниты монастырского комплекса как породы А-типа. Процесс формирования лейкогранитов А-типа на данный момент остаётся достаточно дискуссионным – предполагается, что они могут образовываться как при плавлении коровых субстратов, так и при эволюции мантийных базитовых магм (Frost et al., 2001, 2011; Гребенников, 2014) [18, с. 89]. Поскольку для рассматриваемых пород характерно относительно низкое содержание Nb, что выражается в минимуме на мультиэлементных спектрах, то породы монастырского комплекса следует относить к A_2 -разновидностям. Данные породы в большей степени отвечают плавлению субстратов зрелой континентальной коры при относительно низких содержаниях воды, что выражается в повышенной железистости. Также породы монастырского комплекса имеют достаточно высокие значения индекса насыщения глинозёмом (ASI), что скорее всего связано с вовлечением в плавление осадочных пород такырской серии. Можно предположить, что вероятными источниками для лейкогранитов являлся тот же набор пород что и для выплавления гранитов калбинского комплекса, только в более высокотемпературных и безводных условиях, однако этот вопрос требует дальнейшего рассмотрения.

3.2.2 Термобарометрические исследования гранитоидов Калба-Нарымского батолита

Термобарометрия представляет собой определение температурных (Т) условий и давления (Р), при которых происходило формирование гранитоидов, что может дать ключ к пониманию глубины заложения магматических камер и эволюции магм. В данной работе используется биотитовый термобарометр (Li & Zhang, 2022) основанный на машинном обучении (ML). Применение ML-подхода позволило найти сложные зависимости «состав биотита ($\pm$ расплава) – Т–Р», с учётом широких вариаций химического состава слюд. Выбор данного термобарометра в первую очередь обоснован тем, что биотит является «сквозным» минералом для всех комплексов и фаз Калба-Нарымского батолита, в отличие от других минералов-термобарометров, например, амфибола, который практически не наблюдается в породах района. Используемый биотитовый термобарометр обучен на широком диапазоне Т (до 1325 °С) и Р (до 48 кбар) и учитывает множество химических элементов (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , F, Cl в биотите и расплаве), что позволяет универсально оценивать температуру и давление [63].

На основе собранного экспериментального набора данных (n=198) содержащего биотиты проведен термобарометрический анализ гранитоидов кунушского, калбинского и монастырского комплексов (Приложение Г).

Кунушский комплекс в целом отражает формирование при средних–умеренно-высоких температурах (790-840 °С, основная часть 805-840°С), давление – от ~ 3 кбар до ~7 кбар (около 15 км глубины), что согласуется с предположением о его более глубинном характере (рисунок 3.21).

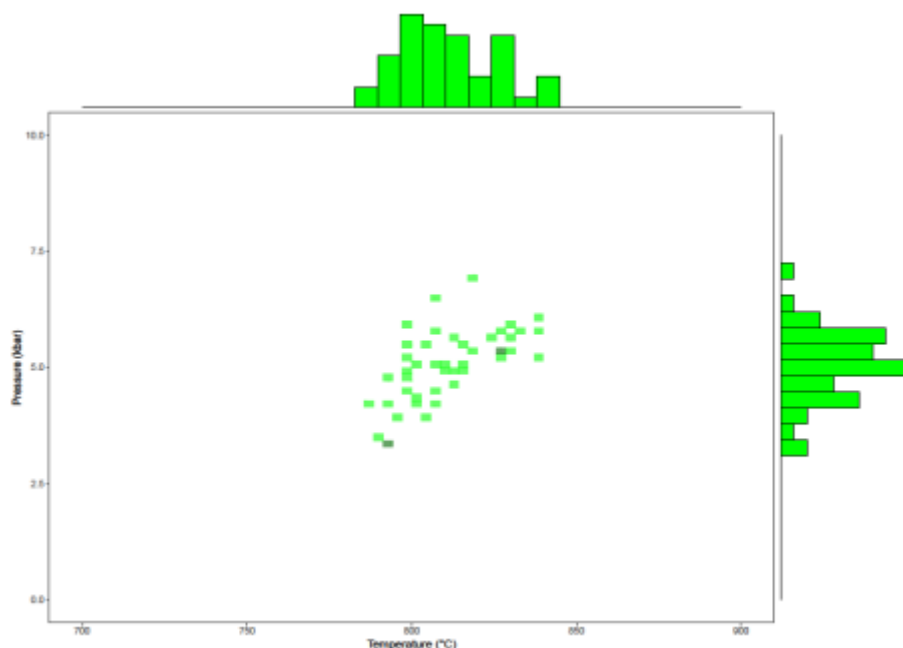


Рисунок 3.21 – Результаты определения температур и давлений для пород кунушского комплекса

По результатам термобарометрических расчётов, температура кристаллизации пород калбинского комплекса составляет 750–840 °С, при давлении преимущественно 3–5 кбар, достигающем 5–7 кбар в отдельных случаях (рисунок 3.22). Варьирующиеся значения давления, вероятно, свидетельствуют о разной глубине кристаллизации или указывают на полифазное эволюционное развитие магматического комплекса.

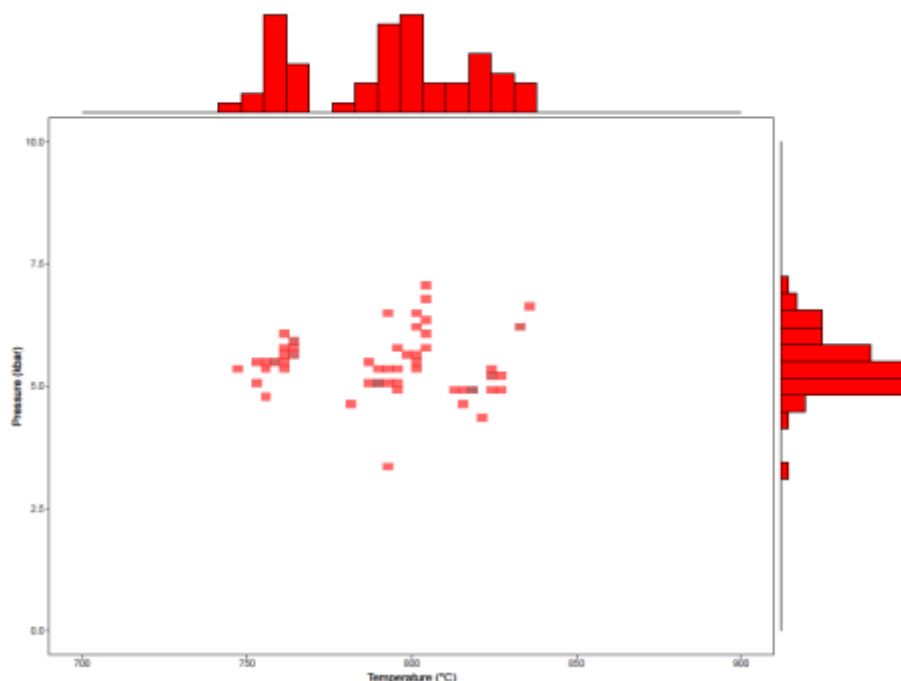


Рисунок 3.22 – Результаты определения температур и давлений для пород калбинского комплекса

Температурный интервал 740–760 °С соответствует поздним этапам кристаллизации гранитоидных магм и характеризует позднемагматическую, более эволюционированную фазу, способную к формированию пегматитов в верхней части магматических камер. Давление в пределах 4–6 кбар (соответствующее глубинам порядка 15–20 км) может свидетельствовать о кристаллизации на более глубоких уровнях магматической камеры либо о частичном погружении пород.

Температурные параметры 785–820 °С при давлениях 4–5,5 кбар, установленные по основной части образцов, указывают на развитие высокотемпературных процессов в пределах средних уровней континентальной коры (примерно на глубине 12–18 км). Эти условия характерны для кристаллизации сильно эволюционированных магматических расплавов, включая граниты I- и S-типа. Высокие температуры свидетельствуют о поздней стадии магматической дифференциации, на которой возможно формирование пегматитов. В указанных условиях флюидонасыщенные остаточные расплавы способны мигрировать вверх, внедряясь в вышележащие горизонты и образуя пегматитовые дайки.

Монастырский комплекс. Основная часть проб демонстрирует температуры кристаллизации в пределах 760–785 °С (общий интервал ~750–810 °С). Давление преимущественно варьирует в пределах 5–6 кбар, достигая 8 кбар в отдельных случаях (рисунок 3.23). Температурный диапазон 750–810 °С соответствует остаточным гранитоидным магмам и указывает на позднюю стадию их кристаллизации. Давления 5–6 кбар отражают формирование магматических камер в пределах средней континентальной коры, тогда как повышенные значения (до 8 кбар) могут свидетельствовать о глубинных очагах

магматической активности. При таких условиях возможно образование пегматитов из флюидонасыщенных остаточных расплавов.

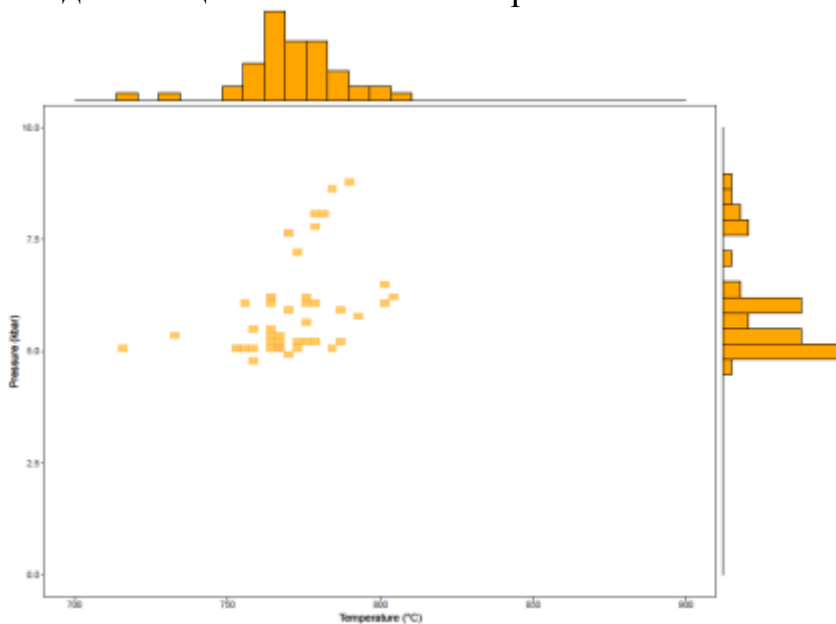


Рисунок 3.23 – Результаты определения температур и давлений для пород монастырского комплекса

Вывод. Кунушский комплекс залегает на умеренных глубинах (~15 км) и может представлять раннюю фазу гранитного магматизма региона. Для калбинского комплекса характерны широкие вариации температуры и давления, что указывает на полифазное развитие и сложные процессы кристаллизации и плавления коры. Монастырский комплекс отличается формированием низкотемпературных магм, вероятно обусловленным повышенным содержанием летучих компонентов (рисунок 3.24).

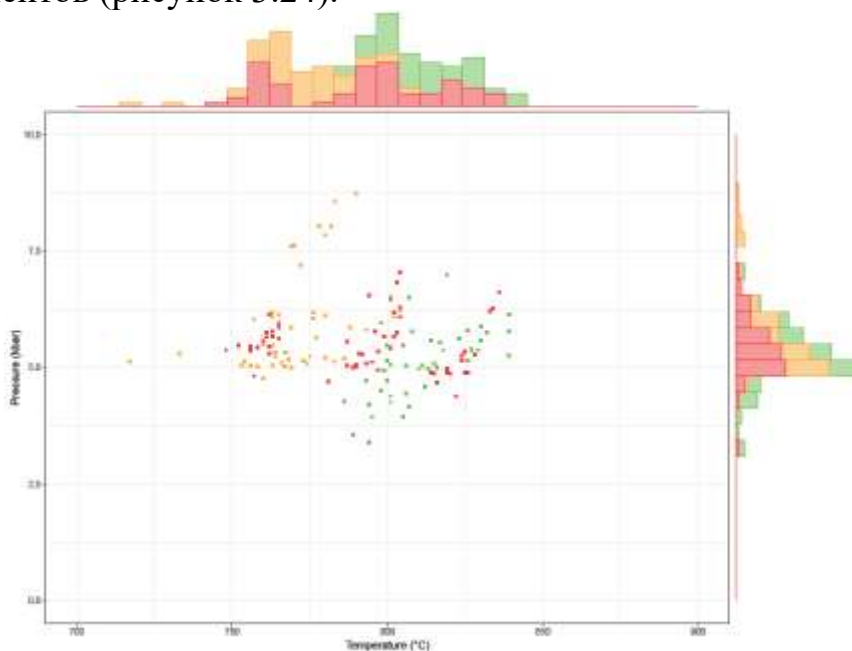


Рисунок 3.24 – Сопоставление термобарометрических данных кунушского, калбинского и монастырского комплексов

3.2.3 Определение возраста формирования редкометалльных пегматитов

Для уточнения возрастных характеристик пегматитов и их связи с гранитоидами калбинского комплекса было проведено U-Pb датирование циркона. Были отобраны две штучные пробы (3-5 кг) из Ab-Turm-Ms-Q±Spd-пегматоидной жилы и сопряжённого биотитового гранита, локализованных в пределах Огнёвского рудного поля. Пегматитовая жила представляет собой пологозалегающее тело мощностью около 5 метров прослеживающееся в северо-запад-западном направлении на протяжении около 300 метров (рисунок 3.25). Жила представлена крупнозернистым агрегатом из альбита, кварца, турмалина с фациальными переходами в мелко-среднезернистые лейкограниты. Для жилы характерно присутствие большого количества скоплений с повышенным содержанием турмалина и граната. Проба биотитового порфировидного гранита была отобрана в экзоконтактовой зоне данной жилы на небольшом удалении от неё.



Рисунок 3.25 – Фотография пегматитовой жилы, отобранной для проведения U-Pb изотопного датирования (слева). Турмалиновое скопление в жиле (справа)

Из пробы гранитов калбинского комплекса удалось выделить монофракцию цирконов, которые характеризуются крупным размером 200-300 мкм, как призматического габитуса, так и с дипирамидой в качестве преобладающей формы (рисунок 3.26).

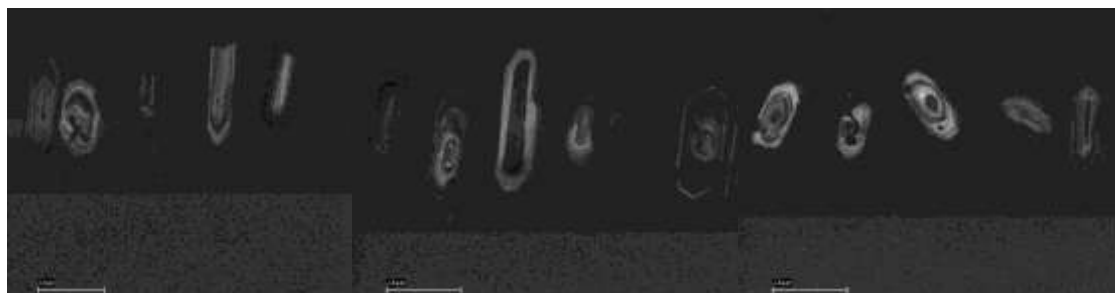


Рисунок 3.26 – Катодолуминесцентные изображения представительных зёрен циркона, выделенных из гранита калбинского комплекса

Все кристаллы имеют осцилляторную зональность, что говорит об их магматическом происхождении. Также в зёрнах наблюдаются небольшие включения захваченных минералов. Из пегматитовой жилы удалось выделить монофракцию крупных цирконов с размерами 250-400 микрон (рисунок 3.27). Зёрна имеют короткопризматический габитус с развитой дипирамидой, часть зёрен имеет неясные очертания. На катодолюминесцентных изображениях данные цирконы характеризуются полным отсутствием зональности и однородным внутренним строением.

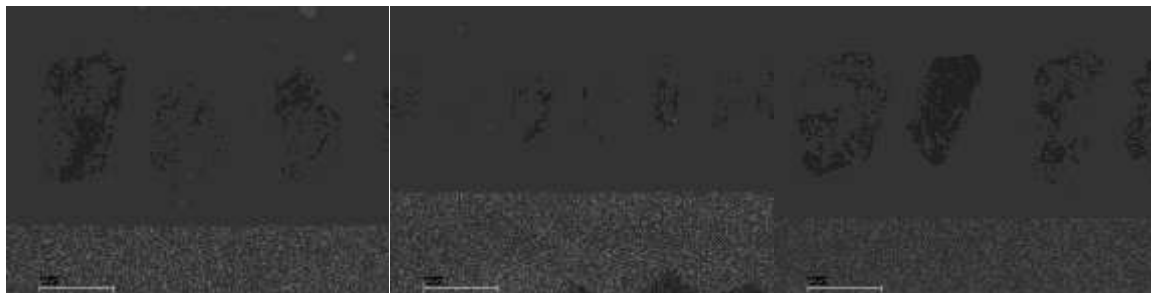


Рисунок 3.27 – Катодолюминесцентные изображения представительных зёрен циркона, выделенных из пегматитовой жилы

Результаты U-Pb изотопного датирования гранитов калбинского комплекса приведены на диаграмме с конкордией на рисунке 3.28. Всего было проанализировано 40 зёрен цирконов, из которых 15 определений были признаны некорректными из-за высоких значений дискордантности (>5%). Конкордантное значение возраста равно 290.7 ± 1.6 млн лет, что подтверждает раннепермский возраст формирования гранитов калбинского комплекса.

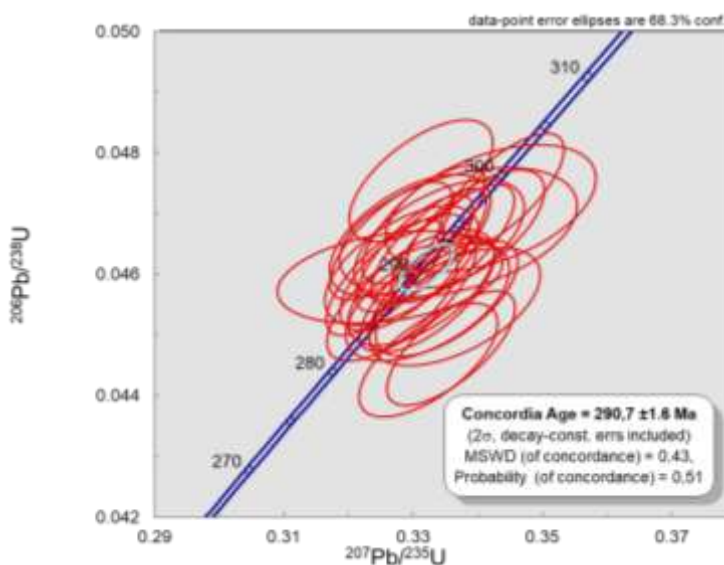


Рисунок 3.28 – Результаты U-Pb датирования цирконов из гранитов калбинского комплекса на диаграмме с конкордией

На диаграмме с конкордией показаны результаты U-Pb изотопного датирования цирконов из пегматитовой жилы (рисунок 3.29). Всего было проанализировано 55 зёрен цирконов, из которых только 17 определений были признаны корректными. Для всех остальных определений характерны высокие нерадиогенного свинца (^{204}Pb), и как следствие, крайне высокие значения дискордантности. Конкордантное значение возраста равно 290.5 ± 1.1 млн лет. Полученные данные позволяют утверждать, что формирование гранитов калбинского комплекса и пегматитов Огнёвского рудного поля происходило в раннепермское время. Полученные оценки возрастов для гранитов и пегматитов совпадают в пределах погрешности, что подтверждает их генетическую связь.

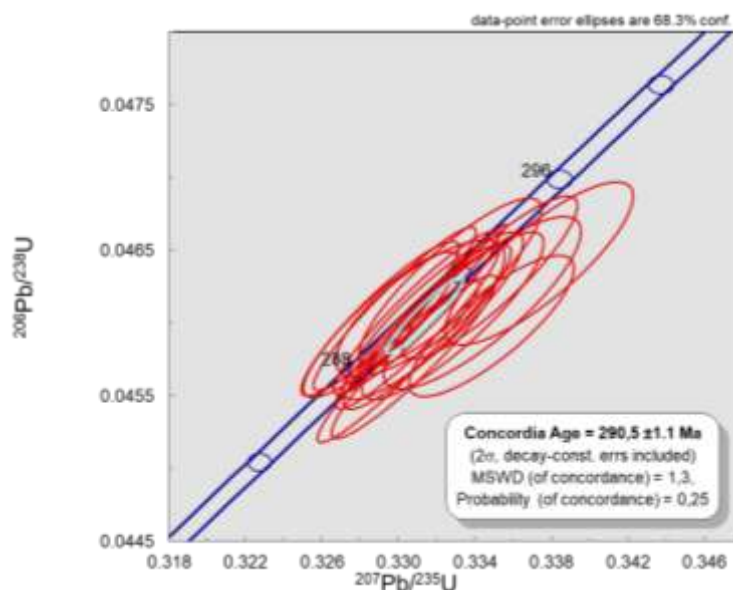


Рисунок 3.29 – Результаты U-Pb датирования цирконов из пегматитов калбинского комплекса на диаграмме с конкордией

4 ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПЕГМАТИТОВ КАЛБА–НАРЫМСКОГО ПОЯСА

В изучение редкометалльных объектов Калба-Нарымского редкометалльного пояса большой вклад внесли Ю.А. Садовский, В.Ф. Филлипов, В.И. Кузнецов, Н.А. Солодов, Дьячков Б.А. и др. Значительная часть пегматитовых жил Центральной Калбы относится к ведущему типу танталоловянного бериллиевого и литиевого редкометалльного оруденения. Типовыми представителями являются месторождения Бакенное, Юбилейное, Белая Гора и другие, расположенные в пределах Асубулакского, Огневско-Бакенного и Белогорско-Баймурзинского рудных полей. Пегматиты месторождения Ахметкино и Точка относятся к Карогоин-Сарыозекской зоне Центральной Калбы. Месторождение Чердоjak расположено в Нарымском рудном районе Калба-Нарымской металлогенической зоны. (рисунок 3.2, Глава 3).

Автором был изучен минералогический состав пегматитов Центральной Калбы на примере известных месторождений Юбилейное, Бакенное, Ахметкино, Точка, Чердоjak. Изучение проводилось с помощью оптического и электронно-микроскопического микроскопа.

Юбилейное месторождение.

Месторождение расположено в Асубулакском рудном поле и входит в состав Асубулак-Белогорского рудного узла. Юбилейное месторождение характеризуется трещинно-разрывной структурой, сформированной в висячем южном фланге рудного поля. Основные рудные пегматитовые тела (Юбилейное, Музейная, Единая и др.) характеризуются неправильно-плитообразной формой (с раздувами и пережимами), прослеживаются в субширотном направлении на 150-900 м при ширине 1-5, реже 10 м и более; падение их пологое в южном направлении – 30-40°. В размещении пегматитовых жил определенное значение придается также внутрирудным разрывным нарушениям северо-западного и северо-восточного простирания, разбившим месторождение на ряд мелких блоков. При этом, отмечается узловое скопление рудоносных пегматитов на пересечении трещин разного направления [62, с. 50, 52].

Проведенные ранее исследования определили широкий спектр редкометалльных и сопутствующих минералов в пегматитах Юбилейного месторождения как на макро –, так и микроуровне. В результате минералогических исследований прошлых лет [62, с. 55] были определены основные рудные минералы: сподумен, танталит-колумбит, касситерит, поллуцит, лепидолит, берилл.

По результатам ранее проведенных исследований пегматиты Юбилейного месторождения подразделяются следующие комплексы.

В составе *олигоклаз-микроклинового комплекса* отмечаются кварц, олигоклаз, микроклин, мусковит, шерл и гранат (кристаллы размером до 1 см), иногда слабо проявлена альбитизация. В боках жил развиты аплитовые и аплит-пегматитовые оторочки. В осевой части жил развиваются мелкоблоковые кварц-

микроклин-мусковитовые агрегаты серебристо-белого цвета с шерлом (рисунок 4.1) [64, с. 110].



Рисунок 4.1 – Кристалл турмалина (шерла)

На микроуровне наблюдается касситерит и колумбит (рисунок 4.2) [64 с. 109, 110].

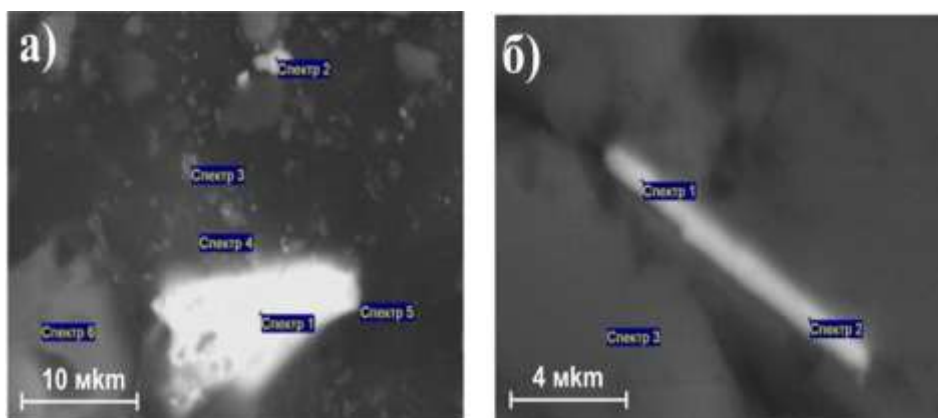


Рисунок 4.2 – Микровключения касситерита (а) и колумбита (б) в олигоглаз-микроклиновом пегматите

Микроклиновый комплекс прослеживается фрагментарно в форме отдельных блоков кварц-микроклинового состава, расположенных как в центральных, так и в боковых частях крупных пегматитовых жил (Юбилейная, Единая и др.). В пределах блоковых зон встречаются также розовый кварц, гнезда крупнопластинчатого серебристо-белого мусковита, кристаллы берилла зеленовато-серого оттенка и пластинчатые кристаллы колумбита (рисунок 4.3). Основными рудными минералами комплекса являются берилл и колумбит [64, с. 110].

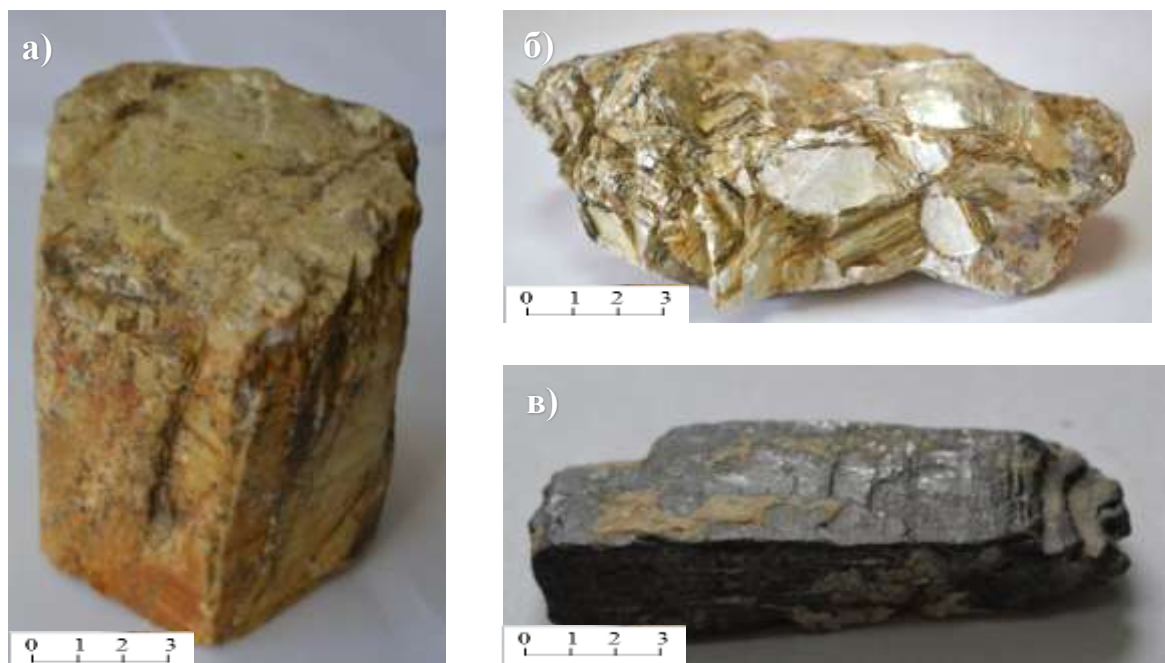


Рисунок 4.3 – Типоморфные минералы микроклинового комплекса:
а) призматический кристалл берилла; б) крупнопластинчатый мусковит;
в) пластинчатый колумбит (фото из коллекции Дьячкова Б.А.)

Микроclin-альбитовый комплекс широко распространён в составе рудоносных пегматитов и характеризуется метасоматическим замещением микроклина мелкозернистым альбитом в ассоциации с кварцем и серебристо-белым мусковитом. Комплекс обогащён фосфатами лития и марганца, сподуменом (до 18×8 см), верделитом, бериллом, а также содержит рудную минерализацию в виде вкрапленности танталита и колумбита (рисунок 4.4) [64, с. 118].



а) кристалл сподумена; б) кристаллы берилла; в) альбитизированный пегматит с вкрапленностью танталита и колумбита

Рисунок 4.4 – Типоморфные минералы микроclin-альбитового комплекса.
Фото из коллекции Дьячкова Б.А.

Примечание – Составлено по источнику [64, с. 118].

Основные рудные минералы – касситерит и танталит-колумбит (рисунок 4.5), редко наблюдаются призматические кристаллы сподумена.

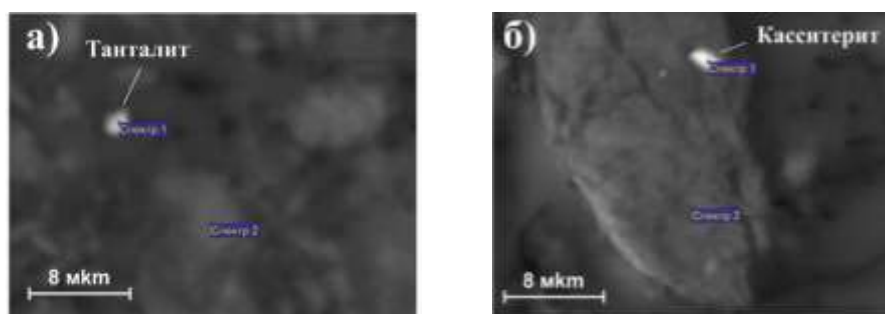


Рисунок 4.5 – Микровключения танталита (а) и касситерита (б) в альбитизированном пегматите

Кварц-альбит-мусковитовый (грейзеновый) комплекс встречается локально в различных частях жил. Во внутренних зонах пегматита ассоциирует с альбит-сподуменовым комплексом. Внешне – это крупнозернистый грейзен зеленоватой окраски, состоящий в основном из мусковита (более 50%), кварца и альбита (рисунок 4.6) [62, с. 56; 65].

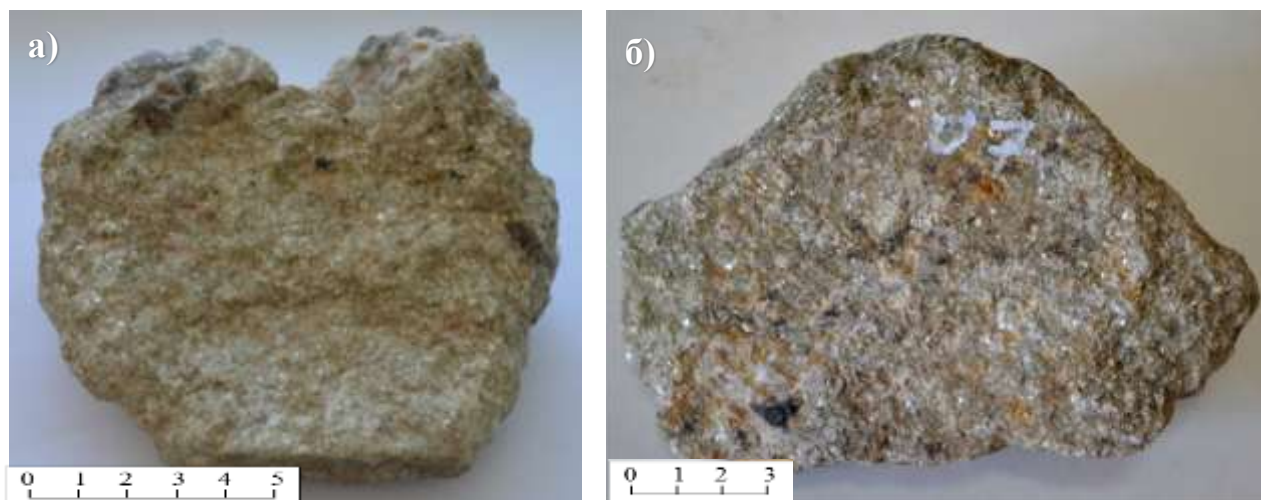


Рисунок 4.6 – Образцы кварц-альбит-мусковитового комплекса: а – грейзен зеленовато-серой окраски; б – грейзен с мусковитом и вкрапленностью танталита. Фото из коллекции Дьячкова Б.А.

Примечание – Составлено по источнику [65, с. 168].

Главная отличительная особенность грейзенового комплекса заключается в обогащенности его танталом на уровне ураганных значений и является наиболее продуктивным на месторождении [62 с. 56].

Зеленый мусковит, фторапатит, апатит и зеленый турмалин (верделит), реже сподумен относятся к типоморфным индикаторным минералам комплекса. Вкрапленностью танталита, иксиолита ($\text{Ta, Nb, Sn, Fe, Mn}_4\text{O}_8$ (По О.Д.

Гавриленко, Н.А. Зимановской), ураноносного танталового минерала - микролита (Ta-31,33; U – 4,46-6,57), касситерита, цинкита и других, которые определяются макроскопически и на микроуровне представлены как рудные минералы. Танталит-колумбит образует пластинчатые и таблитчатые кристаллы черного цвета. Апатит в протолочках отмечается в виде обломков призматических кристаллов различной окраски (2458 г/т), верделит мелкокристаллический, обогащенный Li_2O – 0,54%.

Альбитовый комплекс представляет собой матрицу для редкометалльных пегматитов и имеет широкое развитие на месторождении. Сложен преимущественно альбитом (95%) с незначительной примесью кварца (до 5%), мусковита, турмалина, граната и других минералов. Внешне – это порода массивного облика белого цвета, сложенная в основном мелкозернистым пластинчатым альбитом и его сахаровидной разновидностью с розовым гранатом (рисунок 4.7) [64, с. 129].

Разновидности данного комплекса проявлены в центральных частях, висячем и лежащем боках пегматитовых жил. Кроме альбита и кварца отмечаются танталит-колумбит, касситерит. К характерным минералам относятся также апатит, гранат, турмалин (шерл и верделит) и фосфаты Li, Mn, Fe. Наблюдается сподумен, циркон, сфалерит, корунд, флюорит и биотит. Отличительная особенность комплекса – обогащенность фосфатами Li, Mn, Fe, образующими гнезда, линзочки и пятна черной окраски размером в несколько сантиметров.

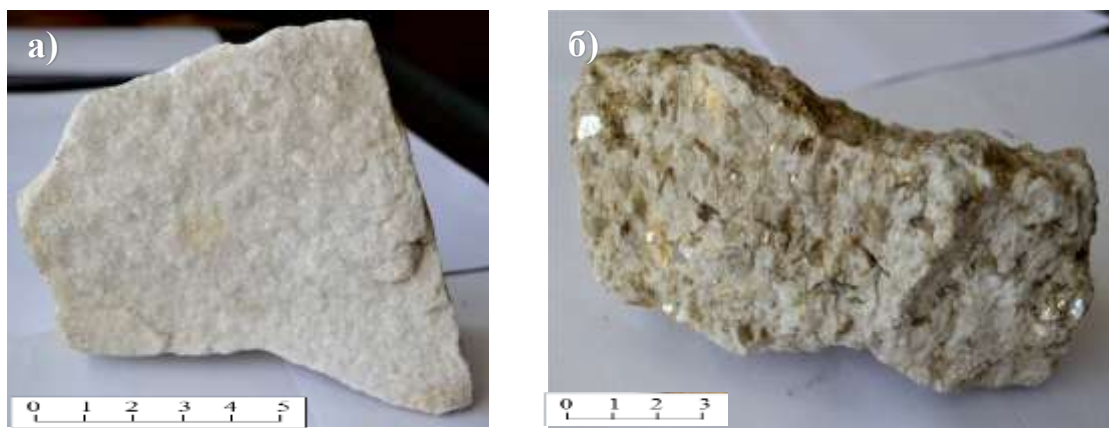


Рисунок 4.7 – Типоморфные минералы альбитового комплекса: а) альбит сахаровидный; б) альбитизированный пегматит с мусковитом.

Фото из коллекции Дьячкова Б.А.

Примечание – Составлено по источнику [64, с. 129].

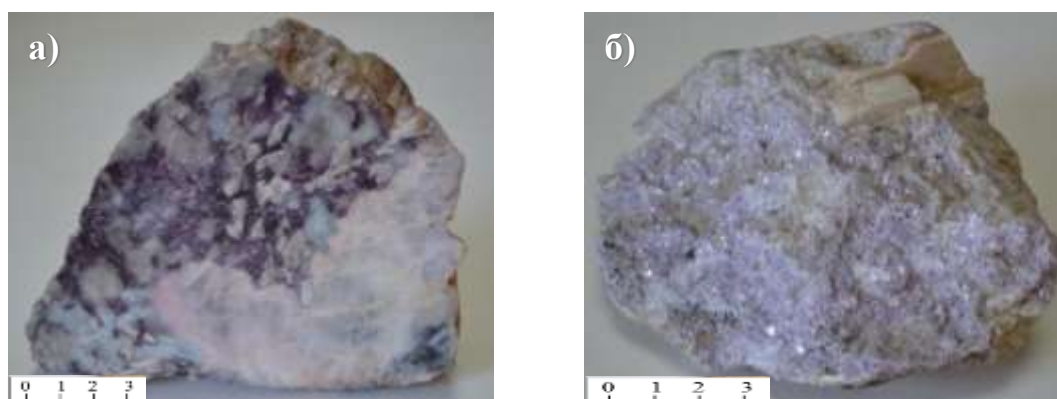
Сподуменсодержащие пегматиты являются главными концентраторами редкометалльного оруденения. Они объединяют несколько продуктивных минеральных комплексов: кварц-клевеландитовый, сподумен-клевеландит-лепидолитовый (цветной) и их разновидности [66, с. 134], детально описанные в работе [67]. Характеризуются сложностью вещественного состава, содержащих

типоморфные уникальные минералы нескольких генераций (клевеландит, лепидолит, сподумен, петалит, амблигонит, поллуцит, цветные турмалины, касситерит, танталит-колумбит, микролит и другие) и богатые комплексные руды (Sn+Ta+Cs+Li) [66, с. 134].

Кварц является основным минералом пегматитов, образуя метасоматические прожилки, гнезда и блоки темно-серого и белого цвета, иногда стекловидного облика. В чистом виде состоит (в атомн.%) из О (66,17) и Si (33,83).

Клевеландит образует изогнутые крупнопластинчатые кристаллы голубовато-серого цвета, ассоциирующие с кварцем, лепидолитом, сподуменом, петалитом и другими минералами (рисунок 4.8 а).

Лепидолит относится к главным минералам кварц-клевеландит-лепидолитового (грейзенового) комплекса. Грейзены локализуются обычно во внутренних частях жилы, отличаются сиреневой окраской за счет обогащенности их лепидолитом (рисунок 4.8 б). Лепидолит представлен двумя разновидностями: 1) крупно- и среднечешуйчатый, образующий в ассоциации с клеветландитом и кварцем крупные агрегатные скопления; 2) мелко-скрыточешуйчатый, фиксируемый в виде метасоматических кварц-лепидолитовых гнезд среди других минералов [66, с. 134].

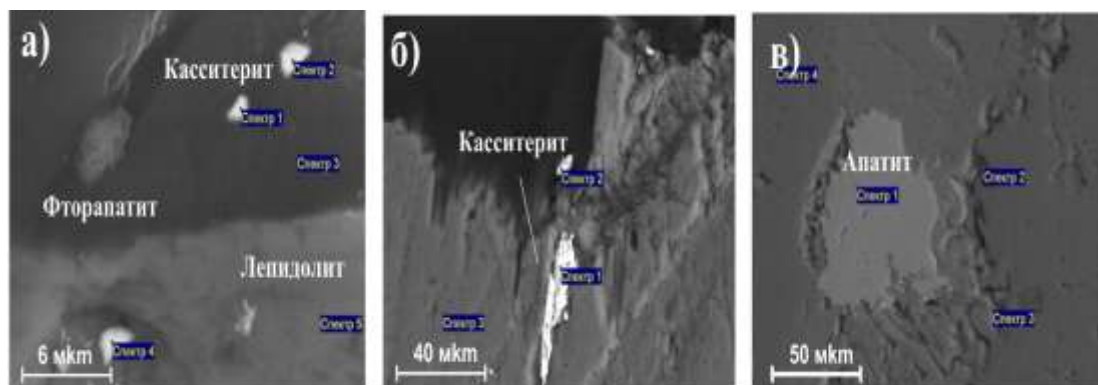


а – клеветландит с кварцем, лепидолитом и петалитом пятнистой окраски клеветландита; б – кристаллы сподумена и вкрапленностью танталит-колумбита

Рисунок 4.8 – Типоморфные минералы в грейзеновом комплексе.
Фото из коллекции Дьячкова Б.А.

Примечание – Составлено по источнику [64, с. 133, 135].

Также выявлены микровключения касситерита, фторапатита, апатита и лепидолита (рисунок 4.9). Отмечаются еще самородные элементы Ni, Pb и Zn. Включения касситерита в лепидолите подтверждается также микроанализом (SnO₂ – 97.72 %).



а –включения касситерита, фтор-апатита, лепидолита; б –микрозерна касситерита; в – реликтовое зерно апатита, разъедаемое альбитом и лепидолитом

Рисунок 4.9 – Микровключения минералов грейзенового комплекса

Сподумен из группы пироксенов ($\text{Li, Al}(\text{Si}_2\text{O}_6)$) – один из главных минералов-индикаторов редкометалльного пегматитообразования. Образует призматические кристаллы дощатого облика (размером до 0,5 м) желтовато-белого и бежевого цвета стеклянного блеска, при вторичных изменениях приобретающий розоватую окраску. Отмечаются агрегатные скопления с ориентированным распределением кристаллов сподумена, ассоциирующих с кварцем, клевеландитом и амблигонитом (рисунок 4.10) [66, с. 134].



Рисунок 4.10 – Типоморфные образцы сподумена.
Фото из коллекции Дьячкова Б.А.

Амблигонит $\text{LiAl}[\text{PO}_4]\text{F}$ отмечается в виде крупных кристаллов призматического облика (размером до 10-15 см) с хорошо выраженными гранями пинакоидов. Является типичным литиевым минералом цветного комплекса, ассоциирует с клевеландитом, лепидолитом, сподуменом, поллуцитом и кварцем, образует идиоморфные агрегаты (рисунок 4.11 а).

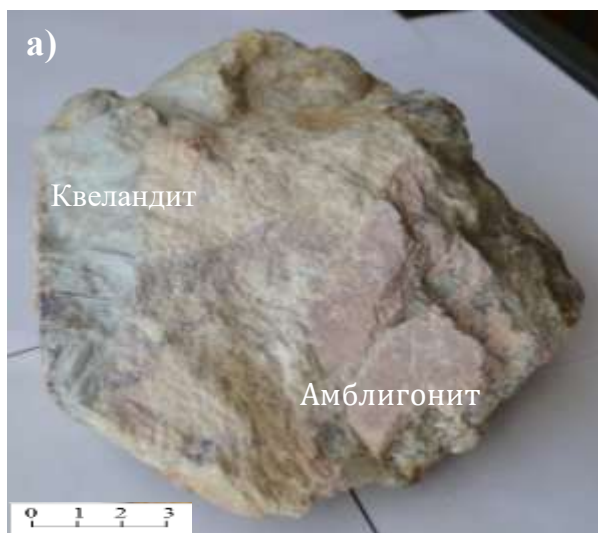


Рисунок 4.11 – Типичные образцы амблигонита (а) и поллуцита (б) цветного комплекса. Фото из коллекции Дьячкова Б.А.

Примечание – Составлено по источнику [65, с. 170].

Поллуцит $\text{Cs}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$ относится к наиболее поздним минералам пегматитов, тесно ассоциирует с литиеносными слюдами, амблигонитом, петалитом, цветными турмалинами и кварцем (рисунок 4.11 б). Наблюдается в виде сплошных масс молочно-белого цвета, мелко- и тонкозернистой структуры, часто сахаровидного облика. Является главным минералом цезиевых руд, которые отрабатывались на Юбилейном месторождении.

Цветные турмалины ассоциируют с квелеландитом, лепидолитом, поллуцитом, являются индикаторами богатых редкометалльных руд (Ta, Nb, Sn, Li, Cs). Полихромные турмалины являются главных индикатором цезиевых руд. В цветном минеральном комплексе более широко развиты кристаллы индиголита, рубеллиты (рисунок 4.12) и полихромные турмалины с черной головкой.



Рисунок 4.12 – Кристаллы индиголита (а) и рубеллита (б) в редкометалльных пегматитах. Фото из коллекции Дьячкова Б.А.

Примечание – Составлено по источнику [64, с. 144].

Танталит представлен крупными кристаллами черного цвета и образует мелкую вкрапленность (5-8 мм) в кварце, клевеландите, лепидолите, сподумене и других минералах. Отмечается также в виде неправильных зерен или коротко-призматических и таблитчатых кристаллов буровато-черного цвета (рисунок 4.13).

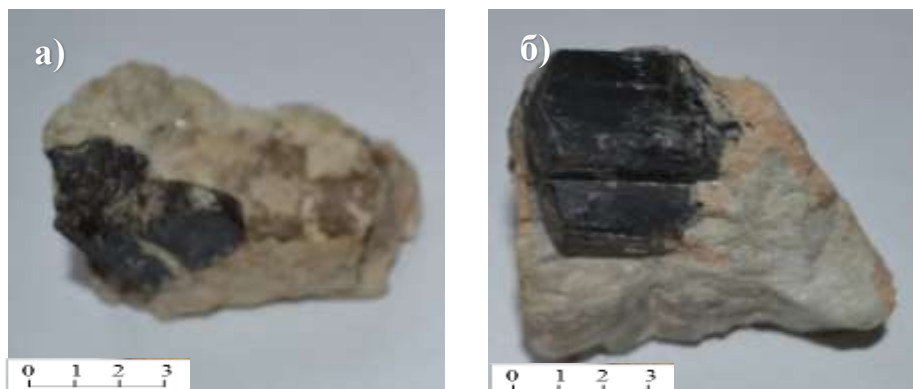


Рисунок 4.13 – Танталоносные минералы редкометалльных пегматитов Юбилейного месторождения: а – танталит в кварце; б – кристаллы танталита в альбите. Фото из коллекции Дьячкова Б.А.

Примечание – Составлено по источнику [64, с. 147].

В редкометалльных пегматитах выявлены микровключения поллуцита в виде неправильных зерен в ассоциации с касситеритом (рисунок 4.14а), колумбита, танталит-колумбита (рисунок 4.14б) и оловоносного микролита размерами в первые единицы и десятки мкм.

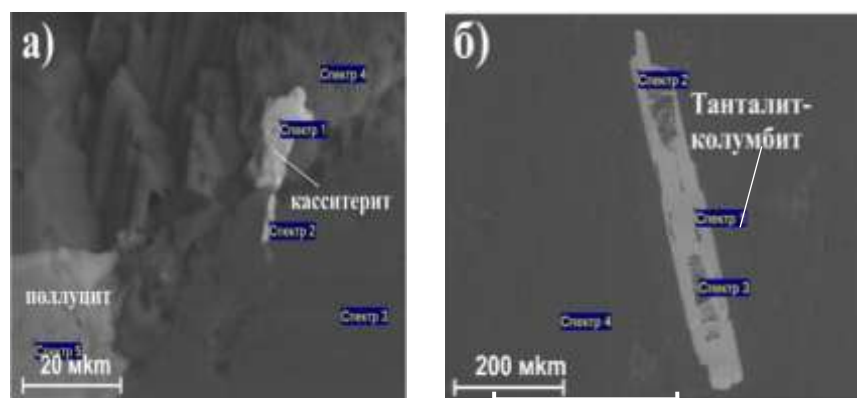


Рисунок 4.14 – Микровключения в редкометалльных пегматитов Юбилейного месторождения

Вывод. По минеральному и химическому составу руд пегматитовые тела выделяют: 1) основные жильные и рудные минералы (альбит, микроклин, кварц, мусковит, сподумен, берилл, танталит-колумбит, поллуцит и касситерит); 2) второстепенные минералы (апатит, турмалин, гранат, жильбертит, морион, кальцит, микролит, мангантанталит, амблигонит, петалит); аксессуарные (сфен, эпидот, биотит, хлорит, графит, пироксен, роговую обманку, иксиолит, пирохлор и другие).

Бакенное месторождение

Месторождение расположено в северном эндо- и экзоконтакте Прииртышского гранитного массива Центральной Калбы, в пределах Огневско-Бакенного рудного узла. Структура рудного поля контролируется Гремячинско-Киинской зоной широтного разлома, в которой размещаются многие рудопроявления редкометалльных и блоковых микроклиновых пегматитов, а на восточном фланге – грейзеновые и кварцево-жильные Sn-W проявления Гремячинского рудного узла [62, с. 38].

Детальным изучением минерального состава пегматитов занимались А. И. Гинзбург, В. Д. Никитин, Н. А. Солодов, Ю. А. Садовский и др. по их данным пегматиты характеризуются большим разнообразием и содержат более 80 минералов. Основные пороодообразующие минералы пегматитов: альбит- 60%, кварц-18%, микроклин-7%, мусковит-11%. Второстепенные: берилл, апатит, турмалин, зеленные слюдки, жильбертит, флюорит, кальцит. Редко встречаются: мангано-танталит, титано-танталониобат, микролит, амблигонит, лепидолит, поллуцит, тапиолит и др. Главные рудные минералы: колумбит-танталит, берилл, касситерит и сподумен. Наиболее распространённый кварц-микроклин-альбитовый тип пегматитов состоит из альбит-клевеландита 46%, кварца 26%, микроклина 13%, сподумена 7,6%, мусковита 4,5%, касситерита 0,2%, танталит-колумбита 0,03% и других минералов [62, с. 43].

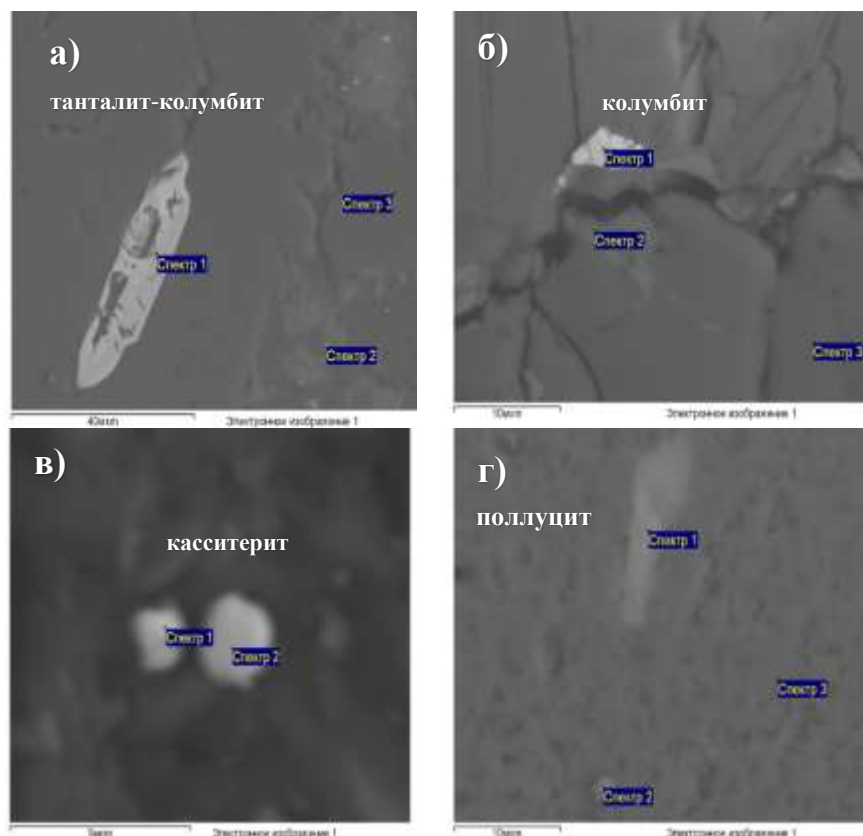
Танталит-колумбит отмечается в виде неправильных гнезд, агрегатов, отдельных кристаллов таблитчатой и короткопризматической формы. Имеет такой химический состав (%): Ta_2O_5 (67,3), Nb_2O_5 (16,5), MnO (14,6), SnO_2 (0,9) и FeO (0,7). В рудах фиксируются микровключения танталита (размером от первых единиц до десятков мкм) в ассоциации с фторапатитом, микролитом, колумбитом, сподуменом и другими минералами (рисунок 4.15а) [62, с. 43].

Колумбит образует пластинчатые, веретеновидные и двойниковые кристаллы, неправильные зерна, фиксируемые в микротрещинках пегматита в ассоциации с кварцем, альбитом и мусковитом. Содержит Ta (8,89), Mn (4,86) и Fe (3,36%). Разновидности колумбита приведены на рисунке 4.15б.

Касситерит представлен мелкими зернами черного цвета размером 0,2-3 мм или образует отдельные крупные гнезда в ассоциации со сподуменом. По И. Г. Аргамарову, имеет следующий химический состав (мас. %): SnO_2 (81,6), Ta_2O_5 (1,86), Nb_2O_5 (1,41), Fe_2O_3 (1,4), TiO_2 (0,18), MnO (0,13) и прочие (13,42) [62, с. 43].

На микроуровне наблюдаются включения касситерита неправильной формы (размером в первые единицы мкм), локализованные в гнездах метасоматического кварца, или отмечаются более крупные кристаллы (размером более 100 мкм), близкие к ромбической форме (рисунок 4.15 в) [62, с. 43].

Поллуцит отмечается в составе наиболее продуктивного с точки зрения цезиевой минерализации клеветандит-кварц-сподуменового комплекса (рисунок 4.15 г). В полевых шпатах и слюдах зафиксирован Cs. По данным ранее проведенных исследований среднее содержание Cs_2O , 0,12 %, запасы – 558 т. [62, с. 45].



а) микрозерно танталит-колумбита; б) микрозерно колумбита; в) микрозерна касситерита; г) зерно поллуцита

Рисунок 4.15 – Рудные минералы в редкометалльных пегматитах Бакенного месторождения

Берилл встречается в виде мелкой вкрапленности или образует крупные кристаллы длиной до 1 м. Содержание бериллия в рудах 0,002-0,5% (среднее 0,068%), запасы значительные [62, с. 43].

В альбит-сподуменовом комплексе встречается сподумен в виде кристаллов призматической формы, отдельных крупных гнезд [62, с. 45]. В сподумене на микроуровне выявлены микровключения танталоносного шеелита (с содержанием W - 45,92 мас.% и Ta - 7,69 мас.%), касситерита (Sn - 34,51 мас.%). Общее содержание лития в рудах альбит-сподуменового типа варьирует от 0,002 до 2,5 %, при среднем значении 0,119 %, что подтверждает наличие существенных запасов литиевого сырья в пределах комплекса.

Типоморфным минералом кварц-альбит-микроклинового комплекса является мусковит пластинчатой формы, содержащий многочисленные включения фторсодержащих и галоидных минералов. По данным (Матайбаевой И.Е., 2017) на микроуровне в мусковите, преимущественно вдоль трещин, выявлены микровключения самородного свинца, фторапатита, тетраэдрита и галита. Наличие данных включений свидетельствует о высоком содержании фторидов и галоидных соединений (F, Cl, P) в пегматитообразующих растворах, а также о концентрации рудных элементов (Cu, Pb, Sb, Zr) в более поздних минеральных комплексах [62, с. 46].

Вывод. Минеральный состав пегматитов Бакенного месторождения демонстрирует выраженную редкометалльную специализацию на Ta, Nb, Sn, Li, Cs, Be. Главными рудообразующими минералами являются: танталит-колумбит, касситерит, сподумен, поллуцит и берилл. Микровключения в мусковите и сподумене указывают на активное участие фтор- и галоидсодержащих флюидов в процессе рудообразования. Зафиксировано многообразие морфологических типов танталита и колумбита, от мелких вкраплений до хорошо огранённых кристаллов, что отражает полистадийность пегматитового процесса.

Месторождение Ахметкино

Редкометалльное оруденение сконцентрировано в основном в микроклин-альбитовом и альбит-сподуменовом типах, характеризуется неравномерным распределением. По данным Р.А. Губайдуллина и др., минеральный состав пегматитов (%): кварц (25-26), альбит и микроклин (58-59), мусковит (9-10), сподумен (5-8) (рисунок 4.16).

К основным рудным минералам относятся танталит-колумбит, сподумен, берилл, касситерит. К сопутствующим – фторапатит, циркон, монацит, антимонит и др.), которые образовывались на разных стадиях рудообразования и фиксируются на макроуровне в виде флюидных микровключений.

Танталит-колумбит отмечается в виде мелкой вкрапленности (0,05-5 мм), отношение $Ta_2O_5/Nb_2O_5=1,2$. Содержание Ta_2O_5 изменяется в пределах 0,002-0,018 мас.% (среднее 0,009%). Относится к основным танталоносным минералам, относительная доля тантала в руде за счет этого минерала - 76,62 мас.%. Концентраторами тантала являются также другие минералы (мас.%): слюда (7,79), кварц (3,90), сподумен (2,6).



а) грубозернистый пегматит с мусковитом, б) пегматит с фосфатами марганца; в) альбитизированный пегматит

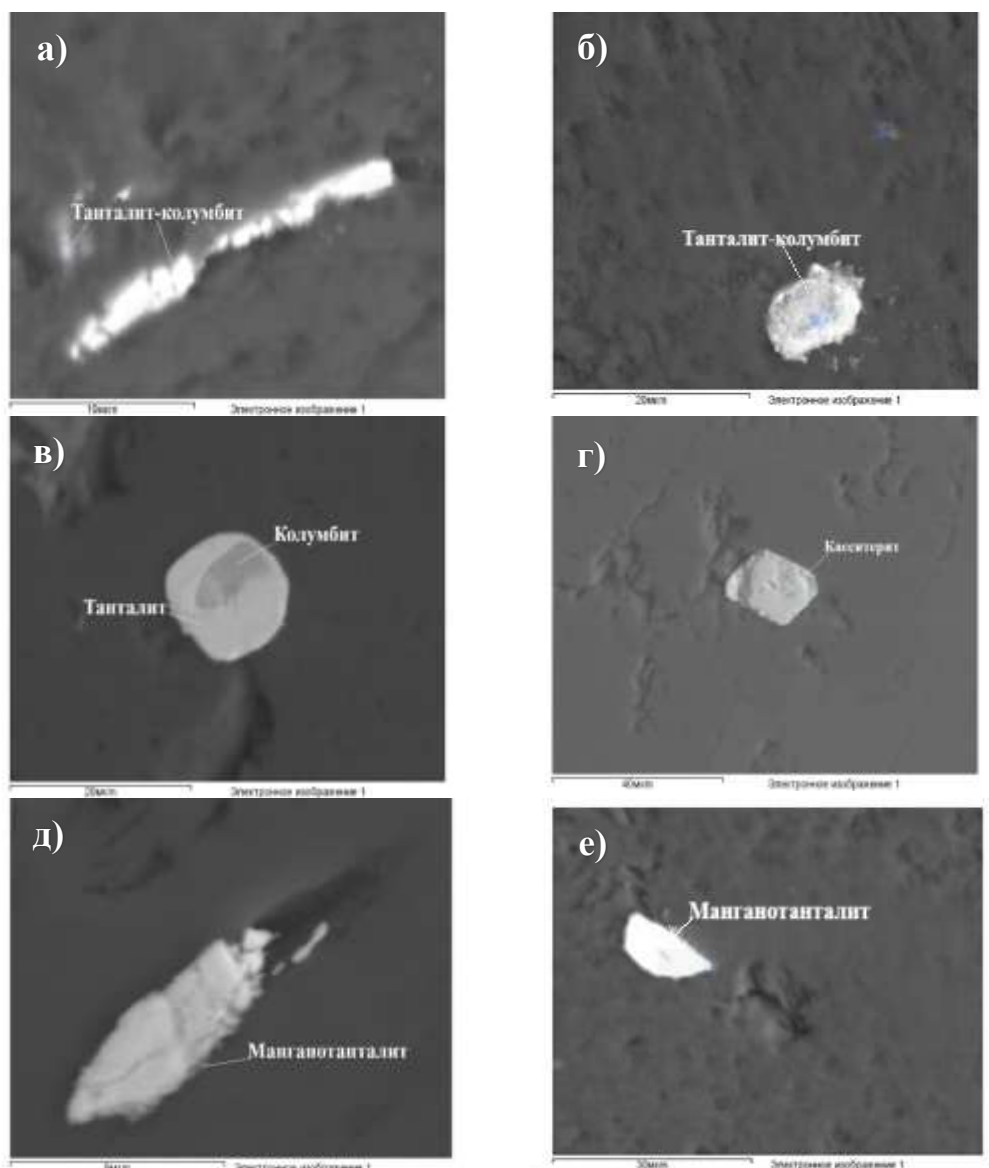
Рисунок 4.16 – Разновидности пегматитов месторождения Ахметкино

Сподумен - главный концентратор лития фиксируется дощатыми кристаллами размером до 20 см по удлинению. Среднее содержание Li_2O -0,40% максимальное значение достигает (2,0%).

Берилл представлен мелкой вкрапленностью (0,05-0,35 мм) характеризуется равномерным распределением. Содержание BeO варьирует от 0,10 до 0,72% (среднее 0,06%).

Касситерит образует вкрапленные зерна (размером 0,2-3,0 см) фиксируется в сростках с танталит-колумбитом. Максимальные значения достигают 0,27-0,44%, среднее составляет 0,016%.

На микроуровне в пегматитах выявлены преимущественно танталит-колумбит, манготанталит, касситерит (рисунок 4.17). Танталит-колумбит представлен в основном микрозернами прожилковидной, веретеновидной и комковидной формы (рисунок 4.17 а, б), содержание компонентов варьирует в следующих пределах (мас. %): Nb (13,42-22,58), Ta (14,10-22,75), Mn (6,64-8,42).



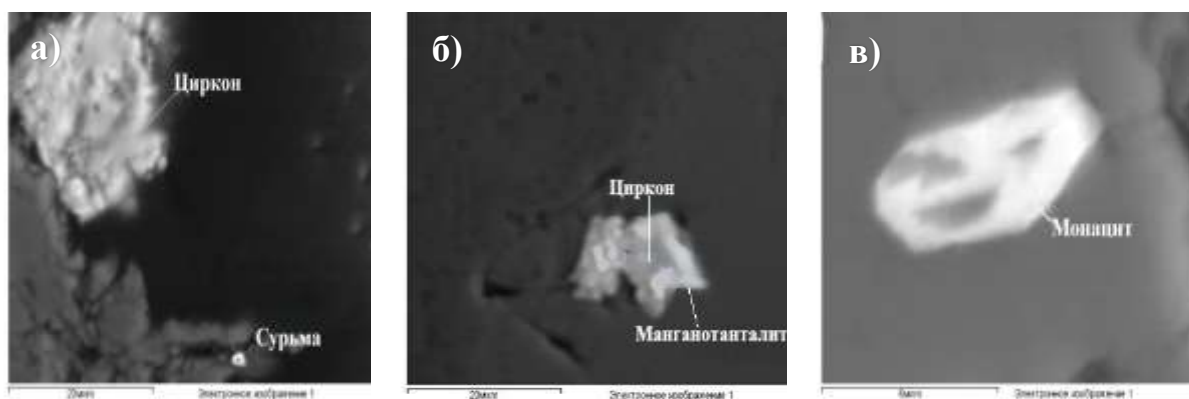
а, б – микровключения танталит-колумбита; в – кристалл колумбита с танталитом; г – кристалл касситерита; д, е – микровключения манганотанталитов

Рисунок 4.17 – Микровключения редкометалльных минералов в пегматитах месторождения Ахметкино

Отмечается замещение идиоморфных кристаллов колумбита танталитом, фиксируемое в виде светлой каймы (рисунок 4.17в) с содержанием (г/т): Та (34,13), Nb (5,43), Mn (6,58). В ассоциации с манганотанталитом фиксируются микрозерна касситерита (Sn 38.59-41.12) (рисунок 4.17 г), иногда содержащие примесь Та до 1,35 мас %.

Марганцовистые разности танталит-колумбита (манганотанталиты) различной формы и размерности (рисунок 4.17 д, е). Нахождение в рудах марганцовистых манганотанталитов отражающих поздние стадии редкометалльного пегматитообразования, рассматривается автором как один из поисковых минералогических критериев. Для сопоставления также можно отметить, что мангалотанталиты характерны для пегматитовых руд Бакенного и Юбилейного месторождений Калбы, проявленных на поздних продуктивных стадиях рудообразования.

В альбитизированных пегматитах распространенным минералом является циркон, образующий гнездовидные скопления в Si-Al-Na матрице (Zr-18,38, Hf-3,24 мас. %). В ассоциации с цирконом отмечается субмикроскопическая вкрапленность самородной сурьмы (Sb-32,22 мас.%), рисунок 4.18 а. Кроме того, фиксируется сросток циркона (Zr-23,73, Hf-2,96 мас. %) с манганотанталитом (Та-26,9, Nb-5,5, Mn-4,96, Fe-0,5), что свидетельствует о синхронности их кристаллизации (рисунок 4.18 б). К типоморфным минералам относится также монацит, встречающийся в Si-Al-Na матрице в виде микрозерен овальной формы, пятнистой окраски (рисунок 4.18 в). В его темных полосках определена примесь Sr (5,06 мас. %).

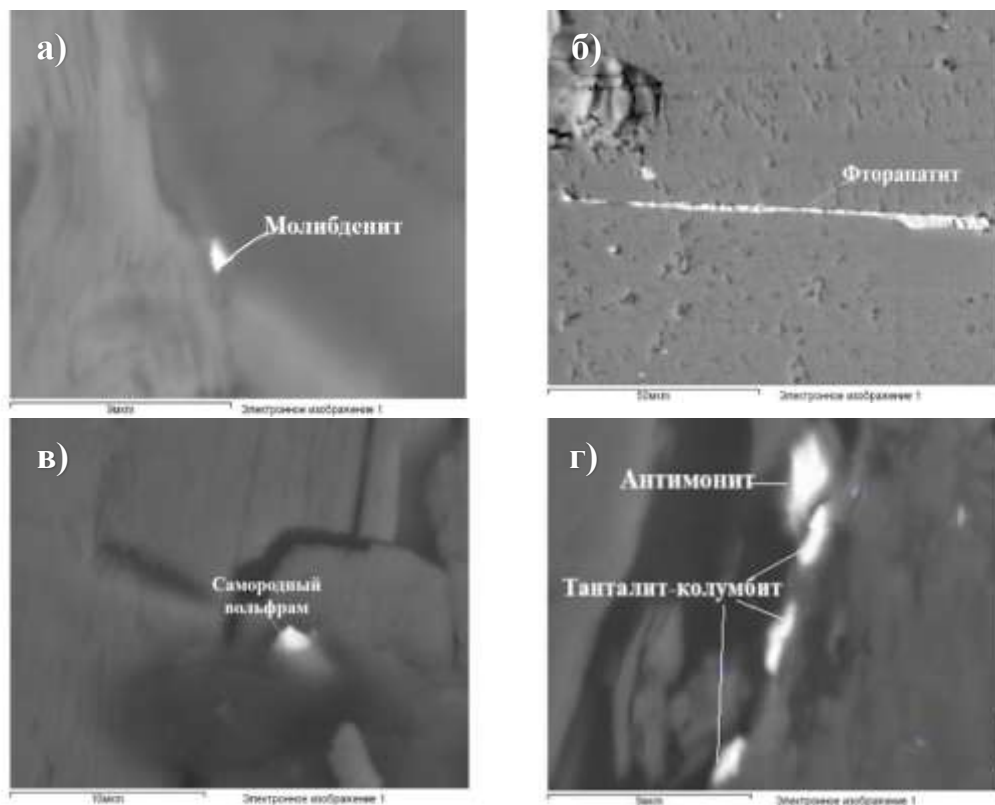


а – гнездовидные скопления циркона и субмикроскопическая вкрапленность самородной сурьмы; б – сросток циркона и мангонотанталита; в – овальное зерно монацита

Рисунок 4.18 – Микровключения сопутствующих минералов в пегматитах месторождения Ахметкино.

В пегматитах на микроуровне обнаружены молибденит, фторапатит, куприт и другие минералы (рисунок 4.19). Молибденит в виде микроскопической вкрапленности (Мо-43,84, О-39,15) фиксируется на границе мусковита и калишпата (рисунок 4.19 а). Фторапатит образует линейные

нитевидные прожилки в альбите (Ca-16,81, P-9,87, F-3,04), рисунок 4.19б. Выявлены также субмикроскопические включения самородного вольфрама (W-48,14), рисунок 4.19 в. В метасоматическом кварце проявлены ориентированные микрозерна антимонита (Sb-38,72, S-14,16) и танталит-колумбита (Ta-11,49, Nb-12,70, Mn-5,18, Fe-0,71), рисунок 4.19 г.



а – микровключение молибденита; б – нитевидный трещинный прожилок фторапатита; в – субмикроскопические включения самородного вольфрама г – прожилковидные образования антимонита и танталит-колумбита

Рисунок 4.19 – Микровключения минералов в микроклин-альбитовых пегматитах месторождения Ахметкино

Вывод. На месторождении выделены два типа рудоносных пегматитов: микроклин-альбитовый (Ta, Nb, Be, Sn) и альбит-сподуменовый (Li, Ta). Главные рудные минералы – сподумен, танталит-колумбит, берилл и касситерит. На растровом электронном микроскопе определены марганцовистые разности танталит-колумбита и манганотанталита, характерных для поздних стадий пегматитового рудообразования. На микроуровне отмечены также циркон, монацит, фторапатит, антимонит и субмикроскопические включения самородного W и Mo. Ведущим рудным минералом является сподумен, отмечается меньшее разнообразие танталоносных и цветных минералов, не зафиксирован поллуцит, что существенно отличает месторождение от типовых пегматитовых объектов Центральной Калбы и других регионов. Установлена зональная смена микроклин-альбитовых и альбит-сподуменовых пегматитов, значительный вертикальный размах оруденения.

К поисковым индикаторам относятся типоморфные минералы (альбит, мусковит, лепидодолит, фторапатит, сподумен, берилл, касситерит), выявленные на макро- и микроуровне, и геохимические элементы – редкие щелочи (Li, Rb, Cs), Ta, Nb, Be, Sn и попутные компоненты – Cu, Zn.

Месторождение Точка

Месторождение Точка размещается в северо-западной части Карагоин-Сарыозекской рудной зоны. Сформировалось в северо-восточном экзоконтакте гранитного массива Шубаршоки, образуя жильное поле редкометалльных пегматитов протяженностью более 3 км и шириной порядка 300 м. Установлена пространственная приуроченность редкометалльных пегматитов к надинтрузивным зонам, апофизам и выступам небольших массивов плагиогранитов кунушского комплекса и их дайковым образованиям. По данным предыдущих исследователей (В.Ф. Кащеев, А.Р. Бутко, П.И. Синишин, Рыбина и др.), рудные тела размещаются преимущественно в тектонически нарушенных и метаморфизованных черносланцевых породах такырской свиты (D₃), а также в небольших массивах плагиогранитов (жила Барьерная и др.) [68, с. 109].

По минеральному составу пегматиты делятся на четыре типа: микроклиновые, микроклин-альбитовые, альбитовые и альбит-сподуменовые. Локально проявлен кварц-микроклин-мусковитовый (грейзеновый) комплекс. Перспективными в отношении литиевого оруденения являются пегматиты альбит-сподуменового состава [68, с. 110].

Микроклин-альбитовый тип пегматитов представлен в основном кварц-альбит-мусковитовыми жилами с танталит-колумбитом, бериллом, касситеритом и отдельными кристаллами сподумена. Среди них отмечаются разновидности грубозернистых слабо альбитизированных кварц-микроклиновых пегматитов (рисунок 4.20а), участки грейзенизированных кварц-альбит-мусковитовых (рисунок 4.20б), преимущественно кварц-альбитовых с гнездами фосфатов железа (рисунок 4.20в), марганца и альбитовых минеральных типов [68, с. 110; 69, с. 51].



а - кварц-микроклиновый пегматит; б - грейзенизированный кварц-альбит-мусковитовый пегматит; в- пегматит с гнездами фосфатов железа и марганца

Рисунок 4.20 – Разновидности пегматитов микроклин-альбитового типа

Примечание – Составлено по источнику [69, с. 52].

Альбит-сподуменовый тип пегматитов является продуктивным на литиевое сырье. Кристаллы сподумена призматической формы дощатого облика (содержание изменяется от 3-5 до 20-25% и более) [68, с. 110]. Мелкая его разновидность белого и розового цвета (размером до 3-5 см) типична для плитообразных жил с образованием поперечных сподуменовых полос. Крупнокристаллический сподумен (длиной более 5-10 см, в поперечнике 1-3 см) характеризуется гнездовидным распределением в жилах (рисунок 4.21). Отдельные разновидности сподумена достигают размера в длину 1 м [70]. Часто в пегматитах отмечаются кристаллы сподумена (до 25-50 %), по которому развиваются волокнистые образования циматолита с кристаллами граната [68, с. 110; 69, с. 53].

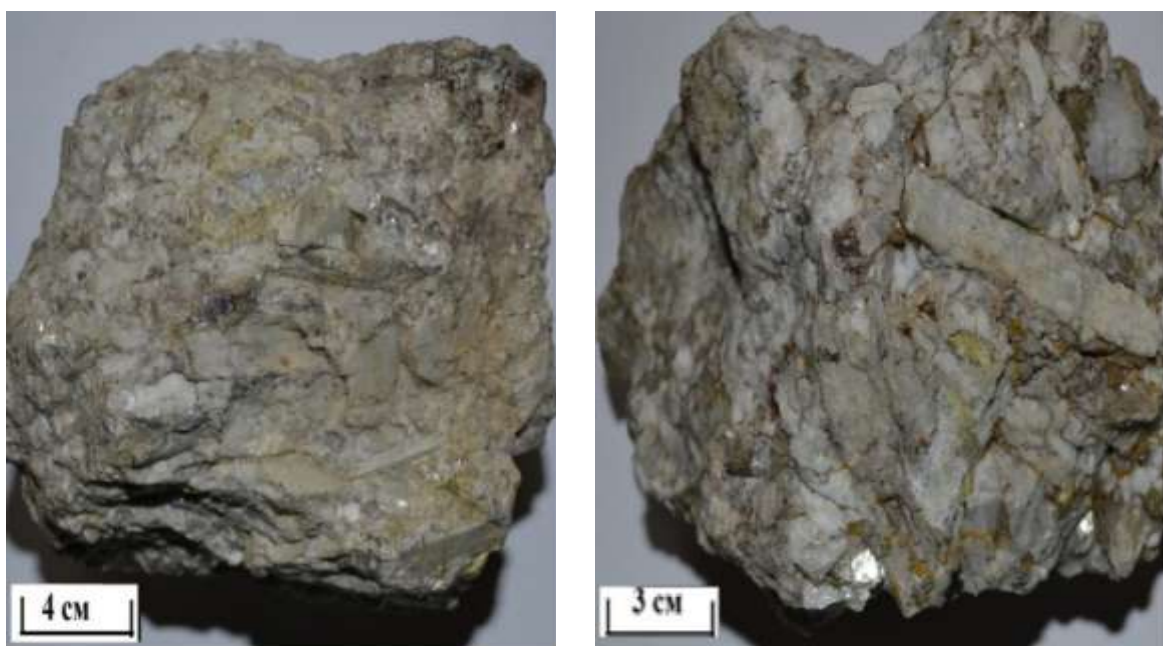
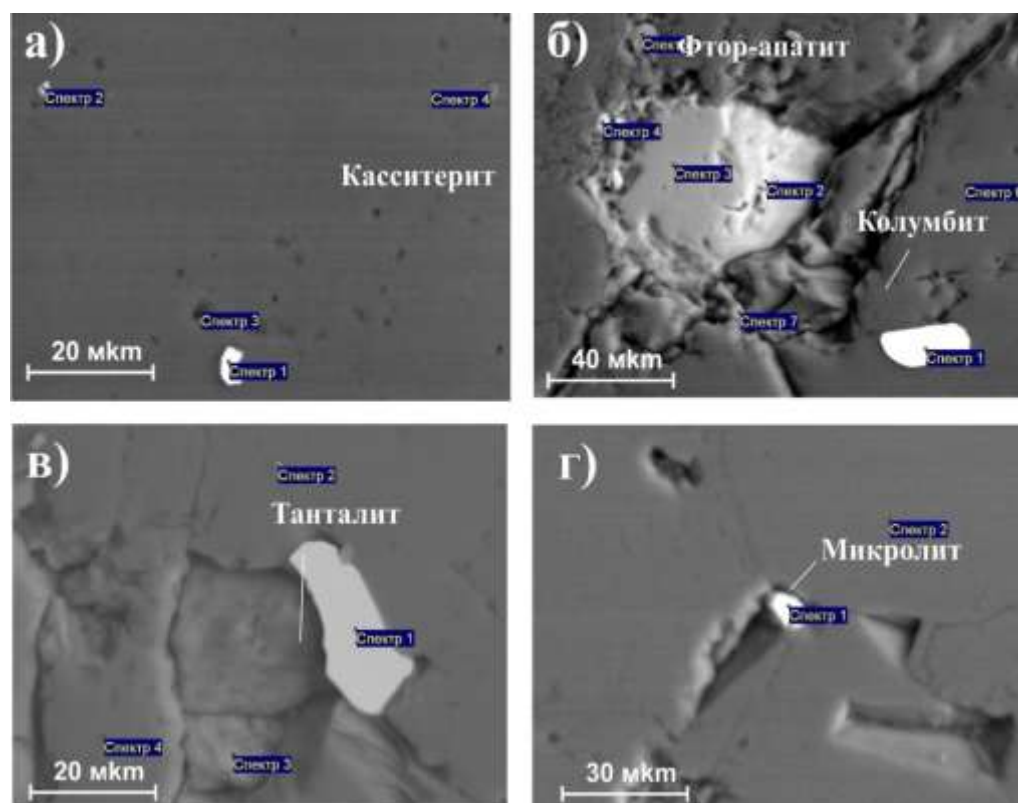


Рисунок 4.21 – Альбит-сподуменовые пегматиты

Примечание – Составлено по источнику [69, с. 54].

Рудные минералы (касситерит, колумбит, танталит, микролит) и фторапатит комковидной формы размером первые единицы мкм зафиксированы на микроуровне в альбит-сподуменовых пегматитах (рисунок 4.22). Также были обнаружены второстепенные минералы микролит (15-20%), сахаровидный альбит и клевеландит, чешуйчатый мусковит, жильбертит, редко лепидолит, верделит, гранат и др. [71].

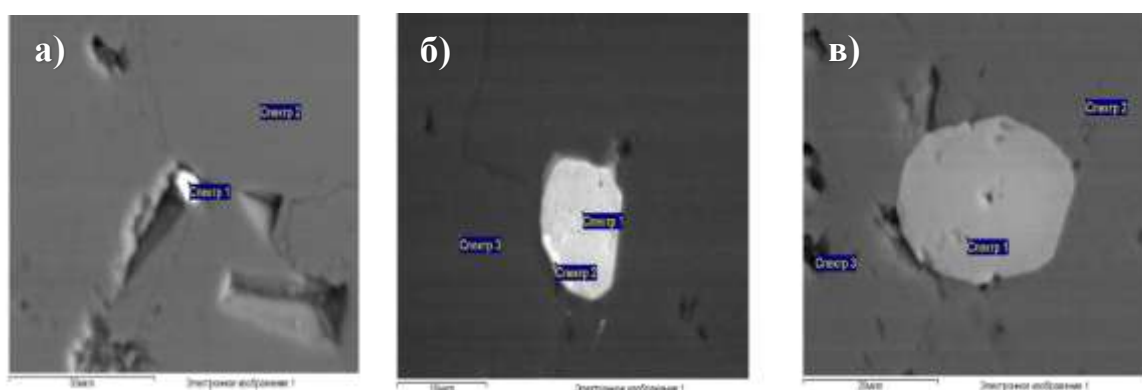
В кварц-турмалин-альбитовом минеральном комплексе на микроуровне фиксируется микровключение микролита (Ta – 20,36, Nb – 4,76 мас. %), приуроченного к дефекту в зерне альбита (рисунок а), также отмечается циркон и фторапатит (рисунок 4.23)



а – микровключение касситерита; б – микровключение пластинчатого колумбита с фторапатитом; в – микровключение танталит-колумбита; г – микровключение микролита

Рисунок 4.22 – Рудные минералы в альбит-сподуменовых пегматитах

Примечание – Составлено по источнику [72, с. 93].



а) микровключение микролита; б) зерно ураноносного циркона округлой формы; микрозерно фторапатита

Рисунок 4.23 – Микровключения минералов в кварц-турмалин-альбитовом комплексе

В альбит-мусковит-грейзеновом комплексе к типоморфным минералам относятся апатит и фторапатит (рисунок 4.24 а), образующие включения

относительно крупных размеров (более 50 мкм), и микрозерна циркона разных модификаций (рисунок 4.24 б). Танталаносный минерал представлен в виде включений неправильной формы (Ta – 33,92 и Nb 2,70 мас. %), рисунок 4.24 в.

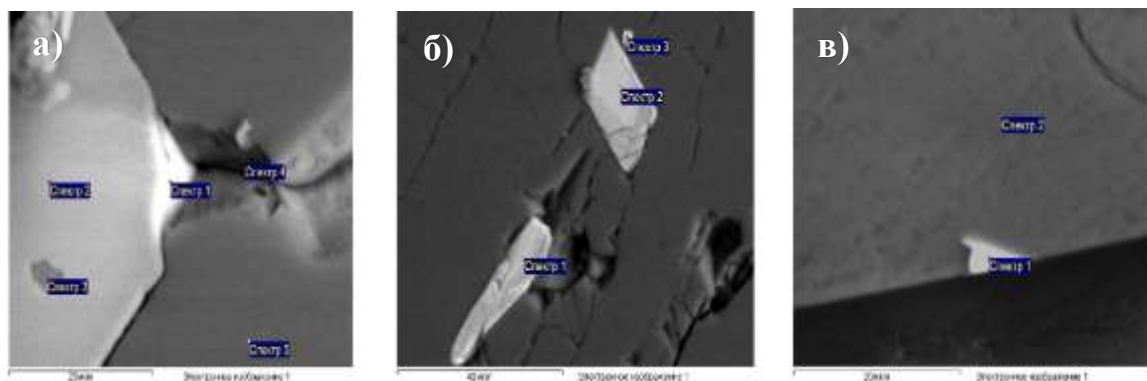


Рисунок 4.24 – Микровключения фторапатита (а), циркона (б) и танталита (в) в альбит-мусковит-грейзеновом комплексе

В альбитовом комплексе ведущими минералами являются альбит, апатит и фторапатит, содержащими включения других минералов (циркона, галенита и кальцита). В дефектной структуре альбита отмечаются микровключения циркона в виде мелких удлиненных и комковидных выделений (рисунок 4.25 а), а также зерен более крупных размеров (>20 мкм), также зерна фторапатита, рисунок 4.25 б.

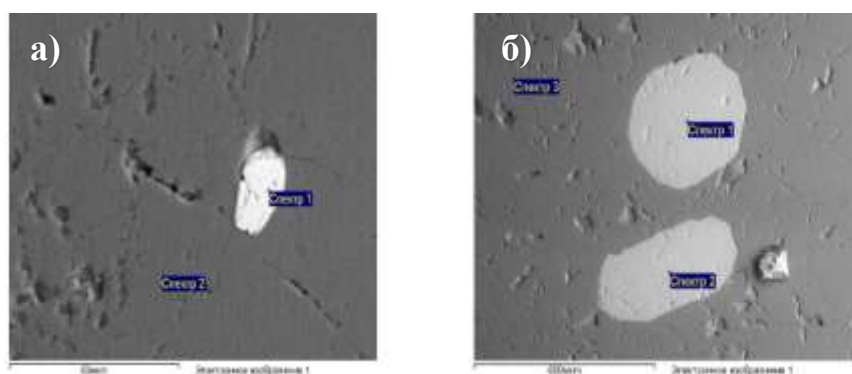
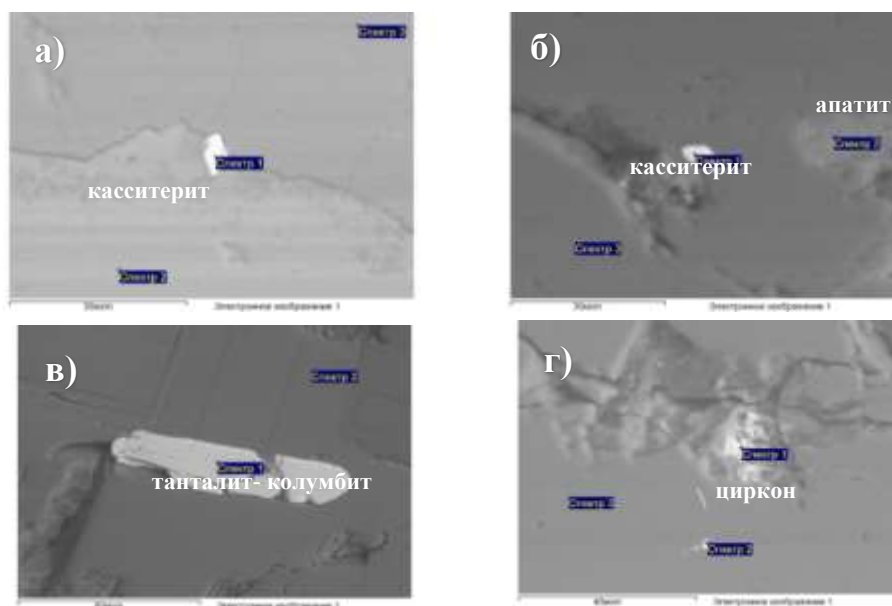


Рисунок 4.25 – Микровключения циркона (а) и фторапатита (б) в альбитовом комплексе

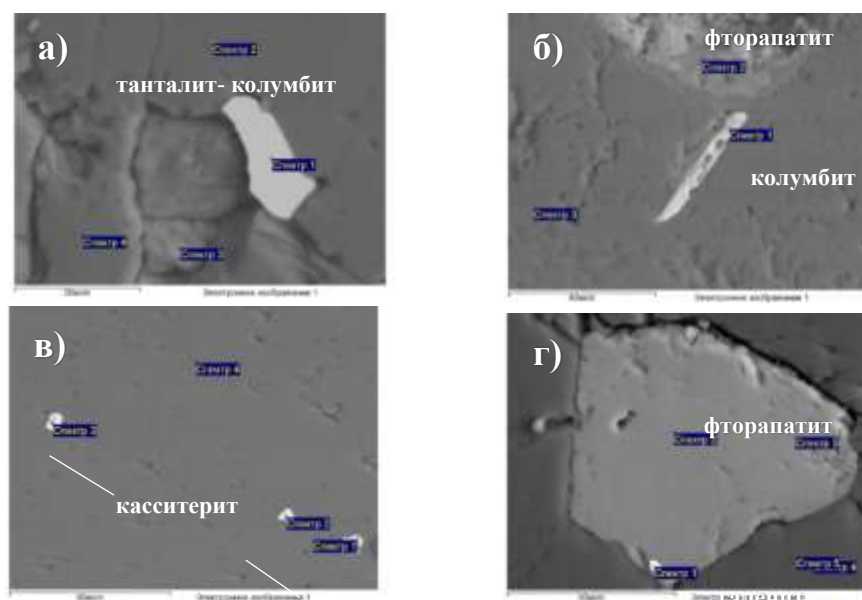
В пегматитах, сложенных преимущественно мелко-среднезернистым альбитом с примесью кварца, мусковита и апатита (альбититах), определены микровключения редкометалльных минералов (танталит-колумбит, колумбит и касситерит), микрозерна циркона и гнездовидные скопления апатита (рисунок 4.26). В этой связи обнаружение в плагиогранитах альбититовых метасоматитов также является одним из поисковых признаков редкометалльного рудообразования.



а, б – микровключения касситерита; в – танталит-колумбита в альбитовой массе; г – циркон комковидной формы с примесью Hf (1,26 мас.%)

Рисунок 4.26 – Включения минералов в мелко-среднезернистом альбите

В сподуменах определены микровключения основных редкометалльных минералов – танталит-колумбита, колумбита и касситерита (рисунок 4.27). В ряде образцов отмечаются идиоморфные включения колумбита (рисунок 4.27 б), ассоциирующиеся с фторапатитом и сподуменом (рисунок 4.27 г). Для сподумена также характерны микровключения касситерита (Sn 34,44 мас. %) (рисунок 4.27 в).



а – танталит-колумбит в сподумене; б – колумбит идиоморфной формы и микрозерно фторапатита; в – микровключение касситерита; г – крупное зерно фторапатита с включениями галенита и примесью урана

Рисунок 4.27 – Микровключения минералов в альбит-сподуменовом минеральном комплексе

В альбитизированных пегматитах обнаружены гнезда циматолита белого цвета с кристаллами граната и вкрапленности рудных минералов (рисунок 4.28) [69, с. 52].

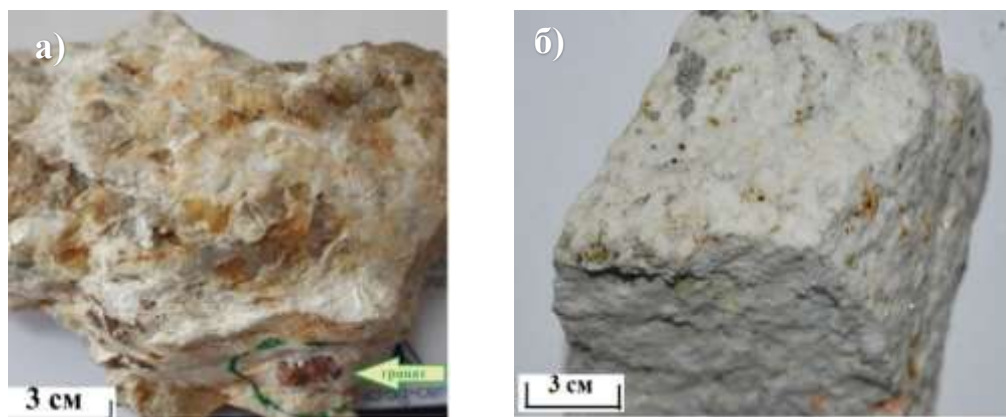


Рисунок 4.28 –Альбитизированные пегматиты (а- с вкрапленностью рудных минералов; б - с циматолитом и гранатом)

Вывод. На месторождении Точка выделены два типа рудоносных пегматитов: микроклин-альбитовый (с минерализацией Ta, Nb, Be, Sn) и альбит-сподуменовый (Li, Ta). Ведущими рудными минералами являются сподумен, танталит-колумбит. Также зафиксированы марганцовистые разности танталит-колумбита и манганотанталита, характерные для позднеметасоматических стадий пегматитового рудообразования. На микроуровне определены циркон, монацит, фторапатит, антимонит, а также субмикроскопические включения самородного вольфрама (W) и молибдена (Mo). Ведущим рудным минералом является сподумен, образующий как ориентированные агрегаты, так и гнездовидные скопления. При этом наблюдается относительно низкое разнообразие танталоносных и цветных минералов. Установлена зональная смена микроклин-альбитовых и альбит-сподуменовых пегматитов, отражающая эволюцию пегматитовой системы. К поисковым индикаторам относятся как типоморфные минералы, выявленные на макро- и микроуровне (альбит, мусковит, лепидолит, фторапатит, сподумен, берилл, касситерит).

Месторождение Чердоjak

Месторождение Чердоjak расположено в Нарымском рудном районе Калба-Нарымской металлогенической зоны. Пространственно приурочено к западной экзоконтактовой зоне Нарымского массива, сложенного гранитоидами калбинского комплекса (P₁) [73, с. 95]. На месторождении преобладают кварцевые жилы, жилообразные тела и штокверки. Кварцевые жилы характеризуются вытянутой плитообразной формой, мощность их составляет 0,1-2 м, длина от 20-60 до 200 м. Рудоносные штокверки имеют основное значение, представлены системой сближенных кварцевых жил, прожилков и полос грейзенизированных метасоматитов кварц-мусковит-флюорит-турмалинового состава, локализованных в пологих меридиональных и

диагональных трещинах. В плане образуют линзовидную форму с выклиниванием на глубине в виде конуса или (ласточкина хвоста). Размеры штокверков: длина – 30-110 м при мощности от первых метров до десятков метров, протяженность их на глубину до 100-250 м. Штокверковые тела сгруппированы в несколько рудоносных зон с преобладающим простиранием СВ 20-30° и падением на ЮВ под углами 50-70° (в сторону гранитного массива) [73, с. 97].

По данным предыдущих исследователей (по М.Ф. Стрелкин, Т.А. Минина, Т.Н. Щерба и др.). в рудах месторождения обнаружено большое количество минералов [69, с. 57]. К главным рудным минералам относятся шеелит, касситерит и арсенопирит, к второстепенным – пирит, лимонит, халькопирит, галенит и берилл. Основные нерудные минералы – кварц, турмалин (шерл), мусковит, графит, флюорит. Шеелит светлой окраски образует гнезда размером до 20 см в поперечнике, содержит включения игольчатого турмалина [73, с. 97]

Касситерит в грейзенах встречается в виде мелкой вкрапленности (1 мм – первые см. в поперечнике). В кварцевых жилах образует гнезда и включения неправильной формы, частью отмечается в виде хорошо ограненных пирамидально-призматических кристаллов (размером до 3х4 см и крупнее), простых и коленчатых двойников темно-коричневой окраски. Концентрируется также в зальбандах кварцевых жил. Встречались отдельные кристаллы касситерита весом до 1,5-16 кг. Имеет следующий химический состав (%): SiO_2 -0.66, TiO_2 -0.54, Al_2O_3 -0.03, Fe_2O_3 -0.13, CaO -0.11, W_2O_3 -0.18, Sn -97.74, Ta_2O_5 -0.03, п.п.п.-0.51, сумма 99,93. От черных касситеритов из редкометалльных пегматитовых месторождений Калбы отличаются низкой танталоносностью (Ta_2O_5 от 0,003 до 0,03%) [69, с. 59, 60; 73, с. 97, 98].

На микроуровне в рудах фиксируются мономинеральные кристаллы (Sn-77, 37 и 0-22,63 мас. %) и микровключения касситерита (рисунок 4.29). Содержание Ta в коричневом касситерите также невысокое (1,22 мас.%) [69, с. 59].

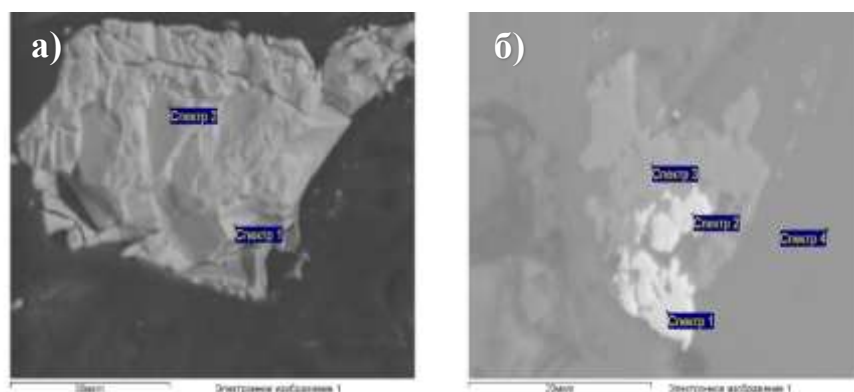


Рисунок 4.29 – Изображение кристалла (а) и зерен (б) касситерита месторождения Чердоjak

Шеелит встречается в грейзенах (4735 г/т) и кварцевых жилах в виде гнезд размером до 16 см в поперечнике, имеет желтоватую и розовато-белую окраску,

пересекается турмалином (рисунок 4.30). Химический состав шеелита: WO_3 77%, CaO 17,84%, SiO_2 1,27% и Fe_2O_3 0,15%. По количественным спектральным анализом содержит Sn 1% и As 0,2-0,4%.

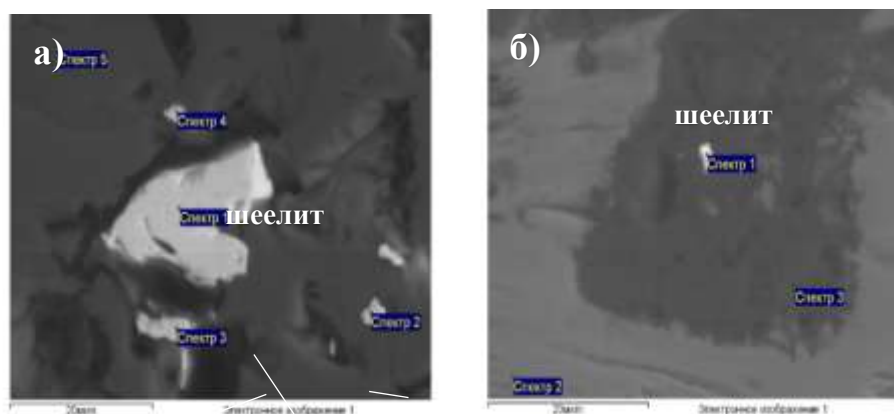


Рисунок 4.30 – Микровключения шеелита в кварцевых жилах месторождения Чердожк

Берилл отмечается в виде кристаллов удлиненной призматической формы. Также встречаются в виде гнезд размером до 10-12 см в поперечнике (рисунок 4.31). Цвет желтовато-белый, светло-зеленый и розоватый. Ассоциирует с кварцем, альбитом и мусковитом [69, с. 58].



Рисунок 4.31 – Изображение кристалла берилла и арсенопирита в хрусталеvidном кварце

Арсенопирит встречается в грейзенах, меньшей степени в кварцевых жилах в форме кристаллов, двойников и сростков размером от 1-2 мм до 2-3 см (рисунок 4.31) [73, с. 98].

Турмалин (шерл) отмечается в виде отдельных игольчатых кристаллов, гнезд и радиально-лучистых скоплений, распространенных в грейзенах (292 г/т-26 кг/т) (рисунок 4.32); реже встречаются полихромные разновидности турмалина. По данным изучения минералогического состава протолочек

турмалин ассоциирует с кварцем, микроклином и шеелитом. В пробах также отмечаются флюорит (39-1000г/т), пирит (22-1961 г/т) и ильменит (до 4255 г/т).



Рисунок 4.32 – Игольчатые кристаллы турмалина в кварц-альбит-турмалиновом грейзене

Кварц является основным жильным минералом, представлен несколькими генерациями. В грейзенах и жилах кварц серый и темно-серый, шестоватый с жирным блеском. Кроме отмеченных хрусталевидных и водяно-прозрачных разновидностей, в жилах отмечаются ксенолиты массивного сливного кварца ранней генерации, зональной окраски (рисунок 4.33 а). Рудный кварц характеризуется зернистой структурой, содержит гнезда темноцветных минералов (турмалин, биотит и др.), рисунок 4.33 б [69, с. 57].



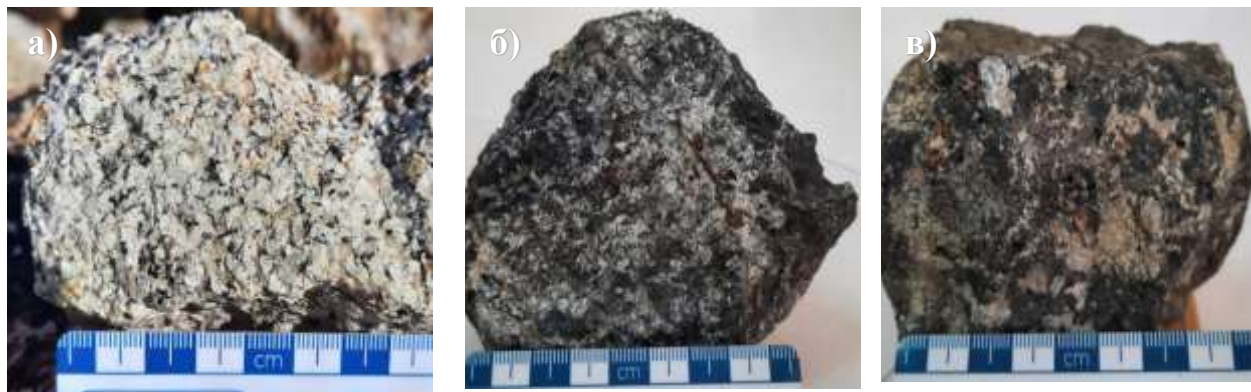
Рисунок 4.33 – Образцы кварца: а – ксенолит голубовато-серого кварца ранней генерации; б – рудный зернистый кварц с гнездами темноцветных минералов

Примечание – Составлено по источнику [69, с. 30].

На месторождении широко проявлены околорудные метасоматические изменения. *Графитизация* развита наиболее интенсивно, практически охватывая все разновидности пород, которые фиксируются черной и темносерой

окраской Рудная стадия ассоциирует с процессами грейзенизации, турмалинизации и образованием рудоносных кварцевых жил [69, с. 60].

Грейзенизация наблюдается в метасоматитах кварц-слюдяного, кварц-турмалинового и кварц-флюоритового состава с проявлением шеелитового оруденения (рисунок 4.34) [69, с. 61].



а – кварц-альбит-мусковитовый грейзен светлой окраски; б – кварц-альбит-турмалиновый метасоматит пятнистой структуры; в – шеелитоносный кварц-турмалиновый грейзен (темное – игольчато-спутанная графит-турмалиновая масса, светлое – гнезда шеелита)

Рисунок 4.34 – Грейзенизация пород месторождения Чердоjak

Вывод. Отложения основной массы рудных минералов происходило в грейзеновый, кварц-топазовый и кварц-полевошпатовый этап. Чердоjak демонстрирует доминирование Sn–W минерализации с сопутствующими фазами Nb, Ta, REE и In. Важную роль играют грейзеновые процессы. По данным буровых работ ТОО «ГРК «Топаз» в 2019 г. установлено продолжение минерализованных зон на глубину более 200 м с оценкой прогнозных ресурсов WO_3 порядка 7000 т. [73, с. 106]. Поэтому месторождение рекомендуется для дальнейшего изучения с обоснованием возможности извлечения попутных компонентов (РЗЭ, Nb, Mo, In, Hg).

В результате проведенных минералогических исследований получена дополнительная информация о вещественном составе редкометалльных пегматитов и типоморфных минералов.

5 СОВРЕМЕННАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

5.1 Определение и классификация пегматитов

Пегматиты представляют собой магматические породы со сложной текстурой, характеризующиеся сочетанием крупного, но переменного размера кристаллов, обладающие минералогической зональностью, ясно выраженной анизотропией ориентации кристаллов от краев внутрь, а также скелетными, радиальными и графическими особенностями сростания кристаллов (London, 1992, 2008) [74]. Принято выделять две генетические разновидности пегматитов: магматогенные и метаморфогенные. Магматогенные пегматиты и связанные с ними полезные ископаемые принадлежат к группе позднемагматических образований [75, с. 13].

Магматогенные пегматиты делят на:

1) Гранитные пегматиты чистой линии, гибридные и десилицированные пегматиты [75, с. 14].

2) Щелочные пегматиты состоят из микроклина, ортоклаза, нефелина или содалита, эгирина, гакманита, натролита, арфведсонита с примесью апатита, анальцима, минералов циркония, титана, ниобия и редких земель [75, с. 14].

3) Пегматиты ультраосновных и основных магм сложены основным плагиоклазом, ромбическим пироксеном (бронзитом), меньше распространены оливин, амфибол, биотит с примесью апатита, граната, сфена, циркона, титаномагнетита, магнетита [75, с. 15].

Метаморфогенные пегматиты, формирующиеся на разных стадиях метаморфического преобразования, по особенностям состава соответствуют фациям регионального метаморфизма вмещающих пород.

подавляющее большинство пегматитов имеют гранитный состав, и именно они имеют наибольшее практическое значение.

Установлено несколько форм пегматитовых тел: в виде выделений вблизи контакта кровли исходного плутона; в виде роев даек, исходящих из плутонов в окружающие магматические и метаморфические породы; в виде плоских или линзовидных тел, источники которых не обнажены.

Гранитные пегматиты являются важным экономическим источником промышленных минералов (полевых шпатов, кварца, сподумена, петалита) для применения в стекле, керамике и электронной промышленности (Glover et al. 2012, Simmons et al. 2012), а также широкого спектра литофильных редких элементов (Li, Cs, Be, Nb, Ta, Sn, U, V, Th, REE, Mo и Zr. и др.) и стратегические минералы фосфаты и флюорит и т.д. [76]. Пегматиты также интересны с точки зрения получения цветных драгоценных камней и ценных образцов поделочных минералов (берилла, турмалина, топаза и др.). (Glover et al. 2012, Simmons et al. 2012, Dill H.G. 2015, London D. 2018).

Пегматиты разнообразны по составу, минералогии, размерам, формам и текстурам, обладают внутренней зональностью. Они встречаются в различных

типах пород (включая мигматиты, метаморфические и магматические породы), имеют разную глубину, температуры образования и возраст (Cameron et al. 1949, Brotzen 1959, Ginsburg & Rodionov 1960, Cern'ý 1991, Simmons et al. 2003, London 2014).

В отличие от их габброидных и гранитных плутонических эквивалентов, которые образуют большие и минералогически однородные массивы горных пород, пегматиты образуют относительно небольшие тела, внутренне неоднородны по составу и структуре.

Существует большое количество схем классификации гранитных пегматитов (Ферсман, 1930, 1967, Cern'ý and Ercit, 2005; London, 2008; Simmons and Webber, 2008). Простейшие из них делят пегматиты на обычные и редкоэлементные. Более сложные схемы основаны на наличии различных редкометалльных минеральных ассоциаций.

Пегматиты с редкими элементами имеют аномальное содержание Be, Li, Ta, Sn и Cs. Бериллий чаще всего присутствует в виде берилла, Li встречается в виде сподумена или лепидолита, Ta – в виде колумбит-танталита, Sn – в виде касситерита и Cs - в виде поллуцита [77]. Несмотря на достаточно хорошую изученность и существование порядка 20 разновидностей классификаций пегматитов, до сих пор существуют трудности применимости этих классификаций одновременно в научных и в экономических целях.

По мнению авторов множества публикаций на тему гранитных пегматитов все теоретические классификации, основанные на данных процессов формирования пегматитов, должны быть основаны на измеримых критериях. Первую общепризнанную классификацию предложил Ферсман (1930). Он ввел температуру кристаллизации гранитных пегматитов как предполагаемый критерий классификации, используя термическую стабильность минералов и минеральных комплексов. По мнению (Simmons 2005, Dill H.G 2015) измеримые критерии включают: минеральный состав, минеральную и изотопную химию, структуру пегматита и возраст кристаллизации. Температура кристаллизации и глубина образования пегматитов являются дополнительными предполагаемыми критериями (Simmons (2005), Cern'ý&Ercit (2005), London (2008)).

Классификация А. Е. Ферсмана (1930).

А.Е. Ферсман, работы которого по пегматитам остаются классическими, считал, что пегматиты формируются из остаточного расплава, способного растворять летучие компоненты и воду в неограниченных количествах. Такой расплав, насыщенный водой и летучими компонентами, обладает меньшей вязкостью и большей подвижностью. Отделившись от магматического очага и выполнив полость, остаточный расплав кристаллизуется в ней при понижениях температуры. Пегматиты образуются, по его мнению, в замкнутой физико-химической системе [79, с. 57].

Большинство пегматитов формируется в тесной связи с гранитными породами в позднюю стадию магматической кристаллизации. По составу пегматиты имеют сходный химико-минеральный состав с гранитами, однако существенно отличаются от них морфологическими и структурно-текстурными

особенностями. В отличие от массивных гранитов, пегматитовые тела, как правило, имеют меньшие размеры, образуют жилы или гнезда, характеризуются четкой внутренней зональностью, резкой неравномерностью размеров минеральных зерен - от мелких до гигантских, а также присутствием следов метасоматических процессов [75, с. 13]. Во всех случаях родственные пегматитам гранитоиды отличаются повышенной кислотностью или щелочностью, полной дифференциацией и многофазностью внедрения [75, с. 16].

Гранитные пегматиты, по А.Е. Ферсману, можно разделить на пегматиты чистой линии и пегматиты линии скрещения (гибридные пегматиты).

Пегматиты чистой линии, не испытывавшие усложнения состава в процессе формирования, залегают в гранитах или тождественных им по минеральному и химическому составу породах. Они сложены калиевым полевым шпатом (ортоклаз, микроклин), кварцем, плагиоклазом (альбит, олигоклаз) и биотитом; кроме главных пегматитообразующих минералов в них концентрируются в разной степени сподумен, мусковит, турмалин, гранат, топаз, берилл, лепидолит, флюорит, апатит, минералы редких и радиоактивных элементов, а также редких земель [75, с. 19].

Пегматиты линии скрещения образуются среди иных формаций, что отражается на их составе. В этих условиях возникают гибридные пегматиты, ассимилировавшие вещество боковых пород и десилицированные пегматиты, отдавшие часть своего кремнезема вмещающим породам, недосыщенным этим соединением [75, с. 19].

Гибридные пегматиты, образованные при ассимиляции глиноземистых пород (например, глинистых сланцев или основных пород), обогащаются такими минералами, как андалузит, кианит, силлиманит. Подобного рода пегматиты, ассимилировавшие карбонаты кальция, магния и железа, содержат роговую обманку, пироксены, титанит, скаполит и другие минералы [75, с. 20].

Десилицированные пегматиты в ультраосновных и карбонатных породах представлены обычно плагиоклазитами состава от альбититов до анортититов. При пересыщении глиноземом возникают корундовые плагиоклазиты.

В зависимости от места положения пегматиты делятся на: сингенетичные (шлировые, камерные) и эпигенетические (выжатые) [75, с. 20, 21]. Сингенетические или шлировые пегматиты, образуются одновременно с гранитоидами и располагаются внутри интрузии. Подобные пегматиты как правило имеют овальную форму и изобилуют миароловыми пустотами. В них отсутствуют резкие контакты и аплитовые оторочки. Для эпигенетических пегматитов характерно: размещение как в гранитоидах, так и вне интрузии в области экзоконтакта; размещение пегматитов контролируется дизъюнктивной тектоникой; жильная форма тел; имеются резкие контакты с вмещающими породами; наличие аплитовых оторочек; весьма слабое развитие миароловых пустот [75, с. 21].

Эта классификация была доработана (Ферсман, 1967, Müller A., 2022) Основные ее пункты представлены на рисунке 5.1. В ней выделены 10

пегматитовых фаз «остаточных пегматитов» в соответствии с температурной эволюцией пегматитового расплава. Правая колонка таблицы показывает родословную не загрязненных 10 пегматитовых температурных фаз на 18 пегматитовых типов.

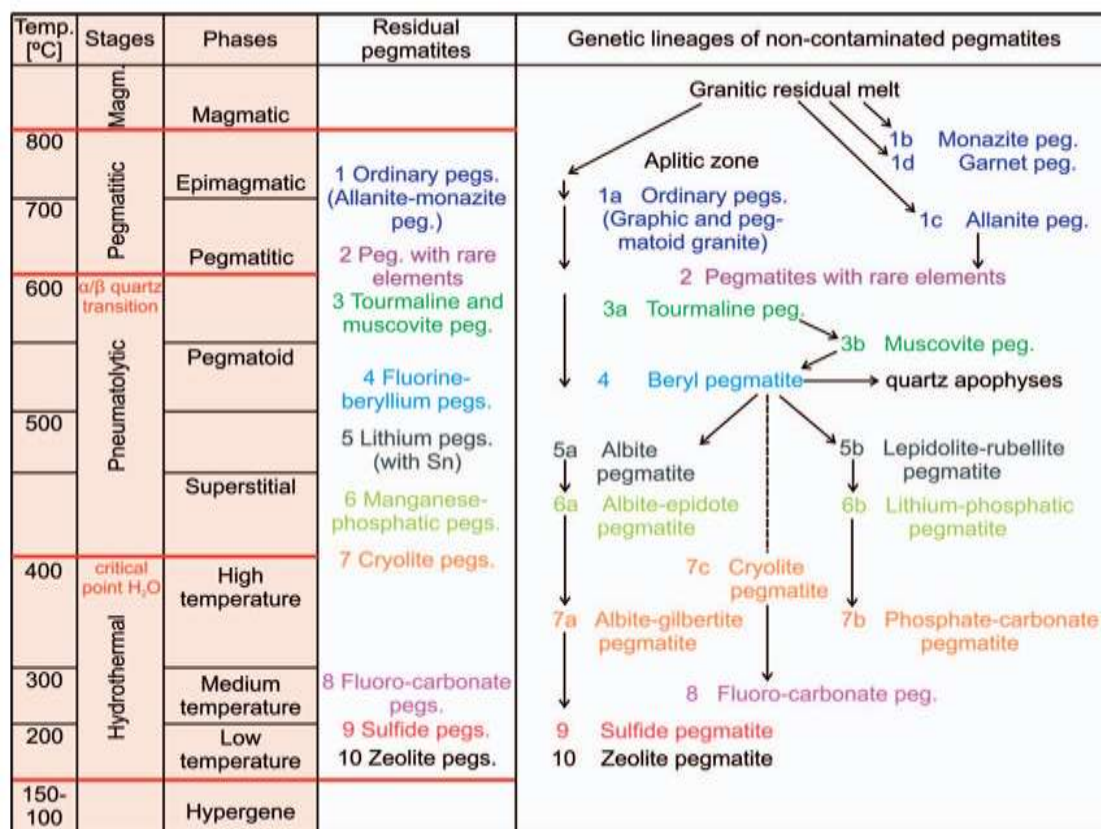


Рисунок 5.1 - Классификация по Ферсману (1967)

Примечание – Составлено по источнику [80, с. 208].

Классификация А.И. Гинсбурга- Г.Г. Родионова (1960).

Позже была представлена классификация Гинсбурга-Родионова с градацией пегматитовых тел по глубинам (зонам формирования). Эта классификация легла в основу более поздних прикладных классификаций. Пересмотренная английская версия этой классификации была опубликована Гинсбургом в 1984 году. Здесь выделялись четыре класса пегматитов: 1) керамические и редкоземельные пегматиты, кристаллизовавшиеся на глубинах более 10 км; 2) слюдосодержащие абиссальные пегматиты, образовавшиеся на глубине от 7 до 10 км; 3) редкометалльные пегматиты, образовавшиеся на глубине от 4 до 8 км [81]; и 4) кристаллосодержащие или миароловые пегматиты, залегающие на глубине от 2 до 3 км (таблица 5.1).

Таблица 5.1. Классификация пегматитов по глубинным зонам, предложенная А.И. Гинзбургом и Г.Г. Родионовым (1960) и пересмотренная Гинзбургом (1984).

Пегматитовая формация	Глубина образования (кбар)	Степень метаморфизма вмещающих пород	Связь с материнскими гранитами	Развитие признаков замещения	Развитие миароловых пустот	Химическая характерис тика	Практическое значение
кристаллонос ные (миароловые) пегматиты	2-3	зеленосланцевая фация	внутригранит- ные, локализованные в куполах и изгибах кровли	интенсивно развивались вокруг миароловых полостей и особенно под ними	очень распространены	Li, F, Be, “TR”	пьезооптический кварц, драгоценные камни (топаз, берилл)
редкометалльн ые пегматиты	3-8	кордиерит- амфиболитовой субфации	локализованные вблизи крупных гранитных массивов	обычно развиты	образуются редко	Li, Rb, Cs, Tl, Be, B, F, P, Ta, Nb, Sr, Sb, Bi	сподумен, петалит, берилл, танталит, касситерит, воджинит, микролит, поллуцит
слюдистые абиссальные пегматиты	7-10	гранат- амфиболитовой субфации	связь с гранитными интрузиями часто неясна	иногда развиты	редкое образуются миароловые резорбированные пустоты	Be, B, P, Nb, U, “TR”	мусковит, керамический полевой шпат
керамические (редкоземель ные) пегматиты	10	гранулитовая фация	не имеет очевидного отношения к гранитным интрузиям, иногда ассоциируется с мигматитами	не развиты	не образуются	“TR”, Th, P, Ti	керамический полевой шпат

Примечание – Составлено по источнику [80, с. 210]

Классификация пегматитов по В.И. Смирнову (1982).

В зависимости от состава и строения пегматиты делят на простые и сложные. *Простые гранитные пегматиты* состоят в основном из калиевого полевого шпата, кварца и мусковита, а также редких металлов, тяготеющих преимущественно к границе кварцевого ядра и микроклиновой зоны, но распространяющихся и в стороны от нее, особенно в область микроклиновой зоны [2, с. 17].

Сложные гранитные пегматиты имеют более разнообразный минеральный состав и, как правило, зональное строение. В структуре зональных гранитных пегматитов выделяются оболочка, внутренняя часть и неправильные метасоматические скопления. Все они составляют пять главных элементов зональной структуры: Первой, самой внешней зоной, является тонкозернистая оторочка мусковит-кварц-полевошпатового состава. По ширине она редко превышает несколько сантиметров. Вторая зона сложена кварц-полевошпатовой массой письменной и гранитной структуры. Третья зона состоит из мономинеральной массы или блоков микроклина. Четвертую зону образует кварцевое ядро. Пятая зона не всегда проявлена и менее отчетлива. Она представлена неправильными скоплениями кварца, альбита, мусковита, сподумена и минералов [75, с. 18].

Смирнов делит пегматиты на основе преобладающего минерального состава и способа образования. Им выделены следующие типы пегматитов: 1) простые пегматиты (кварц+полевой шпат); 2) перекристаллизованные пегматиты (кварц+полевой шпат+мусковит); 3) метасоматически замещенные пегматиты (кварц+полевой шпат+мусковит+редкие металлы+драгоценные и поделочные камни); 4) десилицированные (гибридные) пегматиты (плагиоклаз+корунд) [75, с. 22].

Классификация Cern'у P (1991,2005).

В англоязычной литературе по гранитным пегматитам наиболее широко используется классификация Cern'у P. По глубинности формирования (Cern'у et al. 1991) выделил следующие основные категории классификации пегматитов [82, с. 2006; 83, с. 14].

- 1) Абиссальные – АВ (высокая температура, давление от высокого до низкого);
- 2) Мусковитовые – MSC (высокое давление, низкая температура);
- 3) Мусковитово-редкометалльный REL-MSREL (переходный между MSC и MSREL);
- 4) Редкометалльный - REL (низкая температура, низкое давление);
- 5) Миароловый – MI (близповерхностный).

Впервые была опубликована в 1991г. (Cern'у, 1991), затем с изменениями Cern'у&Ercit (2005; 2012) (таблица 5.2). Она является наиболее широко используемой классификацией на сегодняшний день.

Таблица 5.2 - Схема глубинно-зональной классификации гранитных пегматитов по Cerný & Ercit (2005) с изменениями Cerný et al. (2012).

Класс	Р-Т условия региональ ных вмещающих пород	Подкласс	Типичные второстепенные элементы	Тип	Подтип	Семей ство
Абиссальный (AB)	9–4 кбар	AB- HREE	U, Th, Zr, Ti, Nb,			NYF
	700–800°C	AB-LREE	Y, LREE, HREE			NYF
		AB-U				NYF
Мусковит (MS)	8–5 кбар	AB-Be	Ca, Ba, Sr, Fe.Mn			LCT -
	650–580°C					
Мусковит – редкий элемент (MSREL)	7–3 kbar 650–520°C	MSREL- REE	Be, Y, REE, Ti, U, Th, Nb-Ta			NYF
		MSREL- Li	Li, Be, Nb			LCT
Редкий элемент (REL)	4–2 кбар 650–450°C	REL-REE	Be, Y, REE, U, Th, Nb.Ta, F	Алланит- монацитовый		NYF
				Эвксенитовый		NYF
				Гадолинитовый		NYF
		REL-Li	Li, Rb, Cs, Be,	Берилловый	Берилл- колумбитовый	LCT
			Ga,Sn, Hf,		Берилл- колумбит- фосфатный	LCT
			Nb.Ta, B, P, F	Комплексный	Сподуменовый	LCT
					Петалитовый	LCT
					Лепидолитовый	LCT
					Эльбаитовый	LCT
					Амблигонито вый	LCT
				Альбит- сподуменовый		LCT
				Альбитовый		LCT
Миароловый (MI)	3–1.5 кбар	MI-REE	Be, Y, Nb, REE,	Топаз- берилловый		NYF
	500–400°C		F, Ti, U, Th, Zr	Гадолинит- фергюсонито вый		NYF
		MI-Li	Li, Be, B, F, Ta.Nb	Берилл- топазовый		LCT
				Сподуменовый		LCT
				Петалитовый		LCT
				Лепидолитовый		LCT

* NYF ниобий-иттриево-фтористое семейство; LCT ¼ Литий-цезий-танталовое семейство.

Примечание – Составлено по источнику [80, с. 206].

В дополнение к критерию глубины, который является выводным критерием, термины первого порядка классификации представляют различные классификационные критерии: «редкий элемент» — геохимический критерий,

«мусковит» — минералогический критерий, а «миаролы» — структурный критерий. Эта классификация также наиболее интересна с точки зрения экономического прикладного разделения пегматитов на редкие и редкоземельные элементы [80, с. 211].

Геологические классы гранитных пегматитов и их геохимические-минералогические подразделения, определенные авторами, включают пять классов, десять подклассов, тринадцать типов и семь подтипов. Классы попадают в Р-Т диаграмму метаморфических фаций, которые характеризуют петрологию их вмещающей породы [80, с. 204].

Согласно таблице 5.2, показатель глубины регламентируется давлением. Параметры давления образования пегматитов соответствуют пяти классам: 1) абиссальные пегматиты; 2) мусковитовые пегматиты, образованные при давлении; 3) мусковитные редкоэлементные пегматиты при концентрации; 4) редкоэлементные пегматиты и 5) миароловые.

Пегматиты класса мусковит показывают согласные и деформированные структуры во вмещающих породах в амфиболитовых фациях высокого давления от 5 до 8 кбар, характеризующихся парагенезисом кианита–силлиманита барровийской метаморфической фациальной серии. Пегматиты, как правило, безрудны, содержат полевой шпат керамического сорта, кварц и промышленную слюду, которая и дала им первоначальное название.

Cerný P. (1990; 1991) определил абиссальный и мусковитовый класс пегматитов, как связанные с анатексисом в условиях от амфиболитовой до гранулитовой фации при отсутствии связей с гранитами. Cerný P., Ercit T.S. (2005) предположили, что протолит абиссального класса может быть анатектической лейкосомой или гранитным по происхождению [82, с. 208]. Другие авторы предполагают, что некоторые из пегматитов группы мусковита, в частности популяции пегматитов класса MSREL происходят от гранитных магм (Шмакин 1976; Гинзбург и др., 1979).

Пегматиты класса мусковит–редкие элементы в основном несогласны с метаморфической сланцеватостью их вмещающих пород и иногда демонстрируют региональную зональность относительно материнских гранитов. Они размещены в умеренных и высоких амфиболитовых фациях 3-7 кбар, 650°C до 520°C. Выделяют два подкласса пегматитов в классе мусковит–редкие элементы: они включают MSREL-REE (мусковит редкие элементы редкоземельные элементы) с геохимической сигнатурой Be, Y, REE, Ti, U, Th, Nb-Ta и MSREL-Li (мусковит редкие элементы литий) с геохимической сигнатурой Li, Be, Nb [82, с. 2010].

Пегматиты класса редких элементов включают два подкласса REL-REE (редкоземельные редкоземельные элементы) и REL-Li (литий редкоземельный).

Подкласс REL-REE происходит от постанороженных метаглиноземистых до пералюминиевых гранитов на различных глубинах земной коры при давлении от 2 до 4 кбар. Данный подкласс обогащен HFSE (элементами высокой силы поля), размещается на различной глубине, но, как правило, неглубоко. Он подразделяется на три типа: 1) алланита-монацита; 2) эвксенита, оба с

незначительным количеством или отсутствием Be (Wise 1999); 3) тип гадолинита. Пегматиты REL–REE обеднены фосфором, содержание лития, рубидия и цезия также низкое [82, с. 2011].

Подкласс REL–Li располагается в фации от нижних амфиболитов до верхних зеленых сланцев с андалузит-силлиманитом и давления 2–4 кбар и отличается от син- до поздних орогенных пераллюминиевых гранитов. Данный подкласс представляет собой наиболее диверсифицированный геохимико-минералогический подкласс и подразделяется на девять типов. Они включают берилловый тип, который, в свою очередь, включает подтип берилл-колумбита, подтип берилл-колумбит-фосфата; сложный тип, который включает подтип сподумена, подтип петалита, подтип лепидолита, подтип эльбаита, подтип амблигонита; тип альбита-сподумена и тип альбита. Эти два последних типа пегматитов характеризуются аплитовым или сахаровидным альбитом, доминирующим над кварцем, и второстепенным - акцессорным калиевым полевым шпатом, сподуменом или лепидолитом [82, с. 2011].

Класс миароловых пегматитов включает два подкласса: MI–REE (миароловые редкоземельные элементы) и MI–Li (миароловые литиевые). Подкласс MI–REE является сингенетическим и в основном связан с анорогенными гранитами, которые поднимаются до неглубоких интрузивных уровней в земной коре с распадом миароловых [82, с. 214] полостей внутри материнских гранитных плутонов. Подкласс миароловых редкоземельных элементов включает тип топаз–берилл и тип гадолинит–фергусонит, пример Бавено (Pezzotta et al., 1999) с Nb>Ta. Подкласс MI–Li связан с тем же типом рудоносных гранитов, которые генерируют пегматиты класса REL–Li, и локально развивается путем постепенного перехода от последнего. Снижение давления приводит к распаду паровой фазы, как в подклассе MI–REE, и способствует образованию миароловых полостей (London D, 1986) [82, с. 215]. Подразделение этого подкласса имеет некоторое сходство с подразделением подкласса REL–Li. Подкласс MI–Li включает тип берилл-топаз, тип MI–сподумен, тип MI–петалит и тип MI–лепидолит [82, с. 2015, 2016].

Cerný было предложено геохимическое деление класса пегматитов, обогащенных редкими элементами на два семейства: семейство ниобий-иттрий-фтор (NYF), семейство литий-цезий-тантал (LCT) (таблица 5.2).

Первоначально подразделения семейства были введены для разделения редкоэлементных пегматитов. В настоящее время подразделение NYF-LCT используется более широко, чем классификация глубинных зон, и используется для разделения пегматитов в общем не зависимо от классификации по глубине формирования (Cerný P., 1991). Классификация семейств подразумевает, что пегматиты LCT относятся к гранитным магмам S-типа, обнаруженным в орогенных условиях, в то время как пегматиты NYF происходят от поздних, посттектонических до анорогенных гранитов типа А [80, с. 212].

В таблице 5.3 приведены четыре класса гранитных пегматитов, показывающие второстепенные элементы, метаморфическую среду, связь с гранитом, структурные особенности и примеры месторождений (по Cerný, 1991).

Таблица 5.3 – Основные категории классификации пегматитов (Cerný et al., 1991)

4 класса гранитных пегматитов						
Класс	Семейство	Типичные второстепенные элементы	Метаморфическая обстановка	Взаимосвязь с гранитами	Структурные особенности	Примеры
1	2	3	4	5	6	7
Абиссальный	-	U, Th, Zr, Nb, Ti, Y, REE, Mo слабая (до умеренной) минерализация	(верхняя амфиболитовая) нижняя гранулитовая фация, высокое P~4-9 kbar ~700-800°C	отсутствует (скопления анатексистической лейкосомы)	благоприятные для мобилизации секущих жил	Провинции Рей и Хирн, Саск. (Трамбле, 1978); Алданский и Анабарский щиты, Сибирь (Бушев и Коплус, 1980); Восточно-Балтийский щит (Калита, 1965).
Мусковитовый	-	Li, Be, Y, REE, Ti, U, Th, Nb>Ta слабая (до умеренной) минерализация, слюды и глинистые минералы	Барровиан амфиболитовая фация (кианит-силлиманитовая) высокое P ~5-8 kbar ~650-580°C	отсутствует (анатексистические тела)	квазиблагоприятные для секущих жил	Беломорье, СНГ (Горлов, 1975); провинция Аппалачи (Янс и др., 1952); Раджахстан, Индия (Шмакин, 1976)
Редкоземельный	LCT	Li, Rb, Cs, Be, Ga, Nb, <>Ta, Sn, Hf, B, P, F минерализация от слабой до сильной, промышленные драгоценные камни	Абакума амфиболитовая к зеленосланцевой фаций (андалузит-силлиманитовая), низкое P~2-4 kbar ~650-500°C	от центральной части через периферию к внешнему краю	квазиблагоприятные для секущих жил	Йеллоунайф-Филд, штат Нью-Йорк (Matter, 1987); Блэк-Хиллз, Южная Дакота (Ширер и др., 1987); Кэт-Лейк-Виннипег-Риверфилд, Манитоба (Черни и др., 1981).
	NYF	Y, REE, Ti, U, Th, Zr, Nb>Ta, F минерализация от слабой до сильной, глинистые минералы	варьирует	от внутренней зоны к краевой зоне	внутренние линзы, согласные с секущими телами	Льяно, Техас (Ландес, 1932); округ Саут-Платт, Колорадо (Симмонс и др., 1987); Западный Кейви, Кольский полуостров, СССР (Беус, 1960)
8Микролитный	NYF	Be, Y, REE, Ti, U, Th, Zr, Nb>Ta, F слабая минерализация, драгоценные камни	при поверхностная субвулканическая ~1-2 kbar	от внутренней зоны к краевой зоне	внутренние линзы и секущие дайки	Пайкс Пик, Колорадо (Фурд, 1982); Пилообразный батолит, Айдахо (Боггс, 1986); Коростенский плутон, Украина (Лазаренко и др., 1973)

Примечание – Составлено по источнику [83, с. 3; 84, с. 22]

Как было сказано выше, редкоэлементные пегматиты согласно Cerný, 1991, Cerný & Ercit, 2005 можно условно разделить на два семейства в которых в качестве простого химического раздела используется набор петрогенетических элементов: литий-цезий-танталовые и ниобий-иттрий-фторсодержащие [82, с. 2017]. Такое деление дополнительно подчеркивает ключевые различия в геологических процессах, ответственных за минерализацию редких элементов.

Литий-цезий-танталовые (LCT) пегматиты обогащены Li, Cs, Ta, Be, B, F, R, Mn, Ga, Rb, Nb, Sn и Hf. В качестве примера крупных месторождений пегматитов LCT можно привести пегматиты Тин-Маунтин в США; пегматиты Танко в Канаде; Алтайские пегматиты №3 в Китае; часть редкоземельных пегматитов Калба-Нарымской зоны в Казахстане, пегматиты Гринбушес, Воджина и Пилгангура в Западной Австралии; пегматиты Бикита в Зимбабве; и пегматитовый район Кентича в Эфиопии [78, с. 2].

Большинство пегматитовых расплавов LCT обогащены флюидными компонентами (H_2O , F, R и B), которые снижают температуру солидуса, снижают плотность магмы и увеличивают скорость ионной диффузии. Таким образом, пегматиты LCT образуют относительно тонкие дайки с крупными кристаллами при более низких температурах (350–550°C) по сравнению с обычными гранитными расплавами (London, 2008, 2018). Скорости кристаллизации, смоделированные экспериментально, удивительно коротки (от нескольких дней до нескольких лет; (Webber et al., 1997; London 2008, 2018). Пегматиты чаще всего расположены в пределах 10 км от когенетических пералюминевых гранитов и лейкогранитов (как это было экспериментально смоделировано Baker, 1998). Кроме того, наиболее благоприятными для расположения пегматитов являются апикальные части крупных плутонов (London, 2018). Простые пегматиты наименее развиты и слабо минерализованы и содержат только общие порообразующие минералы (кварц, полевой шпат, мусковит). Более сложные и развитые пегматиты могут включать берилл, берилл и колумбит, танталит и алюмосиликаты Li, а также поллуцит в наиболее развитых пегматитах. Для пегматитов также характерна пространственная зональность вокруг общего гранитного источника (London, 2018) [78, с. 3].

Ниобий-иттрий-фторсодержащие (NYF) пегматиты обогащены Be, Sn, B, Nb > Ta, Ti, Y, редкоземельными элементами (РЗЭ), Zr, Th, U, Sc и F, но обеднены Li, Cs и Rb. Для пегматитов NYF наиболее характерен биотит, в отличие от пегматитов LCT, где доминирует мусковит. Известные месторождения пегматита NYF, по данным Ercit T.S. (2005), включают гранит и пегматитовую систему Саут-Платт в Колорадо (Simmons et al., 1987), гранит Грёттинген и Абборселет и другие связанные с ними пегматиты в Швеции (Kjellman et al., 1999), биотитовые граниты Лак-дю-Боне, группу пегматитов озера Шатфорд в Канаде (Buck et al., 1999), а также стокгольмский гранит и пегматитовую группу Иттербю, Швеция (Kjellman et al., 1999) [78, с. 2].

Как и пегматиты LCT, пегматиты NYF часто контролируются структурами, зонами трещиноватости и залеганием в горных породах. Тем не менее, региональные структуры зональности по отношению к материнским гранитам,

не отмечаются (Simmons&Webber, 2008). Скорее всего, пегматиты NYF обычно размещаются в гранитах (например, в кратоне Пилбара (Sweetapple&Collins, 2002) [78, с. 3].

Встречаются также смешанные или «гибридные» редкоэлементные пегматиты, которые имеют смешанные редкоэлементные минеральные ассоциации и считаются продуктами загрязнения пегматитов NYF на магматической или постмагматической стадии. Cerný&Ercit, 2005; Martin&De Vito, 2005 предположили, что они являются результатом переплавки вновь образованных пегматитов NYF метасоматическими флюидами, богатыми Li, B, Ca и Mg. Примеры смешанных пегматитов - пегматиты в Кимито в Финляндии (Pehrman, 1945), в районе Тёрдал в Норвегии (Bergstøl&Juve, 1988; Cerný, 1991) и батолит О'Грэйди в Канаде (Ercit et al., 2003) [78, с. 3].

5.2 Происхождение пегматитов

На сегодняшний день остаются разногласия как в отношении общей теоретической интерпретации происхождения пегматитов, так и в понимании последовательности их формирования. Несмотря на существующие разночтения по вопросу генезиса этих пород, большинство исследователей сходятся во мнении, что их образование представляет собой многостадийный и продолжительный процесс, происходящий в постоянно изменяющихся физико-химических условиях [75, с. 23].

Существуют три основные группы гипотез, объясняющих генезис пегматитов. Первая гипотеза предполагает, что пегматиты формируются из остаточных гранитных расплавов. Эта точка зрения наиболее последовательно изложена Д.Е. Ферсманом в его фундаментальной работе «Пегматиты». Вторая группа - пегматиты возникли из обычных магматических пород (гранитов, гранит-аплитов) путём перекристаллизации этих пород и их метасоматического преобразования; по этой гипотезе, остаточный пегматитовый расплав не существовал. Наиболее полно эта гипотеза сформулирована А.Н. Заварицким (1947) и развита В.Д. Никитиным. Согласно, третьей группы гипотез пегматиты формируются в два этапа. На первом из остаточного магматического расплава формировались простые зональные пегматиты. На втором этапе под воздействием гидротермальных растворов происходит перекристаллизация и метасоматическая переработка ранее сформированных пегматитов. Наиболее обстоятельно её рассматривают Е. Камерон, К. Ландес (США), В.А. Николаев, В.С. Соболев. Существует также точка зрения, что пегматиты в метаморфических толщах образуются в результате регрессивного метаморфизма (выборочная мобилизация и собирательная перекристаллизация, иногда с плавлением) [75, с. 24].

Гипотеза А.Е. Ферсмана. Согласно, этой гипотезе кристаллизация магмы, содержащей жидкие и летучие компоненты (H_2O , CO_2 , F, B, Cl, и др.), сопровождается накоплением этих веществ в остаточной части магмы, которая имеет высокую подвижность и пониженную температуру кристаллизации. Этот

расплав накапливается в апикальных частях интрузий и медленно кристаллизуется [75, с. 25]. В соответствие с этим Ферсманом выделены 5 этапов и 11 фаз пегматитообразования (таблица 5.4) [75, с. 27].

Таблица 5.4 – Основные этапы пегматитообразования по А.Е. Ферсману.

Магматический этап	Фаза А -завершение отвердевания магмы, 800-900° Фаза В -эпимагматическая. Образуется аплитовая оторочка 800-700°
Пегматитовые этапы	Фазы С, Д, Е – КПШ+Кв, граф. структура 700-600° . Ms, турмалин, топаз 600-500° .
Пневматолитовый этап	Фазы F и Q твердая фаза + газовый флюид. Замещение ранее образованных минералов Alb, Li слюд 500-400° .
Гидротермальный этап	Фазы H-I-K сульфиды, слюды, флюорит, карбонат 400-50° .
Гипергенный этап	Фаза L – преобразование в зоне выветривания

Примечание – Составлено по источнику [75, с. 27].

Данная гипотеза имела определенные спорные вопросы: трудно было объяснить зональность пегматитов; в рамках его гипотезы невозможно также объяснить (при наличии закрытой системы) пересечение пегматитов жильными минералами поздних стадий; не учитывался тектонический фактор, способствующий раскрытию систем, и не учитывался факт ограниченной растворимости H₂O в магме (всего 10%) [75, с. 28].

Гипотеза А.Н. Заварицкого - В.Д. Никитина. Согласно этой гипотезе, пегматиты образуются по следующей схеме. На первом этапе происходит внедрение даек мелкозернистых гранитов, аплитов, граносиенитов. Магма, из которой формируются дайки насыщена газовой-водными растворами. При застывании магмы в форме даек газовой-водный раствор находится в состоянии равновесия с кристаллизующейся породой. А. Заварицкий исходил из того, что растворимость летучих компонентов в магме, ограничена. Находящиеся в равновесии газовой-водные растворы создают условия для перекристаллизации данных пород. Возникают крупно-гигантозернистые породы (письменные граниты), по составу отвечающие составу исходных пород. Такая собирательная кристаллизация требует длительного времени и условий термостатирования. На этом этапе система была замкнутой. Далее, вследствие фракционной дистилляции при диффузии газовой-водного раствора происходит нарушение химического равновесия, начинается растворение ранних минералов, система становится открытой. В заключении из глубинных источников поступают новые

порции растворов с теми или иными химическими элементами. Эта стадия отчетливо фиксируется по появлению альбита [75, с. 29, 30]. Данная гипотеза имеет множество фактических доказательств: находки реликтов - останцов исходных пород в пегматитах; постепенные переходы между пегматитами и вмещающими породами; постепенные переходы между аплитом и пегматитом в пределах одной жилы (зональность); зависимость минерального состава от состава вмещающих пород [75, с. 31, 32].

Однако и эта гипотеза имеет ряд трудно объяснимых моментов: не все пегматиты сопровождаются изменениями вокруг них; сложно объяснить образование однотипных пегматитов в разнообразных по составу породах кровли интрузива; почему пегматиты тяготеют именно в кровле интрузии [75, с. 33].

Гипотеза Е. Камерона, К. Ландесса. Эти исследователи по структурно-текстурным составляющим отчетливо делят пегматиты на 2 группы: 1) группа с зональным заполнением пегматитовой полости; 2) метасоматически преобразованные ранее образованные пегматиты [75, с. 34]. Согласно данной гипотезе на первом этапе пегматитообразования система закрыта для привноса, но открыта для выноса. На втором этапе система открывается полностью, что приводит к полному метасоматическому преобразованию пород. По данной гипотезе физико-химическая система становится открыта с пневматолитового этапа А. Е. Ферсмана [75, с. 34].

Гипотеза Cerný P., London D. Согласно (Cerný, 1991; London D et al., 1989) пегматитовые поля класса редких элементов образуются из более глубоко залегающих и ненасыщенных летучими исходными гранитами и, как правило, связаны с магматическими интрузивными породами, в которых отсутствуют рассеянные рудные флюиды. Неравновесная кристаллизация и температуры охлаждения являются доминирующими процессами кристаллизации в пегматитах. Подавляющее большинство пегматитов имеют составы, близкие к тройной диаграмме (альбит-калиевый полевой шпат-кварц) (Tuttle & Bowen, 1958), но в ходе охлаждения и добавление летучих веществ происходит значительное изменение начального состава пегматита, может возникнуть сложная внутренняя зональность и чрезвычайно изменчивые текстурные характеристики (London D, 1987; London D et al., 1988; 1989).

Классификационная схема семейств гранитов LCT и NYF, предложенная Cerný and Ercit (2005), указывает на наличие различных источников гранитных пегматитов.

Происхождение орогенных пегматитов семейства LCT. Граниты LCT включают: LCT I и S-типа [Müller, 2022]. LCT I-типа субглиноземистые ($A/CNK=1$) фертильные граниты магматических протолитов, которые образовались в результате низкопроцентного анатексиса метамагматических пород фундамента (Wright & Haxel, 1982). Эти граниты будут производить пегматиты бедные Cs, B, P, S.

LCT S-типа перглиноземистые ($A/CNK>1$) фертильные граниты метаосадочных и метавулканических протолитов (Cerný P., Brisbin W.C, 1982) будут производить пегматиты обогащенные Cs, B, P, S. Пералюминиевые

фертильные граниты демонстрируют уровни фракционирования, равные уровням эволюционировавших жидких расплавов пегматита с редкими элементами, с K/Rb всего лишь ~40, K/Cs ~250, Mg/Li ~ 1, Zr/Sn <1, Zr/Hf ~5, Nb/Ta ~0,03, Al/Ga ~750 и K/Ba вплоть до 24 000 ppm (Cerný P P., Meintzer R.E., 1988). Однако доказано, что многие фертильные граниты были получены путем плавления смешанных пород основания и супракрустальных протолитов, и они показывают промежуточные геохимические составы (Walker et al., 1986).

Происхождение анорогенных гранитов NYF. Анорогенные граниты NYF А-типа (рисунок 5.2) относятся к бимодальным габбро-гранитным интрузиям и образуются путем частичного плавления истощенной нижней коры, образуя субщелочные ($A/NK = 1$) до метаглиноземистых ($A/CNK < 1$) пегматиты NYF (Simmons et al., 1987). Эти граниты будут образовывать топазовые и флюоритсодержащие пегматиты.

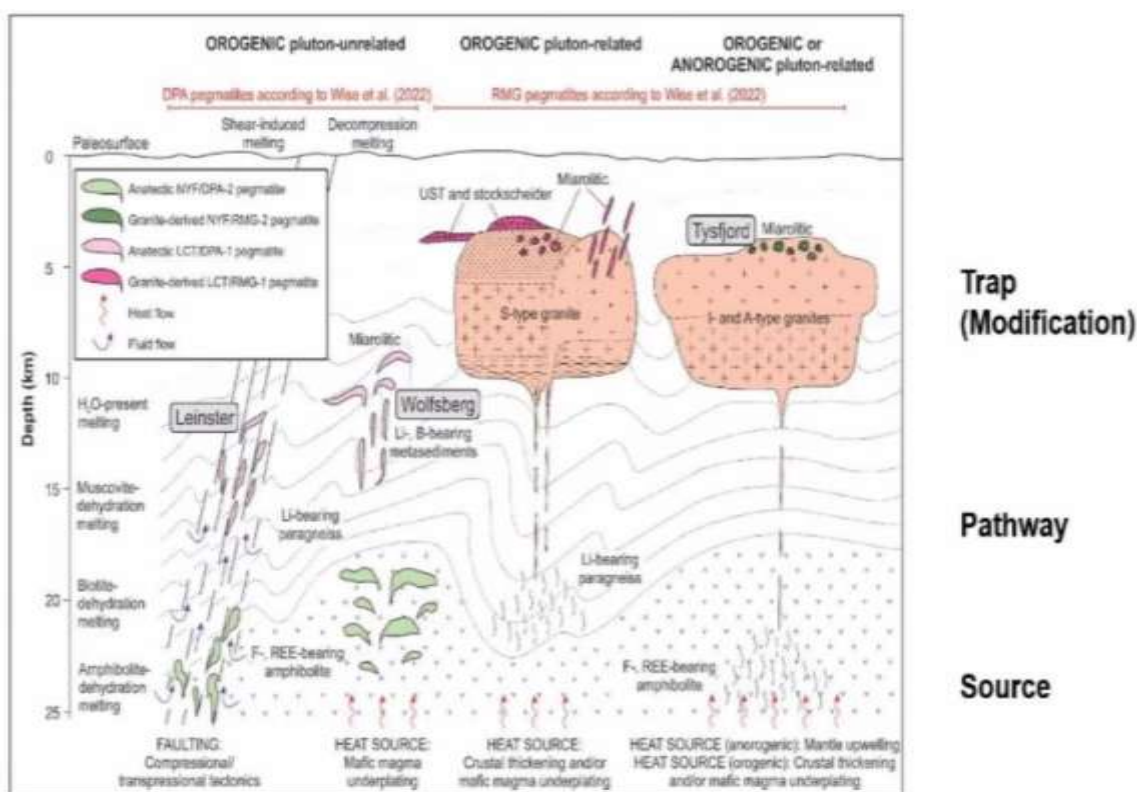


Рисунок 5.2– Схематический профиль земной коры, иллюстрирующий факторы, влияющие на формирование пегматитов, связанных с плутоном и не связанных с ним

Примечание – Составлено по источнику [85, с. 318].

Петрологические, изотопные и геохимические данные предполагают несколько возможных способов происхождения магм NYF-гранитов, источниками которой могут быть дифференциация базальтовых магм мантийного происхождения (Fowler&Doig, 1983); плавление средней или нижней коры, истощенной предыдущим плавлением, что приводит к мобилизации гранитов LCT, но консервации гранитов NYF (Collins et al., 1982; Whalen et al.,

1987; Cerný, 1990, 1991); плавление континентальной коры, обогащенной элементами NYF, флюидами мантийного происхождения в соответствии с моделью бимодальных габбро-гранитных свит (Harris&Marriner 1980, Jackson et al., 1984; Martin&De Vito 2004).

Семейства в петрологической классификации гранитных пегматитов plutonического происхождения. Полная классификация представлена в работе Cerný&Ercit (2005). Сводные данные по классификационным особенностям семейств NYF и LCT гранитов представлены в таблице 5.5.

Таблица 5.5 – Семейства в петрологической классификации гранитных пегматитов plutonического происхождения. Полную классификацию см. в работе Cerný & Ercit (2005).

Семейство	Подклассы	Геохимическая специализация	Состав пегматита	Ассоциированные граниты	Состав гранита	Исходные породы
LCT	REL-Li MI-Li	Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ga, Ta>Nb, (B,P,F)	пералюминевые до субалюминевых	синорогенные до позднеорогенных (анорогенных); преимущественно гетерогенные	пералюминевые S, I или смешанные S+I	супракрустальные породы верхней, средней коры и гнейсы фундамента
NYF	REL REE MI REE	Nb>Ta, Ti, Y, Sc, REE, Zr, U, Th, F	субалюминевые до метаглиноземистые	син-, поздне-, пост-и преимущественно анаорогенные; квазигомогенные	пералюминевые до субалюминевых и метаглиноземистых A и I типа	обедненные гранулиты средне-, нижней частей земной коры
смешанные	гибридные: LCT& NYF	смешанные	метаглиноземистые до умеренно пералюминевых	посторогенные до анаорогенных; гетерогенные	субалюминевые до щелочно-алюминевых	смешанные или ассимилированные супракрустальные в граниты NYF

*Пералюминевый, $A/CNK < 1$; субалюминевый, $A/CNK \sim 1$; метаглиноземистый, $A/CNK < 1$ при $A/NK > 1$; субщелочной $A/NK \sim 1$; субщелочной при $A/NK < 1$, где $A = Al_2O_3$, $CNK = CaO + Na_2O + K_2O$, и $NK = Na_2O + K_2O$ (все в молекулярных значениях).

Примечание – Составлено по источнику [80, с. 206; 82, с. 2018; 83, с. 12].

Основываясь на вышесказанном, можно сделать заключение, что субвулканические и мелкоглубинные пегматиты в основном связанные с гранитами типа А принадлежат к семейству пегматитов NYF. Глубоко залегающие гранитопегматитовые системы, как правило, представляют собой пералюминистые граниты типа S и I с пегматитами семейства LCT. В таблице 5.6 приведены основные положения, а также классификационные признаки и критерии основных классификаций пегматитов, предложенные различными авторами в течении прошлого столетия. Также в последней колонке приводится степень применимости данных классификационных показателей.

Таблица 5.6 - Краткое описание существующих схем классификации и оценка в соответствии с применяемыми критериями классификации.

Автор	1 классификационный критерии	2 классификационный критерии	3 классификационный критерии	Оценка
Niggli (1920)	Геохимия	Минералогия	-	Не достаточно точная
Ферсман (1930)	Температура	Геохимия	Минералогия	Одной температуры недостаточно
Landes (1933)	Геохимия	Структура (простая/сложная)	Минералогия	Слишком просто, недостаточно точная
Bjorlykke	Геохимия/генезис	Минералогия	Минералогия	Ограничена редкометалльными пегматитами семейства NYF
Власов (1952, 1961)	Структура/минералогия	Минералогия	-	Слишком просто, недостаточно точная
Гинзбург и Родионов (1960), Гинзбург (1984)	Глубина формирования	Структура (наличие/отсутствие миароловых пустот)	Геохимия	Предполагает, что метаморфический состав вмещающей породы соответствует Р-Т условиям на момент формирования пегматита
Шнайдерхен (1961)	Генезис (анатексис/магматизм)	Геохимия	Геохимия	Слишком просто: подразделения
Cerný (1991a), Cerný&Ercit (2005)	Глубина формирования, структура и минералогия	Геохимия	Минералогия	Сочетание различных типов классификационных критериев в 1 классификационном критерии
Wise (1999)	Минералогия	Минералогия	Минералогия	Классификация только пегматитов типа NYF
Pezzotta (2001)	Глубина формирования, структура и минералогия	Минералогия/геохим	Минералогия	Ограничена только пегматитами, расположенными в Мадагаскаре
Загорский и др. (1999, 2003)	Глубина формирования	Минералогия (структура)	Минералогия (структура)	В общем не определена глубина формирования
Dill (2016)	Тип залегания, деформация, вмещающие породы, геохимические и минералогические особенности	Структура	Химия	В ряде случаев трудно провести различие между различными типами пегматитов (1 порядка)

Примечание – Составлено по источнику [80, с. 218]

Классификация Martin & De Vito (2005).

Martin & De Vito (2005) утверждают, что классификация пегматитов по глубинным зонам не позволяет адекватно учитывать два основных геохимических типа пегматитов — LCT и NYF. Они предполагают, что тектонические условия контролируют характер исходного магматического источника и производных редкометалльных расплавов. Согласно их модели, пегматиты типа LCT формируются в условиях тектонического сжатия (орогенные комплексы), тогда как пегматиты типа NYF — в условиях тектонического растяжения (анорогенные комплексы). Смешанные типы NYF и LCT, по их мнению, являются результатом контаминации, происходящей как на магматической, так и на постмагматической стадиях. В таких случаях эволюционировавшие NYF-породы могут быть «пропитаны» флюидом, приносящим не только литий и бор, но также кальций и магний из вмещающих пород. Кроме того, предполагается, что пегматиты могут формироваться в результате анатексиса как корковых, так и мантийных пород, которые ранее подвергались метасоматическим изменениям [85, с. 433].

Становится очевидно, что петрогенетическая классификация, способная установить связь между пегматитами, тектоническими режимами и процессами генерации магм, необходима для углубления понимания генезиса пегматитов в контексте масштабных геодинамических процессов. Классификация, предложенная Martin & De Vito (2005), представляет собой значительный шаг в этом направлении [85, с. 434].

Вывод: Таким образом, в современной научной литературе гранитные пегматиты подразделяются на классы – семейства – типы и подтипы в зависимости от их минералого-геохимических характеристик и глубины залегания согласно Cerný (1991, 2012). Выделяется 4 класса: абиссальные, мусковитовые, редкоэлементные и миароловые.

Класс редкоэлементных делится на 2 основных семейства на основе минерального состава (LCT и NYF), где пегматиты LCT обогащены литием, цезием и танталом, а NYF - ниобием, иттрием и фтором. Установлена четкая связь пегматитов LCT с преимущественно орогенными плутонами, а пегматитов NYF с преимущественно анорогенными плутонами.

В последнее время было предпринято несколько попыток создать новую классификацию пегматитов, менее зависимую от минералогии и более отражающую их геологическую обстановку. В этом вопросе одним из наиболее заметных является классификация пегматитов Wise M. A. (2022), которая в основном фокусируется на источнике магмы, из которой кристаллизуется пегматит. Новый подход использует более полный набор акцессорных минералов и определяет три группы пегматитов, которые генетически связаны с гранитными плутонами и анатексисом метамагматических и метаосадочных протолитов. Пегматиты, относящиеся к группам 1 и 2, образуются из остаточных расплавов гранитного магматизма S-, A- и I-типа (RGM), а также являются прямыми продуктами анатексиса (DPA), тогда как пегматиты группы 3 образуются только в результате анатексиса [13, с.1].

5.3 Приуроченность гранитных пегматитов к определенным геотектоническим обстановкам

5.3.1 Характеристика геотектонических обстановок формирования пегматитов

Пегматитовые месторождения широко распространены как на древних кристаллических щитах, так и в складчатых областях. Возникновение их приурочено к зонам столкновения континентальных литосферных плит (сутурных зон), и областям тектономагматической активизации платформ [86]. Вопросами приуроченности пегматитов к различным геодинамическим обстановкам занимались Tankard et al. (1982), Pitcher (1987), Ткачев А.В. (2011), McCauley A, Bradley D.C. (2014).

Авторы Tankard et al. (1982), Pitcher (1987) также утверждают, что гранитные пегматиты широко развиты в тектонических циклах конвергентной складчатости глобальных плит. Ими была предложена классификационная схема, в которой представлены данные о пегматитовости различных участков земной коры. Ими сделан вывод, что пегматиты приурочены практически исключительно к энсиалическим орогенам и не встречаются в пределах энсиматических (рисунок 5.3) [87; 88; 89, с. 6, 13].

Континентально-дуговая коллизия. Концептуальная модель энсиалической орогении не нова, и ее эволюция в рамках глобальной тектоники изучалась для протерозойских энсиалических подвижных поясов Дамарского орогена (Tankard et al., 1982). В соответствии с ней за первоначальной стадией растяжения, в результате которой образуются все осадочные и магматические породы, характерные для рифтового бассейна, следует стадия сжатия, вызывающая утолщение коры, сопровождающаяся метаморфизмом, магматической активностью и, в завершении, сильным поднятием [89, с. 6].

Данный тип коры лишен классической субдукции океанических блоков, где пегматитовые породы, хотя и сильно измененные, местами появляются рядом с поднятыми блоками. Этот тип характеризуется энсиалической толстой корой, коллизией и надвигами. За исключением псевдопегматитов, в этой геодинамической обстановке наблюдаются все морфологические типы кальциево-щелочных пегматитовых пород, представленные в классификационной схеме CMS [89, с. 7]. На примере месторождений в Центральной Европе Dill H. G. считает, что процессы, необходимые для создания и изменения пегматитовых образований между Лавразией и Гондваной, также соответствуют природе энсиалического орогена.

Орогенный тип (рисунок 5.3). Псевдопегматиты возникали только в орогенах альпийского типа, где часть различных фельзитовых пород вошла в состав новообразованного орогена и их минеральные ассоциации вновь активизировались. Dill H.G. полагает, что многие докембрийские пегматиты должны быть классифицированы как псевдопегматиты, а не как пегматиты в соответствии с новой классификационной схемой CMS (рисунок 5.3) [89, с. 7].

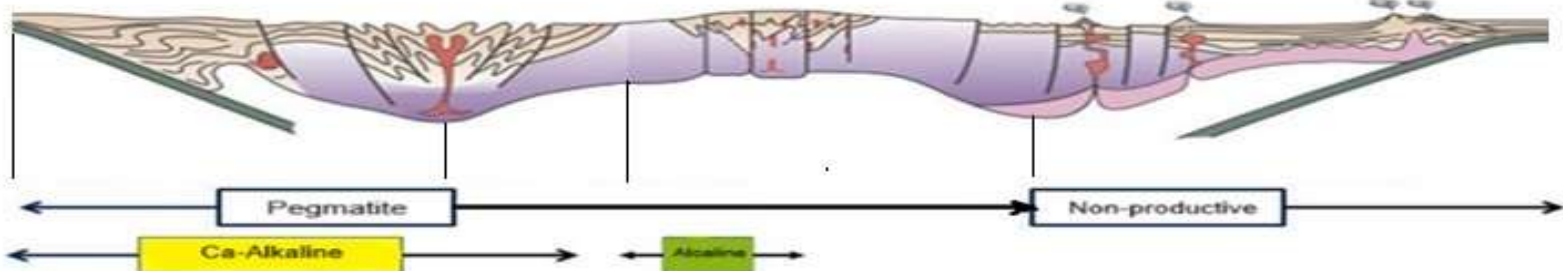
Орогенный тип	Континентально-дуговая коллизия	Коллизионный орогенез	Рифтогенез	Аккреционный орогенез	Океаническая остроуджная субдукция
					
Геотектоническое положение	Синколлизионный	Анатексис (в толще коры метаморфических пород)	Постколлизионный внутриплитный (плюм?)	Субдукция	
Гранитный тип	1) Граниты S-типа (восстановленный) [тип-ильменит] 2) (Синколлизионный)	Нет гранитов —	(S)/A – тип (WPG= в пределах плитных гранитов)	I – Type granite (oxidised) [тип - магнетит] (VAG= граниты вулканических дуг, TTG= трондьемит тоналит гранодиориты) [adakite]	
Пегматитовый тип	<u>LCT</u>	<u>NYF</u>	<u>LCT</u> >NYF	mainly only greisens LCT~NYF	
Примеры (Казахстан)	Кокчетавский массив и объединенные дуги (Сырымбет, Донецкое)		Восточная Калба - Иртыш	Центральный Казахстан (Караоба, Акчатай, Коктенколь)	
	КОЛЛИЗИОННЫЙ ОРОГЕНЕЗ		РИФТОВЫЙ ОРОГЕНЕЗ	АККРЕЦИОННЫЙ ОРОГЕНЕЗ	

Рисунок 5.3 - Геотектонические обстановки формирования гранитных пегматитов по (Tankard et al. (1982), Dill H.G (2015)) с дополнениями и изменениями автора

Примечание – Составлено по источнику [89, с. 8, 13].

В пределах орогена альпийского типа энсиалический ороген постепенно переходит в энсиматический, с раздвижением литосферных плит и последующим закрытием океана. На рисунке 4.3 показано, что породы орогенов альпийского типа не соотносятся с магматическими породами, связанными с субдукцией, с металлогеническими поясами аккреционного орогена, которые действительно являются энсиматическими и безрудными в отношении рассматриваемых пегматитовых пород.

Рифтовый тип, расположенный на противоположной стороне металлогенического пояса типа коллизионно-дуговой коллизии (рисунок 5.3), имеет сильную вертикальную составляющую, во время которой в коре образовалась поднятие. Кора претерпела значительное утонение, становилась все более энсиматичной, вследствие чего вместо кальциево-щелочных пород формировались щелочные магматические, что также сильно отразилось на минералогии пегматитов, встречающихся в данной геодинамической обстановке (рисунок 5.3). Агпайтовые пегматиты и нефелиновые сиениты привели к появлению широкого спектра пегматитов [89 с. 7].

Вывод: Тип коры, аналогичный коллизионно-дуговой коллизии является наиболее перспективным в отношении пегматитообразования в сиалической коре.

Пегматитовые породы орогенного типа, которые в разной степени подверглись изменению и переработке, перспективны на проявления псевдопегматитов. Примером являются пегматитовые породы в Восточных Альпах. Они обладают химическим и частично минералогическим сходством с варисскими пегматитами южной части Богемского массива (Молданубская зона) [89, с. 7]. Эта связь между мезоевропейскими (варисскими) и неоевропейскими (альпийскими) породами, связанными друг с другом как «родители» и «дети», не ограничивается палеозойскими и мезозойско-кайнозойскими орогенами в Европе, но применима и к более древним поясам в других частях света. Эти данные могут быть использованы в качестве геодинамических предпосылок развития пегматитов для прогнозирования химической ассоциаций, которые можно ожидать в более молодом переработанном складчатом поясе, примыкающем к старому кратону [89, с. 7].

Пегматитовые породы рифтового типа с выраженной подкоровой составляющей могут быть также обнаружены в энсиалическом орогене, вблизи корневой зоны наппов.

На рисунке 5.4 показаны местоположения мировых пегматитовых месторождений или районов LCT, включая небольшие районы в США. Символы имеют цветовую кодировку по возрасту. Крупными символами обозначены гигантские месторождения.



Рисунок 5.4 – Карта мира с указанием местоположения пегматитовых месторождений или районов LCT

Примечание – Составлено по источнику [83, с. 7].

На рисунке 5.5 показаны возрастные пики распределения основных (жирными цифрами) и второстепенных пегматитовых циклов. Цветными полосами выделены приблизительные времена образования суперконтинентов. Красной звездой отмечены пегматитовые поля Бикита и Танко с массивной поллукитовой минерализацией.

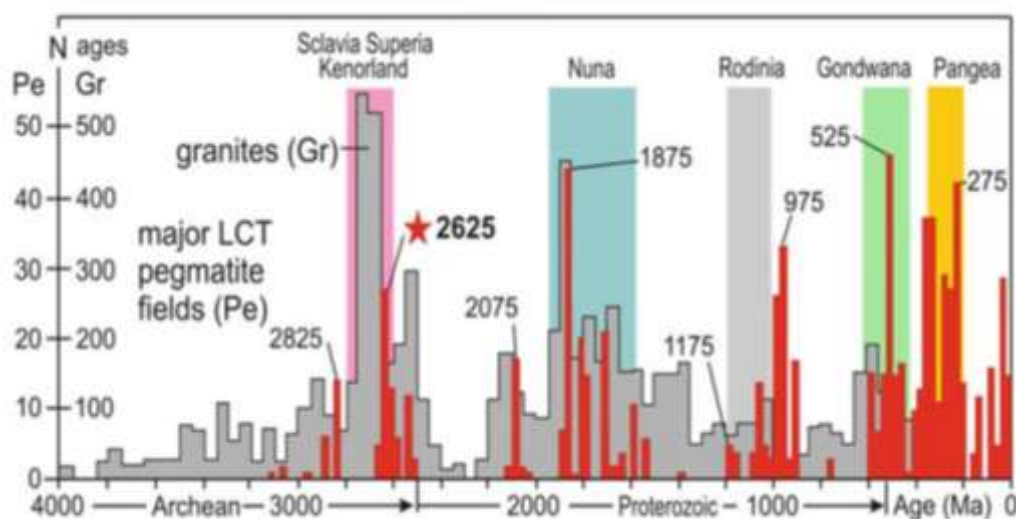


Рисунок 5.5 – Возрастные распределения основных пегматитовых полей LCT и гранитов Gr (Condie et al. 2009; McCauley and Bradley 2014). Возрастное распределение основных пегматитовых полей LCT по данным Ткачев (2011)

Примечание – Составлено по источнику [83, с. 8].

Большинство пегматитов приурочено к орогенным поясам, хотя их типологические характеристики зависят от конкретных геодинамических условий формирования.

Пегматиты абиссального класса обычно встречаются в мигматитовых породах метаморфизма верхней амфиболитовой гранулитовой фации [82, с. 2008]. Пегматиты класса мусковит встречаются в метаморфических террейнах барровианского типа с немного более низким градусом, в основном амфиболитовой фации. Как для абиссальных, так и для мусковитовых пегматитов, вмещающие породы представляют собой глубоко эродированные корневые зоны орогенных поясов [82, с. 2009]. Редкоэлементные пегматиты встречаются в менее эродированных метаморфических террейнах типа Абу-Кума, как правило, кордиерит-амфиболитовой фации. Они обычно периферийны по отношению к более крупным гранитным plutонам, которые во многих случаях представляют собой материнский гранит, из которого произошел пегматит [82, с. 2010].

Семейства в петрологической классификации гранитных пегматитов плутонического происхождения. Сводные данные по классификационным особенностям семейств NYF и LCT гранитов представлены в таблице 5.7.

Таблица 5.7 – Взаимосвязи между классами, семействами, типами и подтипами пегматитов, предложенными Cerný P. (1991). Показаны типы и подтипы пегматитов, относящиеся к семействам LCT и NYF [83, с. 14]

Класс	Семейство	Тип	Подтип
Абиссаальный		Берилловый	Берилл-колумбитовый
			Берилл-колумбит-фосфатный
Мусковитовый		Комплексный (редкоэлементный)	Сподуменовый
			Петалитовый
Редкоэлементный	LCT	Альбит-сподуменовый	Лепидолитовый
	NYF		Амблигонитовый
Миароловый		Альбитовый	
		Редкоземельный	Аллунит-монцанитовый
			Гадолинитовый

Примечание – Составлено по источнику [83, с. 14].

5.3.2 Геотектонические обстановки формирования редкоэлементных пегматитов

Литий-цезий-танталовые пегматиты присутствуют на всех континентах и охватывают три миллиарда лет истории Земли. Их глобальное распределение возраста отражает распределение орогенных гранитов, что соответствует времени формирования суперконтинентов и крупных коллизионных орогенных событий (Ткачев, 2016; Bradley et al., 2017). В протерозойско-фанерозойских обстановках, где коллизионные тектонические процессы хорошо документированы, пегматиты LCT, скорее всего, образовались в орогенных внутренних районах, связанных с конвергенцией плит [90]. Процессы, связанные с дугами, которые контролируют образование пегматитов, включают: 1) чрезмерное утолщение континентальной коры; 2) отрыв плиты; 3) расслоение плиты; 4) обрушение растяжением, происходящее в конце коллизионного события и включающее декомпрессионное плавление. Следовательно, литий-цезий-танталовые пегматиты размещаются в метаморфизованных супракрустальных породах (например, зеленокаменных поясах).

Интрузии внедряются на уровнях средней коры в конце орогенных событий и контролируются существующими разломами, трещинами, расслоением и слоистостью во вмещающих породах. Пегматиты, подверженные этим условиям, являются пластинчатыми, тогда как на нижних уровнях коры пластичные гидростатические условия способствуют образованию линзовидных и нерегулярных пегматитов [91].

В протерозое и фанерозое пегматиты LCT в основном являются продуктами экстремальной фракционной кристаллизации гранитов S-типа, полученных в результате плавления метаосадочных пород в континентальных коллизионных зонах (Cerný & Ercit, 2005). В качестве конкретных примеров можно привести пегматитовые поля Намибии (Fuchsloch et al., 2018), Мэне (Webber et al., 2019), в Южной Норвегии (Müller et al., 2015), в итальянских Альпах. Konzett et al., (2018), Simmons, Webber, (2008); London, (2008, 2018) предлагают альтернативный процесс для образования пегматита LCT, который заключается в прямом плавлении пород соответствующего состава, например, метаосадочных пород с эвапоритовыми слоями [78, с. 2].

По данным (Sweetapple, Collins, 2002; Sweetapple, 2017) в архейских геотектонических обстановках граниты S-типа редки, а крупнейшие известные месторождения пегматитов LCT, например, как месторождения Воджина, Пилгангура и Гринбушес, связаны с высокофракционированными гранитами I-типа. В этом контексте прогрессивное частичное плавление предшественников трондjemита-тоналита-гранодиорита является одним из возможных методов обогащения редких элементов в расплавах, которые действуют как исходные источники минерализованных пегматитов (Sweetapple, 2017). Эти пегматиты чаще всего размещаются в основных или ультрамафических вмещающих породах в пределах зеленокаменных поясов (например, кратон Пилбара, (Sweetapple, Collins, 2002); кратон Йилгарн, (Witt, 1992). В этих архейских условиях региональные структуры контролируют распределение пегматитов, отвечая за концентрацию и транспортировку флюидов и магм [78, с. 2,3].

NYF пегматиты установлены на большинстве континентов. Возраст их кристаллизации соответствует основным интервалам глобальной коллажа континентов от архея до неогена, с пиком в ~1000 млн лет, соответствующим орогенезу Гренвиля в Лаврентии [78, с. 3]. Эти пегматиты являются продуктами выраженной дифференциации анорогенных гранитов А-типа, которые являются общим продуктом бимодального габбро-гранитного магматизма в рифтовых зонах. Геологические процессы, контролирующие генезис гранитов типа А, включают: фракционирование прямых частичных расплавов из верхней мантии; переплавку базальтов, которые накапливаются под истонченной литосферой; частичное плавление гнейсов нижней коры [92, 93]. В условиях рифтов, где обычно образуются граниты типа А, мафические и фельзитовые расплавы. Насыщенность расплавов находится на уровне или выше насыщения кремнеземом, при этом граниты заметно обеднены Са и Р и обладают тяжелым обогащением редкоземельными элементами (HREE) (London, 2018) [78, с. 3].

Изучение геодинамических и литологических обстановок формирования пегматитов широко используется для определения элементов и минеральных ассоциаций промышленно полезных редкоэлементных объектов, связанных с различными геодинамическими обстановками.

В работах (Dill (2008, 2015); Einaudi et al. (1982); Ray, Webster (1990); Aksyuk (2000)) приведены более 20 экономически важных групп элементов, минералов и горных пород, генетически связанных с пегматитами. Они встречаются как в самих пегматитах, так и в их эндо- и экзоконтактах (скарнах) с реакционноспособными породами, такими как мета(ультра)основные магматические породы и метакarbonаты [95, 96].

6 РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПЕГМАТИТЫ КАЛБА-НАРЫМСКОГО ПОЯСА

6.1 Систематика месторождений редких металлов Калба-Нарымской зоны

Известно, что пегматиты, связанные с внедрением многофазного Калба-Нарымского батолита, в основном, территориально находятся в пределах Калба-Нарымской металлогенической зоны. Пегматиты, связанные с гранитоидным пермским вулканизмом, проявились также в пределах Западной Калбы и Жарма-Саура.

Систематика месторождений и рудопроявлений редких металлов в разные годы проводилась в работах Ж.А. Айтиалиева, С.Г. Шавло, Г.Н. Щербы, Б.А. Дьячкова, В.В. Лопатникова и других исследователей. В дальнейшем классификация редкометалльных объектов производилась на рудно-формационной основе по вещественно-генетическим принципам.

Основные месторождения сосредоточены в пределах Калба-Нарымской металлогенической зоны Зайсанской складчатой системы размещаются в четырех рудных районах (Шульбинский, Северо-Западно-Калбинский, Центрально-Калбинский и Нарымский) [96, с. 174].

В пределах Калба-Нарыма выделяются две крупные рудные зоны (Гремячинско-Киинская, Карагоин-Сарыозекская) и многие рудные узлы. До 1994 года Белогорским горно-обогатительным комбинатом и другими организациями разрабатывались в основном редкометалльные пегматитовые месторождения (Бакенное, Юбилейное, Кварцевое и др.), которые в настоящее время законсервированы [96, с. 174]. Мелкие грейзеновые и кварцево-жильные месторождения олово, вольфрама отрабатывались предприятиями «Калбаолово», «Нарымолово» и другими организациями. Многочисленные небольшие россыпи касситерита, вольфрамита и шеелита в основном отработаны.

Краткая характеристика ведущих геолого-генетических типов и их геолого-промышленная типизация разработанная на основе работ Дьячкова Б.А. с дополнениями автора приводится в Приложении Д. В таблице представлена систематика месторождений и рудопроявлений с использованием рудно-формационной основы, с выделением групп и конкретных рудных и рудообразующих геологические формаций, определением состава рудовмещающей среды, основных минеральных типов месторождений. В таблицу также включены данные по преобладающим формам рудных тел, названиям рудных типовых объектов и их практической значимости.

Пегматитовая группа месторождений Калба-Нарыма объединяет рудные формации блоковых микроклиновых пегматитов, редкометалльных и камерных хрусталеносных пегматитов.

Формация блоковых микроклиновых пегматитов широко проявлена в Центрально-Калбинском рудном районе, в изучение которых большой вклад

внесли В.К. Ремез, Е.Л. Артемьева, Р.Г. Губайдуллин, Ю.А. Пасеков, С.С. Тулегенов и др.

Пегматитовые жилы размещаются в эндоконтактах и прогибах кровли гранитных массивов, сложенных преимущественно гранитоидами I фазы калбинского комплекса (тип Нижнего Лайбулака). Рудные тела контролируются трещинно-разрывными структурами, представлены неправильными плитообразными жилами блоковой структуры зонального строения. Характерно пологое залегание жил (угол до 35^0). Их протяженность до 150–300 м, при мощности 3–4 м, редко до 10–12 м. По составу жилы относятся к кварц-микроклин-мусковитовому типу. Основные минералы: блоковый кварц, иногда розовой окраски, микроклин, крупнопластинчатый мусковит, кристаллы турмалина (шерла) размером до 15–20 см по удлинению, друзы и кристаллы граната пятнистой окраски. Рудные минералы представлены пластинчатым колумбитом и крупными кристаллами берилла зеленовато-серой окраски размером до 10 см в поперечнике.

Основные индикаторы оруденения: блоковый микроклин, крупнопластинчатый мусковит, кристаллы берилла, высокая калиевая щелочность ($K_2O/Na_2O > 2-3$). Месторождения разрабатывались на кусковое микроклиновое сырье, пригодное для керамической промышленности. Также оно отработывалось старателями с целью извлечения крупных бериллов.

Формация редкометалльных пегматитов относится к ведущему типу редкометалльного оруденения Калба-Нарыма (Ta, Be, Li, Sn и др.). Типовыми представителями являются месторождения Бакенное, Юбилейное, Белая Гора и др. В изучение этих объектов большой вклад внесли Ю. А. Садовский, В. Ф. Филлипов, В. И. Кузнецов, Н. А. Солодов и др. Пегматитовые месторождения сосредоточены в основном в Центрально-Калбинском рудном районе в пределах Асубулакского, Огневско-Бакенного и Белогорско-Баймурзинского рудных полей, контролируемых системой широтных разломов региональной ранговости [73, с. 137].

Пегматиты пространственно и генетически (Дьячков и др.) связаны с гранитоидами калбинского комплекса (P_1) сформированными в постколлизийной орогенной геодинамической обстановке [73, с. 137]. Предыдущими исследованиями была установлена пространственная и генетическая связь главных типов пегматитов Центральной Калбы (Бакенное, Огневка, Белая Гора, Юбилейное и др.) и месторождений Точка, Алдай, Ахметкино к средне-крупнозернистым порфировидным биотитовым гранитам I фазы калбинского комплекса (контаминированные граниты, гранодиориты др.) нормального петрохимического ряда, известково-щелочной серии. Со II фазой калбинских лейкократовых двуслюдяных гранитоидов связаны пегматиты месторождений Кварцевое (Северо-Западная Калба) и Ахметкино (в Карогоин-Сарыозекской зоне Центральной Калбы).

Стадийное развитие рудного процесса выразилось в зональном распределении минеральных комплексов от [62, с. 37] олигоклаз-микроклиновых (безрудных) до микроклин-альбитовых с бериллом и танталит-колумбитом;

кварц-альбитовых с бериллом, единичными кристаллами танталита и редким сподуменом; кварц альбит-мусковитовых (грейзеновых) со сподуменом, лепидолитом; альбит-сподуменовых [62, с. 137] и кварц-альбит-лепидолитовых как в пределах рудных районов, так и крупных рудных полей.

Для пегматитов характерны интенсивные процессы метасоматического замещения (микроклинизация, альбитизация, мусковитизация, сподуменизация и окварцевание нескольких генераций), цветные минералы (лепидолит, рубеллит, верделит, индиголит), литиеносные и цезиеносные минеральные комплексы (сподумен, амблигонит, поллуцит, клевеландит и др.). По результатам минералогического изучения выявлено большое разнообразие танталоносных минералов (танталит-колумбит, манганотанталит, иксиолит и микролит). По минералогическим показателям пегматиты Калбы близки к зарубежным пегматитовым месторождениям: Берник-Лейк (Канада), Коктогай (Китай), Зимбабве, Колмогорское (Россия) и др.

Главные рудные минералы: танталит-колумбит, берилл, сподумен, поллуцит и касситерит. Среднее содержания редких элементов в промышленных рудах составляет: Ta (125 г/т), Nb (117 г/т), Li_2O (0,1-0,3 мас. %), Sn (0,06 мас. %). На эксплуатируемых месторождениях данной формации (Бакенное, Юбилейное, Белая Гора, Огневка) при подсчете запасов учитывались все компоненты, но практически при производстве получали только тантал и олово, остальные руды уходили в хвосты (Li, Cs и др.).

Формация редкометалльных пегматитов, локализирующихся в тектонически ослабленных зонах [98] внутри даек габбро-диоритов кунушского комплекса. Эта разновидность редкометалльных пегматитов отличается от вышеописанных повышенным содержанием в рудах лития и относительной бедностью редкими элементами (Ta, Be, Sn, Cs). Такие литиеносные альбит-сподуменовые пегматиты сосредоточены в Карогоин-Сарыюзекской тектонически ослабленной зоне Центральной Калбы. Самым крупным является месторождение Ахметкино, известны также перспективные рудопроявления Кенебай, Алдай, Точка, Медведка и др. На ряде объектов (Алдай, Точка, Медведка и др.) пегматитовые жилы микролин-альбитового и альбит-сподуменового состава избирательно локализованы в тектонически нарушенных дайкообразных телах плагиогранитов и гранодиорит-порфирах кунушского комплекса (C_3) с образованием структур лестничного типа. Минеральный состав: берилл, сподумен, поллуцит, амблигонит, цветные турмалины, танталит, колумбит. По предварительным данным изучаемые объекты могут иметь практическое значение в качестве источника литиевого сырья и заслуживают дополнительной оценки. Более детальная их характеристика приводится в разделе 3.

Формация камерных хрусталеносных пегматитов выделяется в Дунгалинском массиве Северо-Западной Калбы, сложенным крупнозернистыми лейкократовыми гранитами монастырского комплекса (P_2). Рудопроявления представлены пегматитовыми гнездами изометричной и линзовидной формы и кварц полевошпатовыми жилами, развитыми в эндоконтактах и апикальных зонах гранитного массива. Пегматиты характеризуются блоковыми кварц-

микроклиновыми и кварц-микроклин-мусковитовыми минеральными типами. Основные минералы-горный хрусталь, морион, микроклин, флюорит и ортит. Известные объекты небольшие, пригодные для старательской отработки.

Более широко камерные хрусталеносные пегматиты проявлены в массиве Акжайляу Западной Калбы, сложенным породами щелочногранитовой формации. Здесь отмечаются хрусталеносные пегматиты линзовидной формы, содержащие крупные кристаллы дымчатого кварца (раухтопаз), мориона, редко цитрина. Пегматиты характеризуются зональным строением, с приуроченностью хрусталеносных пегматитов к границе крупного кварцевого ядра мощностью до 1-5 м. Месторождение имело практическое значение, отработано с поверхности.

В Дельбегетейском гранитном массиве Западной Калбы широко проявлены, миароловые пустоты в виде столбообразной формы (размером до 20-50 см в поперечнике и видимой глубиной более 1м), выполненные рыхлой гранитно-глинистой дресвой. В них отмечаются идиоморфные кристаллы мориона, микроклина с наростами мелких кристаллов топаза, двониковые кристаллы турмалина (шерла), крупнопластинчатого серебристого мусковита. Часто встречаются бесцветные кристаллы топаза, редко кристаллы прозрачного берилла зеленоватой окраски. Здесь известны грейзеново-кварцево-жильные и гидротермальные кварцево-жильные рудопроявления (Аркад, Изумрудное, Юбилейное Октябрь, Малые Карасу и др.), имеющие сходный минеральный состав с миароловыми образованиями (турмалин, флюорит, мусковит, топаз, берилл, изумруд, аквамарин, касситерит и др.). Поэтому изучение миароловых минералов имеет поисковое значение и должно учитываться в практике геологоразведочных работ.

Альбитит-грейзеновая олово-тантал литиевая формация относится к нетрадиционному внепегматитовому типу редкометалльного оруденения, проявленного в Калба-Нарымской зоне (Карасу, Торткалмак, Апогранитное и др.) и в Иртышской зоне смятия (Ново-Ахмировское месторождение). Эти объекты изучались в прошлые годы, но практическая значимость их пока не определена. Интерес к данному типу оруденения проявился в связи с обнаружением в Горном Алтае месторождения Алаха, представленного редкометалльными альбит-сподуменовыми гранит-порфирами (Li, Ta), а также с возросшей потребностью редких металлов на мировом рынке.

В Калба-Нарымской зоне рудоносные [99] альбитит-грейзеновые метасоматиты размещаются в надинтрузивных зонах и апикальных частях скрытых гранитных массивов калбинского комплекса (Карасу, Шурук, Мало-Чернявинское и др.), а также проявлены в их эндоконтактах и апфизах (Апогранитное, Чебунды). Оруденение представлено минерализованными зонами, штокверками и кварцевыми жилами. Основные рудные минералы: танталит-колумбит, к сопутствующим относятся кварц, альбит, литиеносный мусковит, флюорит и турмалин. На месторождении Карасу продуктивными являются купола со значительными прогнозными ресурсами тантала и олова. Имеются рекомендации по дальнейшей оценке данного объекта.

Группа грейзеново-кварцевожилых формаций. В Калба-Нарымской зоне известны многие мелкие месторождения и рудопроявления олова и вольфрама, которые в прошлые годы разрабатывались предприятиями Калба-Олово, Убаредмет и др. Пространственно месторождения размещаются в Центральном-Калбинском районе (Палатцы, Козловское), Северо-Западной Калбе (Каинды, Новокаинды и др.), Шульбинском районе (Кокжанкуль, Степановское и др.) и Нарыме (Чердожак, Новая Точка, Теректинское и др.).

Рассматриваемые объекты характеризуются пространственной и генетической связью с гранитами калбинского комплекса [62, с. 36], контролируются автономной системой трещиноватости гранитов и трещинно-разрывными структурами, оперяющими более крупные региональные разломы широтного и других направлений. Рудные тела представлены грейзеновыми штокверками, зонами и кварцевыми жилами. Преобладают касситерит-вольфрамитовый и касситерит-шеелитовый типы оруденения. Среди рудных минералов преобладают касситерит, вольфрамит и шеелит, наряду с которыми часто встречаются пирит, арсенопирит, флюорит, турмалин и мусковит и др. Содержание Sn и W в рудах невысокие (первые доли процента). Практическое значение данной формации небольшое, но в целом они отражают металлогеническую специализацию калбинских гранитоидов на олово и вольфрам. За счет разрушения коренных месторождений образовались многие россыпи касситерита, вольфрамита и шеелита, в основном отработанные.

Практический интерес представляют грейзеново-кварцевожилые проявления вольфрамита и касситерита типа минерализованных зон, сформированных в надинтрузивных зонах скрытых гранитных массивов и локализованных в метаморфизованных сланцах такырской свиты (Каиндинское рудное поле, а также территориально ассоциирующие с плагигранитами кунушского комплекса (Чердожак).

Группа гидротермальных формаций. Имеет наибольшее распространение в Калба-Нарымской зоне. Представлено мелкими олововольфрамовыми месторождениями и рудопроявлениями, в изучении которых большой вклад внесли Б.Н. Ерофеев, Н.К. Морозенко, С.Д. Кончаков, С.Г. Шавло, Г.Н. Щерба и другие. Рассматриваемые объекты являются разновозрастными образованиями, генетически связаны с заключительными стадиями формирования гранитоидов I фазы и гранитов II калбинского комплекса, а также на завершении становления лейкогранитов монастырского комплекса.

Месторождение *Чудское* является типичным представителем оловянной формации. Расположено в Восточной Калбе, в центральной части Миролюбовского гранитного массива. Генетически связано со средне-крупнозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами I фазы калбинского комплекса. Представлено кварц-касситеритовыми жилами, контролируемые северо-восточными разрывными нарушениями. Особенностью является стадийное развитие оловорудных жил и брекчированных минерализованных кварц-турмалиновых зон с касситеритом. Главные рудные минералы - касситерит и арсенопирит, с которыми ассоциируют пирит, флюорит,

турмалин и халькопирит. В связи со значительной денудацией гранитного массива перспективы месторождения ограничены.

Кварцево-жильная олововольфрамовая формация. Представителями являются мелкие месторождения Караш и Комсомольское (Восточная Калба), Ленинское (Нарым). Определена их генетическая связь среднезернистыми мусковитизированными гранитами калбинского комплекса I фазы, сопоставляемые с литий-фтористыми гранитами по В.И. Коваленко. Оруденение относится к кварц-гюбнерит-касситеритовому типу (с мусковитом, полевыми шпатами, флюоритом и арсенопиритом). Главные рудные минералы - вольфрамит (гюбнерит), касситерит и арсенопирит. В гюбнерите содержание WO_3 - 72,56, MnO - 15,74, примеси - Ta, Nb, Sn, Li, Rb, Cs, кристаллы его замещаются шеелитом и мангонитом. Касситерит светло-коричневый окраски (в ассоциации с гюбнеритом и шеелитом) отмечается в грейзенизированных участках кварцевых жил. Месторождения практически отработаны.

Кварцево-жильная вольфрамовая формация широко проявлена в крупнозернистых лейкократовых гранитах монастырского комплекса (P_2), обрамляющих в виде трещинных плитообразных тел Миролюбовский массив. Это граниты лейкократового облика с характерными кварц-турмалиновыми гнездами (до 10-15 см в поперечнике), пересыщены SiO_2 , Al_2O_3 , характеризуются повышенной калиевой щелочностью и плюмзитовой агапайностью ($Ka=0,8$). По генетическому типу близки к редкометалльным лейкогранитам (по Л.В. Таусону, 1976).

Формация представлена многими мелкими месторождениями и рудопроявлениями, развитыми в эндоконтактах Миролюбовского массива (Большевик, Фурмановское, Восточное, Роза Люксембург и др.). Для них характерна плитообразная форма кварцевых жил, устойчивый кварц-арсенопирит-турмалин-вольфрамитовый минеральный состав. Главный рудный минерал вольфрамит представлен крупными кристаллами и гнездами в десятки кг. По химическому составу, в отличие от других месторождений, относится к железистой разновидности - фербериту ($FeWO_4$ - 80,9 и $MnWO_4$ - 19,1 мас. %).

Установлена преемственность минерализации рудных тел (турмалин, арсенопирит, вольфрамит, шеелит) от состава лейкогранитов, что является ведущим показателем их родства. В геологическом плане установили более поздний возраст даек габбро-диабазового состава миролюбовского комплекса, пересекающих рудные кварц-вольфрамитовые жилы, что является реперным объектом в схеме магматизма Калбы. Месторождение Большевик частично отработывалось. Перспективы связываются с доизучением южного фланга на участке Серкебулак.

Изложенная краткая характеристика систематики формаций Калба-Нарымской зоны отражает эволюцию гранитоидного магматизма и стадийное развитие редкометалльного оруденения, генетически связанного с различными интрузивными комплексами и фазами. Выделенные ведущие типы рудных формаций и месторождений отличаются по возрасту, геологическим условиям формирования и специфике металлогении.

Главным промышленным типом оруденения в пределах Калба-Нарымской зоны является *пегматитовый тантал-оловянный редкощелочной* (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn), представленный редкометалльно-пегматитовыми месторождениями Центральной Калбы (Бакенное, Белая Гора, Юбилейное и др.), которые длительное время разрабатывались Белогорским горно-обогатительным комбинатом, но в настоящее время они законсервированы [96, с. 174].

Пегматитовый тантал-ниобиевый тип, объединяющий блоковые микроклиновые пегматиты с колумбит-берилловой минерализацией, также имеет промышленное значение для получения кускового микроклинового сырья, кварца и мусковита. Пегматиты разрабатывались БГОКом (Нижний Лайбулак).

Олово-вольфрамовый грейзеново-кварцевожильный тип представлен мелкими объектами, которые отрабатывались предприятиями «Калбаолово» до 1958 г. (рудники Каинды, Палатцы, Чердожак и др.). Перспективными представляются объекты штокверкового типа в надинтрузивных зонах скрытых гранитных куполов.

Олово-вольфрамовый гидротермальный (кварцевожильный) тип характеризуется мелкими телами с касситеритом, вольфрамитом и шеелитом, которые разрабатывались в военные и послевоенные годы, но сейчас не представляют практического интереса.

Олово-танталовый альбитит-грейзеновый (апогранитный) тип нами рассматривается как потенциально перспективный на выявление внепегматитового редкометалльного оруденения в промышленных масштабах (тип Карасу).

Олово-вольфрамовый, редкоземельный и титановый кластогенные типы объединяют мелкие россыпи касситерита, вольфрамита, шеелита, монацита и ильменита, многие из которых эпизодически отрабатывались. Часть россыпей пригодна для старательских работ.

Тантал-оловянный кластогенный тип является наиболее крупным промышленным объектом среди россыпей Калба-Нарыма. Известная Асубулакская россыпь танталита и касситерита полностью отработана, новых пока не обнаружено.

6.2 Геохимическая классификация пегматитов Калба-Нарымского пояса

6.2.1 Анализ спайдерграмм микроэлементного состава пегматитов Калба-Нарымской зоны

Известно, что к редкоземельным элементам (РЗЭ) относят La, Ce, Pr, Nd, Pm (в природе не встречается), Sm, Eu, Gd, Tb, диспрозий Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, а иногда также Y и Sc. РЗЭ принято разделять на две группы: легких РЗЭ (LREE), включающую обычно элементы от La до Eu, и тяжелых РЗЭ (HREE), включающую элементы от Gd до Lu и Y. В отечественной практике иногда вводится промежуточная группа средних РЗЭ - от самария до гольмия. Группу

легких РЗЭ принято называть цериевой, группу тяжелых - иттриевой. Границы между группами в разных источниках могут варьировать.

Согласно общепринятой международной классификации, гранитоидные пегматиты делятся на 2 семейства LCT (литий-цезий- танталовые) и NYF (ниобий-итрий-фтористые) по содержанию микроэлементов, составу и генезису материнских интрузий, геодинамическим обстановкам образования, как было описано в Главе 5.

Семейство пегматитов LCT обогащено B, P, Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ta и Nb, при этом Ta>Nb. Материнскими породами пегматитов этого семейства являются граниты S и I – типов в большинстве случаев эпигенетические. Содержание РЗЭ обычно низкое, с LREE в 100–10 раз по сравнению с хондритовыми [100, с. 127].

Для семейства NYF отмечено Nb> Ta, повышенные содержания Ti, Y, Sc, REE, Zr, U, Th, F. Материнские гранитные породы также могут быть пегматитовыми по происхождению; это семейство пегматитов часто является сингенетическим [100, с. 127; 101, 102]. Содержание РЗЭ в диапазоне обычно обогащено в 100–800 раз по сравнению с хондритовыми нормализованными содержаниями.

Установлено (Martin&De Vito 2005; Guastoni et al., 2009), что LREE, как правило, преобладают в перщелочных агпаитовых пегматитовых свитах LCT гранитов S и I типа, тогда как HREE являются важным компонентом пегматитов NYF, связанных с гранитами I и A-типа [100, с. 127; 103, 104].

Данные по элементному составу пегматитов Калба-Нарымского редкометалльного пояса (КНП) получены по результатам химических анализов ICP-MS. В пределах КНП были проанализированы образцы пегматитов и основных рудообразующих минералов с разной геохимической специализацией в Центральной Калбе (ЦК) (более 60 образцов) в пределах Огневско-Бакенного рудного поля (месторождения Бакенное), Асубулакского рудного поля (месторождения Юбилейное, Кармен-Куус, Красный Кордон) и месторождения Ахметкино. Были отобраны пробы из пегматитов, альбититов, сподумена, КПШ, мусковита Карагоин-Сарыозекского рудного поля (КС) (месторождение Точка, Алдай, Медведка) (35 образцов), Нарымского (месторождение Чердожак) рудного поля (22 образца).

Для сравнения рудоносности гранитоидного магматизма в Западно-Калбинском поясе (ЗК) отобраны и проанализированы пегматиты, КПШ и мусковиты Дельбегетейского массива.

Такой широкий выбор пегматитов позволил установить геохимическую специализацию пегматитов, отнести их к семействам, типам и подтипам согласно общепринятой геохимической классификации, предложенной Cerný (1991) и усовершенствованной Cerný&Ercit (2005) [105; 106, с. 2006].

Классы, подклассы и типы пегматитов были выделены в соответствии с геохимической концепцией для петрогенетических семейств пегматитов, соответственно NYF и LCT типов и представлены в подглаве 6.2.2.

6.2.2 Основные классификационные характеристики пегматитов Калба - Нарыма

На основе полученных данных (Приложение Е, Ж) пегматиты Калба-Нарыма были оценены с использованием различных геохимических критериев и репрезентативных диаграмм, как по результатам геохимических характеристик собственно пегматитов, так и с использованием данных по содержанию трейс - элементов в слюдах и КППШ. Как известно, пегматиты Калба-Нарымской зоны сосредоточены в пределах рудных полей и приурочены к двум фазам гранитоидов калбинского комплекса и лейкогранитам монастырского комплекса. Ниже приведена краткая характеристика геохимии микроэлементов известных рудных полей.

Пегматиты Центрально-Калбинского района Калба-Нарымского пояса сосредоточены в пределах нескольких рудных полей и имеют различную геохимическую и рудную специализацию. Территориально сюда входят пегматиты Огневско-Бакенного, Асубулакского, Юбилейного, Белогорского, Ахметкино, Верхне-Баймурзинского рудных полей. Они относятся, согласно геолого-промышленной классификации Б. Дьячкова, (Приложение Д) к редкометалльному типу и приурочены к гранитоидам I и II фазы калбинского комплекса.

Карагоин-Сарыозекский пегматитовый рудный район содержит несколько рудных полей, имеющих редкометалльную специализацию. Рудные тела пегматитов территориально расположены в пределах гранодиоритов так называемого кунушского комплекса, но генетически связаны с гранитоидами I и II фазы калбинского комплекса. Сюда входят рудные поля пегматитовых месторождений и проявлений Точка, Ахметкино, Алдай, Медведка и др.

В северо-западной части Калба-Нарымской зоны (Северо-Западная Калба) сосредоточенна группа пегматитовых месторождений и проявлений редкометалльного типа генетически связанных с гранитоидами II фазы калбинского комплекса Кварцевое, Ново-Азовское и др.

Были также изучены пегматиты месторождения Чердолак (Юго-Западная Калба, Нарымский массив), пегматиты месторождения Дельбегетей, расположенного в позднепермских гранитоидных массивах Западной Калбы. Все эти проявления и месторождения находятся в пределах Зайсанской складчатой системы и территориально расположены в пределах Восточно-Казахстанского региона. Результаты изучения микроэлементного состава представлены в Приложении Е, Ж.

Пегматиты Центральной Калбы можно сгруппировать по их структурным, текстурным и минералогическим данным. Анализ микроэлементов пегматитов *Юбилейного рудного поля* был определен с использованием образцов из пегматита в краевой части поля, КППШ и мусковита из краевых и центральных частей рудного поля.

Среднее содержание Ga составляет 94,9 ppm (15,95–198,1 ppm), при этом максимальные значения имеют КППШ от 83,3 до 198,1; КППШ 15,59 ppm; пегматита- 26,97 ppm. Содержание Ba 19,24–366,5 ppm, при максимуме в краевых

пегматитах 366,5 ppm и минимуме в мусковите – 19,24 ppm. Количество Cs 3,53–211,4 ppm, максимум в мусковите 3 (211,40 ppm), минимум в пегматите (3,53 ppm). Содержание Rb 478–3747 ppm (при этом Rb, измеренный в КППШ соответствует 2230 ppm, а в мусковите - 1551 ppm); минимум показывают пегматиты краевой зоны рудного поля 189,9 ppm. Показатели содержаний Sr 90,6–37,8 ppm, Y 0,43–15,09 ppm, LREE 4,87–94,49 ppm при сумме 28,58; HREE 2,6–29,63 ppm, при сумме 13,5. Содержание в среднем U 1,18 ppm; Eu 0,03–0,94 ppm; Be 1,07–2,8 ppm, Hf 0,12–3,71 ppm и среднее отношение Zr/Hf 28,47 ppm, в среднем Ta > Nb (25,21 и 4,41 ppm).

Бакенное месторождение. Анализ микроэлементов проведен по образцам пегматитов с фосфатами, краевых зон (жила Сподуменовая), сподуменов центральной зоны, альбитизированного пегматита с танталитом переходной зоны, крупнозернистого пустого пегматита, калиевого полевого шпата, шеелита, берилла, мусковита и шерл-турмалина центральной зоны. Среднее содержание Ga составляет 41,12 ppm. Минимальное содержание Ga выявлено в рудных минералах – танталите и шеелите, турмалине и фосфатном пегматите и составляет 3,21–17,9 ppm; средние содержания 19–80,4 ppm показывают берилл, альбитизированные пегматиты, сподумен и КППШ; максимальные содержания 11,9–141,9 – у мусковита. Среднее содержание Ba составляет 41,33 ppm. Содержание Ba максимально в мусковитах до 126,2–143,7 ppm. Минимум Ba характерен для пегматитов с фосфатами (0,37–1,39 ppm), в пустом крупнозернистом пегматите (1,12 ppm), альбитизированном пегматите с танталитом (1,26 ppm). Промежуточные содержания (15,63–47,84 ppm) показывают сподуменовый пегматит, сподумен, КППШ, шеелит, танталит, турмалин. Среднее содержание Cs 296,36 ppm. Максимальные содержания Cs измерены в шеелите, КППШ и мусковитах (245,4–1840 ppm). Грубозернистые пустые пегматиты, пегматит с фосфатами, альбитизированные пегматиты показывают средние содержания (111,0–124,2 ppm); ниже среднего (28,3–67,6 ppm) в турмалине и сподуменах. Среднее значение Rb составляет 1289,74 ppm. Максимальные содержания у мусковита (1674,0–7220,0 ppm) и КППШ (3079,0–4751,0 ppm). В альбитизированных пегматитах содержания колеблются от 240,8 до 1284,0 ppm. Умеренные и низкие содержания демонстрируют пегматиты с фосфатами, берилл, шеелит, турмалин 189,2–10,9 ppm. Среднее значение Sr составляет 100,4 ppm (максимальные значения получены из образцов краевых зон пегматита с вмещающими терригенными толщами 152,9–267,4 ppm, КППШ из внешней зоны (жила Сподуменовая) 82,9–100,5 ppm. Среднее содержание Y - 4,04 ppm, U - 3,47 ppm, Eu - 0,56 ppm, Ce - 3,74 ppm, Hf - 39,46 ppm и сумма LREE составляет 14,56 ppm, HREE - 17,47 ppm, отношение Zr/Hf - 65,07 ppm. Отношение Nb/Ta составляет 10601.87/9499,24.

Асу-Булакское рудное поле. Анализ микроэлементов рудного поля измерен на образцах КППШ жилы Траншейной, Унгурсайской и месторождения Кармен-Куус (КК). Кроме того, в Кармен-Куусе были отобраны образцы из крупнозернистого пегматита, пегматита с клевеландитом и лепидолитом и альбитового сахаровидного грейзена.

Среднее содержание Ga составляет 26,89 ppm. При максимальных содержаниях в альбитовых-лепидолитовых грейзенах Ga 54,41–79,27 ppm и средних содержаниях 12,69–34,18 в КППШ Унгурсая и жилы Траншейной. Минимальные содержания в альбит-лепидолитовом грейзене (17,33 ppm), пегматите с лепидолитом и клевеландитом (10,97 ppm), петалите Кармен-Куус (5,52 ppm). Содержание Ba дает от 110,7 до 124,7 ppm во всех образцах месторождения Кармен-Куус и 19–37,01 ppm в КППШ этих проявлений. Средние содержания Ba 93,47 ppm. Максимальные величины Cs составляют 362–4758 ppm в альбит-лепидолитовых грейзенах Кармен-Кууса, КППШ Унгурсай и Кармен-Куус (327–349,9 ppm). Минимум содержаний Cs отмечены в КППШ жилы Траншейная (92,6 ppm) и пегматите грубозернистом КК (37,8 ppm). Среднее содержание Rb составляет 2898,07 ppm. Альбит-лепидолитовый грейзен Кармен-Кууса содержит от 6017 до 9568 ppm; КППШ Унгунсай (4812 ppm), Кармен-Куус (3464 ppm) и жилы Траншейной (2499 ppm) также показывают повышенные содержания. Минимальные значения отмечены в пробах грубозернистого пегматита (71,4 ppm) и в петалите (61,3 ppm) Кармен-Кууса. Среднее содержание Sr - 59,17 ppm; Y - 1,56 ppm, сумма LREE составляет 4,68 ppm, сумма HREE составляет 6,89 ppm. Среднее значение U составляет 2,4 ppm, Eu - 0,05 ppm, Hf 3,57 ppm с максимальным 18,26 ppm в лепидолитовом грейзене Кармен-Кууса. Отношение Zr/Hf составляет 26,8 ppm. Отношение Nb/Ta - 158.378/38,47.

Месторождение Точка. Анализ микроэлементов произведен по образцам мусковитизированных, мусковитовых и кварц-мусковит-турмалиновых роговиков, альбититов, альбитит-сподуменовых, сподуменовых пегматитов, сподуменов, грейзенизированных разностей пегматитов (жилы Чудская, Барьерная, №9, №3, №2, краевые части месторождения).

Среднее содержание Ga составляет 30,13 ppm (1,12–52,05 ppm), при этом максимальные значения имеет сподумен, минимальные - кварц. Промежуточные значения наблюдаются в альбитите (15,05–23,31 ppm), кварце в мусковитовой рубашке (19,28 ppm), роговиках (23,91–43,72 ppm), пегматитах (14,34–48,17 ppm), сподумене (26,6–52,05 ppm). Содержание Ba в среднем 336,48 ppm. Максимум зафиксирован в кварц-мусковит-турмалиновом роговике - 4566.74 ppm и минимум в слабоальбитизированном, сильно окварцованном пегматите - 1,9 ppm. При этом количество Ba колеблется в мусковитизированном роговике (73,5–195,5 ppm), сподумене (111,6–116,1 ppm), альбитите (157,9–444,8 ppm), пегматите (57,4 –438,4 ppm). Количество Cs варьирует (0,83–458,82 ppm), максимум в слюдистом роговике (458,82 ppm), минимум в альбите сахаровидном (0,83 ppm). Пониженные содержания выявлены в мусковитизированных роговиках (7,04 –7,42), альбититах (0,83–10,55 ppm) и кварце (12,72–26,9 ppm). Содержание Cs колеблется в пегматитах от 10,81 до 432 ppm и в сподумене от 19,66 до 105,54 ppm. Повышенные содержания зафиксированы в кварц-мусковит- турмалиновом (308,6 ppm) и мусковитовом (369,42 ppm) роговиках. Среднее содержание 98,55 ppm. Содержание Rb колеблется в пределах 15,73–2260.20 ppm (минимум наблюдается в альбите сахаровидном, максимум в сподуменовом пегматите). Промежуточные содержания зафиксированы в

образцах кварца (45,7–159,9 ppm), альбитита (15,73–71,0 ppm), пегматита (52,5–2260,2 ppm), роговика (98,5–1354,5 ppm), сподумена (167,3–1419,0 ppm). Среднее содержание Rb - 531,15. Количество Sr колеблется в пределах 2,15–714 ppm. Повышенные содержания Sr определены в альбититах (521,82–714,0 ppm). Промежуточные содержания выявлены в образцах пегматита (2,15–131,4 ppm), кварца (52,1–91,6 ppm), роговика (91,6–208 ppm), сподумена (103,2–172,94,0 ppm). Низкое содержание получено в слабоальбитизированных, сильно окварцованных пегматитах (2,15 ppm). Содержание Sr в среднем 175,92 ppm. Показатели содержаний: Y среднее 8,63 ppm (0,49–71,52 ppm), U среднее 4,06 ppm (0,86–8,73 ppm); Eu среднее 0,28 ppm (0,0057–1,36 ppm); Be 35,93 ppm (0,66–177,2 ppm), Hf среднее 2,18 ppm (0,11–8,08 ppm), LREE 0,41–77,4 ppm при сумме 15,46; HREE 2,36–48,49 ppm, при сумме 11,42; среднее отношение Zr/Hf - 19,24 ppm; среднее Ta 12,19 ppm (0,23–19,92 ppm); среднее Nb 39,91 ppm (2,22–62 ppm).

Месторождение Медведка. Анализ микроэлементов выполнен по образцам пегматитов, кварц-мусковитовых и слюдистых грейзенов, мусковиту и КППШ (жила Блоковая).

Среднее содержание Ga составляет 33,7 ppm. Минимальное содержание Ga выявлено в кварц-микроклиновом пегматите (5,54 ppm). Промежуточные содержания получены в альбитизированных пегматитах (21,87–32,92 ppm), пегматите с гетерозитом (20,05 ppm), микроклине (27,96 ppm), слюдистом (39,21 ppm) и кварц-мусковитовом грейзене (18,45–52,15 ppm). Максимальное содержание наблюдается в мусковите (56,5 ppm). Среднее содержание Ba составляет 420,54 ppm. Содержание Ba максимально в альбитизированных пегматитах до 1320 ppm. Промежуточные содержания характерны для грейзенов (173,2 ppm–450,1 ppm), мусковита (202,7 ppm), пегматита с гетерозитом (237 ppm), альбитизированных (222,4–246,2 ppm) и кварц-микроклиновых пегматитов (1018 ppm). Минимум Ba содержит микроклин (112,3 ppm). Среднее содержание Cs составляет 31,66 ppm. Максимальное содержание Cs выявлено в мусковите (162,2 ppm). Содержание колеблется в грейзенах (4,79–113,3 ppm) и в альбитизированных пегматитах (2,91–72,72 ppm). В микроклине количество Cs составляет 69,9 ppm. В кварц-микроклиновом пегматите выявлено низкое содержание Cs (2,1 ppm). Среднее значение Rb составляет 1313,78 ppm. Максимальные содержания Rb получены в мусковите 4969 ppm и микроклине 4255 ppm. Содержания колеблются в пегматитах (кварц-микроклиновые - 40,3 ppm, альбитизированные от 27,4 до 968,7 ppm), а также в грейзенах (кварц-мусковитовые 37,9–1239 ppm, слюдистый - 1482 ppm). Низкое содержание выявлено в пегматите с гетерозитом - 9,34 ppm. Среднее значение Sr составляет 94,05 ppm. Получены максимальные значения из образцов кварц-мусковитового грейзена (236,0 ppm) и микролина (229,3 ppm), минимальные значения из альбитизированного пегматита (42,61 ppm) и мусковита (44,98 ppm). Среднее содержание Y 4,98 ppm (0,7–25,6 ppm), U 1,44 ppm (0,62–2,98 ppm), Eu 0,37 ppm (0,07–1,17 ppm), Ce 7,25 ppm (1,6–24,36 ppm), Hf 3,91 ppm (0,23–13,3 ppm) и LREE 3,23–60,77 ppm сумма составляет 26,95 ppm, HREE 8,3–61,65 ppm сумма

составляет 20,21 ppm, отношение Zr/Hf составляет 17,9 ppm. Среднее Ta 26,33 ppm (0,59–74,07 ppm), среднее Nb 84,14 ppm (3,61–208,2 ppm).

Месторождение Алдай. Анализ микроэлементов выполнен по образцам пегматита, плагиогранита, гранодиорит-плагиогранита, ороговикованного углисто-глинистого алевролита.

Среднее содержание Ga составляет 17,39 ppm (14,79–25,02 ppm). Максимальное значение выявлено в сподуменовом пегматите и минимальные значения в альбитовом пегматите и ороговикованном углисто-глинистом алевролите. В плагиограните содержание Ga составило 15,01 ppm, в гранодиорит-плагиограните -17,35 ppm. Среднее содержание Ba 230,44 ppm (максимальное значение в ороговикованном углисто-глинистом алевролите (253,2 ppm), минимальные значения в сподуменовом (214,2 ppm) и альбитовом (215,4 ppm) пегматитах, промежуточные значения 233,6–235,8 ppm в плагиограните и гранодиорит-плагиограните соответственно. Среднее содержание Cs составляет 4,52 ppm. Количество Cs варьирует 0,3–12,9 ppm (минимум в плагиограните, максимум в сподуменовом пегматите). При этом содержание Cs в гранодиорит-плагиограните составляет 1 ppm, в ороговикованном углисто-глинистом алевролите - 1,35 ppm, в альбитовом пегматите – 7,07 ppm. Показатели содержаний Sr колеблются в диапазоне 14,36–96,62 ppm, среднее содержание составляет 59,33 ppm. По результатам анализа высокие значения получены в образцах гранодиорит-плагиогранита (95,92 ppm) и плагиогранита (96,62 ppm), промежуточные - в ороговикованном углисто-глинистом алевролите (57,42 ppm), низкие - в сподуменовом (14,36 ppm) и альбитовом (32,32 ppm) пегматитах. Среднее содержание Rb составляет 414,04 ppm. Содержание Rb варьирует в пределах 23,89–267 ppm. Минимум получен в гранодиорит-плагиограните и максимум в сподуменовом пегматите. Количество Rb в плагиограните - 24,4 ppm, в ороговикованном углисто-глинистом алевролите – 45,95 ppm, в альбитовом пегматите – 82,1 ppm. Содержание Y 0,78–11,84 ppm (среднее 6,37), U 0,53–1,85 ppm (среднее 0,95 ppm); Eu 0,04–0,76 ppm (среднее 0,38 ppm), Be 0,58–14,91 ppm (среднее 5,11 ppm), Hf 1,95–4,04 ppm (среднее 2,87). Показатели содержаний LREE 2,24–31,58 ppm при сумме 19,96; HREE 3,56–21,59 ppm, при сумме 12,5. Среднее отношение Zr/Hf составляет 17,18 ppm. Среднее отношение Ta/Nb - 5,61/23,59.

Месторождение Ахметкино. Анализ микроэлементов был определен с использованием образцов из пегматитов (сподуменового, альбитизированного, с фосфатами марганца, с лепидолитом), роговиков, грейзенов из краевых и центральных частей месторождения.

Среднее содержание Ga составляет 24,55 ppm (16,75–36,59 ppm), при этом максимальные значения имеют грейзены от 36,59 –32,4 ppm, минимальные – роговик (16,75 ppm). Промежуточные значения Ga получены в слюдястом роговике (20,43 ppm) и пегматитах (18,25–31,11 ppm). Содержание Ga в пегматитах: альбитизированном (16,87–24,39 ppm), с фосфатами марганца (18,25 ppm), с лепидолитом (22,18–24,68 ppm), сподуменовом (26,46 ppm), грубозернистом (31,11 ppm). Содержание Ba 119,6–490,9 ppm (среднее 207,55

ppm), при максимуме в роговике с пиритом и минимуме в альбитизированном пегматите. Промежуточные значения показали пегматиты (с лепидолитом (121,6–122,6 ppm), альбитизированный (119,6–171,1 ppm), с фосфатами марганца (211 ppm), грубозернистый (213,2 ppm), сподуменовый (214,8 ppm)), грейзен (130,3–229,2 ppm), слюдистый роговик (258,7 ppm). Среднее содержание Cs составляет 43,25 ppm. Количество Cs варьирует в пределах 11,8–132 ppm, максимум в слюдистом роговике, минимум в альбитизированном пегматите. Пониженные значения Cs выявлены в роговике с пиритом (12,62 ppm), в грейзенах (18,67–24,64 ppm). Содержание в пегматитах колеблется в диапазоне 11,8–78,94 ppm: альбитизированном (11,8–21,46 ppm), сподуменом (17,04 ppm), с лепидолитом (47,28–57,23 ppm), грубозернистом (54,05 ppm), с фосфатами марганца (78,94 ppm). Среднее содержание Rb 414,04 ppm. Количество Rb колеблется в пределах 81,4–786,9 ppm (минимальное в роговике с пиритом, максимально в слюдистом роговике). Содержание варьирует в пегматитах (199,7–697,2 ppm) и грейзенах (399,1–522,6 ppm). При этом в пегматитах получены следующие содержания: альбитизированный (199,7–303 ppm), сподуменовый (228 ppm), с фосфатами марганца (358,2 ppm), с лепидолитом (463,9–514,5 ppm), грубозернистый (697,2 ppm). Содержание Sr колеблется в пределах 30,3–148,7 ppm (среднее 55,84 ppm). Количество Sr в пегматитах варьирует в сподуменом 30,35 ppm, альбитизированном 31,53–35,31 ppm, с лепидолитом 34,99–41,51 ppm, с фосфатами марганца 39,94 ppm, грубозернистом 47,38 ppm. В грейзенах Sr составляет 49,21–55,08 ppm, в роговиках 81,4–100,2 ppm. Показатели содержаний: Y 0,64–24,23 ppm (среднее 5,56 ppm), U 0,73–4,71 (среднее 1,63 ppm); Eu 0,04–1,18 ppm (среднее 0,26 ppm); Be 1,77–279 ppm (среднее 54,05 ppm), Hf 1,46–9,19 ppm (среднее 4,23 ppm), LREE 1,26–78,39 ppm при сумме 16,1, HREE 6,8–43,32 ppm при сумме 15,57. Среднее отношение Zr/Hf составляет 22,19 ppm, среднее отношение Ta/Nb - 31,37/56,11.

Месторождение Кварцевое. Анализ микроэлементов выполнен по образцам КПШ, сподумена, мусковита, граната, берилла, альбита, кварца.

Среднее содержание Ga 19,47 ppm, максимальное значение у мусковита (63,97 ppm), минимальное значение у берилла (4,63 ppm). Пониженные значения выявлены альбите (8,62 ppm) и КПШ (9,74 ppm). Промежуточные содержания зафиксированы в гранате (14,88 ppm), сподумене (16,66 ppm), кварце (17,79 ppm). Среднее содержание Ba составляет 787,89 ppm. Количество Ba колеблется в пределах 15,39–1356 ppm. Максимум выявлен в альбите и минимум в кварце. В гранате содержание Ba составило 16,64 ppm, мусковите – 28,12 ppm, сподумене – 37,86 ppm, берилле – 58,21 ppm. Среднее содержание Cs – 97,68 ppm. Количество Cs варьирует 5,71–343,1 ppm (минимум в кварце, максимум в КПШ). При этом содержание Cs в гранате составляет 5,86 ppm, в сподумене – 6,98 ppm, берилле – 37,63 ppm, альбите – 107,8, мусковите – 176,7. Показатели содержаний Sr колеблются в диапазоне 79,86–336,5 ppm, среднее содержание составляет 136,2 ppm. По результатам анализа максимальное значение получено в альбите (336,5 ppm), промежуточные в КПШ (170,7 ppm), берилле (97,62 ppm), мусковите (92,14 ppm), сподумене (91,33 ppm), минимальное в кварце (79,86 ppm). Среднее

содержание Rb – 599,77 ppm. Содержание Rb колеблется в пределах 26,72–1433 ppm. Минимум получен в сподумене и максимум в КПШ. Содержания Rb в гранате составляет 39,39 ppm, кварце – 47,55 ppm, мусковите – 1166 ppm, альбите – 1253 ppm. Показатели содержаний: Y 0,42–1,17 ppm (среднее 1,52), U 1,47–4,4 ppm (среднее 2,16 ppm); Eu 0,01–0,48 ppm (среднее 0,1 ppm); Be 0,84–255,8 ppm (среднее 39,11 ppm), Hf 1,48–10,82 ppm (среднее 4,93), LREE 0,17–0,48 ppm при сумме 0,30; HREE 9,95–13,92 ppm, при сумме 11,31. Среднее отношение Zr/Hf составляет 52,65 ppm, в среднем Ta>Nb (42,18>22,45).

Месторождение Чердожак. Анализ микроэлементов выполнен по образцам гранитов, пегматитов.

Среднее содержание Ga составляет 16,43 ppm. Минимальное содержание Ga выявлено в граните (13,34 ppm). Максимальное содержание наблюдается в пегматите (20,02 ppm). Среднее содержание Ba составляет 242,4 ppm. Содержание Ba максимально в пегматите с турмалином (263,8 ppm). Минимум Ba содержит измененный порфировидный гранит (236,8 ppm). Среднее содержание Cs составляет 21,43 ppm. Содержание колеблется в пределах 2,73–41,65 ppm. Высокое содержание Cs выявлено в измененном порфировидном граните. В кристалле кварца с вростками турмалина выявлено низкое содержание Cs. Среднее значение Rb составляет 60,55 ppm. Содержания колеблются в диапазоне 22,86–111,95 ppm. Максимальное содержание Rb получены в пегматите, минимальное в кристалле кварца с вростками турмалина. Среднее значение Sr составляет 74,621 ppm, Минимальные значения в пегматите с турмалином (40,54 ppm). Среднее содержание Y 5,30 ppm (3,89–6,76 ppm), U 0,85 ppm (0,63–1,14 ppm), Eu 0,35 ppm (0,04–0,72 ppm), Ce 11,59 ppm (3,86–17,78 ppm), Hf 0,96 ppm (0,45–1,5 ppm), LREE 3,239,18–38,06 ppm при средней сумме 26,28 ppm, HREE 8,01–13,93 ppm при средней сумме 11,42 ppm, среднее отношение Zr/Hf составляет 23,6 ppm. В среднем Ta<Nb (0,80<1,43).

Месторождение Дельбегетей Анализ микроэлементов выполнен по образцам пегматита (КПШ (микроклина, альбита), берилла, касситерита), кварца, мориона, кварц-мусковит-флюоритового грейзена.

Среднее содержание Ga 8,19 ppm, максимальное значение у микроклина (26,55 ppm), минимальное значение у кварца (1,27 ppm). Пониженные значения выявлены морионе (1,46–2,13 ppm), касситерите (1,46 ppm), берилле (2,32 ppm), КПШ (3,12 ppm). Промежуточные содержания зафиксированы в альбите (12,82 ppm), кварце (13,28–17,47 ppm). Среднее содержание Ba составляет 46,32 ppm. Количество Ba колеблется в пределах 13,06–127,6 ppm. Максимум выявлен в альбите и минимум в морионе. В кварц-мусковит-флюоритовом грейзене содержание Ba составило 15,96 ppm, касситерите – 30,49 ppm, кварце – 38,04–42,94 ppm, микроклине – 45,48 ppm, берилле – 54,42 ppm, альбите – 76,66 ppm, КПШ из кварц-мусковит-флюоритового грейзена – 127,6 ppm. Среднее содержание Cs – 26,9 ppm. Количество Cs варьирует 0,21–258,9 ppm (минимум в морионе, максимум в КПШ). При этом содержание Cs в берилле составляет 0,37 ppm, альбите – 0,50 ppm, кварце – 0,52–3,19 ppm, микроклине – 0,64 ppm, касситерите – 0,73 ppm. Показатели содержаний Sr колеблются в диапазоне

45,02–168,1 ppm, среднее содержание составляет 90,35 ppm. По результатам анализа максимальное значение получено в образцах касситерита, промежуточные в кварц-мусковит-флюоритового грейзена (63,7 ppm), альбите (64,09 ppm), кварце (73,9–99,1 ppm) берилле (82,8 ppm), морионе (82–86,6 ppm), КПШ из кварц-мусковит-флюоритового грейзена (138,1 ppm), минимальное в микроклине. Среднее содержание Rb– 402,71 ppm. Содержание Rb колеблется в пределах 4,78–2259 ppm. Минимум получен в касситерите и максимум в альбите. Содержания Rb составляют в морионе 7–10,8 ppm, кварц-мусковит-флюоритовом грейзене – 20,9 ppm, кварце – 21,21–110 ppm, берилле – 36,52 ppm, микроклине – 248,9 ppm, КПШ из кварц-мусковит-флюоритового грейзена– 1308 ppm. Показатели содержаний: Y 0,72–11,57 ppm (среднее 3,38), U 0,55–3,2 ppm (среднее 1,52 ppm); Eu 0,01–2,51 ppm (среднее 0,48 ppm); Be 0,33–646,8 ppm (среднее 68,72 ppm), Hf 0,02–0,86 ppm (среднее 0,27), LREE 3,42–63,10 ppm при сумме 15,8, HREE 6,01–40,38 ppm, при сумме 15,61. Среднее отношение Zr/Hf составляет 13,06 ppm, в среднем Ta> Nb (21,83>4,55 ppm).

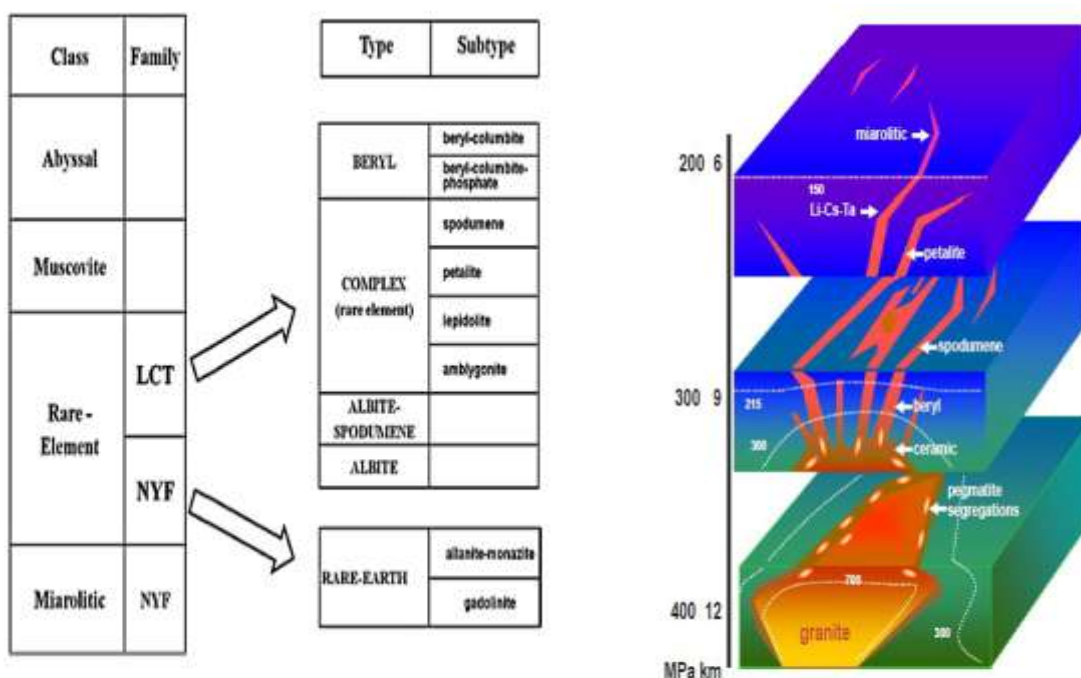
6.2.3 Выделение основных типов и подтипов пегматитов на основании анализа графиков соотношений микроэлементов

LCT в значительной степени рассматриваются как поздние магматические продукты экстремального фракционирования пералюминевых гранитов S-типа [107, с. 344], хотя некоторые авторы [108, с. 2; 109, с. 315] для генерации некоторых популяций пегматитов LCT предлагают анатектическое плавление надхрустальных и мантийных пород.

Редкометалльные пегматиты семейства LCT (литий-цезий-тантал), по классификации (Cerný&Ercit, 2005), включают определенную группу гранитных пегматитов. Среди пегматитов LCT семейства выделяются следующие типы: берилловый, комплексный, альбит-сподуменовый и альбитовый (рисунок 6.1 а) [110, с. 14]. Доказано, что геохимические характеристики пегматитов и составляющих их минералов являются высокоэффективным инструментом в разделении редкометалльных пегматитов, которые значительно обогащённых Be, Nb, Ta, Sn и Li от разновидностей, не содержащих редкоэлементной минерализации [108, с. 8].

Изучение состава микроэлементов различных пегматитов дает возможность решить несколько задач. Первая из них - геохимическая типизация пегматитов по степени их фракционирования и выделение их типов и подтипов внутри семейства LCT в зависимости от преобладающих содержаний микроэлементов и их минералогической специализации на Li, Be, Nb, Ta, REE и т.д.

Второй задачей было определить металлогенический потенциал редких металлов, таких как Rb, Cs, Be, Y, REE, Zr, Hf, Nb, Ta в пегматитах Восточного Казахстана. Который, по данным [106, с. 2017; 18-24] можно оценить с использованием геохимических критериев и репрезентативных диаграмм для всех пород пегматитов и минеральных экстрактов (в частности КПШ и мусковита).



а - основные типы и подтипы семейства редкометалльных пегматитов;
б - схема региональной зональности пегматитов относительно материнского плутона

Рисунок 6.1 – Классификация пегматитов LCT семейства по Cerný, 1991

Примечание – Составлено по источнику [110 с. 14; 111, с. 354].

Геохимия микроэлементов пегматитовых пород, породообразующих и аксессуарных минералов изучена автором на основе соотношений Al/Ga; K/Rb; K/Ba; K/Cs; Nb/Ta; Ba/Rb; Rb/Sr; Y/Ce; LREE/HREE; Zr/Hf [100, с. 5]. Это позволило выделить различные геохимические и минералогические типы и подтипы пегматитов Калба-Нарыма и Западной Калбы.

Для построения графиков использовались данные химического состава пегматитов, полученные на ICP-MS, а также значения содержаний количественного спектрального анализа прошлых лет по некоторым рудопроявлениям.

K/Cs по отношению к Cs. На данном графике (рисунок 6.2) четко выделяются пегматиты, имеющие геохимические характеристики LCT. Как известно, Cs включен в кристаллические структуры берилла, калиевого полевого шпата и мусковита. Пегматиты Центральной Калбы (Юбилейное, Бакенное, Огневка) показывают высокое содержание Cs, от 199 до 296,36 ppm. Максимальное содержание Cs - 933 ppm получен из пегматитов месторождения Кармен-Куус Асу-Булакского рудного поля, где широко развита альбитизация и грейзенизация. Рудоносные пегматиты этих месторождений имеют высокие содержания мусковита, берилла, сподумена и лепидолита, а также КПШ. Похожие результаты были получены для пегматитов Центральных Альп, (дайки Рио-Грайя, Пиццо-Марцио-Альпе-Россо, Колоннелло в Пиццо-Палья и Фосфат-Кодера [100 с. 122, 123].

	K/Cs	Cs
Ub	109	248
Bk	38	296,36
Ah	494	43,25
Kk	980	933
Og	314	199
To	564	196,37
Al	237	10
De	1430	25
Ch	1417	9
Q	404	97,68

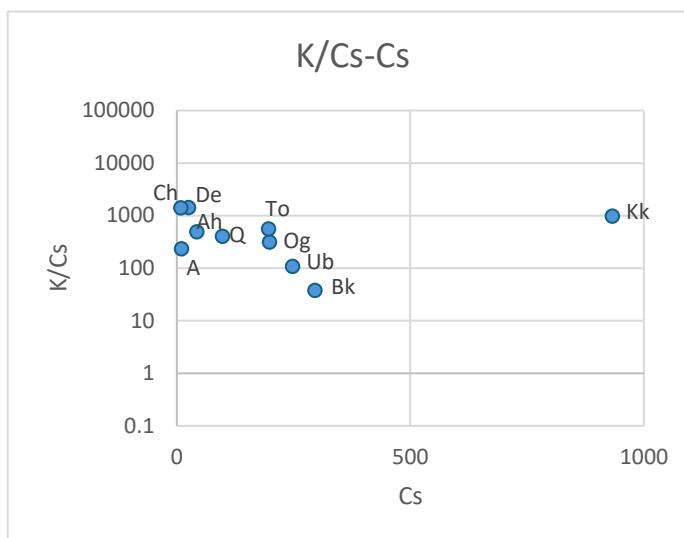


Рисунок 6.2 – Диаграмма зависимости K/Cs от Cs

Примечание – Составлено по источнику [100, с. 123].

Al/Ga по отношению к Ga. Диаграмма дает нисходящую линию, указывающую на незначительное возрастание содержания Ga в пегматитах с более высоким содержанием его в альбите, мусковите, биотите, турмалине. По Cerný P. эти минералы обычно первичны и являются основными концентраторами этого элемента в гранитных пегматитах. По данным [100, с. 123] концентрация Ga в пегматитах Центральных Альп изменяется от 15 до 200 ppm. В Восточном Казахстане на территории Калба-Нарыма и Западной Калбы содержание Ga в пегматитах сравнительно невысокое (от 20 до 41 ppm) (рисунок 6.3).

	Ga	Al/Ga
Ub	27,7	1440
Bk	41,12	1556
Ah	18,55	3346
Kk	26,89	3481
Og	25,1	4698
To	26,99	2863
Al	17,39	1145
De	11,2	1226
Ch	16,6	3824
Q	16,47	4883

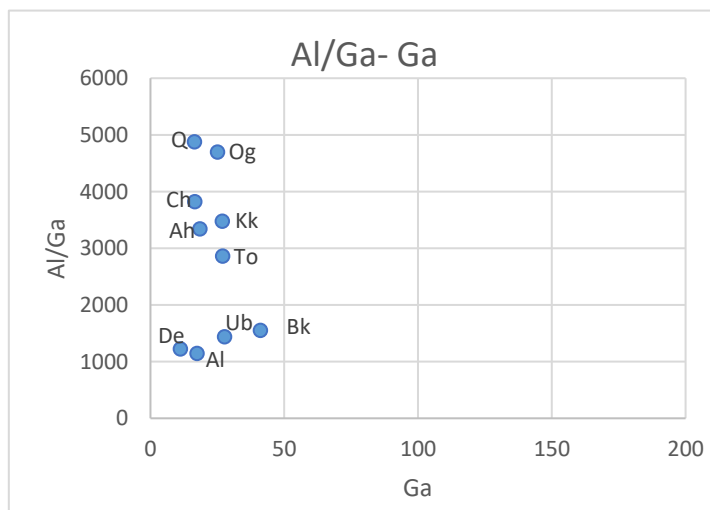


Рисунок 6.3 – Диаграмма зависимости Al/Ga от Ga

Примечание – Составлено по источнику [100, с. 123].

При этом максимальные содержания приурочены к месторождениям, расположенным в гранитоидах I фазы калбинского комплекса (Бакенное,

Огневка, Кармен-Куус). Минимальные значения Ga отмечаются в пегматитах, генетически связанных с гранитоидами II фазы калбинского комплекса (Ахметкино 18,55 ppm и Кварцевое 16,47 ppm) и монастырского комплекса - пегматиты массива Дельбегетей 11,2 ppm. В пегматитах месторождение Чердож Нарымского гранитоидного массива установлена концентрация 16,6 ppm. Столь низкие концентрации Ga могут свидетельствовать о незначительной степени альбитизации пегматитов Восточного Казахстана.

K/Ba по отношению к Ba. Данные, полученные на диаграмме (рисунок 6.4), позволяют идентифицировать пегматиты, которые показывают относительно низкое фракционирование. Высокие содержания Ba являются индикаторами менее геохимически фракционированных пегматитов [100, с. 124].

Пегматиты микроклинового ряда, имеющие максимальные содержания Ba 470 ppm и низкие содержания K/Ba (38) отмечены на месторождении Точка. Также заниженное отношение K/Ba от 11 до 16 имеют пегматиты месторождений Алдай и Чердож. Возможно, эти пегматиты имеют смешанную NYF-LCT геохимическую специализацию, аналогично Альбертини Арвоньо (E), Фуорит Арвоньо (D), Саммит Палья (P) и Гранат Кодера даек Центральных Альп [100, с. 124].

	Ba	K/Ba
Ub	93	290
Bk	96,7	294
Ah	207,6	108
Kk	22,3	1882
Og	167,8	372
To	470	38
Al	214,8	11
De	51,8	684
Ch	156,4	16
Q	251,4	157

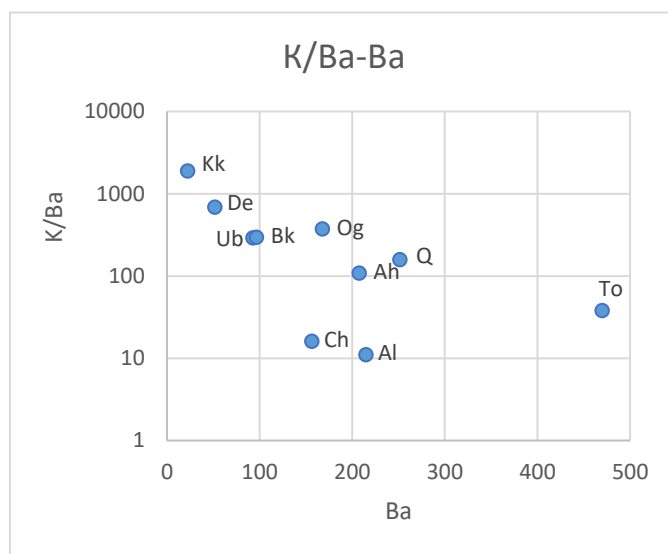


Рисунок 6.4 – Диаграмма зависимости K/Ba от Ba

Примечание – Составлено по источнику [100, с. 124].

Ba по отношению к Rb. На диаграмме (рисунок 6.5) не удалось выделить группу или отдельные группы пегматитов, обладающих специфическими геохимическими характеристиками. Это связано с тем, что первичные биотит, мусковит и калиевый полевой шпат обычно являются основными концентраторами этого элемента в гранитных пегматитах и случайным образом распределены во всех пегматитовых полях.

	Rb	Ba
Ub	882,6	93
Bk	1289,74	96,7
Ah	414,04	207,6
Kk	2898,07	22,3
Og	1284,4	167,8
To	513,93	470
Al	88,67	214,8
De	51,8	684
Ch	30,4	156,4
Q	599,7	251,4

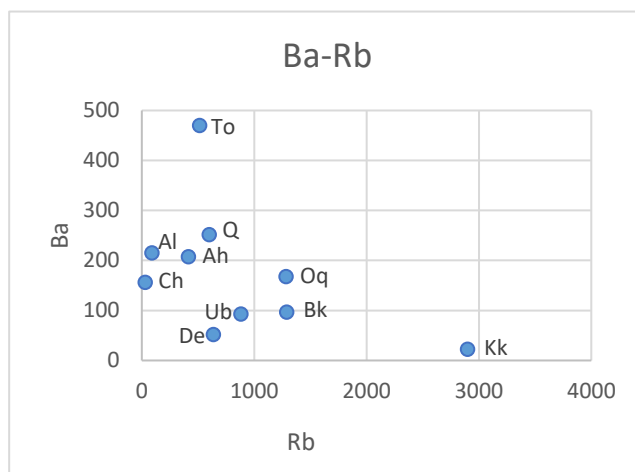


Рисунок 6.5 – Диаграмма зависимости Ba от Rb

Примечание – Составлено по источнику [100, с. 125].

Rb/Sr по отношению к Sr. Диаграмма свидетельствует о высоком обогащении Sr, которое обычно характеризует пограничные зоны пегматитов, где дайки имеют аплитовую текстуру (рисунок 6.6). Высокие содержания Sr (331,9 ppm) в пегматитах месторождения Точка объясняется высоким содержанием альбитита в аплитовых дайках - апофизах основного тела пегматита. Подобные альбититовые дайки наблюдаются на месторождениях Чердоjak, Дельбегетей и Кварцевое содержания Sr (110,0-90,1-136,2 ppm), а также некоторых других. Все остальные пегматиты имеют довольно низкие содержания Sr, менее 100 ppm. Это сильное снижение вызвано эффектами внутренней кристаллизации пегматита, который поглощает весь Sr в пограничных и менее фракционированных зонах.

	Sr	Rb/Sr
Ub	27,6	20,4
Bk	48,3	62,2
Ah	55,84	7,4
Kk	72,9	17,1
Og	82,3	18,9
To	331,9	1,6
Al	23,3	7,5
De	90,1	7,1
Ch	110	0,3
Q	136,2	4,4

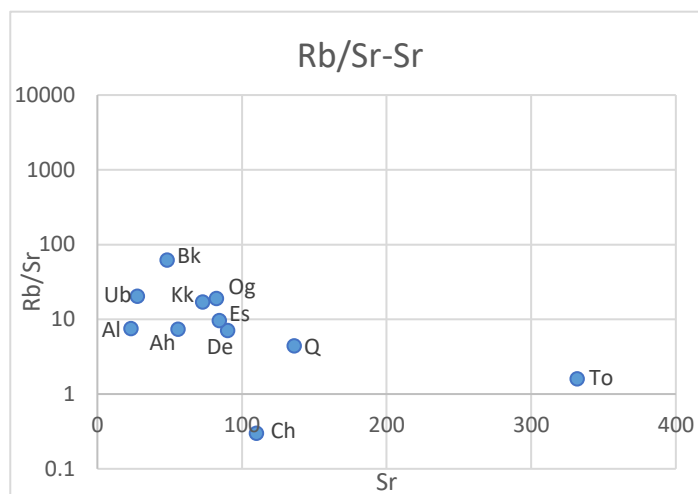


Рисунок 6.6 – Диаграмма зависимости Rb/Sr от Sr

Примечание – Составлено по источнику [100, с. 125].

Al/Ga по отношению к K/Rb. Содержание Ga и Rb сильно зависит от минерального состава компонентов пегматита. Как было отмечено ранее, Ga в основном содержится в альбите, мусковите, биотите, турмалине, тогда как Rb

входит в состав биотита, мусковита и КППШ [100, с. 126]. Как правило, пегматиты Калба-Нарыма имеют довольно высокие содержания Rb примерно от 500 до 3000 ppm, которое приближается к самым высоким значениям в мусковите и калиевом полевом шпате. Содержание Ga довольно низкое (от 11,5 до 41 ppm) в целом в пегматите и возрастает до 98,8–198,1 ppm в мусковитах и других слюдах, а также турмалинах (75,1 ppm) и сподуменах (52,2 ppm) некоторых месторождений (рисунок 6.7).

	K/Rb	Al/Ga
Ub	33	725
Bk	10	768
Ah	54	3346
Kk	34	1265
Og	40	1342
To	34	3212
Al	14	1145
De	56	3705
Ch	82	1051
Q	66	3509

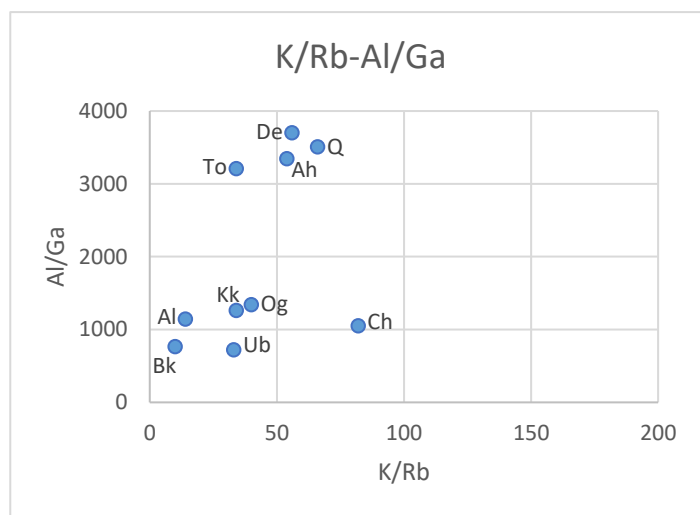


Рисунок 6.7 – Диаграмма зависимости Al/Ga от K/Rb

Примечание – Составлено по источнику [100, с. 126].

Калишпат и мусковит кристаллизуются в течение длительных периодов затвердевания пегматита и гранита. Эти минералы обеспечивают накопление Rb, Cs, Ca, Sr, Pb, Ba, Eu, La и Li, а также B, Ga, Ge, Fe, Mg, Ti и P [112–116].

Для понимания петрогенетических связей между гранитами и пегматитами и характеристики степени геохимической эволюции для предположительно когенетичных месторождений различных типов поля пегматитов Тоторала. Oyarzabal J., Miguel A.G. & Perino E. проведены детальные геохимические исследования калиевого полевого шпата и мусковита. Их данные свидетельствуют том, что граниты S-типа с пегматитового поля Тотораль, Сан-Луис, Аргентина и географически связанный с ними рой редкоэлементных пегматитов составляет фракционный тренд, то есть связаны между собой [109, с. 316].

Автором диссертационной работы были проведены подобные исследования в пределах пегматитовых рудных полей Восточного Казахстана.

6.2.4 Изучение геохимии пегматитов по составу КППШ

Автором диссертации были исследованы КППШ из обогащенных редкими элементами пегматитов с контрастными геохимическими параметрами, которые встречаются в посттектонических гранитных массивах Калба-Нарымского редкометального пояса. В эволюции магматитов Калба-Нарыма многие авторы выделяют 3 периода активизации крупномасштабного гранитоидного

магматизма: 295 ± 1 млн лет проявился раннекалбинский гранодиорит-гранитный биотитовый комплекс; 287 ± 1 млн лет назад - позднекалбинский гранит-лейкогранитный комплекс; и 284 ± 2 млн лет назад произошло внедрение монастырского лейкогранитного комплекса [117].

Ar/Ar изотопные датировки по слюдам из тех же гранитоидов растягиваются в диапазоне от возраста формирования соответствующих комплексов, определенного с помощью U/Pb метода по циркону, до значительно более молодых величин – порядка 270-267 299 270 млн лет [118, 119].

Согласно Дьякова Б.А. редкометалльная минерализация здесь связана с редкометалльными пегматитовыми полями Центральной, Северо-Западной Калбы и Юго-Западной Калбы (Нарыма). Все известные рудные поля редкометалльных пегматитов приурочены к гранитоидам Калбинского комплекса I и II фазы и монастырского комплекса. Химический состав и петрохимические характеристики гранитоидов представлены в главе 3.

Микроэлементный состав мусковита, как и КППШ, признан информативным в программах исследования пегматитов в качестве выявления потенциально богатых на Li пегматитовых тел [120].

Большинство гранитных пегматитов не содержат промышленно важных концентраций редких элементов и Li; однако в пегматитовых расплавах, подвергшихся значительному фракционированию редких элементов, может развиваться литиевая, танталовая, оловянная минерализация, характеризующаяся присутствием алюмосиликатов лития сподумена, петалита или лепидолита, касситерита, колумбита, танталита и пр. [121, с. 1-2].

Доказано, что содержание микроэлементов в пегматитовых полевых шпатах и слюдах является полезным маркером для различения химически примитивных пегматитов от умеренно и высоко фракционированных, обогащенных редкими элементами. Некоторые микроэлементы достаточно давно используются в качестве подобных индикаторов эволюции пегматита. Среди них наиболее изучены Rb, Cs, Sr, Ba, Pb. Таким образом можно использовать наиболее типичные для пегматитов минералы, такие как КППШ и мусковит в качестве прокси репера для оценки химической эволюции и обогащения пегматита редкими элементами [109, с. 315; 121, с. 2].

По данным Wise M. et al. (2024) распространенность элементов (например, Rb, Cs, Ta) и соотношения (K/Rb, K/Cs, Nb/Ta) служат ценными инструментами для быстрой оценки степени фракционирования редких элементов в гранит-пегматитовых телах и позволяют оценивать степень их рудоносности [121, с. 1-2].

В результате исследований микроэлементного состава массива Стржегом-Собутка в Судетах, было установлено, что диаграммы K/Rb против Cs и Ga по данным их содержаний в пегматитовом калиевом полевом шпате (КППШ) позволяют использовать эти данные для анализа различных петрогенетических особенностей гранитно-пегматитовых систем [122, с. 109]. Руководствуясь этими и другими опубликованными данными, автором данного исследования, были построены диаграммы отношений содержания микроэлементов K/Rb - Cs; K/Rb-

Ba; Р - Ga; K/Cs-Rb в калиевых полевых шпатах основных рудных полей изучаемой территории [100, с. 322; 109, 322, 323; 122, с. 110]. Полученная информация позволяет сделать некоторые выводы по степени фракционирования пегматитов изучаемых рудных полей и условно определить их принадлежность к определенным типам и подтипам семейства пегматитов LCT (рисунок 6.8 а, б). Данные для построения дискриминационных диаграмм получены по результатам изучения КППШ (ICP-MS), полученных автором в лаборатории Центра опережающего развития «VERITAS» ВКТУ им. Д. Серикбаева (таблица 6.1).

Отношение K/Rb позволяет охарактеризовать степень геохимической эволюции пегматитов региона от безрудных и переходных к берилловому типу образований до альбит-сподуменовых и альбитовых пегматитов [109, с. 315]. Для возможности сравнить полученные автором результаты с результатами других исследователей на этих рисунках были также вынесены и выделены цветом поля фракционирования пегматитов по данным Oyarzabal J. и выполненные этой группой авторов в пегматитовом поле Тотораль, Сан-Луис, Аргентина. Стрелочки указывают на направление процесса фракционирования и последовательную смену пегматитов от слабо фракционированных микроклинового и бериллового типа до альбит-сподуменовых и альбитовых (рисунки 6.8 а, б, в, г) [109, с. 323].

График K/Rb-Cs (рисунок 6.8 а) часто используется как один из лучших индикаторов эволюции пегматитов. На данном графике точками были вынесены данные по содержанию K/Rb-Cs, соответствующие разным группам пегматитов месторождений Калба-Нарыма, пегматитового поля Тотораль Сан-Луис, Аргентина [109, с. 323].

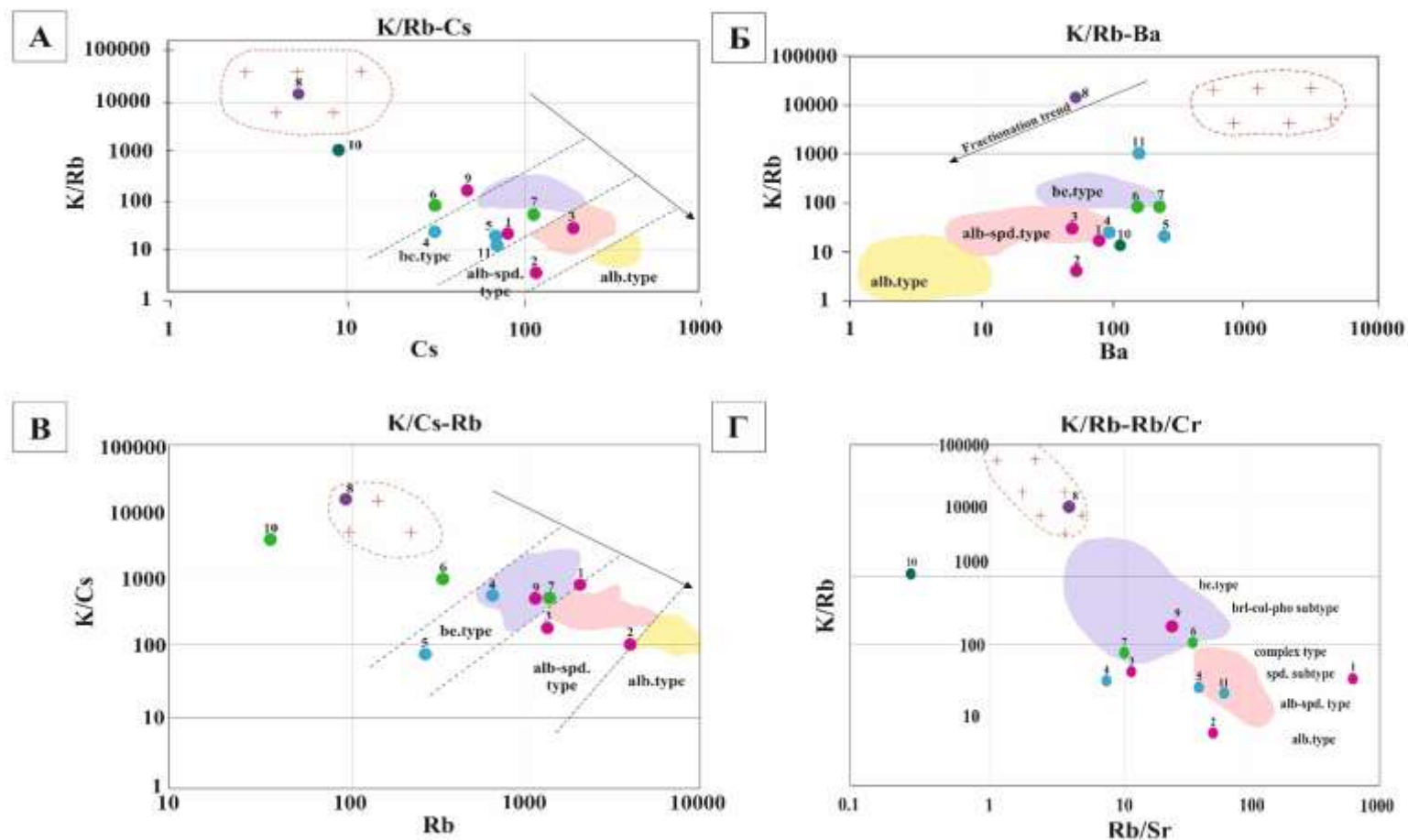
Анализ показывает, что точки, соответствующие данным по месторождения Чердожк сместились в поле гранитоидов. Пегматиты Ахметкино и Нижнего Лайбулака оказались в поле безрудных пегматитов. В поле бериллиевого типа попали пегматиты месторождений Кварцевое, Юбилейное, Точка, Медведка и Алдай, в пегматиты сподуменового типа – Бакенное и Кармен-Куус.

Если сравнить полученные поля распределения пегматитов Восточного Казахстана и пегматитового поля Тотораль, можно сделать вывод, что поля пегматитов бериллиевого типа и сподуменового типа имеют гораздо более низкие концентрации Cs в КППШ этих рудных полей. Значения, полученные для Cs, изменяются в диапазоне от 5,52 в безрудных или слаборудных пегматитах Дельбегетей до 196,3 ppm в КППШ месторождения Бакенное, но находятся в рамках соответствующих зон фракционирования, выделенных в работе J.Oyarzabal et al. [109, с. 323].

Отмечается аномально завышенные содержания K/Rb в пробах из пегматитов Ахметкино и Нижний Лайбулак с довольно высоким содержанием берилла, но попавшим в поле пустых или безрудных пегматитов. Также отмечаются довольно низкие содержания Cs и завышенные K/Rb в пегматитах месторождения Юбилейное, что привело к их положению в поле бериллиевых пегматитов, несмотря на высокие содержания сподумена в основной их массе.

Таблица 6.1 – Данные для построения дискриминационных диаграмм по микроэлементному составу КППШ Калба-Нарымской, Западно-Калбинской зон по результатам ICP-MS

Месторождение	Ga	P	Ba	Rb	K	Cs	Sr	K/Rb	K/Cs	Rb/Sr	Li
Н. Лайбулак	17	40,2	-	1200,0	19600	47,1	-	163,3	416,1	-	-
Юбилейное	13,2	418,0	93,9	2230,0	48168	79,0	6,7	21,6	609,7	117,5	121,55
Бакенное	24,5	220,0	52,27	4362,0	17472	196,3	91,3	4,1	8,96	47,8	9631,0
Кармен-Куус	21,0	3593	49,11	1360,0	41488	256,2	118,3	30,5	161,9	11,5	2778,02
Точка	36,6	244,4	97,02	663,5	16056	31,4	97,8	24,2	511,3	6,8	3400,8
Алдай	14,8	75,4	277,8	267,0	4806	68,9	37,3	18	69,75	7,13	1097,02
Медведка	27,96	40,0	112,3	1300,0	18800	69,9	60	14,46	268,9	21,66	71,94
Кварцевое	9,7	743,0	247,2	1433,0	82254	190,4	131,1	57,4	432,0	10,9	3090,59
Ахметкино	16,9	673,0	149,9	341,8	28866	30,9	34,7	84,45	934,1	31,75	4225,33
Чердоjak	5,9	1939,0	156,0	30,4	9758	9,0	124,3	321,0	084,2	0,86	10,81
Дельбегетей	26,6	1371	61,07	90,1	68475	84,3	23,6	206	759	3,8	45,55



1-11 – пегматиты (1- Юбилейное, 2- Бакенное, 3- Кармен-Куус, 4- Точка, 5 – Алдай, 6- Ахметкино, 7- Кварцевое, 8- Дельбегетей, 9 - Нижний Лайбулак, 10 Чердоjak, 11 – Медведка)

Рисунок 6.8 - Дискриминационные диаграммы для LCT -семейств гранитных пегматитов (тренд фракционирования) по:
а) K/Rb - Cs; б) K/Rb-Ba; в) K/Rb-Rb; г) K/Cs-Rb в КПШ)

Примечание – Составлено по источнику [109, с. 323].

Диаграмма K/Cs - Rb (рисунок 6.8 б) также отлично демонстрирует дифференциацию пегматитов Восточного Казахстана. Распределение их по полям фракционирования, в общем повторяет ситуацию графика K/Rb - Cs, за исключением пегматитов месторождения Юбилейного, которые, как и ожидалось, попали в поле сподуменовых. В сравнении с пегматитами пегматитового поля Тоттораль можно отметить, что положение полей фракционирования Восточно-Казахстанских пегматитов практически совпадает с полями распределения пегматитов Аргентины [109, с. 323].

Диаграмма K/Cs - Ba (рисунок 6.8 в) позволяют четко выделить поля, соответствующие определенным типам пегматитов: безрудный, берилловый, обогащенный сподуменом и альбитовый типы.

Среднее содержание бария в пегматитах варьируется от 49,11 в сподуменовых пегматитах Кармен-Куус до 277,8 ppm в берилловых пегматитах Алдай. Диаграмма K/Rb-Ba демонстрирует устойчивое уменьшение содержания Ba, связанное с геохимической эволюцией пегматитов от берилловых до альбитовых. По содержанию Ba в КПШ пегматиты Дельбегетя также попали в поле гранитоидов, а Чердожка в пустые безрудные.

В поле берилловых попали пегматиты Точки, Алдая, Ахметкино, Кварцевое и Нижнего Лайбулака. К альбит-сподуменовым- пегматиты Юбилейного, Бакенного месторождения, Точки, Медведки и Кармен-Куус. В поле альбитовых не попало ни одно проявление пегматитов.

Диаграмма K/Rb- Rb/Sr На диаграмме K/Rb-Rb/Sr можно выделить несколько полей, которые слегка перекрываются, но показывают группировку отдельных пегматитов в типы бериллиевых и сподуменовых. Первая группа совпадает с той, что определена Galliski M.A. et al. (1997) для мусковита и безрудных редкоэлементных пегматитов LCT, NYF (Nb, Y, F) или гибридной сигнатуры Пампейской пегматитовой провинции (рисунок 6.8 г). Тем не менее в Тотторальское пегматитовое поле группирует калиевый полевой шпат из плодородных гранитов в редкоэлементных пегматитах.

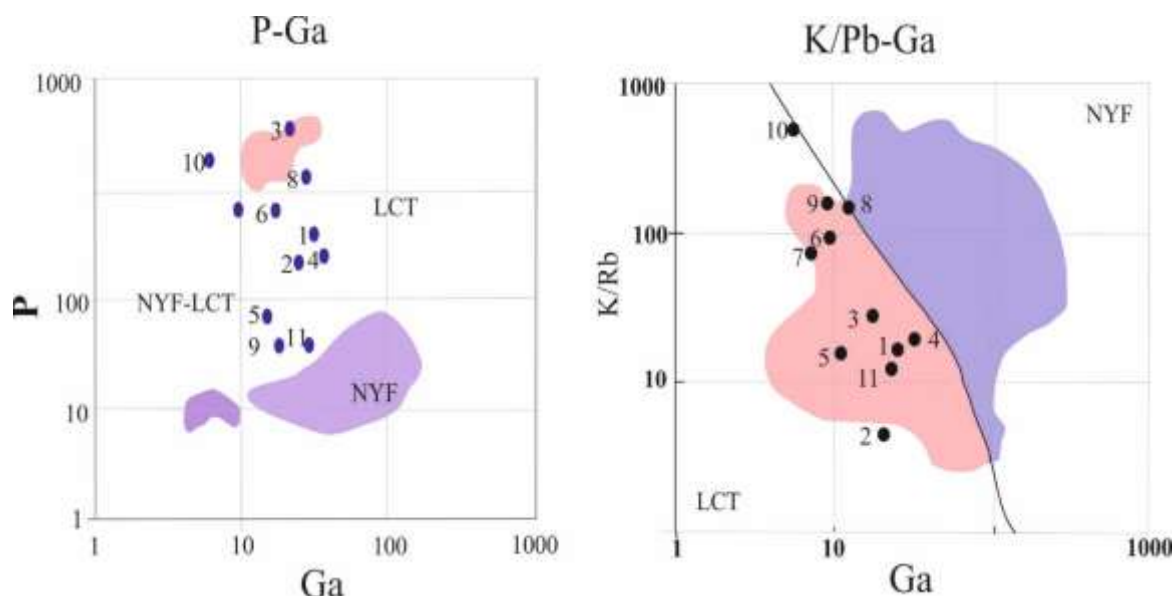
Микроэлементный состав пегматитов также можно использовать для ориентировочного деления пегматитов на LCT и пегматитах NYF семейства.

Минимальные значения содержания фосфора отмечается в пегматитах, связанных с гранитами типа NYF (ниобий-иттрий-фтор) и слабо фракционированные типа LCT. Повышенное содержание галлия наблюдается в пегматитах, связанных с гранитами типа NYF (ниобий-иттрий-фтор). Напротив, пегматиты, связанные с гранитами типа LCT (литий-цезий-тантал), характеризуются высоким содержанием фосфора и более низкими концентрациями Ga, Fe и Pb [122, с. 110].

Умеренные содержания Ga при повышенных значениях Р в пегматитах Калба-Нарыма соответствуют признакам пегматитов типа LCT (литий-цезий-тантал). Такие данные согласуются с результатами ранее проведенных исследований [109, с. 326; 122, с. 110]. Таким образом, анализ содержания Р и Ga в КПШ может быть эффективным инструментом для различения других популяций пегматитов в массивах Калба-Нарыма (рисунок 6.9 а, б).

Это подтверждается более ранними выводами, основанными на ассоциациях акцессорных минералов в группе месторождений семейства LCT (Калба-Нарымской зоны) и NYF, таблица 6.1.

Ниже приводятся графики дискриминационной диаграммы для LCT и NYF-семейств гранитных пегматитов, основанных на K/Rb - Ga концентраций в КПШ, рисунок 6.9.



а) P-Ga диаграмма (наложенные поля – положение the Strzegom (blue) & Siedlimowice (red) pegmatites, Судеты, Польша); б) K/Rb против Ga концентраций в КПШ по Wise (2013); 1-10 – пегматиты (1 - Юбилейное, 2 - Бакенное, 3 - Кармен-Куус, 4 - Точка, 5 – Алдай, 6 - Ахметкино, 7 - Кварцевое, 8 - Дельбегетей, 9 - Нижний Лайбулак; 10- Чердожак, 11 - Медведка)

Рисунок 6.9 – Дискриминационная диаграммы для разделения LCT и NYF-семейств гранитных пегматитов

Примечание – Составлено по источнику [122, с. 110].

6.2.5 Особенности геохимии пегматитов, основанные на микроэлементном составе мусковита

Микроэлементный состав мусковита, как и КПШ, признан информативным в программах исследования пегматитов в качестве выявления потенциально богатых на Li пегматитовых тел [121, с. 1; 123].

Мусковит присутствует в различных типах пегматитов и кристаллизуется на разных стадиях развития пегматита. Он в значительных количествах присутствует в гранитных пегматитах, являясь третьим по встречаемости в них после кварца и полевых шпатов [121, с. 2].

Предложенная (Cerný&Ercit, 2005; Wise et al. 2024) классификация семейств пегматитов выделяет три группы, охватывающие широкий спектр типов пегматитов на основе их совокупности первичных акцессорных породообразующих и редкоэлементных минералов [106, с. 2006; 121, с. 2]. Все 3 группы имеют спецификацию в виде обогащения микроэлементами. Пегматиты

семейства LCT характеризуются обогащением Li, Rb, Cs, Be, Sn, Nb, Ta, B, P и F, но обычно имеют низкое содержание Ti, Zr, Y и PЗЭ. Семейство NYF характеризуются высоким содержанием Ga, Zr, Y, Nb, Ti, U, Th, REEs, Zn, F и Cl [106, с. 2017].

Известны также NYF - LCT пегматиты, не входящие ни в одну из этих 2 групп и в которых отмечено обогащение Al-, B- и Be-содержащими минералами.

Мусковит встречается во всех трех группах пегматитов (при наибольшей распространенности в пегматитах семейства LCT), что позволяет использовать его для изучения всех групп пегматитов [121, с. 2].

Сложная история кристаллизации гранитных пегматитов обычно приводит к появлению у мусковита широкого спектра минералогических и текстурных особенностей в зависимости от степени фракционирования пегматитов. Так, в простых пегматитах формируются средне- и крупнозернистые кварц-мусковитовые агрегаты, которые встречаются в больших массах или жилах в промежуточных зонах и на краях кварцевого ядра пегматита. В пределах зон аплитизации или грейзенизации единиц проявляются мелкозернистые серебряные и бледно-коричневые чешуйки мусковита. В зонах обогащения Li появляются зеленоватые зонированные кристаллы мусковита, окаймленные мусковитом, сиреневого цвета - лепидолитом, часто развивающимся по краям миаролитовых полостей [124, с. 37].

Микроэлементный состав мусковита из гранитных пегматитов был широко изучен, а поведение Li, Rb и Cs оказалось чрезвычайно ценным для понимания химической эволюции пегматитов [121, с. 2]. Химический состав микроэлементов также использовался Wise et al. (2024) на основе анализа более чем 1190 опубликованных и собственных анализов мусковитов (от обычных до (Be-Nb-Ta-P)-обогащенных, обогащенных Li и REE, а также F-обогащенных пегматитов с содержаниями Li от 10 до 20000 ppm в зависимости от степени фракционирования пегматита) в качестве инструмента для различения минералогически простых пегматитов от пегматитов с потенциальной Li-минерализацией [121, с. 1, 3].

Wise et al. (2024) утверждали, что соотношение K/Rb и распространенность мусковита в редких щелоках можно рассматривать как важный инструмент в поисках сподумено- или петалитсодержащих пегматитов. По их данным, в мусковите пегматитов с низкой степенью фракционирования K/Rb от 25 до 618 ppm, содержание Li <200 ppm, редко выше. Умеренно фракционированные пегматиты с обогащением Be, Nb, Ta и P содержат в мусковитах Li от 5 до >1700 ppm, K/Rb 7–45 ppm. Мусковит из умеренно и сильно фракционированных сподуменовых пегматитов показывают K/Rb 1,4–84 ppm, Li от 35 до >18 100 ppm [121, с. 1, 3]. Пегматиты, содержащие значительные минералы, богатые PЗЭ и F, могут содержать мусковит с соотношением K/Rb от 4 до 691 и Li от 19 до 15 690 ppm. Был сделан вывод, что поведение мусковита в отношении K/Rb-Li может быть полезным при оценке потенциала литий-минерализации в некоторых типах гранитных пегматитов [121, с. 1].

Selway et al. (2005) предположили, что пегматиты с наибольшим потенциалом минерализации сподумена содержат крупнозернистый зеленый мусковит с соотношением $\text{Li} > 2000 \text{ ppm}$ и $\text{K/Rb} < 20$ [125]. Maneta V., Baker D.R. (2019) сделали вывод, что концентрации $\text{Li} > 500 \text{ ppm}$ в мусковите, надежно указывают на присутствие Li-алюмосиликатов в пегматитах Моблан в Квебеке, Канада [126].

При изучении пегматитов стран СНГ Гордиенко В.В. обнаружил содержание Li от 470 до 1370 ppm в мусковите из сподуменосодержащих пегматитов [121, с. 2; 127]. Данные о содержании Li и K/Rb представлены в таблице 6.2.

В принципе вышеприведенные разными авторами работы подтверждают общую закономерность - с ростом степени фракционирования пегматитов в мусковитах наблюдается устойчивый рост содержания Li и уменьшение значения соотношения K/Rb.

Для выявления особенности поведения микроэлементов в мусковитах из пегматитов Восточного Казахстана были проанализированы результаты геохимических анализов (таблица 6.2), построены графики Al/Ga-Ga, K/Rb против Rb, Ta против Ga, Ta против Cs.

График Al/Ga-Ga отстроенный по микроэлементному составу Калба-Нарымской зоны и Северо-Западной Калбы показывает, что высокое содержание Al (2800–3500 ppm) при низком содержании Ga (50 ppm) присущи месторождениям пегматитов генетически связанных с I и II фазой калбинского гранитоидного комплекса Карагоин-Сарыозекской тектонической зоны Центральной Калбы (Точка, Медведка, Ахметкино) и Северо-Западной Калбы (Кварцевое). На графике (рисунок 6.10) четко выделяется зона со средним содержанием Ga от 70 до 180 ppm и низким соотношением Al/Ga до 1300. Данные пегматиты локализуются в Центральной Калбе, формируя Центрально-Калбинское пегматитовое поле (Бакенное, Юбилейное, Кармен-Куус, Огневское, и др.). Практически все месторождения рудного поля относятся в высоко литиевым альбит-сподуменовым.

	Ga	Al/Ga
1.N.L	189	480
2.Kk	74	1265
2. Ub	32	1456
2. Og	98	1131
2. Bk	144	662
3. Md	33	2893
3. To	43	3212
3. Al	0	0
4.II Ah	24	3423
4.II Q	20	3058
5. Ch	18	934

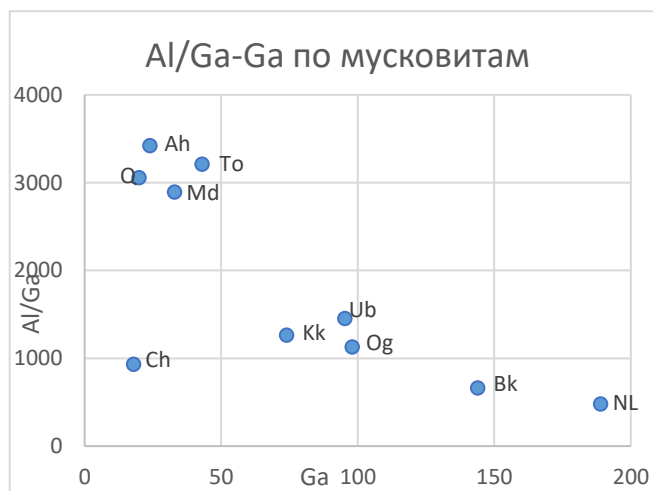


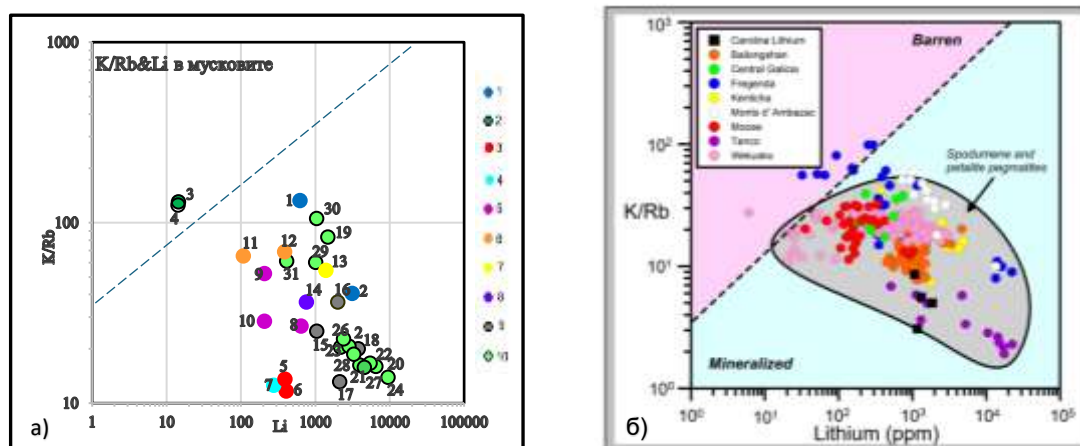
Рисунок 6.10 – Диаграмма зависимости Al/Ga от Ga

Примечание – Составлено по источнику [100, с. 123].

Таблица 6.2 – Данные по составу микроэлементов мусковитов из рудных полей Восточного Казахстана

Местоположение	Li, ppm	Rb, ppm	Cs, ppm	Nb	Ta	Sn	Ga	Al/Ga	K/Rb	Y	W
Ах-4	108,3	522,6	24,64	59,92	22,14	75,27	36,59	3060,946	65,30808	3,22	0,56
Ах-5	388	697,2	54,05	41,34	22,5	69,57	31,11	2362,584	36,37407	0,64	0,35
Ах-6	1399	399,1	18,67	64,73	32,4	57,83	32,4	3253,086	68,85492	2,21	0,4
Ах-8	760,6	786,9	132	15,76	2,93	212	20,43	3631,914	54,4796	24,23	1,67
Бакенное	267	3270,0	253,3	193,7	24,03	435,40	119,40	1209,38	17,5	0,49	2,97
Бакенное	2125	4751,0	407,6	159,5	9,95	423,90	141,90	930,94	13,1	1,69	2,18
Бакенное	3799	3079,0	245,4	227,8	13,02	399,50	111,90	1381,59	20,0	2,18	5,62
Бакенное	34500	74,7	54,7	8,569	2,67	210,00	59,51	2033,27	22,5	0,64	0,23
Огневка	1046,4	2134	380,5	126,6	102,2	868,7	80,02	1385,904	24,99	1,01	68,3
Огневка	2006,1	1629	370,5	113,4	50,37	471	63,37	1720,057	36,43	5,48	66,35
Юбилейное (13)	2143,54	1366,7	674,3	40	27,62	180	95,4	1903,2	36,2	5,4	1,5
Точка Т-6Т-7	622,0	159,9	26,9	14,87	16,69	50,90	19,28	2728,21	132,46	0,70	1,85
Точка Т-2	3130,0	961	308,6	26,70	9,02	101,40	25,91	3107,29	40,58	7,79	2,08
Точка ТО-5	14,59	103,5	7,04	11,14	0,51	0,77	28,81	1518,57	130,24	5,23	0,15
Точка ТО-6	14,29	98,5	7,42	9,39	0,45	1,03	23,91	1724,38	125,08	5,20	0,21
Точка Т-3	390,95	1285	458,82	66,20	23,35	52,84	43,72	1231,01	13,55	23,36	1,15
Точка Т-15	407,45	1354,5	369,42	39,25	2,93	40,83	30,36	1269,76	11,66	38,08	1,01
Медведка Т-18	645,1	1482	113,3	60,73	65,72	40,9	39,21	1240,43	26,73	25,6	2,25
Медведка Т-22	277	4969	162,2	120,8	18,87	275,4	96,7	2715,04	12,57	1,7	1,86
Медведка Т-25	27,57	37,9	4,79	85,7	20,92	13,26	18,45	92,12	52,27	13,73	0,37
Медведка Т-25-1	208,7	1239,0	93,49	112,6	74,07	16,5	52,15	1148,36	28,44	2,12	1,59
Кварцевое 5-24М слюда	452,60	1166,00	176,70	90,84	59,50	299,10	63,97	2040	48,65	0,42	52,90
Н. Лайбулак (10)	120,2	1200	47,1	44	9,2	500	-	-	16,33	-	-

По данным Cerný P., Burt D. (1984) повышенные значения Li в мусковите могут указывать на присутствие ассоциаций, содержащих Li, в популяциях пегматитов LCT. Абсолютное значение Li в мусковите из гранитных пегматитов может достигать 30000 ppm. Ими был определен порог содержания в 500 ppm, что может служить ориентиром для поисков пегматитов, содержащих сподумен [121, с. 2; 128]. При проецировании данных микрокомпонентного состава мусковита исследуемых пегматитов на диаграмму K/Rb по сравнению с Li (рисунок 6.11), предложенную Wise M. et al. (2022), на рисунке 6.11 а пегматиты Восточного Казахстана располагаются четко в поле составов мусковитов из сподуменовых пегматитов [108, с. 20].



а) диаграмма K/Rb-Li систематики по пегматитам Восточного Казахстана (1-3 Точка; 4-5 Медведка; 6-8 Ахметкино; 9- Бакеное, Огневское; 10 Юбилейное); б) данные по Bailongshan field, China; Central Galicia field, Spain; Fregenda area, Spain; Kenticha pegmatite, Ethiopia; Monts d'Ambazac field, France; Moose pegmatite, Northwest Territories, Canada; Tanco pegmatite, Manitoba, Canada; & Dike 1, Wekusko Lake field, Manitoba, Canada

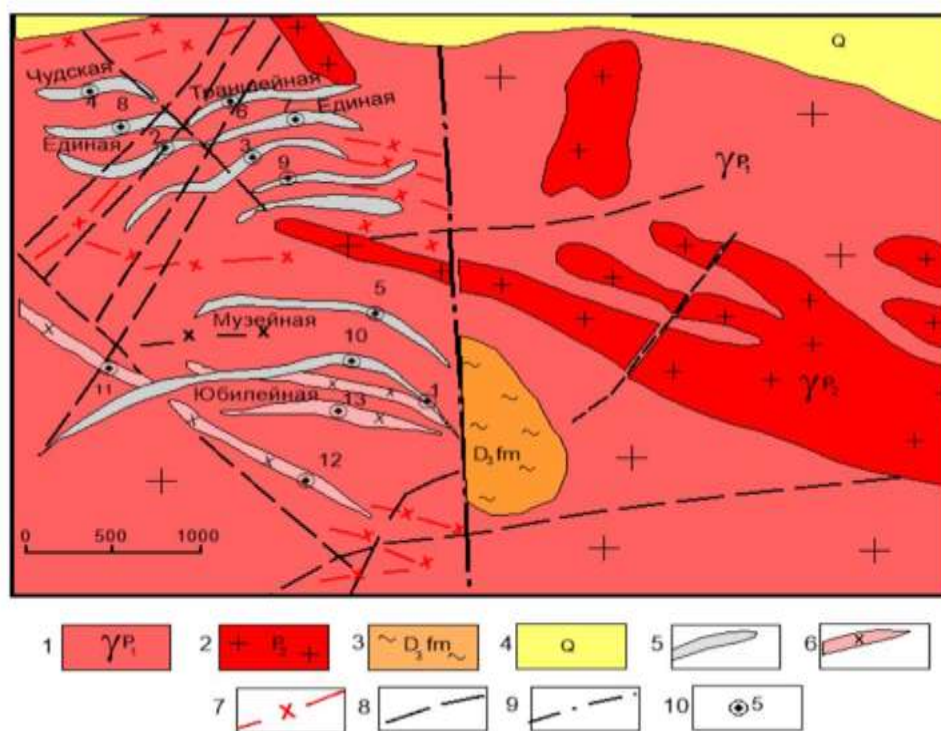
Рисунок 6.11 - Диаграмма K/Rb-Li систематики по мусковитам Восточного Казахстана для сравнения другими Li-пегматитами мира

Примечание – Составлено по источнику [108, с. 20].

6.2.5 Зональность пегматитовых рудных полей по микроэлементному составу пегматитов

Были изучены 13 образцов мусковита, отобранных из различных пегматитовых жил на месторождении Юбилейное в Центральной Калбе, рисунок 6.12. Образцы мусковита отбирались из пегматитовых жил и пегматит-аплитов.

Геохимические характеристики мусковита из различных зон пегматитового рудного поля Юбилейного месторождения демонстрирует ярко выраженную площадную зональность и прогрессивную геохимическую эволюцию (Приложение 3). При наложении данных по содержаниям на диаграмму K/Rb – Cs четко выделяются богатых калиевым полевым шпатом пегматитов блокового типа, так называемые безрудные пегматиты (12M) (barren type); пегматиты бериллового типа (ber type) (подтип берилл-колумбита (brl-col) (1M, 11M, 13M); альбит сподуменовый тип (alb-spd type) (5M, 7M, 3M, 4M, 8M, 9M, 10M) и тип альбитизированных пегматитов (alb-type) (2M, 6M) (рисунок 6.13).



- 1 - порфировидные биотитовые граниты (калбинский комплекс I фаза);
 2 - мусковитовые граниты (калбинский комплекс II фаза); 3 - сланцы (такырская свита (D_3fm)); 4 - четвертичные отложения; 5 - пегматитовые тела (жилы); 6 - аплиты, пегматит-аплиты; 7 - жильные альбитизированные пегматиты; 8 - разрывные нарушения; 9 - региональный глубинный разлом; [1, с. 52, 62] 10 - номера точек отбора образцов

Рисунок 6.12 – Схематическая геологическая карта района месторождения Юбилейное

Примечание – Составлено по источнику [1, с. 52, 62].

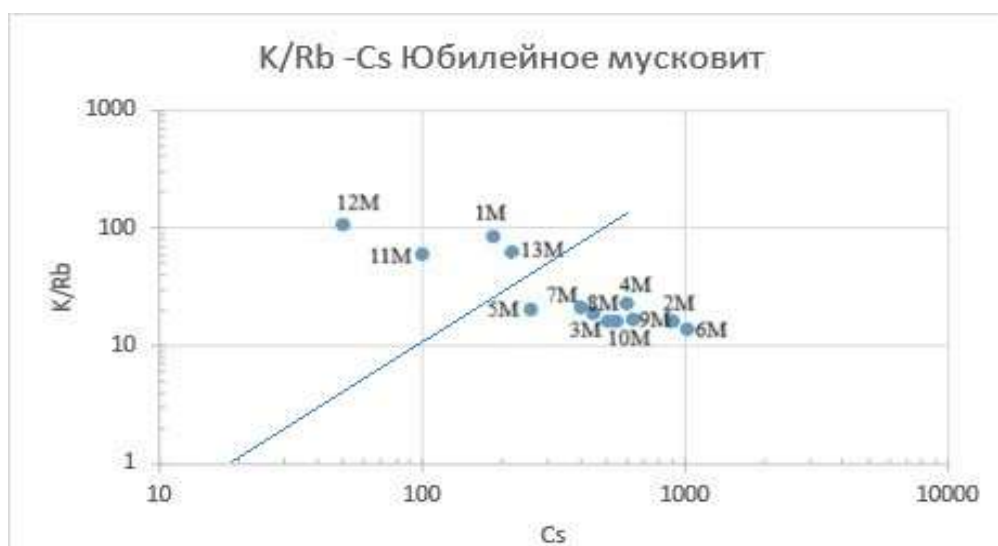


Рисунок 6.13 – Положение точек зависимости K/Rb-Cs в мусковитах пегматитовых тел месторождения Юбилейное

Примечание – Составлено по источнику [129, с. 112].

В мусковитах наблюдается прогрессивное обогащение Rb, Cs и Y от пегматитов типа (barren type) к типу (alb-type). Самые высокие содержания Ta и Sn в мусковите относятся к пегматитам типа (alb-spd и alb type). Содержание W имеет положительную корреляцию с отношением K/Rb-Cs (рисунок 6.13, Приложение 3), прогрессивно уменьшаясь от наименее фракционированных разностей (12M) к максимально фракционированным (3M, 4M, 2M, 6M). Прогрессивная геохимическая тенденция в содержаниях микроэлементов в мусковите из пегматитов Юбилейного месторождения предполагает их генетическую связь и фракционирование из общей материнской магмы.

Положение точек зависимости K/Rb-Cs в мусковитах из пегматитовых тел месторождения Юбилейное (рисунок 6.14) показывают явно выраженную зональность в распределении пегматитов в направлении от юго-востока к северо-западу с увеличением содержаний Li от 1042 до 9478 ppm и Rb от 748 до 5837 ppm, Cs от 49,9 до 1023 ppm (Приложение 3). Наиболее фракционированные и богатые литием, цезием и рубидием пегматитовые жилы расположены на расстоянии 10–15 м от интрузивных образований II фазы калбинского комплекса.

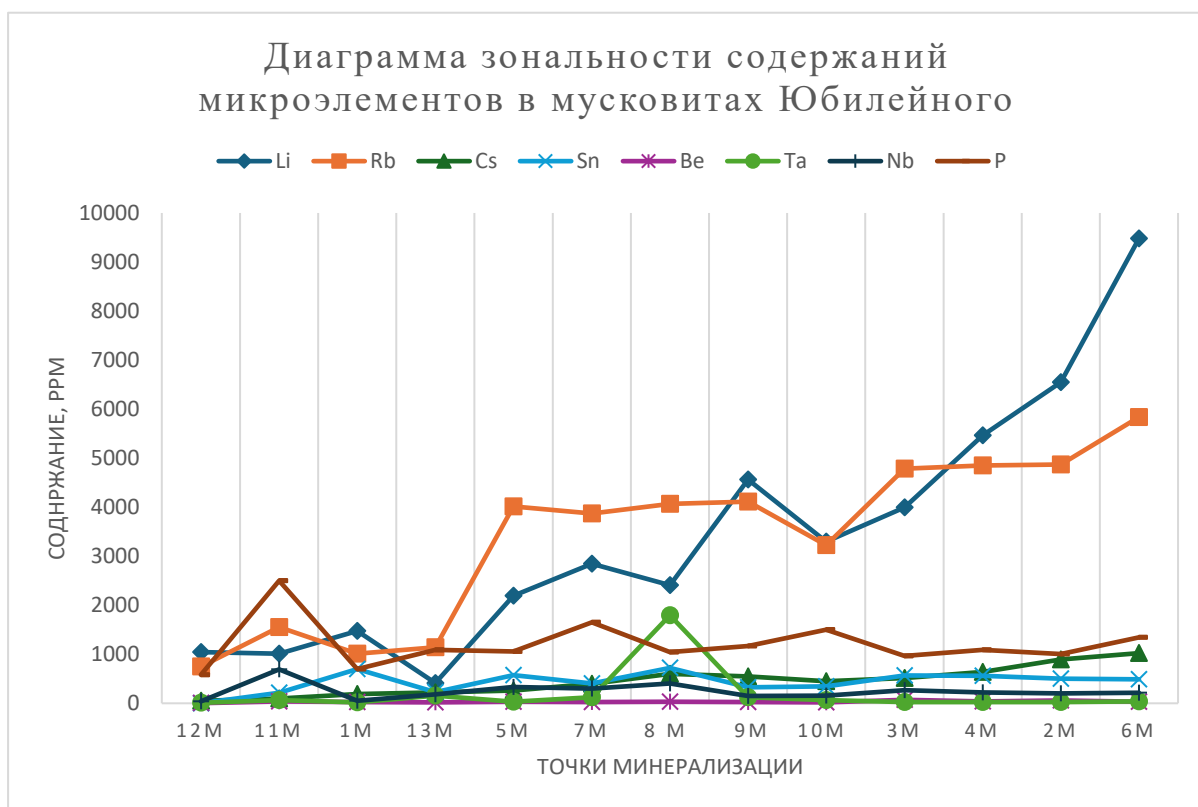


Рисунок 6.14 – График зональности пегматитовых рудных тел в пределах месторождения Юбилейное

Вывод. Полученные данные позволяют подтвердить предположение о возможности выявления зональности крупных пегматитовых полей по степени фракционирования отдельных пегматитовых жил и тел на основании микроэлементного состава мусковита с выделением наиболее перспективных из них на обнаружение промышленно важных на литиевое оруденение.

5.2.6 Исследование потенциальной танталоносности пегматитов на основании микроэлементного состава мусковита

Мусковит многими авторами признан как наиболее интересный минерал с точки зрения определения повышенного содержания в пегматитах не только лития, но ряда редких минералов, таких как ниобий и тантал. Гордиенко (1971) предположил, что содержание Ta в белой слюде <20 и >5 до 70 ppm указывает на потенциальную минерализацию оксида Ta [130, с. 1894].

Подобные исследования проводились Möller P. & Morteau G. Ими использовались геохимические и морфологические характеристики альбита, калиевого полевого шпата и белой слюды из пегматитов в Канаде, Южной Африке и Европе, которые были изучены на предмет их полезности в качестве инструментов разведки для обнаружения Ta пегматитов и сделаны выводы, что соотношение Ta-Cs, Ta-K/Cs в крупнозернистом раннем мусковите оказывается наиболее информативным ориентиром на первом этапе разведки пегматитов на содержание промышленных концентраций Ta [130, с. 1895].

Автором работы были проведены исследования потенциальной танталоносности пегматитового рудного поля Юбилейное с использованием репрезентативных графиков Ta-Cs, Ta-K/Cs (рисунок 6.15). Данные для построения диаграмм приведены в Приложении 3.

Линии минимальных содержаний Ta для белых слюд в экономически важных пегматитах с Ta-минерализацией приведены по Гордиенко (1971) и Беусу (1966). Из анализа этих двух диаграмм видно, что практически все точки содержаний Ta в мусковитах расположены выше кривых Гордиенко – Беуса, что может свидетельствовать о достаточно высоком обогащении пегматитов Ta.

Согласно Гордиенко и др. альбитизация пегматитов может значительно увеличивать количество извлекаемых оксидов Ta. Поэтому рост содержания Ta и Cs в метасоматически альбитизированных пегматитах можно считать наиболее перспективными критериями потенциальной рудоносности на Ta (рисунок 6.15).

Таким образом, пегматиты Юбилейного рудного поля оценены с использованием различных геохимических критериев и репрезентативных диаграмм, это позволило сделать вывод о том, что в пределах рудного поля наблюдается ярко выраженная горизонтальная зональность пегматитов по степени фракционирования и содержания Ta и Nb (рисунок 6.15).

Положительный результата также получен на диаграмме Ta против Cs и Ta против K/Cs (рисунок 6.15), где образцы мусковита исследуемых пегматитов располагаются между и выше линии минерализации Ta-Nb Беуса (1966) и Гордиенко (1971). Можно отметить, что пегматиты Юбилейного рудного поля перспективны на Ta оруденение.

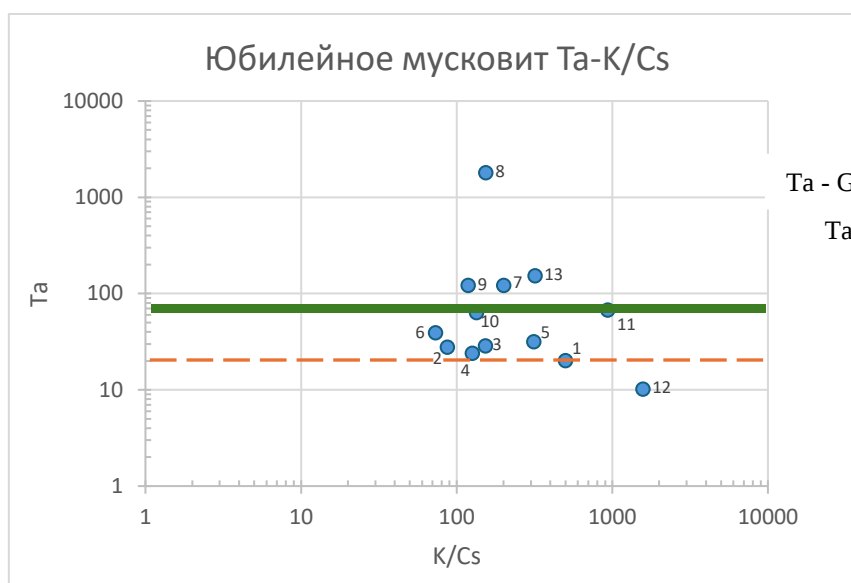
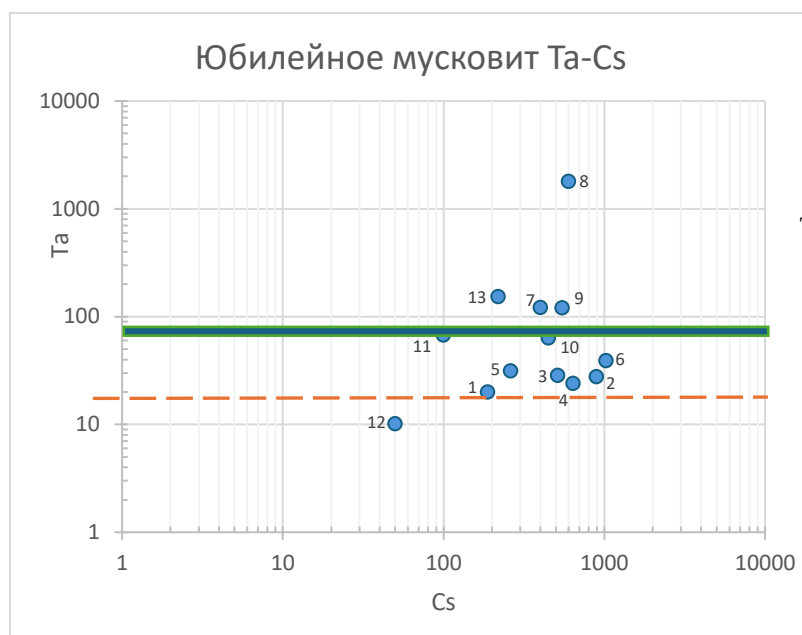


Рисунок 6.15 – Диаграммы содержаний Ta против Cs Ta и против K/Cs в мусковитах из пегматитов Юбилейного рудного поля

Примечание – Составлено по источнику [130, с. 1895].

На рисунке 6.16 отмечается рост содержаний Ta в зависимости от степени фракционирования пегматитов и росту содержания Cs. Отмечено также синхронный с ростом содержания Ta рост содержания Nb, что может свидетельствовать о широком распространении танталита-колумбита в пегматитовых телах Юбилейного.

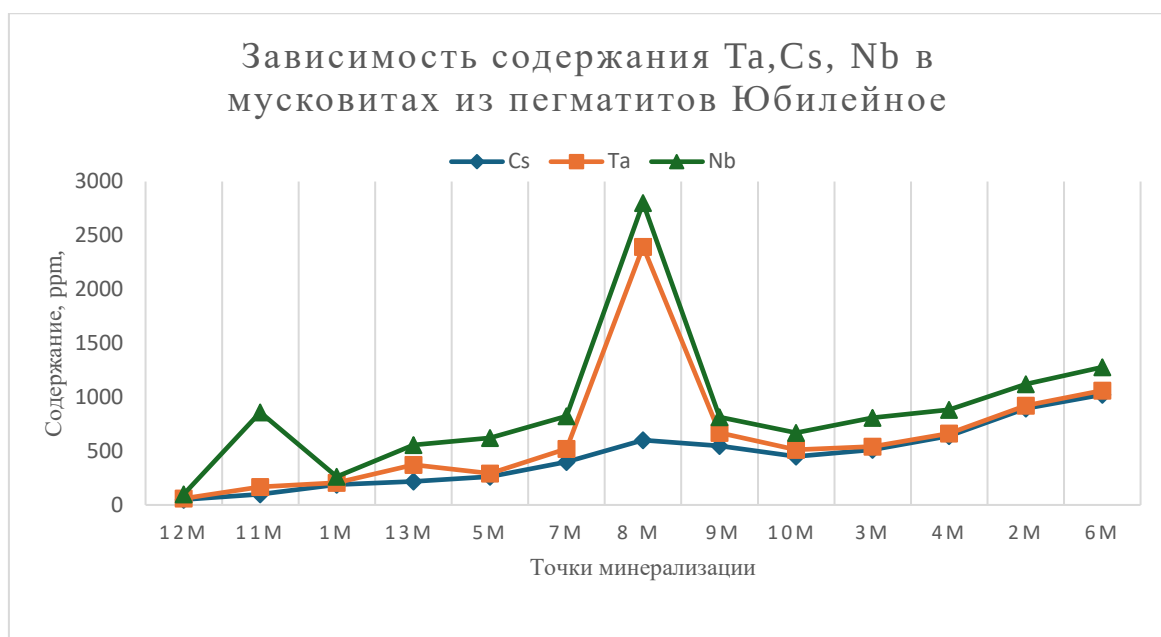


Рисунок 6.16 – Содержания Ta и Nb в рудных жилах Юбилейного пегматитового поля

Вывод по 6 главе. Цель главы - охарактеризовать основные признаки принадлежности редкоэлементных пегматитов Калба-Нарыма к семействам, типам и подтипам LCT-пегматитов (Lithium-Cesium-Tantalum) или NYF(Niobium-Yttrium- Ftor); выявить закономерности распределения редких и рассеянных элементов Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Be, Ga, Sr, Ba, REE, Hf, Zr и др. в разных типах вмещающих пегматиты пород и рудных тел (пегматиты, альбититы, грейзены, роговики, мусковитизированные разности гранитов и т.д.).

По результатам проведенных исследований выполнены следующие работы:

- Изучен микроэлементный состав основных пегматитовых рудных полей Калба-Нарымской металлогенической зоны. В Калба-Нарыме редкоэлементные пегматиты располагаются в четырех рудных районах (Шульбинский, Северо-Западно-Калбинский, Центрально-Калбинский и Нарымский) [96, с. 174].

- Проведена оценка возможной рудоносности отдельных типов пегматитов.

- Изучена концентрация микроэлементов (ppm или %), установлены превышающие фоновые значения основных показателей.

- Произведено сравнение концентрации и их соответствие промышленным кондициям для лития, тантала, ниобия, рублидия и цезия и т.д.

- Построены графики отношений содержаний микроэлементов Rb, Cs, Ta и т.д. и отношений (K/Rb, K/Cs, K/Ba, Nb/Ta), которые служат ценными инструментами для быстрой оценки степени фракционирования редких элементов в гранит-пегматитовых телах и, следовательно, позволяют оценивать степень их рудоносности.

- Для более точных выводов проведен сопоставительный анализ с известными LCT-пегматитами и другими редкометалльными мировыми

аналогами по содержанию ценных металлов и перспективам рентабельной добычи: Гринбушес (Австралия), Танко (Канада), месторождения сподуменовых пегматитов Центральной Азии (Таджикистан, Узбекистан, Забайкалье), редкометалльными пегматитами России (Этыктинское и др.)

Ниже приводится характеристика основных рудных полей.

1) *Центрально-Калбинский рудный район* объединяет редкометалльные пегматиты Юбилейного и Асубулакского рудных полей, Огневско-Бакенного рудного поля и Карагоин-Сарыозекской редкометалльной зоны.

1.1) Пегматиты месторождения Юбилейное.

Редкометалльные литиевые пегматиты (ЛСТ-типа), альбит-лепидолитовые грейзены, подтип - берилл-сподуменовые. Основные рудные жилы: Юбилейная, Музейная, Единая, Чудская, широко развиты аплиты, пегматит-аплиты, жильные альбитизированные пегматиты.

Характеристика микроэлементного состава. Галлий (Ga) в пегматитовых системах обычно накапливается в алюмосиликатах и слюдах (особенно в сильно фракционированных, литиевых или рубидий-цезиевых слюдах). Значительно повышенное содержание в мусковите указывает на высокую степень метасоматической переработки или на «позднюю» стадию кристаллизации, когда расплав был максимально обогащён Ga. Среднее содержание: 94,9 ppm, диапазон 15,95 (в КПШ) – 198,1 ppm (в мусковите). Пегматит (краевые зоны) – 26,97 ppm.

Барий (Ba) часто концентрируется в более «ранних» полевых шпатах пегматита (особенно калиевых), поэтому высокий барий в краевой части жил - показатель относительно «примитивного» состава расплава на первых стадиях. В поздних, более эволюционированных зонах и в метасоматических слюдах (мусковите) Ba резко падает. Диапазон 19,24–366,5 ppm, при этом (366,5 ppm) – в краевых пегматитах, минимум (19,24 ppm) – в мусковите.

Цезий (Cs) - классический элемент глубокой фракционированности гранитных пегматитов. Накапливается в слюдах (мусковит, лепидолит), иногда - в поллучите. Высокое содержание в мусковите подтверждает позднюю стадию и интенсивную концентрацию редких щелочных элементов. Минимальные значения характерны для «ранних» зон, где Cs ещё не успел накопиться. Диапазон содержаний 3,53–211,4 ppm, при этом максимум (211,4 ppm) – в мусковите, минимум (3,53 ppm) – в пегматите (краевые части).

Рубидий (Rb) подобно Cs, сильно возрастает при фракционировании. Очень высокие значения (более 2000 ppm) в контактных и мусковитизированных зонах отражают максимальную эволюцию магмы и/или интенсивный метасоматоз. Краевые пегматиты имеют низкое содержание (около 190 ppm), что говорит о ранней стадии, менее обогащённой. Содержания Rb 478–3747 ppm в целом, в КПШ – 2230 ppm, мусковите – 1551 ppm, минимум (189,9 ppm) – в краевых пегматитах.

Sr, Y, REE. Sr, подобно Ba, выше в ранних фазах пегматита, в более фракционированных может снижаться. Небольшое, но довольно вариабельное содержание Y и HREE говорит о наличии акцессорных минералов (циркон, ксенотим, монацит) в разных пропорциях. В сильно эволюционированных

пегматитах содержащее редкоземельных может возрастать локально, но здесь абсолютные значения не очень высоки, что указывает на «умеренную» редкоземельную специализацию. Содержания элементов: Sr: 90,6–307,8 ppm; Y: 0,43–15,09 ppm; LREE: 4,87–94,49 ppm (сумма ~28,58); HREE до 2,6–29,63 ppm (сумма ~13,5); и Eu (0,03–0,94 ppm); U (1,18 ppm) – невысокий уровень. Радиоактивная аномалия незначительна; Eu – низкие величины и, вероятно, ярко выраженная отрицательная Eu-аномалия (типичная для сильно фракционированных гранитоидов и пегматитов, где рано выкристаллизовался плагиоклаз, избирательно забирающий Eu).

Be (1,07–2,8 ppm) показывает довольно низкие концентрации, что, возможно, указывает на отсутствие крупнокристаллического берилла или других бериллиевых минералов в заметном количестве.

Относительно невысокие содержания Hf (0,12–3,71 ppm) при сравнительно высоком Zr/Hf (28,47) говорят о том, что система не достигла «экстремально» высокого уровня фракционирования. Ta ~25,21 ppm, Nb ~4,41 ppm, т. е. Ta > Nb. Это характерно для более фракционированных пегматитов LCT-типа, где тантал преобладает над ниобием. В «ранних» пегматитовых фазах, как правило, Nb > Ta.

1.2) Асу-Булакское рудное поле.

Тип оруденения: редкометалльные литиевые пегматиты, альбит-лепидолитовые грейзены, (LCT-тип), подтип берилл-сподуменовые.

Основные проявления: Траншейная, Унгурсайская жилы (вероятно, литиевые пегматиты, альбит-сподуменовые, местами лепидолитовые); месторождение Кармен-Куус (КК) (есть крупнозернистые литиевые пегматиты, пегматиты с клевеландитом и лепидолитом, альбитовые «сахаровидные» грейзены (мелкозернистые)).

Микроэлементный состав: Ga: среднее 26-27 ppm, достигает 54-79 ppm в альбит-лепидолитовых грейзенах (признак глубокой фракционированности). Ba: в среднем 93 ppm; относительно низкие значения типичны для сильно фракционированных пегматитов. Cs: от 37-92 ppm (минимум в грубозернистом пегматите и менее фракционированных фазах) до высоких значений 362–4758 ppm в альбит-лепидолитовых грейзенах (признак крайнего обогащения). Rb: среднее 2900 ppm, но в грейзенах Кармен-Куус достигает 6000–9500 ppm (экстремальные значения). Sr: 59 ppm, невысокое – характерно для поздних, «обеднённых» пегматитов. Y, REE: низкие (Y 1,56 ppm, Σ LREE 4,68 ppm, Σ HREE 6,89 ppm), что подтверждает типичную для LCT-пегматитов скудность по редкоземлям. U 2–2,4 ppm, ниже или около фоновых. Eu 0,05 ppm (очень низко, указывает на сильную отрицательную европиевую аномалию). Hf 3,6 ppm, но максимум 18,26 ppm в лепидолитовых грейзенах, что свидетельствует о накоплении гафния в ходе глубокой дифференциации. Zr/Hf –26,8, что скорее отражает умеренную степень фракционирования в некоторых пробах, но локально в зонах грейзенизации Zr/Hf может снижаться.

Выводы по рудоносности. Поле характеризуется типичным для LCT-пегматитов комплексом: Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Be. Особенно высокие содержания Rb и Cs (до нескольких тысяч ppm), что указывает на лепидолитовую или

цинвальдитовую минералогию (насыщение слюд редкими щелочными элементами). Такие объекты перспективны прежде всего на литий, а также на попутную добычу Rb и Cs (в случае эффективной технологии извлечения из слюд). Тантал и ниобий также могут накапливаться, но их концентрации нужно уточнять по минералогическим данным (колумбит-танталит).

В целом, Асу-Булакское рудное поле по геохимическому облику очень близко к другим высокофракционированным пегматитам Восточного Казахстана. Таким образом, Асу-Булакское рудное поле – пример редкометалльного пегматитового комплекса ЛСТ-типа с высокой степенью фракционирования, где особенно ярко прослеживается обогащение цезием, рубидием и литием. Оно может выступать как объект для сравнения с другими месторождениями и рудопроявлениями Калба-Нарыма.

1.3) Пегматиты месторождения Бакенное (Огневско-Бакенное рудное поле).

Месторождение Бакенное расположено в пределах Огневско-Бакенного рудного поля. По описанным выше показателям, месторождение относится к комплексу *редкометалльных* пегматитов ЛСТ-типа (литий–цезий–тантал), подтип берилл-сподуменовый. Участки пегматита демонстрируют как фосфатную, так и *сподуменовую (литиевую)* специализацию, а также зоны альбитизации с танталитом и полевыми шпатами (калиевым либо натриевым). Наличие шеелита и берилла говорит о дополнительном присутствии W и Be, соответствующем сложному (многокомпонентному) составу. Спектр анализов включает Ga, Ba, Cs, Rb, Sr, Y, U, Eu, Ce, Hf и редкоземельные элементы (LREE, HREE), а также соотношение Zr/Hf и Nb/Ta.

Литий (Li) – содержание от 40 до 570 ppm, что может свидетельствовать о значительных перспективах на нахождение здесь промышленных содержаний сподумена.

Галлий (Ga) как правило, замещает Al в алюмосиликатах, поэтому его максимумы в мусковите логичны. Низкие значения Ga в танталите/шеелите/турмалине отражают их более «металлический» или борный характер, без изоморфизма Ga. Общее среднее (41 ppm) довольно высокое, указывая на повышенную алюмосиликатную минерализацию (мусковит, полевые шпаты). Минимальное содержания Ga (3,21–17,9 ppm) характерны для рудных минералов (танталит, шеелит), турмалина и пегматитов с фосфатами. Средние значения (19–80,4 ppm) зафиксированы в берилле, альбитизированных пегматитах, сподумене, калиевом полевом шпате (КПШ). Максимальные (11,9–141,9 ppm) в мусковите.

Барий (Ba) совместим в калишпатах и некоторых слюдах. Сильная фракционированность (особенно альбитизация, фосфатные зоны) резко снижает Ba. Высокое содержание Ba в мусковите, по данным литературы, нередко связано с поздними метасоматическими процессами, когда K-слюды способны аккумулировать Ba. Содержания Ba максимум (126,2–143,7 ppm) у мусковитов, минимум (0,37–1,39) в пегматитах с фосфатами, крупнозернистых «пустых» пегматитах и альбитизированных зонах с танталитом. Промежуточные значения

(15,63–47,84 ppm) – сподумен, КПШ, шеелит, танталит, турмалин. Цезий (Cs) – типичный маркер глубокой дифференциации гранит-пегматитового расплава. Высокие значения Cs (сотни ppm) часто наблюдаются именно в поздних слюдах (мусковит, лепидолит), а также иногда в полевом шпате. Интересно, что шеелит тоже содержит (245–1840 ppm Cs), возможно, за счёт флюидных включений или изоморфных замещений. Cs в среднем 296 ppm – свидетельство высоко фракционированного LCT-пегматита. Содержания Cs – максимальные (245,4–1840 ppm) – шеелит, КПШ, мусковит; средние (111,0–124,2 ppm) в «пустых» крупнозернистых пегматитах, фосфатных, альбитизированных пегматитах; ниже среднего (28,3–67,6 ppm) в турмалине и сподумене.

Рубидий (Rb) замещает К в калиевом шпате и слюдах. Очень высокие содержания (до нескольких тысяч ppm) – признак *экстремального фракционирования*. Показательно, что фосфатные, берилловые зоны имеют меньше Rb, тогда как мусковит и КПШ краевых частей демонстрируют пик. Максимум содержания Rb (1674–7220 ppm) – в мусковите, (3079–4751 ppm) – в КПШ; 240,8–1284 ppm – в альбитизированных пегматитах; умеренные/низкие (189,2–10,9 ppm) – фосфатные пегматиты, берилл, шеелит, турмалин.

Стронций (Sr) обычно снижается при фракционировании (как и Ba), поэтому высокие Sr характерны для менее дифференцированных, «ранних» зон. Краевые части пегматита могут удерживать часть Sr, а центральные более обеднены. Среднее содержание Sr 100,4 ppm, максимум (152,9–267,4 ppm) в пробах краевых зон пегматита и/или прилегающих терригенных толщ; минимум (82,9–100,5 ppm) в КПШ из внешней зоны (Сподуменовая жила).

Содержание Y - 4,04 ppm; U - 3,47 ppm; Eu - 0,56 ppm; Ce - 3,74 ppm; Hf - 39,46 ppm; ΣLREE - 14,56 ppm, ΣHREE - 17,47 ppm; Zr/Hf/Zr/Hf - 65,07. Hf - 39,46 ppm – достаточно высокое значение, предполагающее интенсивное накопление в цирконе при продвинутом фракционировании. Но $\text{Zr/Hf} = 65$ всё ещё сравнительно высоко (в экстремальных редкометалльных гранитах это соотношение может падать ниже 10–20, значит пегматит не достиг «конечной» стадии. REE: $\Sigma\text{LREE} + \text{HREE}$ - 32 ppm; слабая преобладание HREE (17,47) над LREE (14,56). Отрицательная Eu – типично для сильно фракционированных гранитов/пегматитов.

Месторождение Бакенное несомненно демонстрирует комплексную редкометалльную специализацию (Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Be), присущую LCT-пегматитам, подтипу берилл-сподуменовые. Наличие сподумена, танталита, мусковита с высоким Rb, а также фосфатных и альбитизированных зон указывают на глубокую стадию фракционирования и перспективность для промышленного извлечения лития, тантала и сопутствующих металлов. По сравнению с аналогичными мировыми месторождениями, Бакенное располагает сопоставимыми (или даже превосходящими) концентрациями Li, Rb, Cs, что указывает на возможность промышленной разработки. Ключевыми параметрами являются содержаемое Li (в сподуменовых зонах), Ta/Nb (в танталитовых), а также масштабы жил. Детальные минералого-технологические испытания и разведка позволят уточнить запасы и рентабельность комплекса редких

металлов. Nb/Ta (68,4/96,6): в LCT-пегматитах отношение Nb/Ta может снижаться < 5 при экстремальном фракционировании.

1.4) Карагоин-Сарыозекская рудная зона объединяет рудные поля месторождений Ахметкино, Точка, Алдай, Медведка

Месторождение Ахметкино относится к семейству литий-цезий-танталовым (LCT) пегматитов. На месторождении выделены два типа рудоносных пегматитов: микроклин- берилл, сподуменовый (Ta, Nb, Be, Sn) и альбит-сподуменовый (Li, Ta). Ахметкино представляет собой сложную пегматитово-грейзеновую систему, включающую различные типы пегматитов (сподуменовые, альбитизированные, с фосфатами марганца, с лепидолитом), грейзены, роговики и слюдистые роговики. Геохимический анализ выявил закономерности распределения микроэлементов, позволяющие оценить потенциал месторождения для добычи редких и редкоземельных элементов. Распределение микроэлементов указывает на комплексный характер оруденения с наличием редкоземельных руд.

Галлий (Ga) - среднее содержание в пегматитах сподуменовых, грубозернистых и лепидолитовых разновидностей (18,25–31,11 ppm) в гранитоидах (~17 ppm). Максимальные концентрации (36,59–32,4 ppm) выявлены в грейзенах, что связано с их высокотемпературным гидротермальным изменением. Минимальные содержания (16,75 ppm) в роговике.

Барий (Ba) демонстрирует связь с остаточными гидротермальными флюидами, концентрируясь в роговиках. Максимальные концентрации (490,9 ppm) в роговике с пиритом, что может быть связано с остаточными гидротермальными процессами. Минимальные значения (119,6 ppm) в альбитизированных пегматитах.

Цезий (Cs) концентрируется в слюдистых роговиках и пегматитах с лепидолитом, что характерно для редкометалльных пегматитов. Среднее содержание 43,25 ppm – выше среднего уровня литий-цезиевых пегматитов. Максимальные концентрации (132 ppm) в слюдистом роговике, что свидетельствует о возможной метасоматической переработке пород. Минимальные содержания (11,8 ppm) в альбитизированном пегматите, что может быть связано с более интенсивной выщелачивающей фазой.

Основное обогащение Rb связано с лепидолитовыми и грейзенизированными породами, что повышает рудоносный потенциал. Максимальные концентрации (786,9 ppm) в слюдистом роговике, что указывает на значительное участие рубидиевых минералов. Минимальные содержания (81,4 ppm) в роговике с пиритом. Стронций (Sr) вымывается в процессе гидротермальной эволюции пегматитов. Среднее содержание 55,84 ppm, ниже кларковых значений гранитов (~150 ppm). Максимальные значения (148,7 ppm) в роговике с пиритом, что свидетельствует о значительной гидротермальной переработке. Минимальные концентрации (30,3 ppm) в сподуменовом пегматите.

Тантал (Ta) 31,36 ppm и ниобий (Nb) 56,11 ppm. Высокое содержание Ta и Nb делает месторождение перспективным для промышленной добычи тантал-

ниобиевых руд. Соотношение Nb/Ta $\approx$ 1,79, что соответствует рудоносным литий-цезий-танталовым (LCT) пегматитам.

Редкоземельные элементы (REE) практически показывают одинаковые содержания. Сумма LREE (16,1 ppm) и HREE (15,57 ppm). Соотношение Zr/Hf = 22,19 – указывает на высокую степень фракционирования.

Месторождение Медведка представляет собой пегматитово-грейзеновую систему, включающую кварц-мусковитовые и слюдистые грейзены, а также мусковит и КПШ (жила Блоковая). Проведенный анализ микроэлементного состава позволяет выявить ключевые закономерности распределения полезных компонентов, оценить потенциал месторождения и его перспективность для разработки. Анализ микроэлементов выполнен по образцам пегматитов, кварц-мусковитовых и слюдистых грейзенов, мусковиту и КПШ (жила Блоковая).

Закономерности распределения микроэлементов. Галлий (Ga) - средняя концентрация составляет 33,7 ppm (значительно выше фоновых значений гранитов, 17 ppm). Максимальное содержание в мусковите (56,5 ppm), что подтверждает его ключевую роль в концентрации Ga в процессе метасоматоза. Минимальные значения отмечаются в кварц-микроклиновом пегматите (5,54 ppm), что связано с низкой сорбционной способностью полевых шпатов к Ga.

Барий (Ba) - среднее содержание - 420,54 ppm (в пределах значений для гранитоидных комплексов). При этом максимальные значения характерны для альбитизированных пегматитов (до 1320 ppm), что указывает на перераспределение Ba в процессе натриевого метасоматоза. Таким образом, Ba концентрируется в позднеметасоматических породах, особенно в альбитизированных пегматитах.

Среднее содержание цезия (Cs) 31,66 ppm, что значительно превышает кларковые значения гранитоидов 5 ppm. Максимальные концентрации характерны для мусковита (162,2 ppm), что свидетельствует о его роли в аккумуляции литофильных элементов. Cs концентрируется в поздних гидротермальных и метасоматических процессах. Рубидий (Rb)- максимальные концентрации в мусковите (4969 ppm) и микроклине (4255 ppm), что подтверждает принадлежность месторождения к литий-цезий-танталовым (LCT) пегматитам.

Среднее содержание стронций (Sr) 94,05 ppm, при этом максимальные значения в кварц-мусковитовом грейзене (236,0 ppm) и микроклине (229,3 ppm) при минимальных значениях в альбитизированном пегматите (42,61 ppm) и мусковите (44,98 ppm). Это может свидетельствовать о частичном его перераспределении в процессе гидротермальных изменений.

Редкоземельные элементы. LREE (суммарно) 26,95 ppm, HREE (суммарно) 20,21 ppm, таким образом HREE обогащение типично для фракционированных гранитов и грейзенов. Соотношение Zr/Hf - 17,9 указывает на высокую степень дифференциации гранитного расплава.

Тантал (Ta) (26,33 ppm) и ниобий (Nb) (84,14 ppm). Соотношение Nb/Ta - 3,2, что соответствует рудоносным редкометалльным пегматитам, перспективным для добычи Ta-Nb руд.

Месторождение Точка. Анализ микроэлементов показал, что месторождение представляет собой типичный пример редкометалльного пегматитов LCT-типа с выраженной литиевой специализацией. Анализ микроэлементного состава показал закономерное распределение элементов по типам пород: от сравнительно обеднённых контактных роговиков к резко обогащённым литий-цезий-танталовым пегматитам. Пегматиты содержат высокие концентрации Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Be, существенно превышающие фоновые вмещающих пород и сопоставимые с аналогичными редкометалльными месторождениями. Особенно выделяется литиевое оруденение (сподумен), подтверждающее промышленный потенциал объекта. Роговиковый ореол вокруг жил обогащен Li, Rb, Cs, Sn, W за счёт метасоматического эффекта что является важным поисковым признаком и отражает участие флюидов в рудообразовании.

Литий (Li) – главный ценный компонент, содержащийся в пегматитах месторождения Точка в сподумене. По оценкам, сподуменовые пегматиты месторождения имеют среднее содержание Li (1333,4 ppm) в залежах промышленной мощности. Содержания Li изменяются от 83,5 до 9185,0, что сравнимо с типичными показателями мировых месторождений: например, крупное месторождение Гринбушес (Австралия) имеет среднюю промышленную концентрацию около 2,5 % Li_2O и является крупнейшим ресурсом лития в мире.

Содержание Ga составляет от 1,1 до 52,05 ppm, при этом максимальные значения имеет сподумен, средние содержания (15,05-23,31 ppm) установлены в мусковитовой рубашке, роговиках, пегматитах.

Содержание Ba в среднем 336,48 ppm, при этом максимум отмечен в наименее фракционированных слабо альбитизированных, сильно окварцованных пегматитах и роговиках. Содержание Cs варьирует от максимума в слюдистом роговике (458,82 ppm), до минимума в альбитах (0,83 ppm), что подтверждает наличие процессов метасоматоза.

Цезий (Cs) встречается в пегматитах обычно в виде минерала поллуцита или обогащенной Cs лепидолитовой слюды. Однако в сподуменовых пегматитах месторождения Точка поллуцит не отмечен, и, скорее всего, входит в состав слюд и полевых шпатов.

Среднее содержание Rb содержание 531,15 с максимумом в высокофракционированном сподуменовом пегматите (2260.20 ppm, что составляет доли процента в наиболее обогащенных зонах (например, в грейзенизированных участках с вторичным мусковитом).

Количество Sr колеблется в пределах 2,15–714 ppm. При этом минимум содержаний в наиболее фракционированных разностях (2,15–131,4 ppm) – слабоальбитизированных пегматитах, сподумене.

Содержание Be от 0,66 до 177,2 ppm, бериллий содержится в пегматитах в виде берилла. Берилл сформировался на относительно ранних стадиях кристаллизации пегматита, а также в экзоконтактах.

Показательны содержания Y от 0,49 до 1,52 ppm, что свидетельствует о значительном количестве монацита, циркона, ксенотима. Редкоземельные элементы (REE, включая Y) – суммарно низкие LREE 15,46; HREE 11,42. Их роль

– индикаторная (характер распределения LREE vs HREE, отрицательная Eu-аномалия (0,0057–1,36 ppm) и т.д., что важно для типизации пегматитов как типичных из семейства LCT.

В месторождении Точка, судя по геохимическим данным, пегматиты обогащены Ta (12,9 ppm) и Nb (49,9 ppm) относительно фона.

1.5) *Калба-Нарымский редкометалльный пояс, Северо-Западная Калба*

Пегматиты месторождения Кварцевое проявляют типичные черты LCT пегматитового семейства, подтип Li–Cs–Ta-пегматитов. Обычно такие пегматиты имеют значительный промышленный интерес при благоприятном масштабе (большой объём пород, концентрация полезных минералов). В научном плане подтверждается закономерность фракционированных гранитоидных расплавов, когда Rb и Cs концентрируются в позднем стадийном (щелочном) минеральном парагенезисе, а $Ta > Nb$ свидетельствует об завершающей стадии эволюции расплава.

Пегматиты территориально и генетически связаны с гранитоидами II фазы калбинского комплекса. Анализ содержаний микрокомпонентов подтверждает перспективы пегматитов на повышенные содержания Li и Cs.

Ga (галлий). Содержания Ga типично для пегматитовых систем, где галлий часто ассоциируется с фазами, обогащёнными Al, в частности слюдами (мусковитами/слюдами F- и Li-составов): среднее содержание в пробах - 19,47 ppm; максимальные значения в мусковите (64 ppm), минимальные – в берилле (5 ppm).

Ba (барий). Выявленная закономерность (максимальные значения в альбите) характерна для некоторых пегматитов, где барий может замещать калий в полевых шпатах или накапливаться в виде бариевых полевых шпатов. Среднее содержание Ba 787,89 ppm. Максимум в альбите (до 1356 ppm), минимумы в мусковите (28 ppm), сподумене (38 ppm), берилле (58 ppm).

Cs (цезий). Накопление в калиево-полевых шпатах (КПШ) и мусковите характерно для пегматитовых тел, обогащённых элементами щелочной группы (Li, Rb, Cs). Цезий часто концентрируется в калиевой фракции, что подтверждает потенциально рудоносный характер для Cs. Среднее содержание – 97,68 ppm. Диапазон от 5,71 (минимум в кварце) до 343,1 ppm (максимум в КПШ).

Sr (стронций). Подобное распределение Sr (с акцентом на плагиоклазах и калиевых полевых шпатах) характерно для гранито-пегматитовых систем, где Sr чаще всего связан с кальциево-натриевыми полевыми шпатами. Среднее содержание – 136,2 ppm. Максимум отмечен в альбите (337 ppm).

Rb (рубидий). Содержания колеблются в диапазоне 26,72–1433 ppm. Настолько высокие содержания Rb в калиевых и натриевых полевых шпатах (K/Na-фазы) и слюдах свидетельствуют о высокощелочном характере пегматитов и указывает на их возможную металлогеническую специализацию (Rb, Cs, иногда Ta, Nb). Минимум в сподумене (≈ 27 ppm) и максимум в КПШ (1433 ppm).

Прочие элементы. Уровень Y низкий (0,42–1,17 ppm). U (среднее 2,16 ppm (1,47–4,4 ppm) – характерные низкие фоновые значения для пегматитов, хотя встречаются и более высокие для редкометалльных. Eu (европий) от 0,01 до 0,48

ppm (среднее 0,1 ppm), низкие значения согласуются с общей редкоземельной спецификой пегматитов, где Eu обычно не обогащён.

Среднее содержание Be (бериллия) 39,11 ppm (0,84–255,8 ppm). Связан с бериллом, что ожидаемо для бериллийсодержащих пегматитовых жил.

Содержание Hf (гафния) варьирует (1,48–10,82 ppm, среднее 4,93 ppm). Очень низкие содержания лёгких редкоземельных элементов LREE (0,17–0,48 ppm, сумма 0,30 ppm). относительно повышенное содержание тяжёлых HREE по сравнению с лёгкими 9,95–13,92 ppm (сумма 11,31 ppm). В ряде пегматитов действительно отмечается локальное обогащение HREE (часто связаны с минеральными фациями, содержащими высокие содержания Y, Er, Yb и т.п. Отношение Zr/Hf в среднем 52,65 (показатель формирования циркона с определённой степенью фракционирования). Ta>Nb (48,16>22,45 ppm), является характерным признаком для более глубинных или высокофракционированных редкометалльных пегматитов с Ta-специализацией. Таким образом, месторождение относится к высокофракционированным пегматитам с комплексом редких элементов, имеющим потенциальную рудную ценность, характерную для LCT-пегматитов (Li-Cs-Ta).

7 ОСНОВНЫЕ ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ И КРИТЕРИИ ЛОКАЛИЗАЦИИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ В КАЛБА- НАРЫМСКОЙ ЗОНЕ

7.1 Теоретические основы определения критериев выделения редкометалльных пегматитов

В современной классической металлогении исследуются общие законы, определяющие эволюцию и распределение рудных полезных ископаемых в глобальных, региональных и локальных породных комплексах и геологических структурах на различных этапах развития Земли. Несмотря на обилие существующих концепции о связи металлогении с развитием Земли и ее отдельных структур, проблема происхождения и размещения полезных ископаемых в настоящее время далека от разрешения.

Более 100 лет геологических исследований в Казахстане привели к открытию крупнейших месторождений (Кемпирсай, Коунрад, Сырымбет, Васильковское, Джезказган, Рудный Алтай ВМС и т.д.). Учитывая все данные по результатам масштабного геологического, геохимического и геофизического картирования, которое имело место в прошлом, можно сделать вывод, что потенциал новых открытий поверхностных или приповерхностных обнажений традиционными методами практически исчерпан. Будущие открытия все еще можно ожидать в малоизученных регионах вблизи поверхности (под кайнозойским покровом) или на большей глубине путем бурения, на флангах известных рудных месторождений и в расширении перспективных рудоносных зон. Поэтому необходимы новые подходы в изучении как хорошо, так и мало изученных в геологическом отношении регионов с использованием современных методов изучения и анализа [131, с. 84].

Анализ накопленного фактического материала, который включает: условиям образования и пространственно-временные соотношения образования месторождений; тектонические обстановки, магматизм, тектонику и геолого-петрологические характеристики полезных ископаемых, показал, что металлогенические эпохи представляют собой важнейшие моменты в истории эволюции нашей планеты. Базисную аксиому металлогении (или главный принцип) можно сформулировать следующим образом: рудные объекты (месторождения, рудные поля, рудные узлы) являются не случайными геологическими образованиями, а органично присущи земной коре и протекающим в ней процессам перераспределения вещества. Следовательно, последовательное изучение всех этих данных позволит выделить основные поисковые признаки и критерии формирования определенных типов месторождений для дальнейшей постановки поисковых и разведочных работ.

Общая методология демонстрирует взаимосвязь между тремя интегрированными процедурами:

- Анализ геодинамических критериев формирования месторождений;

- Металлогенический анализ формирования месторождений (тектоника, магматизм, структурно-текстурные характеристики, геологическое строение);
- Анализ минералогических ассоциаций (месторождения).

7.2 Геодинамический критерий формирования редкометалльных пегматитов Восточного Казахстана

На территории Казахстана значительный интерес для перспективного анализа и оценки полезных ископаемых представляет ряд геотектонических обстановок: осадочные и вулканно-осадочные бассейны, шовные зоны и офиолиты, древние фундаменты, аккреционные зоны, магматические дуги и металлогенические пояса на территории которых за счет применения современных методов глубокофокусной геофизики, дистанционного зондирования, геохимических методов и целевого бурения возможны открытия новых месторождений [131, с. 85].

Анализ взаимосвязи между геодинамической обстановкой и проявлением определенных типов и масштабов рудообразующих процессов на примере Казахстана был проведен Щербой В. Н., Дьячковым Б.А., Бекжановым, Рафаиловичем М.С. и многими другими авторами [132, 133]. Были выделены главные эпохи формирования ведущих промышленных типов руд.

Позднекаменноугольно-пермская эпоха отмечена многими авторами как период коллизии Казахстанско-Кыргызского материка с Таримским, Восточно-Европейским, Алтае-Монгольским палеоконтинентами, в течение которого завершилось формирование позднепалеозойских структур, мощно и разнообразно проявили себя процессы орогенеза и гранитоидного магматизма.

Пермо-триасовый период формирования литосферы является одним из ключевых в формировании глобальных структурных элементов (таких как Евразийский континент) и также в проявлении плюмов и суперплюмов на территории Центральной Азии, к числу которых, относится Сибирский и Таримский (Владимиров и др., 2008; Добрецов и др., 2010; Хромых и др., 2013; Khromykh et al., 2019) [134-137].

Новые данные по изучению редкометалльных гранитных интрузивных комплексов в качестве индикаторов постколлизийного растяжения континентальной литосферы и активизации мантии в виде астеносферных выступов были получены (Анникова и др., 2006, 2016; Дьячков, 2012; Хромых и др., 2014; Gavryushkina et al., 2017, 2018 и др.) [138-143].

Был сделан вывод, что внедрение Калба-Нарымского гранитоидного комплекса (батолита) после закрытия Обь-Зайсанского океана в пределах Обь-Зайсанской складчатой системы явилось прямым следствием проявления постколлизийного растяжения и, как считают многие авторы, внедрения Таримского плюма.

Все гранитоиды Калба-Нарымской зоны объединяются в составе Калба-Нарымского батолита, в котором рассматривается три различных по возрасту и составу крупных магматических комплексов. В данной диссертационной работе

принята схема магматизма [Дьячков и др., 1994], согласно которой в пределах Калба-Нарымского батолита выделяются кунушский плагиогранитный (C_{2-3}), калбинский гранодиорит-гранитный (P_{1-2}) и монастырский лейкогранитный комплексы (P_2), рисунок 7.1. Петрохимические характеристики данных комплексов подробно описаны в Главе 3.

По своим характеристикам все гранитоидные комплексы Калба-Нарымского батолита отвечают классическим геотектоническим обстановкам формирования гранитных пегматитов по (Tankard et al., 1982) с дополнениями и изменениями автора (рисунок 4.3) [89, с. 13].

Приуроченность редкометалльного оруденения к определенным магматическим комплексам Калба - Нарыма будет более подробно раскрыта в подглаве 6.3.

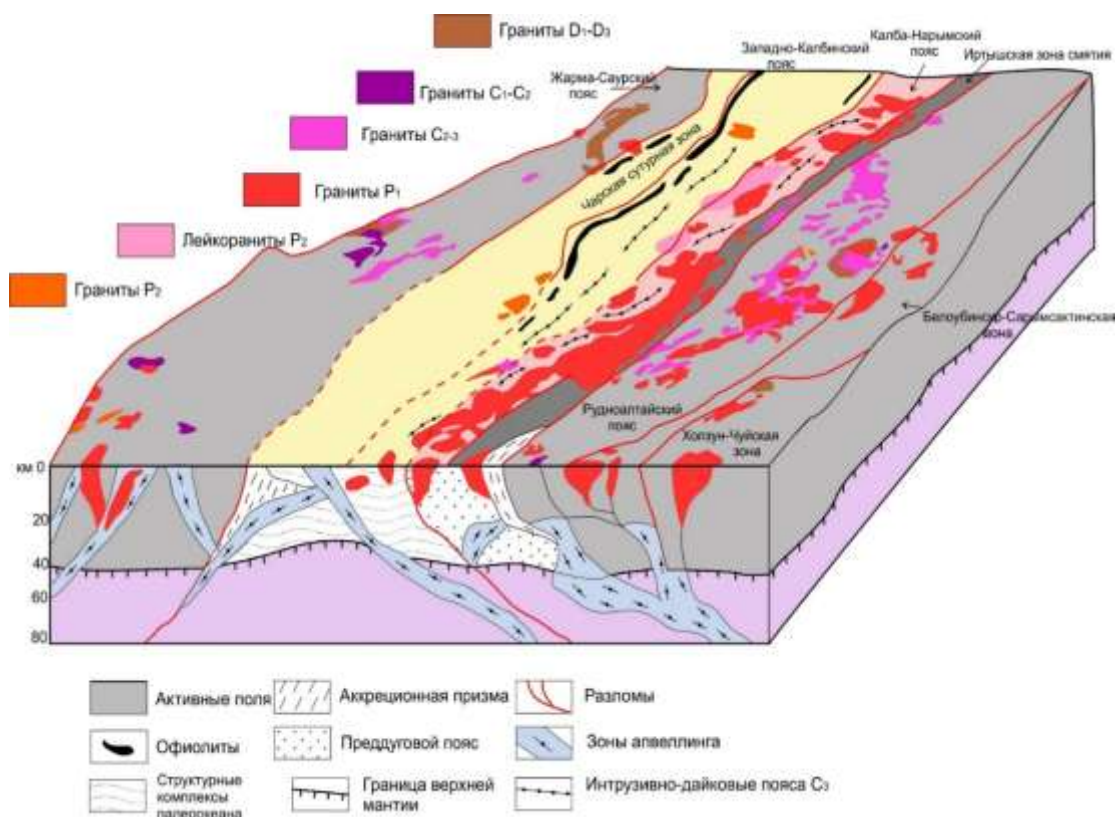


Рисунок 7.1 - Схематическое изображение, иллюстрирующее геодинамическую эволюцию Иртыш-Зайсанской складчатой системы (М.Л. Куйбида, 2019)

Примечание – Составлено по источнику [144, с. 195].

7.3 Тектонический критерий

В размещении Калба-Нарымского пояса гранитоидов решающее значение оказали глубинные разломы и оперяющие их разрывные нарушения, которые функционировали в течение длительного периода времени. Наиболее ярко магмапоподводящая роль северо-западных глубинных разломов проявлена в позднегерцинскую постколлизийную (орогенную) стадию развития Иртыш-

Зайсанской складчатой системы. Крупнейшими магмоводами служили Калба-Нарымский и Теректинский глубинные разломы, обеспечившие линейную северо-западную ориентировку гранитоидных поясов с вертикальной мощностью гранитных плит до 8-12 км. Пересечение магмопроводов с разломами других направлений придали линейно-узловой характер морфологии массивов. Наиболее рудоносными оказались гранитные интрузии, сформировавшиеся в мобильной геодинамической обстановке, что способствовало более интенсивному протеканию процессов рудообразования в неравновесных РТ-условиях и, в итоге, формированию промышленных месторождений [145, с. 24, 25].

Примером является Центрально-Калбинский блок, проникший по системе северо-восточных сбросо-сдвигов в Иртышскую зону смятия на 15-20 км, и характеризующийся проявлением интенсивной разрывной тектоники, многоактной магматической деятельностью и образованием главных редкометалльных пегматитовых месторождений (Бакенное, Юбилейное, Белая Гора, Точка, Кварцевое и др.) Напротив, более спокойные тектонические условия кристаллизации относительно малоподвижных и вязких гранитных расплавов приводят к рассеянию РЭ и слабой рудоносности гранитов (массивы Дубыгалы, Сибинский и др.) [145, с. 24, 25].

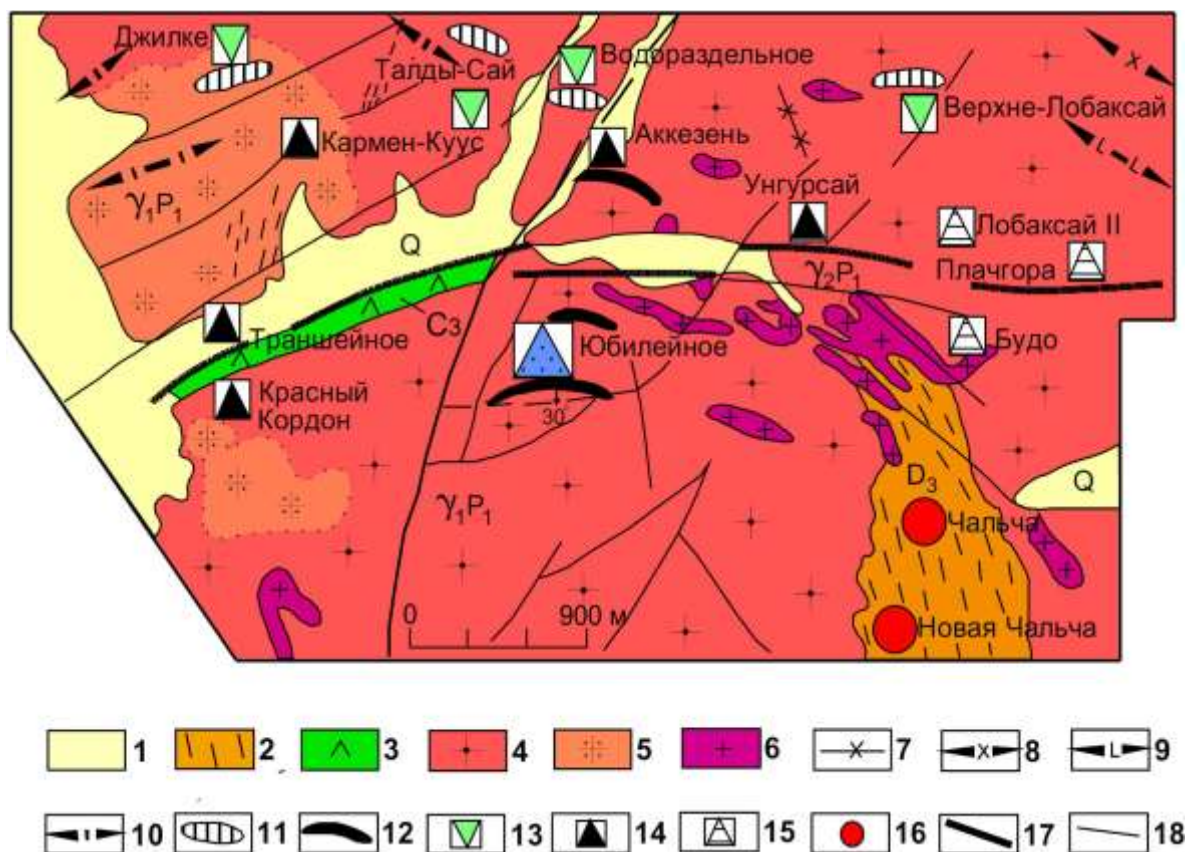
Важное значение придается рудоконтролирующей роли широтных глубинных разломов древнего заложения и длительной активации, особенно в узлах их пересечения с северо-западными, северо-восточными или меридиональными дизъюнктивами (Гремячинско-Киинский, Асубулакский, Белогорский, Миролубовский и др.) Так, Гремячинско-Каинский субширотный разлом, расположенный в северо-западной части Прииртышского гранитного массива, контролирует размещение редкометалльных пегматитовых месторождений – Бакенное, Огневское (Ta, Nb, Be, Li), грейзеново-кварцевожильное месторождение Гремячее (W, Sn) и многие рудопроявления [145, с. 25, 26].

Плачгорский широтный разлом контролирует размещение Асубулакского пегматитового поля, в котором выделяются две рудоносные полосы субширотного простирания, разделенные разломом: 1) Унгурсайская (северная), включающая рудные объекты Кармен-Куус, Аккезень, Унгурсай, Плачгора и 2) Краснокордонская (южная), объединяющая Юбилейное промышленное месторождение и рудопроявления Красный Кордон, Скальное и Будо с шагом 1,5 км (рисунок 7.2) [145, с. 26].

Белогорский рудоконтролирующий разлом рассекает в субширотном направлении Чебундинский и Белогорский гранитные массивы, а в его оперяющих разрывных нарушениях субмеридионального простирания локализованы редкометалльные пегматитовые жилы месторождений Белая Гора, Верхняя Баймурза и Калай-Топкан.

Миролубовский широтный разлом длительной активизации оказал решающую роль в распределении вольфрамоносных грейзенов и гидротермалитов одноименного гранитного массива, в котором основные

рудные тела локализовались в оперяющих его разрывах меридионального направления, рассекающих граниты калбинского и лейкограниты монастырского комплексов. На заключительной стадии герцинского тектономагматического цикла Мирлоубовский разлом преобразовался в сбросо-сдвиг со смещением всех интрузивных образований и рудных тел с амплитудой 3 км (рисунок 7.2).



1 - четвертичные отложения; 2 - сланцы такырской свиты; 3 - диориты, гранодиориты кунушского комплекса; 4 - средне-крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты I фазы, 5 - их контаминированные разности и 6 - мелко-среднезернистые мусковитизированные граниты II фазы калбинского комплекса; 7 - жильные аплитовидные граниты, 8 - аплит-пегматиты, 9 - олигоклаз-микроклиновые пегматиты безрудные, 10 - альбитизированные пегматиты слабо рудоносные, 11 - блоковые микроклиновые пегматиты, 12 - рудные пегматитовые жилы; 13 - месторождения блоковых колумбит-берилловых и 14-15 - редкометалльных пегматитов (14 - микроклин-альбитовые с петалитом, 15 - альбитовые с цветным минеральным комплексом, сподумен-альбитовые); 16 - кварцево-жильные оловянные; 17 - фрагменты широтного глубинного разлома; 18 - мелкие разрывные нарушения [146, с. 345]

Рисунок 7.2 - Схема геологического строения Асубулакского рудного поля (Выполнено Ойцевой Т.А.) [146, с. 345]

Примечание – Составлено по источнику [146, с. 345].

Изложенные данные, с учетом материалов по соседним рудно-формационным зонам: Рудному Алтаю, Западной Калбе и Чарской зоне, показывают, что регматическая система активизированных субширотных глубинных разломов являлась одним из ведущих факторов формирования и размещения месторождений цветных, благородных и редких металлов [145, с. 27, 28].

7.4 Магматический критерий

Возраст магматитов и пегматитов Калба-Нарымского батолита. Магматизм, как отмечалось большинством авторов по пегматитовой проблематике, является основным фактором формирования пегматитов. Специализация пегматитов на проявление различных типов промышленного сырья также изучалась уже более чем столетие на примере пегматитов в различных точках земного шара.

Изучению магматизма Иртыш-Зайсанской складчатой системы посвящено множество научных трудов казахстанских и российских ученых, о чем более подробно было сказано в главе 3. Значительный интерес представляют работы по плюм-тектонике и плюм-магматизму (Владимиров, Крук, Хромых, Котлер, Аннинкова, 2018). В работе (Аннинкова, 2018) приводятся данные петрохимического и геохронологического изучения пермо-триасового магматизма в пределах Алтайской Аккреционной системы, охватывающей геотектонические структуры России, Казахстана и Китая. На основании их работ и работ других ученых были установлены возраст (295–265 млн лет) и (Li-Ta-Be, Mo-W-Sn) специализация гранитоидов Калба-Нарымской зоны. Данный профиль оруденения проявляется в виде литиево- танталловых рудопроявлений (Юбилейное, Бакенное, Огневка, Красный Кордон и др.), датированных по Rb/Sr, Ar/Ar, Re/Os изотопам в 295 ± 1 и 209 ± 1 млн лет. Авторами утверждается, что в формировании в Калба-Нарыме литиево-танталловой минерализации значительную роль сыграли проявления Таримского ($C_3 - P_1$) плюма [147].

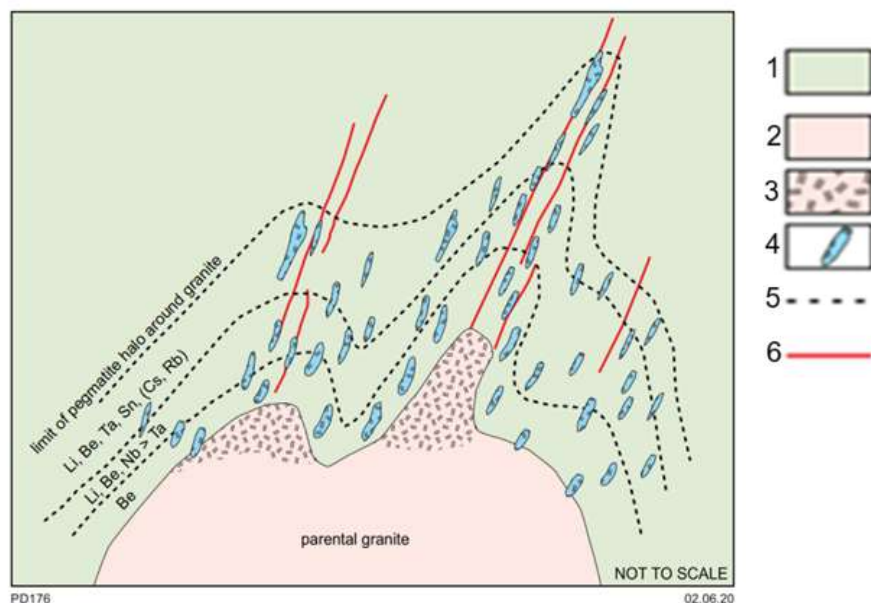
7.5 Анализ минеральных систем редкоземельных пегматитов Восточного Казахстана

7.5.1 Площадная зональность распределения микроэлементов

Анализ минеральной системы пегматитов складывается из ряда характеристик, которые помогают последовательно выделить предпосылки и показатели их обогащения редкими элементами. Алгоритм формирования минеральной системы редкоземельных пегматитов представляются в виде ряда критических процессов, к которым относятся: наличие плодородной магмы как источника флюидов и металлов; наличие глубинных тектонических разломов и ослабленных зон в виде трещиноватости горных пород в качестве путей для поступления флюидов; процессы охлаждения и химическая диффузия флюидов в образовавшихся гранитных расплавах, которые приводят к образованию

редкоэлементной минерализации в различных по составу и текстуре пегматитах; эрозионный срез профилей земной коры, содержащих редкоэлементные пегматиты.

Значительную роль при характеристике пегматитовых рудных полей играет положение пегматитов относительно материнского плутона. По данным многих авторов гранитно-пегматиты часто демонстрируют закономерности регионального районирования, где пегматиты LCT расположены в пределах до 10 км от родительского гранита, то есть проявляется своеобразная региональная зональность относительно материнских интрузивных тел (рисунок 7.3).



1 - вмещающие породы; 2- граниты; 3 - пегматитовые граниты; 4 – пегматиты; 5 - границы между зонами редкометалльного оруденения; 6 - тектонические разломы

Рисунок 7.3 – Модель региональной зональности пегматитовых полей относительно материнской рудоносной интрузии, по Chern'yu P

Примечание – Составлено по источнику [78, с. 3].

Зональность редко бывает концентрической, часто она ассиметрична и сильно зависит от природы и структуры вмещающей породы, формы материнской интрузии и текущего уровня эрозионного среза гранитно-пегматитовой системы.

В целом, наименее развитые и слабоминерализованные пегматиты находятся ближе всего к краям исходного гранитного плутона, в то время как наиболее химически развитые Be-, Ta- и Li-обогащенные пегматиты встречаются в удаленных областях относительно родительского плутона (рисунок 7.3).

Подобная зональность была установлена в пределах рудного поля месторождения Юбилейное на основании изучения микроэлементного состава мусковитов из 13 пегматитовых жил (рисунок 5.11) расположенных внутри гранитоидов I фазы калбинского комплекса и, но на расстоянии 500 -1000 м от

апофиз гранитоидов II фазы, которые также, судя по данным главы 6.2 оказывали заметное влияние на состав пегматитов. Здесь по микрокомпонентному анализу выделяются жила (12М) с низкими содержаниями Ta (10,16 ppm), Nb (40,2 ppm), крайне низкими – Be (2,8 ppm), Sn (1,38 ppm), однако содержания Li (1042 ppm), что являются средними для данного рудного поля. Максимальные значения Ta (179,5 ppm), Nb (406,1 ppm) и промышленными содержаниями Li (2408 ppm) и Sn (721,5 ppm) установлены в пегматитовой жиле 8М. В точке 6М отмечаются максимальные содержания Li (9478 ppm), средние Sn (491,5 ppm), Ta (39 ppm), Nb (214,7 ppm), Be (29,28 ppm).

В целом, судя по таблице 7.1 и рисунку 7.3 можно четко проследить, что содержания микроэлементов, указывающих на степень фракционирования пегматитовых жил, возрастает по направлению от ЮЗ (12М) к СВ (6М). Это может быть подтверждением возможности использования анализа содержания основных микроэлементов в мусковитах из пегматитовых жил для зональности рудных полей с выделением зон с преобладающей бериллиевой, сподуменовый или тантал- ниобиевой минерализацией.

Таблица 7.1 – Содержания некоторых редких элементов в пегматитовых жилах Юбилейного рудного поля

Проба	Содержания некоторых микроэлементов, ppm									
	Li	Rb	Cs	Sn	Be	Ta	W	Mo	Nb	P
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1М	474	1013	187,5	700	26,96	20,05	21,52	1,44	55	700
2М	6545	4869	894	502,2	56	27,78	4,35	0,06	199	1003
3М	3996	4787	513,2	567,6	70,64	28,47	4,44	0,13	267	968,3
4М	5465	4849	639,4	557,8	38,28	23,98	6,59	0,86	218,8	1088
5М	2190	4016	261,5	574,7	33,24	31,44	8,91	0,84	330,2	1060
6М	9478	5837	1023	491,2	29,28	39	4,51	0,62	214,7	1347
7М	2844	3872	400	403,9	28,17	121,6	10,27	6,07	301,1	1652
8 М	2408	4064	600	721,5	32,6	179,5	7,91	4,41	406,1	1044
9М	4564	4114	547,6	323,4	23,14	121,14	21,69	6,98	147,37	1171
10М	3299	3226	448,6	348,2	20,73	63,47	15,62	8,53	156,81	1498
11М	1010	1555	99,75	216,44	35,89	67,39	25,92	7,8	692	2500
12М	1042	748	49,9	1,38	2,8	10,16	20,54	1,66	40,22	581
13М	1413,9	1144,9	218,8	230,6	22,14	153,1	18,34	6,58	185,1	1088

7.2.1 Геохимические исследования

При поисках и разведке редкоэлементных гранитных пегматитов обычно используют комплексный геологический, минералогический и геохимический подход для выявления обнаженных и погребенных пегматитов, представляющих экономический интерес. Наиболее эффективными показателями в дифференциации безрудных пегматитов, лишенных редких минералов, от

пегматитов, которые несут значительную минерализацию Be, Nb, Ta, Sn или Li являются геохимические исследования.

Пегматиты могут размещаться в ранее образованных малых телах и дайках магматических пород, как например, пегматиты первой фазы (P₁) калбинского комплекса Карагоин-Сарыозекской зоны Центральной Калбы, Восточного Казахстана, находящиеся внутри безрудных даек габбро-диоритового состава кунушского комплекса (C₂₋₃). В данном случае корни даек каменноугольного возраста являлись своеобразными магмотоводами, а сами дайки экранами для локализации более поздних пегматитовых тел. В этом случае в дайках можно наблюдать повышенные содержания, в ppm: Li – 135,7–517,4; Rb – 31,51; Cs–2,67–6,2; В и Ве 5,3 (пегматиты Точка).

Во вмещающих породах некоторых пегматитов LCT могут образовываться экзоморфные ореолы, обогащенные Li, Rb, Cs, В и Ве в результате взаимодействия с флюидами, поступающими в окружающие породы из пегматитов. Примером могут служить роговики и графитовые образования вмещающих пегматитовое оруденение Ахметкино, в Центральной Калбе. Содержания в них, в ppm: Li – 177,3–1757,4; Rb – 81,3–786,1; Cs–12,4–132,2; Р–779,3–18030 и Ве 1,77–8,29.

Используя экспресс методы определения редких элементов при помощи портативных анализаторов (например, приборы LIBS), можно обнаруживать даже низкие уровни Li и других микроэлементов. Подобный опыт был проведен группой авторов в пределах оловянно-сподуменового пояса Каролина, США [35, с. 1].

7.2.2 Исследования КПШ и мусковитов

Анализ содержания Li, K, Rb и Cs в полевом шпате и мусковите может стать уникальным инструментом для идентификации перспективных обогащенных Li сподуменовых, петалитовых и лепидолитовых пегматитов. Как доказано в Главе 6, графики K/Rb–Cs, K/Rb–Ba, K/Cs–Rb, Р–Ga (рисунки 6,8–6.11), в основу которых положены содержания микроэлементов в КПШ и мусковите (K/Rb–Cs, K/Rb–Li, Al/Ga–Ga), позволяют с достаточно большой точностью произвести районирование в пределах пегматитового рудного поля или более обширной рудной зоны, где могут присутствовать десятки и сотни минералогически разнообразных пегматитовых тел, с разделением пегматитов на пустые, берилловые, берилл-сподуменовые, сподуменовые и альбититы.

Более того, как было показано выше (подглава 6.2.5), можно отследить зональность пегматитовых тел в пределах одного рудного поля по соотношению K/Rb – Cs, как представлено на рисунке 6.13 (как это было сделано автором диссертации на примере рудного поля Юбилейного месторождения в Центральной Калбе) с выделением новых перспективных площадей.

Пределы значений некоторых элементов для идентификации литиеносных пегматитов были предложены Wise M.A., Curry A.C., Harmon R.S., что также является надежными реперами для выделения популяций пегматитов группы (LCT), полученных из родительских гранитов S-типа или анатектического

плавления пералюминистых метаосадочных пород. Обычно низкие значения, в ppm: K/Rb (2–400) и K/Cs (20–2000) в калиевом полево шпате, K/Rb (1–50) и K/Cs (10–1000) в мусковите, Na/Li (2–20) в берилле, Fe/Mn в гранате (0,007–2,0), Nb/Ta (~0,001–24) в минералах группы колумбита и Zr/Hf (0,01–13) в цирконе встречаются в наиболее продуктивных пегматитах, которые подверглись умеренному или экстремальному уровню фракционирования и накопления редких литофильных элементов [35, с. 2]. Однако, эти данные ими не рекомендуется для применения к пегматитам семейства NYF, относящимся к анорогенным и посторогенным гранитоидам с геохимическими сигнатурами типа А, или полученным в результате анатексиса основных пород, которые образовали расплавы, богатые РЗЭ и F.

Данные таблицы 7.2 показывают, что содержания Li, Rb, Cs и соотношения K/Rb, в мусковитах редкометалльных пегматитов Восточного Казахстана и некоторых мировых высокопродуктивных месторождений вполне сопоставимы [35, с. 7-8] с результатами, полученными автором, что может свидетельствовать о возможности использовать эти данные для прогноза перспективных объектов в Калба-Нарыме на Be, Nb, Ta, P, Li.

Таблица 7.2 – Микроэлементный состав мусковита из пегматитов некоторых регионов мира и Восточного Казахстана

Содержания, ppm	Тип пегматита				Данные автора и опубликованные источники
	обычные	(Be-Nb-Ta-P) Li обогащенные	обогащенные Li, сподуменовые	REE-до F- обогащенных	
1	2	3	4	5	6
Li	72,81				Дельбегетей, Восточный Казахстан
Rb	248,90				
Cs	6,52				
K/Rb	207,7				
Li		388-1389			Ахметкино, Восточный Казахстан
Rb		399,1-697,2			
Cs		18,67-132			
K/Rb		36,37-68,85			
Li		452,6			Кварцевое, Восточный Казахстан
Rb		1166			
Cs		176,7			
K/Rb		48,65			
Li			1048-3799		Огневско - Бакенное, Восточный Казахстан
Rb			1629 4751		
Cs			245,4-407,6		
K/Rb			36,37		
Li			1010-9478		Юбилейное, Восточный Казахстан
Rb			748-5837		
K/Rb			82,3-16		
Cs			99,7-1023		

Продолжение таблицы 7.2

1	2	3	4	5	6
Li		208-645			Медведка, Восточный Казахстан
Rb		1170-4969			
K/Rb		26,7-52,3			
Cs		93,5- 176,6			
Li			390,9- 3130		Точка, Восточный Казахстан
Rb			103-1354		
K/Rb			41-133		
Cs			27-370		
Li	11-16				Ago-Iwoye area, Nigeria (n = 4) [35, с. 7]
Rb	349-679				
K/Rb	617-61				
Cs	15-40				
Li	14-678				Cross Lake field, Manitoba, Canada (n = 38) [35, с. 7]
Rb	158-2528				
K/Rb	508-34				
Cs	9-741				
Li	232-743				Panceiros peg., Spain (n = 5) [35, с. 7]
Rb	2133-3308				
K/Rb	39-26				
Cs	1660-2204				
Li		5-228			Cross Lake field, Manitoba, Canada (n = 25) [35, с. 7]
Rb		1174-4420			
K/Rb		75-19			
Cs		31-2660			
Li		346-805			Peerless peg., South Dakota, USA (n = 5) [35, с. 8]
Rb		1763-2226			
K/Rb		45-36			
Cs		53-179			
Li		37-488			Cross Lake field, Manitoba, Canada (n = 29) [35, с. 8]
Rb		1374-32820			
K/Rb		62-2			
Cs		190-2334			
Li			1208-17187		Volta Grande, Minas Gerais, Brazil (n = 11) [35, с. 8]
Rb			689-48372		
K/Rb			3-1		
Cs			754-6414		

Примечание – Составлено по источнику [35, с. 7, 8].

7.6 Минералогические индикаторы редкометалльного оруденения

С целью выявления типоморфных особенностей рудных минералов и элементов-индикаторов редкометалльной минерализации изучен минеральный состав основных месторождений и проявлений редких металлов Калба-Нарыма. Полученные результаты анализов явились основой для разработки минералого-геохимического критерия прогноза редкометалльного оруденения.

Изучение минералогического состава пегматитовых жил Калба-Нарымского пояса на протяжении десятилетий проводилось многими авторами, среди которых следует выделить А. И. Гинзбурга, В. Д. Никитина, С. Г. Шавло, Н. А. Солодова, В. И. Кузнецова, Ю. А. Садовского, В. А. Филиппова и других.

Ими было отмечено, что пегматитовые месторождения характеризуются разнообразным и сложным вещественным составом, отражающим степень их рудоносности и условий минералообразования, что отмечалось многими исследователями [148-152]. Наиболее продуктивными представляются многокорневые пегматитовые жилы сложной морфологии с раздувами и пережимами, в которых интенсивно проявлены метасоматические процессы с привнесением рудного вещества (микроклинизация, альбитизация, грейзенизации, сподуменизация и др.). Многими исследователями отмечалась многостадийность рудного процесса, при которой каждая последующая стадия сопровождалась замещением более ранних минеральных комплексов с новообразованием порообразующих и рудных минералов нескольких генераций, являющихся индикаторами редкометалльного рудообразования [64, с. 172; 153].

В результате минералого-геохимических исследований выделяются четыре главные последовательные стадии редкометалльной минерализации, не считая ранние стадии образования графических и олигоклаз-микроклиновых пегматитов.

1. Микроклинизация, сопровождающаяся образованием блоковых микроклиновых пегматитов. Индикаторами являются блоки микроклина и кварца (серого, иногда розового цвета), гнезда крупнопластинчатого прозрачного мусковита, содержащего примеси Ta, Nb, Be, Li и других элементов. Рудные минералы – пластинчатый колумбит и призматические кристаллы берилла зеленовато-серой окраски.

2. Альбитизация, с которой связано формирование альбит-микроклинового и альбитового минеральных комплексов, являющихся матрицей редкометалльных пегматитовых жил. Ведущие типоморфные минералы – альбит сахаровидный и мелкозернистый, среднечешуйчатый мусковит, зеленый турмалин (верделит), розовый гранат, фторапатит, фосфатные минералы Fe, Mn, Li, Ca, Na в виде гнезд и пятен черного цвета (трифиллин, сиклерит и др.), мелкокристаллическая вкрапленность танталита, колумбита и касситерита черного цвета, кристаллы и гнездовидные скопления берилла. В эту стадию образовались в основном бериллий-олово-танталовые руды с рядовыми содержаниями металлов.

3. Грейзенизация наблюдаемая локально во внутренних частях пегматитовых жил в кварц-альбит-мусковитовым комплексе. Типоморфные минералы – зеленоватый литиеносный мусковит, фторапатит, зеленый турмалин (верделит), танталит-колумбит, иксиолит и касситерит черного цвета. Характерная особенность комплекса – ураганное содержание в нем тантала (до 1% и выше) и обогащенность оловом.

4. Сподуменизация характерна для поздней стадии пегматитового процесса, характеризуется новообразованием сподумена в виде массовых скоплений, отдельных гнезд и параллельно ориентированных кристаллов. Возникшие кварц-клевеландитовый, сподумен-кварцевый, сподумен-клевеландитовый комплексы и их разновидности являются наиболее продуктивными, составляющими до 70% от общих запасов редких металлов на месторождении. Индикаторы оруденения – клеветландит, сподумен, амблигонит, поллуцит, лепидолит, цветные турмалины, флюорит, танталоносные минералы (манганотанталит, микролит, иксиолит) и другие. Последовательное формирование этих комплексов сопровождалось усложнением формы и увеличением мощности пегматитовых жил, разнообразием рудных и сопутствующих минералов, концентрацией редкометалльного оруденения [64, с. 172; 154, 155].

Исследования показывают, что наиболее продуктивными представляются такие пегматитовые жилы, в которых интенсивно проявлены все четыре стадии метасоматоза с образованием рудных и сопутствующих минералов нескольких генераций. В этих пегматитах широко развиты многие минеральные комплексы и разновидности танталоносных минералов (колумбит, танталит-колумбит, манганотанталит, микролит, иксиолит, тапиолит). Особое практическое значение имеет установление повышенной литиеносности слюд, не только в лепидолите, но и в других разновидностях, включая прозрачные светлые мусковиты, которые широко распространены в различных типах пегматитов и других месторождений [64, с. 173].

Проявление редкометалльного рудообразования предопределяется степенью фракционирования пегматита и интенсивностью проявления последующих метасоматических процессов, среди которых ведущим генератором редкометалльного оруденения является *альбитизация*, сопровождаемая образованием индикаторных типоморфных минералов (альбит мелкозернистый и сахаровидный, клеветландит, мусковиты разной окраски, лепидолит, жильбертит, цветные турмалины, сподумен, поллуцит, фторапатит, касситерит, танталит-колумбит и др.) [64, с. 158].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Увеличение потребностей современных отраслей промышленности в высокотехнологических видах сырья, к которым во всем мире относят редкие и редкоземельные элементы, позволяет пересмотреть подход к изучению потенциально - редкометалльных объектов Востока Казахстана, где в пределах Калба-Нарымской металлогенической зоны уже более чем 50 лет известны проявления ниобия, тантала и редких земель. Наиболее перспективным направлением является проведение переоценки малых пегматитовых месторождений Центральной и Северо-Восточной Калбы на обнаружения средних и крупных объектов на Ta-Nb, Li-Rb-Cs. Данные работы могут стать ключевыми для развития экономики редких металлов региона и республики в целом.

В результате исследований автором получены следующие результаты:

- На основании результатов U-Pb изотопного датирования гранитов калбинского комплекса (290.7 ± 1.6 млн лет) и U-Pb изотопного датирования цирконов из пегматитовой жилы с (290.5 ± 1.1 млн лет.) доказана генетическая связь гранитов калбинского комплекса и пегматитов на примере Огнёвского рудного поля;

- Сопоставление термобарометрических данных позволяет заключить, что кунушский комплекс формировался локально глубже и при более высоких температурах, тогда как калбинский (особенно его вторая фаза) и монастырский характеризуются умеренными температурами и давлениями, типичными для среднекорового уровня. Все три комплекса могут быть связаны с постколлизийными процессами, сопровождающимися анатексисом коры, внедрением магматических тел и последующим формированием пегматитов.

- Изучены основы современных классификаций, условия формирования, геотектонические условия образования рудоносных пегматитов; основные этапы пегматитовости в разрезе геологической истории развития земной коры; связь пегматитов с этапами развития магматизма в различных геодинамических обстановках;

- Установлено, что изучение геодинамических и литологических обстановок формирования пегматитов может быть широко использовано для определения элементов и минеральных ассоциаций промышленно полезных редкоэлементных объектов.

- Охарактеризованы основные признаки принадлежности редкометалльных пегматитов Калба-Нарыма, Западной Калбы к семействам, типам и подтипам LCT-пегматитов (Lithium-Cesium-Tantalum) или NYF (Niobium-Yttrium-Fluorine); выявлены закономерности распределения редких и рассеянных элементов: Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Be, Ga, Sr, Ba, REE, Hf, Zr и др. в разных типах вмещающих пегматиты пород и рудных тел (пегматиты, альбититы, грейзены, роговики, мусковитизированные разности гранитов и т.д.).

- Изучен микроэлементный состав основных пегматитовых рудных полей Калба-Нарымской металлогенической зоны и редкометалльные пегматиты

гранитоидных массивов пермского возраста в Жарма-Сауре, и Западно-Калбинской зоне Зайсанской складчатой системы.

- Проведена оценка возможной рудоносности отдельных типов пегматитов и рудоносных зон Калба-Нарыма, Западной Калбы.

- Изучена концентрация микроэлементов (ppm или %), установлены превышающие фоновые значения основных показателей рудоносности в пределах основных рудных полей.

- Произведено сравнение концентрации и их соответствие промышленным кондициям для лития, тантала, ниобия, рубидия и цезия и т.д. в пределах основных рудных полей Калба-Нарыма, Западной Калбы.

- Используются графики отношений содержаний микроэлементов Rb, Cs, Ta и т.д. и отношений (K/Rb, K/Cs, K/Ba, Nb/Ta), которые являются ценными показателями для оперативной оценки степени фракционирования редких элементов в гранит-пегматитовых телах и, следовательно, позволяют оценивать степень их рудоносности.

- Для более точных выводов проведен сопоставительный анализ с известными ЛСТ-пегматитами и другими мировыми аналогами по содержанию редких металлов и перспективам рентабельной добычи: Гринбушес (Австралия), Танко (Канада), месторождения сподуменовых пегматитов Центральной Азии (Таджикистан, Узбекистан, Забайкалье), редкометалльными пегматитами России (Этыктинское и др.).

Установлено, что содержание элементов (например, Rb, Cs, Ta) и соотношения K/Rb, K/Cs, Nb/Ta) могут служить ценными показателями для быстрой оценки материнских гранитоидов, установления степени обогащения редкими элементами. Обычно низкие значения K/Rb (до 400 ppm) и K/Cs (20–2000 ppm) в калиевом полевошпате, K/Rb (50 ppm) и K/Cs (10–1000 ppm) в мусковите, характерно для пегматитов, которые подверглись умеренным или экстремальным уровням фракционирования и накопления редких элементов. Эти геохимические индикаторы фракционирования были успешно использованы для определения степени фракционирования пегматитов (Глава 5, подглава 5.2.2–5.2.3) и установления зональности пегматитовых рудных полей на примере месторождения Юбилейное (Глава 5, подглава 5.2.3).

На основании анализа комплекса геотектонических, геолого-структурных, петрохимических и минералогических факторов, выявлены основные закономерности формирования и размещения ведущих геолого-промышленных типов месторождений в Калба-Нарыме и разработаны рекомендации по направлению дальнейших прогнозно-поисковых работ.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- 1 Zepf V., Reller A., Rennie C., Ashfield M. & Simmons J. Materials critical to the energy industry. An introduction. – Published by BP, 2nd edition, 2014 – 94 p.
- 2 Топ–10 направлений применения редкоземельных металлов // <https://issek.hse.ru/news/926183397.html>. 24.05.2024.
- 3 В Восточном Казахстане планируется открытие нового производства по добыче и переработке редких металлов Altainews Media Centre // <https://altainews.kz/ru/rubriki/novosti/48891-v-vostochnom-kazahstane-planiruetsja-otkrytie-novogo-proizvodstva-po-dobyche-i-pererabotke-redkih-metallov.html>. 20.10.2023.
- 4 Редкоземельные металлы — важная составляющая технологического прогресса // <https://www.pzps.tech/articles/redkozemelnye-metally-vazhnaya-sostavlyayushchaya-tehnologicheskogo-progressa>. 26.04.2025.
- 5 Анализ размера и доли рынка редкоземельных металлов – тенденции роста и прогнозы (2024–2029 гг.) // <https://www.mordorintelligence.com/ru/industry-reports/rare-earth-elements-market>. 27.02.2025.
- 6 Наумов А.В. Обзор мирового рынка редкоземельных металлов // Известия высших учебных заведений. Цветная металлургия. – 2008. – № 1, С. 22–31.
- 7 Юшина Т.И., Петров И.М., Гришаев С.И., Черный С.А. Обзор рынка рзм и технологий переработки редкоземельного сырья // Горный информационно–аналитический бюллетень (научно–технический журнал). – 2015. – № S1. – С. 577–608.
- 8 Баитов К. «Эффективное использование месторождений РМ и РЗМ позволит увеличить приток капитала в страну» / «Горно–металлургическая промышленность» – 2019. – №7(131). – С.13–17. // <https://metalmininginfo.kz/archives/6404>. 19.08.2019.
- 9 Metallurgical Research (металлургические исследования). Группа анализа рынков сырья, металлов и продукции (International Metallurgical Research Group). Рынок редкоземельных металлов (РЗМ) 2024 (2025). // https://metalresearch.ru/rare_earth.html. 10.02.2025.
- 10 Critical and strategic raw materials. // <https://www.sgu.se/en/mineral-resources/critical-raw-materials/> 17.09.2024.
- 11 Постановление Правительства Республики Казахстан. Об утверждении Комплексного плана развития отрасли редких и редкоземельных металлов на 2024 – 2028 годы: утв. 28 декабря 2023 года, № 1221. // <https://adilet.zan.kz/rus/docs/P2300001221>. 15.02.2024.
- 12 В Казахстане разработали комплексный план развития редких и редкоземельных металлов на пять лет/ LADA. Новости Актау и Мангыстау // [lada.kz/kazakhstan-news/115990-v-kazahstane-razrabotali-kompleksnyy-plan-razvitiya-redkih-i-redkozemelnyh-metallov-na-pyat-let.html]. 15.02.2024.

- 13 Ержанова Л.Б., Лохова Н.Г., Пирматов Э.А., Шоинбаев А.Т. Механоактивация шеелитового концентрата // Известия научно-технического общества «Кахак». – 2007. – № 2(19). – С. 83–87.
- 14 Справочник «Месторождения редких металлов и редких земель Казахстана» / Лаумулин Т.М., Губайдулин Ф.Г., Шептура В.И. и др. – Алматы, 2015. – 226 с.
- 15 Добывающая промышленность / Центральная Азия/ Добыча редких и редкоземельных металлов в Казахстане // <https://dprom.kz/dobycha/dobicha-ryedkeeh-e-ryedkozyemyelnih-myetallov-rk/> 12.12.2023.
- 16 Seltmann R., Shatov V., Yakubchuk A. Mineral Deposits Database and Thematic Maps of Central Asia, Scale 1:1500000 million: ArcGIS 10.x package. Explanatory Notes. – NHM London 2002 – 2015, 2015. – 143 p.
- 17 Геопорталы ЦАС // <https://geoportal-kz.org/ru/редкие-металлы/>. 09.09.2024.
- 18 Котлер П. Д. Петрология гранитоидов Калба–Нарымского батолита (Восточный Казахстан): дис. к. г.–м. н.: 25.00.04 / ФБГУН Институт земной коры СО РАН. – Новосибирск, 2017. – 205 с. (на правах рукописи).
- 19 Нехорошев В.П. Геология СССР. Восточный Казахстан. Геологическое описание. Часть 1. – М: Недра, 1967. – Т. 41. – 467 с.
- 20 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.
- 21 Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Щерба Г.Н. и др. Гранитоидные и рудные формации Калба–Нарымского пояса (Рудный Алтай). – Алматы: Гылым, 1994. – 208 с.
- 22 Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. – 1993. – Vol. 364 – P.299–307.
- 23 Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37. – № 1. – С. 63–81.
- 24 Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов – М.: Научный мир, 2001. – 606 с.
- 25 Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В. и др. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоне (Восточный Казахстан) // Геохимия. – 2001. – № 12. – С. 1–5.
- 26 Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.К. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 1–2. – С. 49-75.
- 27 Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 12. – С. 1321–1338.

28 Safonova I., Maruyama S., Kruk N., Obut O., Kotler P., Gavryushkina O., Khromykh S., Kuibida M., Krivonogov S. Pacific-type orogenic belts: Linking evolution of oceans, active margins and intra-plate magmatism // Episodes. – 2018. – Vol. 41, Iss. 2. – P. 79-88.

29 Kuibida M.L., B.A. Dyachkov, A.G. Vladimirov, N.N. Kruk, S.V. Khromykh, P.D. Kotler, S.N. Rudnev, E.A. Kruk, Y.V. Kuibida, T. Oitseva. Contrasting granitic magmatism of the Kalba fold belt (East Kazakhstan): evidence for Late Paleozoic post-orogenic events. Journal of Asian Earth Sciences. // Journal of Asian Earth Sciences. – 2019. – Vol. 175 – P. 178-198.

30 Kotler P., Khromykh S., Kruk N., Sun M., Li P., Khubanov V, Semenova D, Vladimirov A. Granitoids of the Kalba batholith, Eastern Kazakhstan: U–Pb zircon age, petrogenesis and tectonic implications // Lithos. – 2021 – Vol.38–389 106056.

31 Khromykh S.V., Khokhryakova O.A., Kruk N.N., Sokolova E.N., Kotler P.D., Smirnova S.Z., Oitseva T.A., Semenova., D.V., Naryzhnova A.V., Volosov A.S., Kuzmina O.N., Ageeva O. V., Mizernaya M.A., Larionova X.Y., Aitbayeva S.S., Bissatova A.Y., Kapzhaparova Zh.Z., Senko A.D. Petrogenesis of A-type leucocratic granite magmas: An example from Delbegetei massif, Eastern Kazakhstan // Lithos. – 2024. – Vol. 482–483 – P 1-16.

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

33 Котлер, П. Д., Хромых, С. В., Дегтярев, К. Е., Куликова, А. В., Царева, М. Д., Пенкина, В. А. Этапы гранитоидного магматизма восточной части казахстанского составного континента в раннем-среднем палеозое // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. – 2024. – Т. 518, №1 – С. 5-14.

34 Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. кн.1 – М: Недра, 1990. – 327 с.

35 Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. кн.2. – М: Недра, 1990. – 336 с.

36 Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибикова Е.В., Водовозов В.Ю., Хильтова В.Я., Резницкий Л.З., Иванов А.В., Левицкий В.И., Травин А.В., Шевченко Д.О., Рассказов С.А. Палеомагнетизм нижнепротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона и геодинамические следствия // Докл. РАН. – 2003. – Т. 390, № 3. – С. 368—373.

37 Добрецов Н. Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. – 2003, №1-2 – С. 5–27.

38 Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника – 1993 – №6 – С. 3–33.

39 Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов – М.: Научный мир, 2001. – 606 с.

40 Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W.J., Kröner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. // *Journal of the Geological Society*. – 2007 – Vol.164 – P. 31–47.

41 Kröner A., Kovach V., Belousova E., Hegner E., Armstrong R., Dolgoplova A., Seltnann R., Alexeiev D.V., Hoffmann J.E., Wong J., Sun M., Cai K., Wang T., Tong Y., Wilde S.A., Degtyarev K.E., Rytsk E. Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt. // *Gondwana Research*. – 2014. – Vol. 25(1) – P. 103–125.

42 Крук Н.Н., Сафонова И.Ю., Куйбида М.Л., Хромых С.В. Эволюция Обь-Зайсанского палеоокеана: новые данные и нерешенные проблемы // «Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения». Материалы 3 международной научной конференции. – Новосибирск: Институт геологии и минералогии СО РАН, 2016. – С. 111–113.

43 Хромых С.В. Позднепалеозойский базитовый магматизм Алтайской аккреционно-коллизонной системы (Восточный Казахстан): дис. ... док. геол.-минер. наук: 25.00.04. – Новосибирск, 2020. – 439 с.

44 Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // *Геология и геофизика* – 1994 – Т. 35 (7– 8) –С. 8–28.

45 Buslov M.M., Saphonova I.Yu., Watanabe T., Obut O.T., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // *Geosciences Journal* – 2001 – №5 – P.203–224

46 Li C., Ma T, Shi J. Application of a fractal method relating concentrations and distances for separation of geochemical anomalies from background // *Journal of Geochemical Exploration* – 2003 – Vol. 77, Issues 2–3 – P. 167-175.

47 Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н, Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизонных орогенов // *Геология и геофизика* – 2003 – Т. 44 – № 12 – С. 1321-1338.

48 Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г. Травин А.В. Бабин Г.А. Куйбида М.Л. Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // *Геология и геофизика* – 2008. – Т. 49. – № 7. – С. 621-636.

49 Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Safonova I. Yu., Semakov N.N., Kiryanova A.P. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // *Journal of Asian Earth Sciences* – 2004 – №23 – P.655-671

50 Xiao W. J., Huang B. C., Han C. M., Sun S. & Li J. L. A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens // *Gondwana Research* – 2010 – №18(2–3) – P. 253–273.

51 Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Котлер П.Д. Петрогенезис гранитоидов крупных салических изверженных провинций (Центральная и Северо-Восточная Азия) // Петрология. – 2024. – Т. 32, № 6. – С. 679-709.

52 Пенкина В.А., Котлер П.Д., Сафонова И.Ю., Перфилова А.А., Хромых С.В., Куликова А.В. Геологическое положение и вещественный состав вулканогенно-осадочных толщ Жарма-Саурской зоны, Восточный Казахстан. // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Материалы XI Всероссийской петрографической конференции. – Томск, 2022. – С. 116-122.

53 Filippova I. B., Bush V. A., Didenko A. Middle Paleozoic subduction belts: The leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt // Russian Journal of Earth Sciences. – 2002. – 3(6) – P. 405-426.

54 Дегтярёв К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана – М.: ГЕОС, 2012. – 289 с.

55 Kruk N.N., Kuybida M.L., Murzin O.V., Gusev N.I., Shokalsky S.P., Vladimirov A.G., Smirnov S.Z., Gaskov I.V., Travin A.V., Khromykh S.V., Volkova N.I., Kuybida Ya.V., Annikova I.Yu., Kotler P.D., Mikheev E.I. Granitoids of the North-West Altai. Guidebook for Field Excursion – Novosibirsk: Publishing House of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 2014. – 84 p.

56 Kuibida M.L., Murzin O.V., Kruk N.N., Safonova I.Y., Sun M., Komiya T., Wong J., Aoki S., Murzina N.M., Nikolaeva I., Semenova D.V., Khlestov M., Shelepaev R.A., Kotler P.D., Yakovlev V.A., Narvzhnova A.V. Whole-rock geochemistry and U-Pb ages of Devonian bimodal-type rhyolites from the Rudny Altai, Russia: petrogenesis and tectonic settings // Gondwana Research. – 2020. – Vol. 81 – P. 312-338.

57 Котлер П.Д., Хромых С.В., Захарова А.В., Семенова Д.В., Куликова А.В., Бадретдинов А.Г., Михеев Е.И., Волосов А.С. Модель формирования монцогаббродиорит-сиенит-гранитоидных интрузивов на примере массива Акжайляу (Восточный Казахстан) // Петрология. – 2024. – Т. 32, № 2. – С. 154-178.

58 Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. – М.: «Наука», 1975. – 314 с.

59 Khromykh S.V. Basic and Associated Granitoid Magmatism and Geodynamic Evolution of the Altai Accretion–Collision System (Eastern Kazakhstan) // Russian Geology and Geophysics. – 2022. – Vol. 63(3) – P. 279–299.

60 Пенкина В. А., Котлер П. Д., Сафонова И. Ю., Хромых С. В., Перфилова А. А., Куликова А. В., Галимуллин И. А. Эволюция северо-восточной окраины Казахстанского палеоконтинента: результаты петро-геохимического исследования осадочных и вулканогенно-осадочных пород Жарма-Саурской островодужной зоны. // Геотектоника – 2024 – № 3 – С. 55—79.

61 Перфилова А. А. Возраст, состав и источники сноса палеозойских граувакковых песчаников Центрального и Восточного Казахстана): дис. ... канд. геол.-минер. наук.: 1.6.1 – Новосибирск, 2023. – 242 с.

62 Матайбаева И.Е. Закономерности формирования, условия размещения и прогнозно-поисковые критерии оценки перспектив месторождений редких металлов и редких земель Восточного Казахстана: дис. ... док. PhD. – Усть-Каменогорск, 2017. – 147 с.

63 Li, X., & Zhang, C. Machine-learning thermobarometry for biotite-bearing magmas // Journal of Geophysical Research: Solid Earth – 2022 – V. 127, e2022JB024137 – P. 1–24.

64 Дьячков Б.А., Ойцева Т. А. Редкометалльное оруденение Калбы – Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2020. – 208 с.

65 Tatyana A.O., Dyachkov B.A., Bissatova A.Ye., Orazbekova G.B., Zinyakin S.S. Features of formation, material composition and geological structure of rare metal and pegmatite deposits of the Kalba region on the example of the Yubileinoe deposit // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering. – 2023. – Vol. 334, № 7. – P. 164–176.

66 Дьячков Б.А., Ойцева Т.А., Владимиров А.Г. Геологическая позиция, возраст и рудоносность гранитоидов Центральной Калбы // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Материалы X Всероссийской конференции. – Томск, 2018. – Вып. 10 – С. 130-136.

67 Дьячков Б.А., Никитина Т.И., Ермоленко А.Е. Геологическое строение и оценка перспектив Юбилейного пегматитового месторождения Центральной Калбы» – Усть-Каменогорск: Фонды МД «Востказнедра, 1987. – 262 с.

68 Зимановская Н.А., Матайбаева И. Е., Оразбекова Г. Б., Капжапарова Ж. 3. Особенности минерального состава нетрадиционного типа редкометалльного оруденения Восточного Казахстана // Труды университета. – 2022. – № 2 (87). – С. 108-115.

69 «Закономерности формирования, критерии прогнозирования и оценка перспектив нетрадиционных типов олово-тантал-литиевого оруденения с целью укрепления минерально-сырьевой базы редких металлов (Восточный Казахстан)»: отчет о НИР (заключительный) / НАО ВКТУ им. Д. Серикбаева. – Усть-Каменогорск, 2022. – 116 с. – №АР 08052371

70 Мукулысов А.А., Зимановская Н.А. Литиеносные альбит-сподуменовые пегматиты Центральной Калбы // Творчество молодых – инновационному развитию Казахстана: Материалы VIII Международной научно-технической конференции студентов, магистрантов и молодых ученых – Өскемен: ШҚТУ, 2022. – С. 213–217.

71 Зимановская Н.А., Дьячков Б.А., Ойцева Т.А. Нетрадиционный тип литиеносных альбит-сподуменовых пегматитов Восточного Казахстана. // Петрология и рудоносность магматических формаций. Материалы научной конференции, посвященной памяти член-корреспондента АН СССР и РАН Г.В. Полякова и профессора А.Г. Владимирова. – Новосибирск, 2022. – С. 75-76.

72 «Закономерности формирования, критерии прогнозирования и оценка перспектив нетрадиционных типов олово-тантал-литиевого оруденения с целью укрепления минерально-сырьевой базы редких металлов (Восточный

Казахстан)»: отчет о НИР (промежуточный) / НАО ВКТУ им. Д. Серикбаева. – Усть-Каменогорск, 2020. – 95 с. – №АР 08052371

73 Бисатова А.Е. Особенности геологического строения и металлогении области сочленения Калбы и Рудного Алтая (Южный Алтай): дис. ... док. PhD. – Усть-Каменогорск, 2021. – 166 с.

74 London D. Ore-forming processes within granitic pegmatites // Ore Geology Reviews. – 2018. – Vol. 101 – P. 349–383. //

75 Lecture 4. Pegmat.pdf. // chrome-extension://efaidnbmnnnibpcajpcglclefindmkaj/https://portal.tpu.ru/SHARED/s/SIARBUZOV/ucheb_rabota/GPI/lecture/Lecture4Pegmat.pdf

76 Linnen R.L., Van Lichtenvelde M., Cerný P. Granitic pegmatites as sources of strategic metals // Elements. – 2012. – №8 – P. 275–280.

77 Bradley D. C., McCauley A. D. & Stillings. Mineral deposit model for lithium–cesium–tantalum pegmatites: Chapter O in Mineral Deposit Models for Resource Assessment / U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–O, 2017. – 48 p.

78 Duuring P. Rare–element pegmatites: a mineral systems analysis: Geological Survey of Western Australia // Record 2020/7, 2020. – 6 p.

79 Рудницкий В.Ф. Основы учения о полезных ископаемых: учебное пособие/ под ред. В. Ф. Рудницкого. – издание 3–е, исправ. и доп. – Екатеринбург: Изд–во УГГУ, 2015.– 245 с.

80 Müller A., Simmons W., Beurlen H., Thomas R., Ihlen P.M., Wise M., Roda–Robles E.; Neiva A.M.R. & Zagorsky V. A proposed new mineralogical classification system for granitic pegmatites – Part I: History and the need for a new classification // Canadian Mineralogist. – 2022. – Vol. 60, – P. 203–227.

81 Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых – М.: «Недра», 1976. – 688 с.

82 Cerný P., Ercit T.S. The classification of granitic pegmatites revisited // The Canadian Mineralogist. – 2005. – Vol. 43(6) – P. 2005–2026.

83 Simmons W.B. A look at pegmatite classifications // International Conference on Granitic Pegmatites, Cavoli, Elba – 2005 – P. 1-12.

84 Salima J. W. J. Nature of occurrence and economic potential of granitic pegmatites of Mzimba district in Northern Malawi: the degree of master of science (geology). – Eastern Cape Republic of South Africa, 2014. – 184 p.

85 Müller A., Romer R. L., Pedersen R.-B. The Sveconorwegian pegmatite province – thousands of pegmatites without parental granites // The Canadian Mineralogist. – 2017. – Vol. 55 (3) – P. 283-315.

86 Лекция 9. Эндогенные месторождения, связанные с гранитоидным магматизмом // chrome-extension://efaidnbmnnnibpcajpcglclefindmkaj/https://www.rgexp.ru/wp-content/uploads/2022/12/lekziya9.pdf.

87 Tankard A.J., Jackson M.P.A., Eriksson K.A., Hobday D.K., Hunter D.R., Minter W.E.L. Crustal evolution of southern Africa - Springer, Heidelberg, New York, Berlin, 1982. - 523 p.

88 Pitcher W.S. Granites and yet more granites forty years on // *Geology Rundschau*. – 1987. – Vol.76 – P. 51–79.

89 Dill H.G. Pegmatites and Aplites: Sources for energy, ore and industrial minerals / Conference Paper. «Minerals for the World». – 2015. – P. 1-26.

90 Bradley D.C., McCauley A.D., Stillings L.M. Mineral deposit model for lithium-cesium-tantalum pegmatites: Chapter O in Mineral Deposit Models for Resource Assessment - U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5070-O, Virginia, 2017. – 48 p.

91 Brisbin W. C. Mechanics of Pegmatite Intrusion // *American Mineralogist*. – 1986. - Vol. 71, №. 3-4 – P. 644-651.

92 McCauley A., Bradley D.C. The global age distribution of granitic pegmatites // *The Canadian Mineralogist*. – 2014. - Vol. 52 – P. 183–190.

93 Eby G.N. The A-type granitoids. A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // *Lithos*. – 1990. – Vol. 26 – P.115 – 134.

94 Dill H.G., Weber B. Gemstones and geosciences in space and time. Digital maps to the «Chessboard classification scheme of mineral deposits» // *Earth-Science Reviews*. – 2013 – Vol. 127 – P. 262-299.

95 Aksyuk A. M. Estimation of fluorine concentrations in fluids of mineralized skarn systems // *Economic Geology*. – 2000. -Vol. 91 – P. 1339–1347.

96 Ойцева Т.А. Особенности геологии и металлогении и прогнозно-поисковые критерии Калба-Нарымского редкометального пояса // *Проблемы геологии и освоения недр: Труды XXI Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых учёных, посвященного 130-летию со дня рождения профессора М.И. Кучина* – Томск, 2017 – С. 174–175.

62 Матайбаева И.Е. Закономерности формирования, условия размещения и прогнозно-поисковые критерии оценки перспектив месторождений редких металлов и редких земель Восточного Казахстана: дис. ... док. PhD. – Усть-Каменогоск, 2017. – 147 с.

73 Бисатова А.Е. Особенности геологического строения и металлогении области сочленения Калбы и Рудного Алтая (Южный Алтай): дис. ... док. PhD. – Усть-Каменогоск, 2021. – 166 с.

97 Палымский Б. Ф. Геологические формации Северо-Востока России: дис. ... доктора геолого-минералогических наук: 25.00.01. – Магадан, 2006. – 281 с.

98 Дьячков Б.А., Кузьмина О.Н., Рафаилович М.С., Ойцева Т.А. Геодинамические обстановки формирования золоторудных и редкометалльных месторождений Восточного Казахстана // *Благородные, редкие и радиоактивные элементы в рудообразующих системах: матер. Всерос. науч. конф. с междунар. участием, посвященной 120-летию со дня рождения члена корреспондента АН СССР, профессора Феликса Николаевича Шахова*. – Новосибирск, 2014. – С. 224–231.

99 Бисатова А.Е., Дьячков Б.А., Мизерная М.А., Зимановская Н.А. и др. Особенности геотектонического развития и рудоносности Южного Алтая

(Восточный Казахстан) // Геология рудных месторождений. – 2021. – Т. 63, №. 5. – С. 399–426.

100 Guastoni A. LCT (lithium, cesium, tantalum) and NYF (niobium, yttrium, fluorine) pegmatites in the Central Alps. Proxies of exhumation history of the alpine nappe stack in the Lepontine dome: doctoral dissertation (PhD). – Padova, 2011. – 161 p.

101 Garrison R.E., Glenn C.R., Snavely P.D., Mansour S.E.A. Sedimentology and origin of Upper Cretaceous phosphorite deposits at Abu Tartu Western Desert, Egypt // *Annals Geol. Surv. Egypt*. – 1979. – Vol. 9. – P. 261–281.

102 Simmons Wm.B., Lee M. T., Brewster R. H. Geochemistry and evolution of the South Platte granite-pegmatite system, Jefferson County, Colorado // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1987. – Vol. 51. – P. 455–471.

103 Martin R.F. & Vito C.D. The Patterns of Enrichment in Felsic Pegmatites Ultimately Depend on Tectonic Setting // *The Canadian Mineralogist* – 2005. – Vol. 43. – P. 2027–2048. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2027>

104 Guastoni A., Nestola F., Giaretta A. Mineral chemistry and alteration of rare earth element (REE) carbonates from alkaline pegmatites of Mount Malosa, Malawi // *American Mineralogist*. – 2009. – Vol. 94 (8–9). – P. 1216–1222.

105 Cerný P. Petrogenesis of granitic pegmatites. In *Granitic Pegmatites, Science and Industry*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook 8. – 1982. – P. 405–461.

106 Cerný P., Ercit T.S. The classification of granitic pegmatites revisited // *The Canadian Mineralogist*. – 2005. – Vol. 43(6). – P. 2005–2026.

107 Ойцева Т.А., Дьячков Б.А., Владимиров А.Г., Кузьмина О.Н., Агеева О.В. Новые данные о вещественном составе редкометалльных месторождений Калбы // *Петрология магматических и метаморфических комплексов: материалы IX Всероссийской конференции с международным участием* – Томск, 2017. – Вып. 9. – С. 343–350.

108 Wise M. A., H. R. S., Curry A., Jennings M., Grima Z., Khashchevskaya D. Handheld LIBS for Li Exploration: An Example from the Carolina Tin-Spodumene Belt, USA // *Minerals*. – 2022. – Vol.12(77). – P. 1–28.

109 Oyarzábal J., Galliski M. Á., Perino E. Geochemistry of K-feldspar and Muscovite in Rare-element Pegmatites and Granites from the Totoral Pegmatite Field, San Luis, Argentina // *Resource Geology*. – 2009 – Vol. 59, No. 4 – P. 315–329.

110 Elwardany R. Pegmatite. Presentation // <https://www.researchgate.net/publication/350847227> 13.04.2021

111 London D. Ore-forming processes within granitic pegmatites // *Ore Geology Reviews*. – 2018. – Vol.101. – P. 349–383.

112 Beus A. A. Beryllium: Geochemistry of Beryllium and Genetic Types of Beryllium Deposits. – Freeman, San Francisco, 1966. – 411 p.

113 Гордиенко В.В. Концентрация Li, Rb и Cs в калиевом полево шпате и мусковите как критерий оценки редкометалльной минерализации в гранитных пегматитах [J] // *Международный геологический обзор*. – 1971. – Vol. 13. – P. 134–142.

114 Smeds S.A. Trace elements in potassium-feldspar and muscovite as a guide in the prospecting for lithium- and tin-bearing pegmatites in Sweden. // *Journal of Geochemical Exploration*. –1992. – Vol. 42, Issues 2–3. – P. 351-369.

115 Cerný P. Magmatic vs. metamorphic derivation of rare-element granitic pegmatites // *Journal of the Czech Geological Society* –1994 – Vol. 39., issue 1, 17–18.

116 Rieder M., Cavazzini G., D'Yakonov Y.S., Frank-Kamenetskii V.A., Gottardi G., Guoggenheim S., Koval P.V., Muller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.L., Sssi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R. Nomenclature of the micas. // *The Canadian Mineralogist*. – 1998. – Vol. 36. – P. 41–48.

117 Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Ойцева Т.А., Гаврюшкина О.А., Михеев Е.И., Джес Е.Н., Травин А.В., Дьячков Б.А., Маслов В.И., Гертнер И.Ф. Событийная корреляция пермо-триасовых редкометалльных гранитов Алтая и перспективы уникальных литиевых месторождений (Россия – Казахстан) // *Литосфера*. – 2018 г. – С.1–50.

118 Травин А.В. Термохронология субдукционно-коллизийных, коллизийных событий Центральной Азии: дис. ... док. геол.-минер. наук: 25.00.04. – Новосибирск, 2016. – 320 с.

119 Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д., Навозов О.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Анциферова Т.Н., Караваева Г.С. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // *Геология и геофизика*. – 2016. – Т. 57, № 5. – С. 983-1004

120 Trueman D.L., Cerný P. Exploration for Rare-Element Granitic Pegmatites: Short Course Handbook / Ed. Cerný P. – Mineralogical Association of Canada: Winnipeg, MB, Canada, 1982 – Vol. 8. – P. 463–493.

121 Wise M.A., Curry A.C., Harmon R.S. Reevaluation of the K/Rb-Li Systematics in Muscovite as a Potential Exploration Tool for Identifying Li Mineralization in Granitic Pegmatites // *Minerals*. – 2024. – Vol.14(117). P. –1–20. <https://doi.org/10.3390/min14010117>. 22.01.2024

122 Szuszkiewicz A., Wälle M. Trace elements in K-feldspar from NYF and LCT pegmatite Softhestrzegom–Sobótka granitic massif, Sudetes, SW Poland. A reconnaissance study // 7th International Symposium on Granitic Pegmatites: Book of Abstracts – Ksiaz, 2015. – P. 109 – 110.

123 Beurlen H., Thomas R., da Silva M.R.R., Müller A., Rhede D., Soares D.R. Perspectives for Li- & Ta-mineralization in the Borborema Pegmatite Province, NE-Brazil // *Journal of South American Earth Sciences*. – 2014 –Vol. 56 – P.110–127.

124 Galliski M.A., Marquez-Zavalia M.F., Cerný P., Oyarzabal J. The anatomy of an albite-type granitic pegmatite from the Totoral pegmatite field, San Luis, Argentina // *Journal of Geosciences*. – 2015. – Vol. 60(1). – P.31–44.

125 Selway J.B.; Breaks F.W.; Tindle A.G. A review of rare-element (Li-Cs-Ta) pegmatite exploration techniques for the Superior Province, Canada, & large

worldwide tantalum deposits // *Exploration & Mining Geology*. – 2005. – Vol. 14. – P. 1–30.

126 Maneta V., Baker D.R. The potential of lithium in alkali feldspars, quartz, & muscovite as a geochemical indicator in the exploration for lithium-rich granitic pegmatites: A case study from the spodumene-rich Moblan pegmatite, Quebec, Canada // *Journal of Geochemical Exploration*. – 2019. – Vol. 205, 106336.

127 Gordiyenko V.V. Concentrations of Li, Rb, and Cs in potash feldspar and muscovite as criteria for assessing the rare-metal mineralization in granite pegmatites // *Int. Geol. Rev.* – 1971. – Vol.13 – P. 134–142.

128 Cerný P., Burt D. Paragenesis, crystallochemical characteristics, & geochemical evolution in micas in granite pegmatites // In *Micas: Reviews in Mineralogy – Mineralogical Society of America: Washington, DC, USA, 1984. – T.13. –P. 257–297.*

129 Alfonso P., Melgarejo J. C., Yusta I., Roldan F.V. Geochemistry of feldspars and muscovite in granitic pegmatite from the Cap De Creus Field, Catalonia, Spain // *The Canadian Mineralogist* – 2003 – Vol.41(1). – P. 103-116.

130 Möller P.& Morteani G. Geochemical exploration guide for tantalum pegmatites // *Economic Geology*. – 1987. – Vol.82(7) – P. 1888-1897.

131 Мизерная М.А., Зикирова К.Т., Ойцева Т.А., Кузьмина О.Н., Скребцова П.В. Методика оценки инвестиционной привлекательности геологических структур, перспективных на выявление месторождений полезных ископаемых на примере Восточного Казахстана // *Геология и охрана недр* – 2024. – №1(90) – С. 83–89.

132 Дьячков Б. А., Майорова Н. П., Щерба Г. Н., Абдрахманов К. А. Гранитоидные и рудные формации Калба–Нарымского пояса (Рудный Алтай). Алматы, 1994. 208 с.

133 Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Металлогения Рудного Алтая и Калбы. // *Алма-Ата: Наука КазССР, 1984. 238 с.*

134 4 Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // *Геология и геофизика*. – 2008. – Т. 49, № 7. – С. 621–636.

135 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 редкометалльных месторождений // *Геология и геофизика*. – 2010. –Т. 51, № 9. – С. 1159–1187.

136 Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., 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.

137 Khromykh S.V., Kotler P.D., Izokh A.E., Kruk N.N. A review of Early Permian (300–270 Ma) magmatism in Eastern Kazakhstan and implications for plate tectonics and plume interplay // *Geodynamics & Tectonophysics*. –2019. –Vol. 10, Iss 1. – P. 79–99.

138 Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А., и др. U–Pb, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датирование и Sm–Nd, Pb–Pb изотопное исследование Калгутинской молибден–вольфрамовой рудно–магматической системы (Южный Алтай, Россия) // *Петрология*, 2006. – Т. 14, № 1. – С. 90–108.

139 Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Гаврюшкина О.А., Смирнов С.З. Геология и минералогия Алахинского месторождения сподуменовых гранит–порфиров (Горный Алтай) // *Геология рудных месторождений*. – 2016. – Т. 58, № 5. – С. 451–475.

140 Дьячков Б.А. Генетические типы редкометалльных месторождений Калба–Нарымского пояса. – Усть–Каменогорск: ВКГТУ, 2012. – 130 с.

141 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. – Т. 459, № 5. – С. 612–617.

142 Gavryushkina O., Travin A., Kruk N. Duration of granitoid magmatism in peripheral parts of large igneous provinces (based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotopic studies of Altai Permian–Triassic granitoids) // *Geodynamics & Tectonophysics*. –2017. – 8(4) – P.1035–1047.

143 Gavryushkina O., Kruk N., Semenov I., Vladimirov A.G., Kuibida Y.V., Serov P.A. Petrogenesis of Permian–Triassic intraplate gabbro–granitic rocks in the Russian Altai // *Lithos*. – 2019. – Vol. 326–327. – P. 71–89.

144 Kuibida M.L., Dyachkov B.A., Vladimirova A.G., Kruka N.N., Khromykh S.V., Kotler P.D., Rudneva S.N., Kruk E.A., Kuibida Y.V., Oitseva T. Contrasting granitic magmatism of the Kalba fold belt (East Kazakhstan): Evidence for Late Paleozoic post-orogenic events // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2019. – Vol.175 – P.178–198

145 Тектоника и металлогения (Восточный Казахстан) // https://www.ektu.kz/files/DistanceEducation/Resource/920087/лекция_2_ТЕКТОНИКА_И_МЕТАЛЛОГЕНИЯ.docx. 01.09.2024.

146 Ойцева Т.А., Дьячков Б.А., Владимиров А.Г., Кузьмина О.Н., Агеева О.В. Новые данные о вещественном составе редкометалльных месторождений Калбы // *Петрология магматических и метаморфических комплексов: материалы IX Всероссийской конференции с международным участием –Томск, 2017. – Вып. 9. – С. 343–350.*

147 Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Ойцева Т.А., Гаврюшкина О.А., Михеев Е.И., Джес Е.Н., Травин А.В., Дьячков Б.А., Маслов В.И., Гертнер И.Ф. Событийная корреляция пермо–триасовых редкометалльных гранитов Алтая и перспективы уникальных литиевых месторождений (Россия – Казахстан) // *Литосфера*. – 2018 г. – С.1–50.

148 Айталиев Ж.А., Брач П.А., Брюшков В.И., Ергалиев А.Е., Шавло С.Г., Щерба Г.Н. Перспективные площади на олово и редкие металлы в Калба–

Нарымском рудном районе. Объяснительная записка к карте прогнозов масштаба 1:200 000 // Фонды МД «Востказнедра». – Алма-Ата: АН КазССР, 1954. – 232 с.

149 Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М., Макрыгна В.А., Кузнецова Л.Г. Редкометалльные пегматиты. Гранитные пегматиты. Т. 2. – Новосибирск: Наука, 1997. – 285 с.

150 Мурзинцев Н.Г., Ойцева Т.А., Котлер П.Д., Владимиров А.Г., Травин А.В., Хромых С. В., Дьячков Б.А., Кузьмина О.Н. и др. AR/AR-изотопный возраст и структурный контроль сподумен-пегматитовых месторождений Восточного Казахстана. // «Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения»: матер. третьей международной научной конференции – Новосибирск, 2016. – С. 132-135.

151 Шавло С.Г. Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта. – Алма-Ата: Наука, 1958. – 325 с.

152 Шмакин Б.М. Пегматитовые месторождения зарубежных стран. – М.: Недра, 1987. – 224 с.

153 Кузнецов В.И. Формирование пегматитов в связи с тектоникой и становлением гранитных массивов. – М.: Недра, 1977. – 184 с.

154 Tkachev A. Evolution of metallogeny of granitic pegmatites associated with orogens throughout geological time // Geological Society London Special Publications. – 2011. – №350 (1). – P. 7-23.

155 Zagorsky V.Ye., Vladimirov A.G., Makagon V.B., Kuznetsova L.G., Smirnov S.Z., Dyachkov B.A., Annikova I.Yu., Shokalsky S.P., Uvarov A.N., Vinogradov A.P. Large fields of spodumene pegmatites in the settings of rifting and postcollisional shear-pull-apart dislocations of continental lithosphere // Russian Geology and Geophysics. – 2014. – №55. – P. 237-251.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Акт об использовании результатов исследований в производстве

СОГЛАСОВАНО

Член управления НАО «ВКТУ им. Д.

Серикбаева», проректор

по науке и инновациям

Ж.Т. Кенурбаева

02.02.2025 г.



УТВЕРЖДАЮ

Директор ТОО «ГРК «Топаз»

Багадаев А.Б.

02.02.2025 г.



АКТ ВНЕДРЕНИЯ

результатов научно-исследовательских работ в высших учебных заведениях

По заказу: Товарищество с ограниченной ответственностью ТОО «ГРК «Топаз».

Настоящим актом подтверждается, что результаты диссертационной работы «Закономерности формирования, особенности вещественного состава и критерии рудоносности гранитоидов Калба-Нарымского пояса (Восточный Казахстан)», выполненной в НАО Восточно-Казахстанском техническом университете им. Д. Серикбаева:

- стоимостью: без стоимости

- внедрены: в Товарищество с ограниченной ответственностью ТОО «ГРК «Топаз».

1. Вид внедрённых результатов: пояснительная записка «Закономерности формирования, особенности вещественного состава и критерии рудоносности гранитоидов Калба-Нарымского пояса (Восточный Казахстан)».

2. Характеристика масштаба внедрения: единичное.

3. Форма внедрения: техническая документация.

4. Новизна результатов научно-исследовательских работ: приведена современная классификация пегматитов Восточного Казахстана, получены данные о геотектонических условиях образования рудоносных пегматитов, определены критерии для прогнозирования и поиска рудных объектов.

5. Внедрены:

- в проектные работы: для использования в планах ГРП.

6. Социальный и научно-технический эффект: выделение новых перспективных участков, обеспечение прироста запасов.

От ВУЗа

Руководитель ОП

Н.А. Зимановская

Докторант

С.С. Айтбаева

От Предприятия

Директор ТОО «ГРК «Топаз»

А.Б. Багадаев

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

Акт об использовании результатов исследований в учебном процессе

СОГЛАСОВАНО

Член правления НАО «ВКТУ им. Д. Серикбаева», проректор по науке и инновациям

 Ж.Т. Конурбаева

« 10 » 03 2025 г.

УТВЕРЖДАЮ

Член правления НАО «ВКТУ им. Д. Серикбаева», проректор по академическим вопросам

 А. Машекенова

« 11 » 03 2025 г.



АКТ ВНЕДРЕНИЯ

в учебный процесс университета результатов исследований на тему
«Закономерности формирования, особенности вещественного состава и
критерии рудоносности гранитоидов Калба-Нарымского пояса
(Восточный Казахстан)».

Мы нижеподписавшиеся,
Директор департамента по АД
Директор Департамента по НИД
Декан ШНоЗ
Руководитель ОП, ШНоЗ

Табиева Е.Е.
Уазырханова Г.К.
Рахымбердина М.Е.
Айтбаева С.С.

Составили настоящий акт в том, что результаты исследований Айтбаевой Салтанат Сабидоллаевны – докторанта НАО ВКТУ им. Д. Серикбаева внедрены в учебный процесс по образовательной программе 6B07204 - Геология и разведка месторождений полезных ископаемых, Школы наук о Земле в 2025 году.

Результаты исследований (2017-2025 гг.) по теме «Закономерности формирования, особенности вещественного состава и критерии рудоносности гранитоидов Калба-Нарымского пояса (Восточный Казахстан)» используются для проведения лекционных и практических занятий для бакалавров образовательной программы «Геология и разведка МПИ» по дисциплине «Геология месторождений полезных ископаемых». Эффект внедрения: методика минералого-геохимических исследований вещественного состава редкометалльных пегматитов (на примере Калба-Нарымского пояса, Восточный Казахстан).

На практических занятиях по дисциплине «Геология месторождений полезных ископаемых» изучается типовая коллекция минералов (месторождение Ахметкино, Юбилейное, Бакенное, Точка). Разработаны и используются в учебном процессе модели формирования различных типов редкометалльных месторождений.

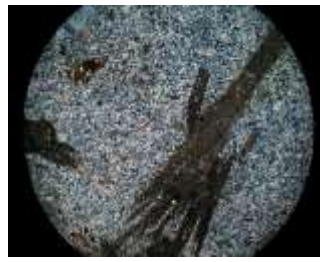
Эти данные отражены в Рабочей модульной учебной программе (сyllabus) по дисциплине «Геология месторождений полезных ископаемых»: Пегматитовые месторождения (тема 6 - лекционные и тема 5 - практические занятия).

Директор департамента по АД
Директор Департамента по НИД
Декан ШНоЗ
Руководитель ОП, ШНоЗ

Табиева Е.Е.
Уазырханова Г.К.
Рахымбердина М.Е.
Айтбаева С.С.

ПРИЛОЖЕНИЕ В

Микрофотографии и петрографическое описание образцов



Шлиф Т10. Биотитовый гранит-порфир с турмалином.

Структура мелкопорфировая, основная масса микроаллотриоморфнозернистая. Текстура массивная.

Мелкие (до 1,3 мм) порфировые вкрапленники представлены короткопризматическим умеренно кислым плагиоклазом (олигоклаз, иногда до андезина), таблитчатым и единичным субидiomорфным зерном кварца. Как мелкие (до 0,5 мм) вкрапленники можно отметить и сростки нескольких (до 10 шт) неправильных пластинок биотита. Сумма всех вкрапленников $\approx 10-15\%$.

Основная масса мелкозернистая и неравномернозернистая (0,05-0,25 мм), но полнокристаллическая. Состоит из плагиоклаза, КППШ, кварца и биотита (5-7%) в индивидах примерно с одинаковой степенью идиоморфизма. В участках скопления чешуек биотита иногда развиты красноватые гидроокислы Fe (по рудному минералу).

В основной массе отмечено несколько мелких (1,2 мм) субовальных включений (ксенолиты?), основная это масса совершенно лейкократовая (ни одного включения темноцветного минерала (биотита). Масса кислой породы с гранулитовой структурой – мелкие ($\approx 0,05$ мм) округлые зерна кварца в массе полевого шпата

Аксессуарный турмалин (почти черный) - скопление длинных до 5-7 мм) тонких ($\approx 10:1$) игольчатых кристаллов (10-12 штук), агрегат представлен в виде розетки. Характерная особенность почти всех кристаллов (кроме самых мелких) — мелкие ($\approx 0,1$ мм) многочисленные ($\approx 10\%$) пойкилитовые включения кварца (как светлые звездочки на черном фоне).



Шлиф А4. Пегматит со сподуменом.

Структура гипидиоморфнозернистая. Текстура слабokatакластическая.

В шлифе неравномернозернистая (0,4-6,2 мм) порода кислого умеренно щелочного состава. Состав: кислый плагиоклаз (альбит, олигоклаз-альбит) -50%; сподумен -25%; КППШ — 5%; кварц — до 20%.

Порфировидно выделено крупное (до 8 мм) образование сподумена — это гломеропорфировый сросток их трех кристаллов (2-5,6 мм). По спайности крупного кристалла развиты тонкие (0,03 мм) ниточки гидросерицита. Диагонально по всем трем кристаллам развит прожилок (0,23 мм), выполненный землистым эпидотом, в нем развито несколько мелких (0,1 мм) включений бурых гидроокислов Fe.

Вся масса более мелкозернистая ($\approx$ до 3 мм), но неравномернозернистая. Плагиоклаз кислый, призматические, субпризматические индивиды (0,5-2,6 мм), иногда имеет нечеткую оторочку пелитизированного КППШ. С КППШ связано несколько мелких (0,2 мм) пластинок мусковита (серицита). Кварц полностью ксеноморфен, имеет волнистое угасание. Размер зерен 0,5-2,9 мм в поперечнике. Единично включает в себя мелкие (0,2 мм) идиоморфные призмочки плагиоклаза.

На границе кварца и плагиоклаза развит тонкий участок (0,1 мм) — прожилков, выполненный почти черным рудным минералом с синеватым отливом.

ПРИЛОЖЕНИЕ Г

Термобарометрические исследования гранитоидов кунушского, калбинского, монастырского комплекса

	Sample	T.degC	P.kbar			Sample	T.degC	P.kbar			Sample	T.degC	P.kbar			Sample	T.degC	P.kbar		
	1 X-1111-1	748	5.38			51 X-1043-6	796	5.77			101 K14-104-7	817	5.54			151 Ka-14-84-4	764	5.32		
	2 X-1111-2	754	5.12			52 K-14-108-1	828	5.28			102 K14-104-8	813	4.98			152 Ka-14-84-5	764	5.05		
	3 X-1111-3	756	5.36			53 K-14-108-2	820	4.88			103 K14-104-9	830	5.88			153 Ka-14-37-1	769	5.86		
	4 X-1111-4	760	5.56			54 K-14-108-3	824	5.15			104 K14-104-10	839	5.77			154 Ka-14-37-2	778	5.91		
	5 X-1111-5	757	4.82			55 K-14-108-4	816	4.68			105 K14-104-11	829	5.38			155 Ka-14-37-3	776	6.06		
	6 X-1111-6	752	5.48			56 K-14-108-5	814	4.89			106 X-1044-1	806	7.16			156 Ka-14-37-4	797	5.43		
	7 X-1111-7	756	5.46			57 K-14-108-6	797	4.95			107 X-1044-2	802	6.09			157 Ka-14-26-1	783	8.58		
	8 X-1111-8	762	5.46			58 K-14-108-7	819	4.9			108 X-1044-3	807	6.67			158 Ka-14-26-2	783	8.37		
	9 X-1111-9	758	5.44			59 K-14-108-8	819	4.99			109 X-1044-4	804	6.23			159 Ka-14-26-3	790	8.74		
	10 K-14-113-1	801	5.44			60 K-14-108-9	815	4.88			110 X-1044-5	802	6.9			160 Ka-14-26-4	779	7.47		
	11 K-14-113-2	797	5.35			61 X-1036-1	794	3.38			111 X-1044-6	801	6.54			161 Ka-14-26-5	782	8.03		
	12 K-14-113-3	802	5.67			62 X-1036-2	794	4.2			112 X-1044-7	799	6.57			162 Ka-14-26-6	775	7.34		
	13 K-14-113-4	787	5.56			63 X-1036-3	789	3.56			113 Ka-14-32-1	767	5.02			163 Ka-14-26-7	778	8.04		
	14 K-14-113-5	801	5.42			64 X-1036-4	794	3.38			114 Ka-14-32-2	751	4.76			164 Ka-14-26-8	781	7.75		
	15 K-14-113-6	802	6.19			65 X-1036-5	806	4.44			115 Ka-14-32-3	783	5.13			165 Ka-14-26-9	780	7.85		
	16 K-14-113-7	803	6.83			66 X-1036-6	807	4.17			116 Ka-14-32-4	769	5.26			166 Ka-14-19-1	753	5.25		
	17 K-14-113-8	803	5.76			67 X-1036-7	805	3.95			117 Ka-14-32-5	768	5.17			167 Ka-14-19-2	769	7.61		
	18 K-14-113-9	804	6.3			68 X-1036-8	795	3.94			118 Ka-14-32-6	773	5.19			168 Ka-14-19-3	755	5.31		
	19 K-14-137/2-1	825	5.34			69 X-1036-9	801	4.39			119 Ka-14-32-7	767	5.33			169 Ka-14-19-4	733	5.31		
	20 K-14-137/2-2	825	4.89			70 X-1036-10	811	5.05			120 Ka-14-32-8	766	5.02			170 Ka-14-19-5	721	4.88		
	21 K-14-137/2-3	824	5.26			71 X-1032-1	830	5.58			121 Ka-14-8-1	788	5.87			171 Ka-14-19-6	770	7.63		
	22 K-14-137/2-4	834	6.28			72 X-1032-2	812	4.6			122 Ka-14-8-2	786	5.65			172 Ka-14-19-7	762	6.35		
	23 K-14-137/2-5	836	6.62			73 X-1032-3	815	5.08			123 Ka-14-8-3	775	5.25			173 Ka-14-19-8	757	6.04		
	24 K-14-137/2-6	833	6.21			74 X-1032-4	827	5.42			124 Ka-14-8-4	781	5.72			174 Ka-14-16-1	770	5.99		
	25 K-14-137/2-7	794	3.4			75 X-1032-5	827	5.36			125 Ka-14-8-5	793	5.81			175 Ka-14-16-2	772	7.19		
	26 K-14-137/2-8	826	4.89			76 X-1032-6	801	4.26			126 Ka-14-8-6	776	5.8			176 Ka-14-16-3	758	5.57		
	27 K-14-137/2-9	822	4.39			77 X-1032-7	786	4.28			127 Ka-14-46-1	753	5.04			177 Ka-14-16-4	766	5.08		
	28 K-14-137/1-1	781	4.71			78 X-1032-8	818	5.38			128 Ka-14-46-2	752	5.18			178 Ka-14-16-5	760	5.2		
	29 K-14-137/1-2	789	5.01			79 X-1032-9	816	5			129 Ka-14-46-3	758	5.02			179 Ka-14-16-6	766	5.11		
	30 K-14-137/1-3	793	5.08			80 X-1032-10	823	5.62			130 Ka-14-46-4	754	5.29			180 Ka-14-16-7	765	5.22		
	31 K-14-137/1-4	795	5.12			81 K14-107-1	806	5.05			131 Ka-14-46-5	760	4.76			181 Ka-14-16-8	769	5		
	32 K-14-137/1-5	790	5.07			82 K14-107-2	810	4.97			132 Ka-14-46-6	756	4.97			182 Ka-14-16-9	765	5.22		
	33 K-14-137/1-6	791	5.31			83 K14-107-3	814	5.58			133 Ka-14-50-1	754	5.14			183 Ka-14-97/2-1	763	6.09		
	34 K-14-137/1-7	792	5.29			84 K14-107-4	798	5.96			134 Ka-14-50-2	760	5.39			184 Ka-14-97/2-2	766	6.24		
	35 K-14-137/1-8	787	5.04			85 K14-107-5	807	6.5			135 Ka-14-50-3	756	5.04			185 Ka-14-97/2-3	765	6.15		
	36 K-14-137/1-9	790	5.03			86 K14-107-6	798	4.51			136 Ka-14-50-4	759	4.92			186 Ka-14-97/2-4	761	6.05		
	37 X-1056-1	761	5.75			87 K14-107-6+	800	4.72			137 Ka-14-50-5	763	5.48			187 Ka-14-97/2-5	763	6.19		
	38 X-1056-2	765	5.87			88 K14-107-7	793	4.72			138 Ka-14-50-6	755	5.05			188 Ka-14-97/2-6	762	6.01		
	39 X-1056-3	762	5.3			89 K14-107-8	801	5.06			139 Ka-14-50-7	764	5.23			189 Ka-14-97/2-7	776	6.19		
	40 X-1056-4	762	6.14			90 K14-107-9	800	5.48			140 Ka-14-50-8	763	5.12			190 Ka-14-97/2-8	778	6.14		
	41 X-1056-5	761	5.66			91 K14-107-10	808	5.77			141 Ka-14-50-9	763	5.05			191 Ka-14-97/2-9	780	6.12		
	42 X-1056-6	763	5.77			92 K14-107-10	819	6.99			142 Ka-14-57-1	748	5.35			192 Ka-14-96-1	778	5.1		
	43 X-1056-7	765	5.94			93 K14-104-1	832	5.76			143 Ka-14-57-2	777	5.64			193 Ka-14-96-2	786	5.19		
	44 X-1056-8	765	5.62			94 K14-104-2	826	5.16			144 Ka-14-57-3	779	5.79			194 Ka-14-96-3	785	5.15		
	45 X-1056-9	763	5.67			95 K14-104-3	839	5.26			145 Ka-14-57-4	760	5.49			195 Ka-14-96-4	780	5.21		
	46 X-1043-1	799	5.67			96 K14-104-4	805	5.48			146 Ka-14-57-5	769	5.56			196 Ka-14-96-5	778	5.22		
	47 X-1043-2	804	6.09			97 K14-104-4+	800	5.15			147 Ka-14-57-6	717	5.13			197 Ka-14-96-6	774	5.09		
	48 X-1043-3	794	6.55			98 K14-104-5	799	4.93			148 Ka-14-84-1	769	5.13			198 Ka-14-96-7	780	5.35		
	49 X-1043-4	801	6.47			99 K14-104-5+	826	5.8			149 Ka-14-84-2	773	5.16							
	50 X-1043-5	804	7.05			100 K14-104-6	839	6.14			150 Ka-14-84-3	762	5.18							

ПРИЛОЖЕНИЕ Д

Таблица Д.1 - Характеристика ведущих геолого-генетических типов и их геолого-промышленная типизация

Рудная формация	Минеральный тип	Рудообра- зующие минералы	Элементы примеси	Рудообразующие формации/ вмещающие породы	Форма рудных тел	Типовые объекты	Геолого-промышленный тип, практическая значимость
1	2	3	4	5	6	7	8
Группа пегматитовой формации							
1 Блоковых микроклиновых пегматитов	Колумбит- берилловый, микроклин- мусковитовый	Колумбит, берилл, микроклин	Sn, W, Ta, Ti, F	Гранитовая, P ₁ / Граниты, сланцы такырской свиты (калбинский комплекс)	Зональные жилы, гнездовидные тела, блоковые зоны, лестничные жилы	Нижний Лайбулак, Лобаксай, Чебунтай	пегматитовый тантал- ниобиевый Мелкие объекты
2 Редкоме- талльных пегматитов	Микроклин- альбитовый, альбит- сподуменовый, танталит- колумбитовый, кварц-альбит- лепидолитовый	Танталит, колумбит, микролит, берилл, касситерит, сподумен, полуцит, амблигонит, цветные турмалины	W, P, TR, Sb, U, Au, Cs	Гранитовая, P ₁ / Граниты, сланцы такырской свиты (калбинский комплекс)	Плитовидные жилы, жилообразные тела	Бакенное, Юбилейное, Белая Гора, Кварцевое	<i>пегматитовый тантал-оловянный редкощелочной</i> (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn) Средние и мелкие объекты
3 Редкометалль- ное (с наложенным типом оруденения)	Микроклин- альбитовый, кварц- альбит- мусковитовый (грейзеновый), альбит- сподуменовый	Танталит, колумбит, берилл, сподумен, полуцит, амблигонит, цветные турмалины	Nb, Ta, Sn, Be, Li	Гранитовая, P ₁ / Сланцы и гранодиорит- плагииграниты (с наложенным оруденением) (калбинский комплекс)	Плитообразные жилы, лестничные жилы	Кенебай, Медведка, Точка, Алдай, Луконь	редкометалльные пегматитовый альбит- сподуменовый Мелкие объекты
4 Камерных хрусталеносных пегматитов	Блоковый кварц- микроклиновый, кварц-микроклин- мусковитовый	Колумбит, берилл, микроклин, мусковит, морион, горный хрусталь, флюорит	TR, Sn	Лейкогранитовая, P ₂ (монастырский комплекс)	Миароловые гнезда, блоки, жилы	Дунгалы	Микроклин- кварцевый Мелкие объекты, рудопроявления
Группа альбит-грейзеновая							
5 Альбитит- грейзеновая олово-тантал- литиевая	Кварц-альбитовый, касситерит- танталит- литиеносный, альбит- мусковитовый	Альбит, мусковит, литофиллит, топаз, касситерит, танталит, флюорит	W, Mo, TR, F	Гранитовая, P ₁ / Сланцы мусковитизированные, граниты 2 фазы калбинского комплекса	Минерализованные зоны, купола, штокверки, жилы	Карасу, Новоахмеров- ское, Апогранитный	Олово-танталовый альбитит-грейзеновый (апогранитный) Мелкие объекты

Продолжение таблицы Д.1

1	2	3	4	5	6	7	8
Группа грейзеново-кварцевожилых формаций							
6 Олово-вольфрамовая	Касситерит-вольфрамитовый, касситерит-шеелитовый	Касситерит, вольфрамит, шеелит, пирит, арсенопирит, турмалин, мусковит, флюорит, графит	As, B, Cu, Pb, V, Ti, Au, TR, U	Гранитовая, P ₁ / Сланцы, граниты, наложенная на плагиограниты C ₃ (кунушский комплекс)	Жилы, штокверки, минерализованные зоны	Чердож, Гремячее, Новая Точка, Каинды, Карагоин	Олово-вольфрамовый грейзеново-кварцевожилый Мелкие объекты (отрабатывались)
7 Вольфрамовая	Кварц-мусковит-шеелитовый	Шеелит, арсенопирит, касситерит, кварц, микроклин, мусковит	As, Sn, Be, F	Гранитовая, P ₁ / Граниты средне-крупнозернистые порфировидные (1 фаза калбинского комплекса)	Зоны трещиноватости, жилы	Палатцы	Олово-вольфрамовый грейзеново-кварцевожилый Мелкие объекты (отрабатывались)
Группа гидротермальных формаций							
8 Кварцево-жилая оловянная	Кварц-касситеритовый	Касситерит, арсенопирит, пирит, турмалин, кварц, мусковит	As, F, Pb, B	Гранитовая, P ₁ / (1 фаза калбинского комплекса)	Зоны брекчирования, трещинные зоны, жилы	Чудское	Олово-вольфрамовый гидротермальный (кварцевожилый) Мелкие объекты (отрабатывались)
9 Кварцево-жилая олово-вольфрамовая	Кварц-касситерит-вольфрамитовый (гюбнеритовый)	Касситерит, вольфрамит, гюбнерит, шеелит, арсенопирит, мусковит, флюорит	Sn, W, As, F	Гранитовая, P ₁ / (2 фаза калбинского комплекса) Лейкогранитовая, P ₂ / Лейкогранитовые граниты с кварц-турмалиновыми миаролами (монастырский комплекс)	Жилы, минерализованные зоны	Караш, Ленинское, Комсомольское	Олово-вольфрамовый гидротермальный (кварцевожилый) Мелкие объекты (отрабатывались)
10 Кварцево-жилая вольфрамовая	Кварц турмалин—вольфрамитовый (ферберитовый)	Вольфрамит (ферберит), шеелит, арсенопирит, турмалин, флюорит, кварц, мусковит	B, As, Pb, Cu	Лейкогранитовая, P ₂ / Лейкогранитовые граниты с кварц-турмалиновыми миаролами (монастырский комплекс)	Жилы	Большевик	Вольфрамовый гидротермальный (кварцевожилый) Мелкие объекты (отрабатывались)

Примечание – Составлено по источнику [62, с. 40, 65, 113; 73, с. 35,36; 97]

ПРИЛОЖЕНИЕ Е

Таблица Е.1 - Представительный состав микроэлементов пегматитов Центральной и Северо-Западной Калбы

Месторождение	Проба	Наименование	Ga	Ba	Cs	Nb/Ta	Ta	Rb	Sr	Th/U	U	Y	Ce	LREE	Eu	HRE	Be	Hf	Zr/Hf
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Асубулакское рудное поле (АРП)	4120	ж. Траншейная Микролин	34.18	27.15	92.6	1.84	1.46	2499	125.5	1.7	1.79	1.17	2.65	5.86	0.05	9.25	2.9	0.6	21.6
	5080	Унгурсайский Микролин	16.38	37.01	327.00	0.22	84.0	4812.0	153.8	3.5	1.70	8.32	2.44	5.14	0.03	13.07	1.58	1.02	7.45
	6100	Кармен-Куус Микролин	12.69	19.00	349.90	1.16	2.09	3464.0	75.7	1.88	0.98	1.66	4.53	9.52	0.06	4.09	1.66	0.26	33.84
	КК-2	Кармен-Куус Розовый микролин	9.68	113.3	87.6	2.7	0.73	1360	40.27	0.33	0.85	0.65	0.61	2.36	0.05	3.74	1.29	0.32	72.87
	КК-4	Пегматит с лепидолитом и клевеландитом	10.97	110.7	101.2	4.78	7.91	354.1	46.61	0.12	1.53	0.35	0.34	1.14	0.04	9.76	1.21	0.34	29.23
	КК-10	Пегматит кварц- клевеландитовый, грубозернистый	20.25	124.7	37.8	0.47	10.19	71.4	33.94	0.02	8.64	1.64	1.26	4.64	0.06	5.42	4.74	15.45	0.88
	КК-12	Пегматит кварц- клевеландит- лепидолитовый	31	113.3	500.3	7.8	248.7	3169	25.73	0.2	5.76	0.6	0.74	2.39	0.03	3.05	2.6	3.33	7.08
	КК-3	Петалит	5.52	113.8	129.5	2.88	0.92	61.3	47.09	0.23	0.66	0.5	0.34	1.43	0.06	7.82	1.14	0.32	41.34
	КК-7	Грейзен кварц- клевеландит- лепидолитовый	31	115.5	362.6	4.69	9.96	1849	49.97	0.17	2.88	0.84	0.96	3.45	0.07	7.84	5.74	1.5	24.27
	КК-8	Грейзен альбит- лепидолитовый, среднезернистый	54.41	113	4176	1.72	34.97	6017	52.64	0.18	0.87	0.45	0.4	1.52	0.03	7.09	4.77	1.16	16.58
	КК-15	Грейзен лепидолитовый с кварцем	79.27	110.9	4758	1.29	51.33	9568	20.81	0.42	2.18	1.77	4.57	15.95	0.03	8.04	5.2	18.26	1.08
	КК-1	Грейзен альбит- лепидолитовый	17.33	123.3	274.6	2.44	8.79	1552	38.04	0.42	0.92	0.74	0.58	2.82	0.06	3.52	3.94	0.58	65.33
		Среднее	26.89	93.47	933.09	2.67	38.42	2898.07	59.17	0.76	2.4	1.56	1.62	4.68	0.05	6.89	3.06	3.59	26.8

Продолжение таблицы Е.1

	Проба	Наименование	Ga	Ba	Cs	Nb/Ta	Ta	Rb	Sr	Th/U	U	Y	Ce	LREE	Eu	HRE	Be	Hf	Zr/Hf
Бакенное	М-1	Мусковит из пегматита	119.4	143.3	253.3	8.06	24.03	3270.0	62.54	0.58	1.11	0.49	1.16	2.56	0.03	2.47	25	1.31	9.01
	М-2	Мусковит из пегматита	141.9	143.7	407.6	16.03	9.95	4751.0	66.40	0.67	2.58	1.69	3.10	7.92	0.09	5.19	105	0.80	37.26
	М-3	Мусковит из пегматита	111.9	126.2	245.4	17.5	13.02	3079.0	55.11	1.0	1.87	2.18	3.09	9.15	0.07	6.82	21	1.23	15.44
	М-4	Сподумен	59.51	114.8	54.7	3.21	2.67	74.7	42.54	1.4	1.04	0.64	1.28	2.78	0.03	5.06	2.0	1.57	9.06
	Ж-100-б	Сподумен	45.12	22.12	7.14	1.02	60.9	26.6	108.3	2.89	0.45	5.17	2.08	6.1	0.34	11.85	1.49	1.74	55.85
	О - 25	Сподумен	53.41	0.34	116.0	20.04	7.59	114.0	66.42	0.97	0.39	0.67	0.20	1.73	0.21	17.91	1.17	0.30	75.43
	О - 14	Пегматит кварц-сподуменовый	34.93	1.65	113.2	54.51	0.35	469.4	63.06	3.73	0.59	4.03	1.60	9.9	1.74	28.98	1.77	2.93	3.67
	О - 17	Альбитизирован ный пегматит	33.42	2.83	120.1	16.05	1.68	1284.0	86.91	4.19	0.69	2.62	0.84	6.25	0.57	20.64	2.23	5.03	7.6
	О - 17 (1)	Альбитизирован ный пегматит с танталитом	22.79	1.26	116.2	21.85	1.50	240.8	64.01	0.31	3.10	2.14	0.89	5.72	0.78	21.32	29.40	1.49	126.43
	О - 23	Альбитизирован ный пегматит	24.63	0.86	124.2	59.66	1.45	1166.0	271.10	0.83	1.01	2.89	0.36	3.69	0.21	15.8	12.90	10.38	3.63
	О - 20	Пегматит с фосфатами	9.94	1.39	115.4	0.21	129.4	118.6	41.77	0.81	0.91	2.18	1.06	11.19	0.98	20.36	3.20	5.98	2.59
	О-20 (1)	Пегматит с фосфатами	25.63	0.37	111.0	191.49	0.87	189.2	97.39	016	2.44	0.90	0.24	1.82	0.31	12.16	2.54	34.64	1.62
	О - 24	Грубозернистый пегматит	22.22	1.12	119.6	0.09	161.0	1294.0	80.34	2.09	1.48	4.73	0.51	5.28	0.43	31.32	3.06	2.29	105.46
	4092	Микролин (жила Сподуменовая)	28.29	20.33	714.00	1.93	0.57	4194.0	100.5	3.94	1.21	1.62	5.61	11.47	0.06	4.43	10.90	0.19	56.89
	406	Микролин (жила Сподуменовая)	26.06	17.03	67.60	1.03	1.76	1674.0	90.6	2.96	1.09	2.12	14.22	29.82	0.09	6.94	0.99	0.14	41.85
	6065-г	Микролин (жила Сподуменовая)	19.32	47.84	1840.0	1.81	1.45	7220.0	82.9	1.91	0.82	1.00	3.25	6.98	0.07	6.03	0.49	0.26	31.19
	5429-а	Шеелит	17.98	121.0	1122.0	21.36	0.32	60.3	50.78	1.15	1.10	1.29	2.92	6.52	0.03	12.77	53740	1.12	42.83
	М-5	Берилл	88.40	127.8	28.3	9.98	58.90	11.4	52.63	0.74	4.45	8.66	5.44	12.72	0.02	3.75	98	6.27	20.45
	Ж-100-а	Танталит	3.21	13.97	1.04	0.11	217600	10.0	106.6	0.78	49.31	7.01	1.72	4.16	0.08	26.09	0.58	826.2	1.5
	М-6	Турмалин (Бакенное)	1.01	15.63	0.45	0.46	358.9	10.9	179.8	3.5	0.92	6.09	27.41	83.85	0.83	42.08	0.65	0.91	10.66
	О - 15	Грейзенизирован ный роговик	20.16	8.30	514.2	0.66	22.08	143.6	119.20	2.61	1.07	4.58	2.69	30.6	1.72	26.69	1.66	0.34	376.18
	О - 22	Роговик из керна	18.71	8.34	323.6	2.74	7.07	112.3	267.40	1.53	1.17	14.91	3.35	33.55	1.95	39.14	1.18	0.94	386.49
	О - 21	Гранит I фазы	17.78	10.37	301.2	0.82	17.03	150.3	152.90	2.54	0.92	15.24	3.06	41.1	2.24	34.12	1.66	1.50	75.47
		Среднее	41.12	41.33	296.36	19.59	9499,24	1289.74	100.4	2.48	3.47	4.04	3.74	14.56	0.56	17.47	2350.73	39.46	65.07

Продолжение таблицы Е.1

Юбилейное	Проба	Наименование	Ga	Ba	Cs	Nb/Ta	Ta	Rb	Sr	Th/U	U	Y	Ce	LREE	Eu	HRE	Be	Hf	Zr/Hf
	125-П	Мусковит Юбилейное	83.3	105.4	49.4	3.96	10.16	748	90.6	4.26	1.63	8.04	13.51	29.38	0.23	28.84	2.8	2.23	21.11
	4751-а	Мусковит Юбилейное	145.20	19.24	40.60	1.6	80.0	1551.0	107.3	2.88	0.40	0.43	2.39	4.87	0.03	2.87	1.97	0.83	6.99
	5914-д	Мусковит Юбилейное	198.10	42.77	211.40	5.07	33.2	3747.0	126.8	3.67	0.93	0.70	4.39	9.16	0.05	3.58	2.80	1.16	7.41
	4197	Двуслюдной гранит (Юбилейное)	26.97	366.50	3.53	8.44	1.219	189.9	307.8	2.59	2.37	15.09	45.20	94.49	0.94	29.63	1.07	3.71	31.86
	4987-д	Микролин Юбилейное	15.95	93.90	79.00	3	1.5	2230.0	189.2	2.59	0.58	1.45	2.07	5.01	0.05	2.6	2.15	0.12	75
		Среднее	94.9	125.56	76.79	4.41	25.21	1693.18	164.34	3.2	1.18	5.14	13.51	28.58	0.26	13.5	2.16	1.61	28.47
Точка	T-6 T-7	Кварц мусковитовой рубашке	19.28	60.9	26.9	0.89	16.69	159.9	124	0.58	1.66	0.7	37.16	7.25	0.05	2.67	5.4	0.17	31.76
	T-2	Кварц-мусковит-турмалиновый роговик	25.91	4566.74	308.6	2.96	9.02	961	91.6	1.49	3.78	7.79	3.3	77.4	1.23	33.31	45.3	2.18	49.63
	ТО-5	Роговик мусковитизированный	28.81	195.9	7.04	21.84	0.51	103.5	126.98	2.01	2.11	5.23	2.86	7.71	0.21	12.63	0.66	3.93	20.99
	ТО-6	Роговик мусковитизированный	23.91	188.8	7.42	20.87	0.45	98.5	142.76	0.99	2.66	5.2	1.961	4.96	0.17	13.25	1.26	4.6	14.04
	T-3	Слюдистый роговик	43.72	73.5	458.82	2.9	23.35	1285	167.16	0.48	7.23	23.36	4.99	12.73	0.23	12.53	6.29	3.7	18.28
	T-15	Роговик мусковитовый	30.36	157.5	369.42	13.4	2.93	1354.5	208	0.55	8.68	38.08	4.89	12.89	0.26	48.79	16.34	8.08	16.27
	T-9	Альбитит мелкозернистый	15.05	157.90	10.55	0.74	2.58	71.00	690.00	0.8	2.06	1.85	13.40	30.54	0.62	7.34	14.96	0.70	31.53
	T-13	Альбитит сахаровидный	23.31	240.90	9.42	0.96	0.80	45.50	714.00	0.49	4.76	7.61	29.52	66.51	0.88	20.0	71.50	1.23	28.15
	T6	Альбит сахаровидный	19.93	444.8	0.83	4.85	0.41	15.73	521.82	0.12	3.10	12.86	13.98	31.54	0.23	25.61	11.94	1.35	47.33
	ТО-1	Пегматит альбит-сподуменовый	29.36	111.4	15.05	6.9	5.97	114.15	82.16	0.73	2.93	0.49	0.27	0.57	0.006	4.81	19.48	0.45	11.96
	T-1	Пегматит альбит-сподуменовый	48.17	113.2	24.90	2.55	44.60	190.20	88.18	0.46	3.91	1.91	0.25	1.09	0.046	6.05	38.97	2.24	3.75
	T-17	Пегматит альбит-сподуменовый	35.70	111.3	32.32	3.1	29.54	364.35	131.40	0.1	8.73	7.03	0.29	1.99	1.36	12.36	44.63	4.04	4.45
	T-32	Пегматит альбитизированный со сподуменом	38.60	111.8	18.25	8.52	8.95	210.80	114.10	0.08	6.51	1.53	0.24	0.74	0.04	5.83	33.31	3.26	4.01
	T-34	Пегматит альбит-сподуменовый	36.60	109.4	31.40	6.94	11.01	655.50	41.36	0.45	1.76	1.20	0.17	0.41	<0,01	3.95	45.26	3.26	5.97

Продолжение таблицы Е.1

	Проба	Наименование	Ga	Ba	Cs	Nb/Ta	Ta	Rb	Sr	Th/U	U	Y	Ce	LRE E	Eu	HRE	Be	Hf	Zr/H f
Точка	T-38	Пегматит альбит-сподуменовый	45.27	109	18.08	6.94	10.84	220.25	42.46	0.15	6.39	1.27	0.18	0.44	0.0057	2.36	30.17	4.38	6.46
	T9	Пегматит слабоальбитизированный, сильно окварцованный	26.34	1.90	432.0	3.18	0.34	197.04	2.15	0.33	6.11	71.52	0.36	5.47	0.33	7.59	82.34	3,74	4.68
	T-6	Кварц со сподуменом	1.12	59.80	12.72	1.24	2.72	45.70	52.10	1.83	0.86	1.05	3.48	6.73	0.05	5.52	3.41	0.26	36.04
	T-1	Сподуменовый пегматит	29.90	57.40	12.87	1.68	36.71	80.00	106.50	5.99	2.70	3.16	21.62	47.58	0.26	10.11	177.20	0.28	46.93
	T-1a	Сподуменовый пегматит	19.93	86.70	10.81	1.99	37.99	52.50	92.10	2.29	3.20	1.09	5.63	13.88	0.15	4.11	137.90	0.65	15.98
	T-2	Сподумен	50.70	111.8	19.66	2.64	3.61	167,3	118,0	0.18	2.46	1.12	0.34	0.91	0.01	4.45	3.14	0.56	6.27
	ТО-3	Сподуменовый пегматит	14.34	114	214.20	3.75	0.36	1936.5	111.32	0.41	2.15	1.20	0.47	1.29	0.006	4.02	1.89	0.11	19.0
	T-6	Сподумен	52.05	116.1	105.54	2.19	10.39	1419.0	172.94	0.86	4.23	2.99	0.37	1.21	0.12	8.05	10.69	2.02	4.6
	T-23	Сподумен	38.26	111.6	56.48	7.63	9.14	375.6	103.20	2.29	3.28	0.71	0.14	0.43	0.017	4.58	30.80	1.01	7.31
	T2	Пегматит со сподуменом	26.604	438.4	82.95	4.29	15.06	2260.2	120.06	0.76	6.11	8.25	16.02	38.33	0.27	14.08	29.54	1.65	26.35
		Среднее	30.13	336.48	98.55	5,54	12.19	531.15	175.92	1.02	4.06	8.63	8.15	15.46	0.28	11.42	35.93	2.18	19.24
Медведка	T-18	Слодистый грейзен	39.21	450.1	113,3	0.92	65.72	1482	80.07	1.89	2.98	25.6	24.36	60.77	1.17	61.65	8	2.27	17.14
	T-22	Мусковит	96.7	202.7	162,2	6.4	18.87	4969	44.98	2.75	0.89	1.7	3.58	8.38	0.15	13.6	7.54	2	11.25
	T-25	Кварц-мусковитовый грейзен	18.45	173.2	4.79	4.1	20.92	37.9	64.50	0.8	2.97	13.73	11.12	27,93	0.14	27.61	12.34	13.3	9.22
	T-25-1	Кварц-мусковитовый грейзен	52.15	223.0	93.49	1.66	74.07	1239.0	236.00	6.45	1.38	2.12	19.07	44.05	0.3	20.67	8.94	6.3	7.78
	T-15	Грубозернистый альбитизированный пегматит	21.87	222.4	6.24	2.79	21.29	109.2	74.39	6.92	1.07	0.7	2.53	6.4	0.22	13.9	10.52	1.27	14.33
	T-21	Пегматит с гетерозитом	20.05	237.5	1.11	4.05	18.46	9.34	57.17	1.69	1.48	1.18	2.18	5.81	0.09	12.48	8.7	4.55	13.43
	T-23	Пегматит кварц-микролиновый	5.54	1018	2.1	8.9	0.59	40.3	53.1	2.63	0.62	0.74	2.11	5.59	0.54	15.7	5.54	0.88	34.09
	T-24	Альбитизированный пегматит	32.92	1320	72.72	10.64	19.57	968.7	42.61	1.64	0.83	0.8	1.6	4.76	0.93	14.03	10.6	1.67	22.75
	T-24-1	Альбитизированный пегматит	22.16	246.2	2.91	5.05	21.84	27.34	58.36	1.72	1.44	1.44	4.3	14.76	0.1	14.12	7.31	6.59	12.73
	5184-a	Микролин (ж. Блоковая)	27.96	112.3	69.9	1.86	1.94	4255	229.3	2.57	0.75	1.82	1.61	3.23	0.07	8.3	1.55	0.23	36.3
		Среднее	33.7	420.54	31.66	4.64	26.33	1313.78	94.05	2.91	1.44	4.98	7.25	26.95	0.37	20.21	8.1	3.91	17.9

Продолжение таблицы Е.1

	Проба	Наименование	Ga	Ba	Cs	Nb/Ta	Ta	Rb	Sr	Th/U	U	Y	Ce	LREE	Eu	HRE	Be	Hf	Zr/Hf
Ахметкино	Ах-4	Грейзен с зеленым мусковитом	36.59	130.3	24.64	2.71	22.14	522.6	55.08	1.84	1,0	3.22	1.38	3.55	0.04	11.68	31.4	3.44	16.84
	Ах-5	Грубозернистый пегматит с мусковитом	31.11	213.2	54.05	1.84	22.5	697.2	47.38	0.63	0.74	0.64	1.43	3.13	0.1	8.14	28.06	1.46	13.24
	Ах-6	Грейзен с зеленым мусковитом	32.4	229.2	18.67	1.99	32.4	399.1	49.21	1.45	0.73	2.21	0.86	2.33	0.1	12.54	33.9	3.2	13.06
	Ах-8	Слюдистый роговик	20.43	258.7	132	5.38	2.93	786.9	100.2	0.97	2.14	24.23	33.01	78.39	1.18	43.32	8.29	4.06	69.93
	Ах-1	Пегматит с лепидолитом	24.68	121.6	47.28	1.5	62.34	463.9	34.99	1.56	1.32	1.84	1.9	4.06	0.09	8.49	53.5	9.19	6.26
	Ах-2	Пегматит с лепидолитом	22.18	122.6	57.23	0.83	95.71	514.5	41.51	0.65	1.65	2.08	2.08	5.13	0.19	10.95	45.2	8.06	8.52
	Ах-3	Альбитизированный пегматит	16.87	119.6	11.8	1.5	47.08	199.7	35.31	1.09	1.5	3.93	2.56	5.18	0.12	13.68	51.5	3.52	16.72
	Ах-10	Альбитизированный пегматит	24.39	171.1	21.46	2.88	20.94	303	31.53	0.89	1.71	0.98	1.19	2.86	0.04	7.56	42.1	4.06	12.97
	Ах-11	Пегматит со сподуменом	26.46	214.8	17.04	4.13	13.56	228	30.35	0.17	4.71	0.73	0.85	2.19	0.09	6.8	19.83	3.03	17.66
	Ах-7	Пегматит с фосфатами марганца	18.25	211	78.94	2.78	24.08	358.2	39.94	0.51	1.01	2.64	0.9	1.26	0.1	9.34	279	2.15	14.31
	Ах-9	Роговик с пиритом	16.75	490.9	12.62	6.48	1.36	81.4	148.7	2.4	1.38	18.7	29.48	67.85	0.78	38.73	1.77	4.42	54.55
Алдай		Среднее	24.55	207.55	43.25	2.91	31.36	414.04	55.84	1.1	1.63	5.56	6.88	15.99	0.26	15.57	54.05	4.23	22.19
	A1	Ороговикованный углисто-глинистый алевролит	14.79	253.2	1.35	19.74	0.23	45.95	57.42	1.76	0.79	11.84	13.08	28.12	0.56	21.59	0.63	2.54	25.01
	A2	Гранодиорит-плагиогранит	17.35	235.8	1	8.62	0.29	23.89	95.92	0.85	0.53	8.61	10.1	27.13	0.44	15.51	0.58	1.95	9.71
	A3	Плагиогранит?	15.01	233.6	0.3	6	0.37	24.4	96.62	0.63	0.76	7.29	13.06	31.58	0.76	15.6	1.89	2.54	25.53
	A4	Пегматит со сподуменом	25.02	214.2	12.9	6.37	7.33	267	14.36	0.31	0.81	0.78	0.72	2.24	0.04	3.56	7.54	3.29	4.89
	A5	Пегматит с альбитом	14.79	215.4	7.07	3.13	19.82	82.1	32.32	0.22	1.85	3.35	3.77	10.72	0.08	6.24	14.91	4.04	4.44
Кварцевое		Среднее	17.39	230.44	4.52	8.77	5.61	88.67	59.33	0.75	0.95	6.37	6.91	19.96	0.38	12.5	5.11	2.87	17.18
	1	П-кварц	17,79	15,39	5,71	9,71	5,40	47,55	79,86	0,83	1,91	0,50	1,07	0,48	0,02	10,79	3,77	1,48	27,55
	2	альбит	8,62	1356,0	107,80	0,07	35,88	1253,0	336,50	0,11	1,49	0,42	0,33	0,30	0,48	11,02	0,84	1,50	224,33
	3	берилл	4,63	58,21	37,63	0,14	34,47	232,30	97,62	0,095	4,40	0,56	0,55	0,30	0,04	13,92	255,80	4,59	21,27
	4	П.гранат	14,88	16,64	5,86	0,11	72,52	39,39	85,27	0,16	1,88	1,17	0,35	0,22	0,01	9,96	4,34	10,82	7,88
	5	Пегм. слюда	63,97		176,7	1,53		1166,00	92,14	0,063						9,95			17,89
				28,12	0		59,50				1,72	0,42	0,30	0,17	0,02		6,70	5,15	
	6	КППШ	9,74			0,06		1433,00		0,19						12,02			18,60
				247,20	343,10		95,30	0	170,70		2,27	0,55	0,94	0,24	0,09		1,08	9,18	
	7	Сподумен	16,66	37,86	6,98	0,174	31,06	26,72	91,33	0,13	1,47	0,70	0,75	0,41	0,04	11,49	1,25	1,79	51,02
		среднее	19.47	787.79	97.68	1.68	48.16	599.77	136.2	0.22	2.16	1.52	0.61	0.30	0.1	11.31	39.11	4.93	52.65

ПРИЛОЖЕНИЕ Ж

Таблица Ж.1 - Представительный состав микроэлементов пегматитов месторождения Чердож

Месторождение	Проба	Наименование	Ga	Ba	Cs	Nb/Ta	Ta	Rb	Sr	Th/U	U	Y	Ce	LREE	Eu	HRE	Be	Hf	Zr/Hf
Чердож	Ч1	Измененный порфировидный гранит	18.01	236.8	41.65	0.72	1.34	73.6	82.74	0.66	0.68	6.34	14.54	32.94	0.44	13.11	3.14	0.6	37.8
	Ч2	Пегматит с графитом	16.79	251.2	6.8	1.49	0.69	33.44	74.46	0.75	0.68	4.36	10.32	25.08	0.04	10.22	1.4	1.05	21.94
	Ч3	Гранит слабо графитизированный	13.34	237.4	30.13	5.70	0.33	60.65	68.04	0.99	0.94	5.38	13.9	29.97	0.2	11.42	2.51	1.2	25.95
	Ч4	Пегматит с турмалином	16.68	245.6	30.37	2.02	1.21	84.55	78.5	0.46	1.04	5.98	10.79	23.58	0.2	12.77	3.77	1.5	16.92
	Ч5	Кристалл кварца с вросками турмалина	18.57	237	8.39	3.44	0.32	42.03	52.68	0.39	0.79	4.96	5.11	13.44	0.28	10.12	1.89	0.9	16.2
	Ч6	Катаклазированный мусковитизированный гранит	13.68	231.6	2.73	6.25	0.12	22.86	72.98	0.87	0.71	5.32	11.95	27.88	0.16	12.46	5.03	1.5	11.17
	Ч7	Графитизированный серитизированный окварцованный плагиогранит	17.35	240	35	0.98	2.77	67.7	87.76	0.98	1.04	6.76	17.78	38.06	0.6	13.93	1.89	1.35	17.66
	Ч8	Пегматит с мусковитом	20.02	242.4	29.96	2.27	0.73	111.95	103.82	1.48	0.63	4.66	13.92	32.42	0.48	10.78	2.29	0.6	30.23
	Ч9	Катаклазированный биотитовый гранит	16.23	238.2	16.33	5.72	0.18	28.05	84.58	0.63	0.86	5.38	13.75	30.29	0.36	11.37	0.63	0.45	29.73
	Ч10	Пегматит графитизированный полосчатый	13.68	263.8	12.9	2.34	0.32	80.65	40.54	0.12	1.14	3.89	3.86	9.18	0.72	8.01	3.14	0.45	28.96
		Среднее	16.435	242.4	21.42	1.79	0.80	60.55	74.79	0.73	0.85	5.30	11.59	26.28	0.35	11.42	2.569	0.96	23.66

Таблица Ж.1 - Представительный состав микроэлементов пегматитов месторождения Дельбегетей

Месторождение	Проба	Наименование	Ga	Ba	Cs	Nb/Ta	Ta	Rb	Sr	Th/U	U	Y	Ce	LREE	Eu	HRE	Be	Hf	Zr/Hf
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Дельбегетей	87-П	Кварц, (грейзен жила Топазовая)	1.27	42.94	0.52	0.99	1.01	21.21	73.9	1.66	0.55	1.01	2.249	5.13	0.08	10.98	1.082	0.14	9.44
	63-П	Кварц (грейзен кварц-мусковит- флюоритовый)	13.2 8	38.04	3.19	0.72	3.08	110	99.1	2.47	2.2	2.23	3.43	7.28	0.14	6.48	1.25	0.86	1.99
	95-П	Кварц-флюорит- мусковит (грейзен кварц-мусковит- флюоритовый)	17.4 7	15.96	2.87	0.55	1.75	20.9	63.7	1.68	0.82	0.97	11.05	22.1	0.08	6.45	4.58	0.3	6.86
	8000- 3(а)	Морион	2.13	13.06	0.21	1.03	1.52	7	82	1.83	0.84	1.57	5.66	11.82	0.02	6.30	1.41	0.21	5.04
	8000- 1(б)	Морион	1.46	18.57	1.01	1.40	1.49	10.8	86.6	1.50	1.16	2.08	1.98	4.31	0.01	6.01	0.33	0.3	4.14
	2	Касситерит Дельбегетей	1.46	30.49	0.73	0.12	123.2	4.78	168.1	0.64	3.2	11.57	15.37	63.10	2.51	35.19	2.83	0.23	42.42
	95-П	Полевой шпат (грейзен кварц- мусковит- флюоритовый)	3.12	127.6	258.9	0.85	2.49	1308	138.1	3.00	2.05	2.12	4.61	11.27	0.17	6.40	20	0.35	1.39
	4	КПШ (микролин) Дельбегетей	26.5 5	45.48	0.64	0.45	17.58	248.9	45.06	2.30	1.23	9.14	3.85	16.28	1.01	40.38	4.04	0.19	9.27
	5	КПШ (альбит) Дельбегетей	12.8 2	76.66	0.50	0.13	28.42	2259	64.09	0.30	1.04	0.72	0.79	3.42	0.15	22.40	4.85	0.02	33.93
	9	Берилл Дельбегетей	2.32	54.42	0.37	0.25	37.8	36.52	82.8	0.93	2.10	2.43	2.66	13.25	0.66	15.53	646.8	0.07	16.14
		Среднее	8.19	46.32	26.90	0.65	21.83	402.71	90.35	1.63	1.52	3.38	5.16	15.80	0.48	15.61	68.72	0.27	13.06

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

Таблица 3.1 – Данные по содержанию микроэлементов в мусковитах месторождении Юбилейное

№№	Проба	K/ Cs	K/Rb	Li	Rb	Cs	Sn	Be	Ta	K	W	Mo	Nb	P
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	1М	499,9	83,29	1474	1013	187,5	700	26,96	20,05	84370	21,52	1,44	55	700
2	2М	87,17	16	6545	4869	894	502,2	56	27,78	77930	4,35	0,06	199	1003
3	3М	153,3	16,23	3996	4787	513,2	567,6	70,64	28,47	78680	4,44	0,13	267	968,3
4	4М	126,5	16,68	5465	4849	639,4	557,8	38,28	23,98	80860	6,59	0,86	218,8	1088
5	5М	313,19	20,39	2190	4016	261,5	574,7	33,24	31,44	81900	8,91	0,84	330,2	1060
6	6М	73,12	13,88	9478	5837	1023	491,2	29,28	39	73,12	4,51	0,62	214,7	1347
7	7М	200,45	20,71	2844	3872	400	403,9	28,17	121,6	80180	10,27	6,07	301,1	1652
8	8М	154	22,75	2408	4064	600	721,5	32,6	1795	92450	7,91	4,41	406,1	1044
9	9М	118,5	15,78	4564	4114	547,6	323,4	23,14	121,14	64910	21,69	6,98	147,37	1171
10	10М	134,08	18,65	3299	3226	448,6	348,2	20,73	63,47	60150	15,62	8,53	156,81	1498
11	11М	935,6	60,02	1010	1555	99,75	216,44	35,89	67,39	93330	25,92	7,8	692	2500
12	12М	1579	105,35	1042	748	49,9	1,38	2,8	10,16	78800	20,54	1,66	40,22	581
13	13М	319,5	61,05	413,9	1144,9	218,8	230,6	22,14	153,1	69900	18,34	6,58	185,1	1088
14	Среднее	116,16	36,2	3692	3579	674,3	433	32,3	192	78326			247	1275