

ПРАВИТЕЛЬСТВО РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ  
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ «САНКТ-  
ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»  
(СПбГУ)

Институт Наук о Земле  
Кафедра геологии месторождений полезных ископаемых

Лукиных Даниил Дмитриевич

«Геологические и геохимические особенности и перспективы золотоносности кислых  
метавулканитов Кейвского террейна (Мурманская область)»

Выпускная квалификационная работа магистра  
по направлению 05.03.01 «Геология»

Научный руководитель:

к.г.-м.н., И. А. Алексеев

\_\_\_\_\_

«\_\_» \_\_\_\_\_ 2023

Заведующий кафедрой:

к.г.-м.н., И. А. Алексеев

\_\_\_\_\_

«\_\_» \_\_\_\_\_ 2023

Санкт-Петербург

2023

## АННОТАЦИЯ

В работе рассмотрены геологическое строение, петрографические и геохимические особенности кислых метавулканитов лебяжинской свиты Кейвского террейна.

В процессе исследования были изучены работы предшественников и проанализированы новые данные, полученные в результате полевых работ в 2021-2022 гг., изучено геологическое строение исследуемых толщ, выделены отдельные разновидности пород в пределах лебяжинской свиты, определен их петрографический состав и геохимические особенности, произведено сравнение этих признаков с породами зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья и щелочными гранитами Кейвского комплекса.

Результатом работы является предположение о генезисе исследуемых пород и о связи вулканитов с магматическими комплексами, представленными на рассматриваемой территории, оценены перспективы золотоносности.

Объем работы 72 с., работа содержит 37 рисунков и 2 таблицы.

Ключевые слова: Мурманская область, Западные Кейвы, зеленокаменный пояс, золото.

## ВВЕДЕНИЕ

Вопрос золотоносности Кейвской структуры не один раз поднимался за последние десятилетия. Вулканогенные образования лопийского уровня развития Кейвской структуры (лебяжинская свита) в основном рассматриваются как вмещающие для золотого оруденения на основе общего сходства разрезов и времени формирования с зеленокаменным поясом Колмозеро-Воронья, который является наиболее перспективным и изученным в отношении золотоносности структурой на территории Кольского полуострова. В его пределах расположен Вороньетундровский рудный узел, где сосредоточены рудопроявления золота Оленинское, Няльм-1 и Няльм-2 с оцененными авторскими прогнозными ресурсами  $P_1+P_2$  в сумме 38,9 т золота, а также рудопроявление молибдена с медью и золотом Пеллапахк с ресурсами категории  $P_1$  Mo – 79 тыс. т, Cu – 346 тыс. т, Au – 24 т, Ag – 631 т (Афанасьев и др., 1997) (рис. 1).

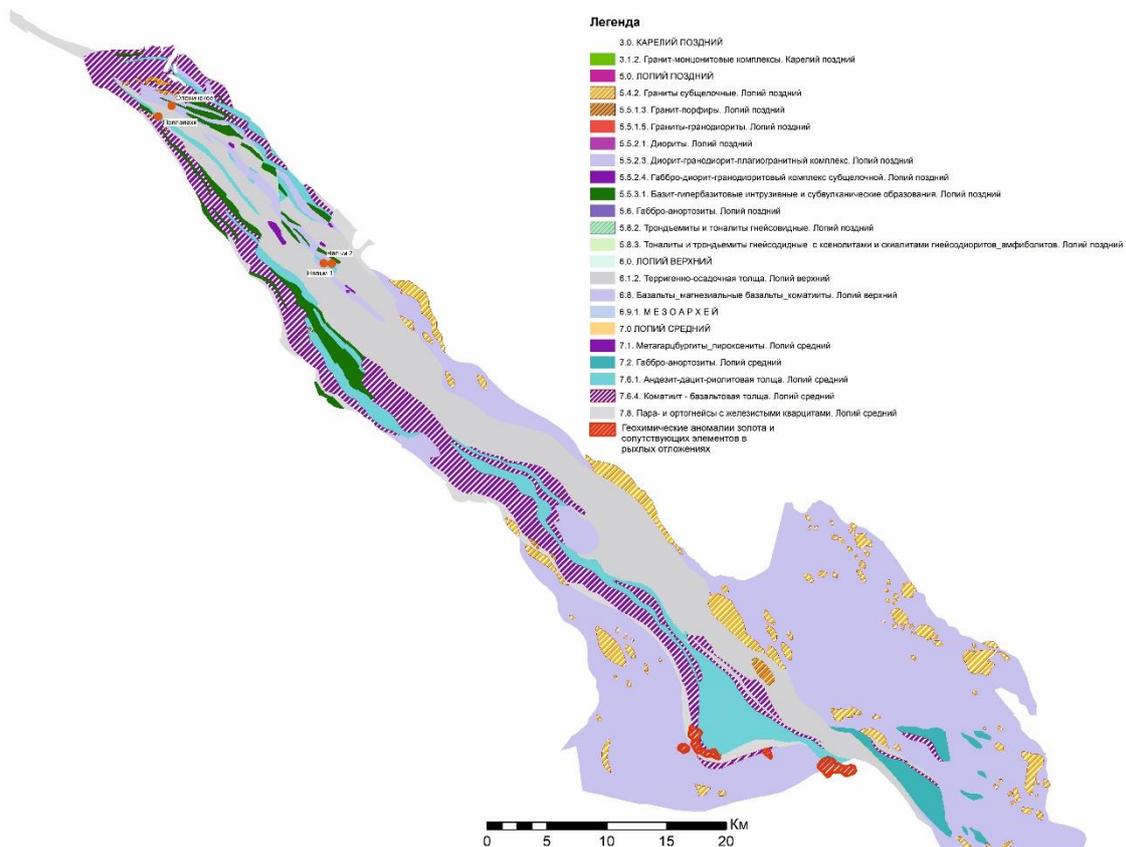


рис. 1 Строение зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья и золоторудные проявления в его пределах

Лопийские вулканогенные образования, как и зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья, могут рассматриваться в одном ряду с наиболее молодыми зеленокаменными поясами Карело-Кольского региона. Локальный контроль размещения оруденения в подобных зеленокаменных поясах определяется наличием вблизи них синхронных им гранитоидных интрузий и контролируется зонами вязких сдвигов и хрупких деформаций, сопровождаемых процессами гидротермальных изменений (Кожевников, 2000). К

подобным интрузиям на рассматриваемой территории может относиться Колмозерский комплекс диоритов-плагиигранитов с возрастом внедрения  $2733 \pm 6$  млн лет (Кудряшов и др., 1999), а в качестве рудоконтролирующих тектонических нарушений могут рассматриваться разрывные нарушения субмеридионального – северо-восточного простираний. При этом, от других регионов Кейвская структура отличается большей долей кислых вулканитов, при резко подчиненной роли основных. Структуры подобного рода наиболее близки таким зеленокаменным поясам Лавразийского суперконтинента, как Абитиби кратона Сьюпериор и Аниалик кратона Слейв. Для них характерны общие признаки, такие как отсутствие в разрезах коматиитов и очень низкая доля терригенных пород (Кожевников, 2000). Стоит упомянуть при этом, что зеленокаменный пояс Абитиби является в настоящее время одной из крупнейших золотоносных провинций в мире.

**Целью** данной работы, исходя из вышеизложенных представлений, оценить перспективы золотоносности метавулканитов лебяжинской свиты Кейвского террейна, путем сравнения этих пород с породами зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья. Для этого были поставлены следующие **задачи**:

1. Уточнить геологическое строение лебяжинской свиты метавулканитов, а также подстилающих их метавулканитов устьюгонькской толщи и перекрывающих их метатерригенными образованиями червуртской свиты;
2. Выявить петрографические и геохимические особенности лебяжинской свиты метавулканитов и сравнить их с особенностями пород, слагающих вулканогенную часть зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья и контактирующими с ними щелочными гранитами Кейвского комплекса;
3. На основании сравнения выявить перспективы золотоносности.

**Актуальность работы** обусловлена решением вопроса генезиса метавулканитов лебяжинской свиты, а, следовательно, уточнением истории геологического развития исследуемой территории.

**Практическая значимость** работы заключается в определении перспектив золотоносности для расширения благороднометалльной минерально-сырьевой базы Кольского полуострова.

**Фактический материал** был отобран автором в ходе полевых работ в 2021-2022 гг. по объекту «Оценка геологической изученности и подготовка геологического обоснования ГДП-200 листов Q-37-I,II (Западно-Кейвская площадь)» (табл. 1). Графические материалы были оформлены в авторском варианте в программе ArcMap 10.4.1 в рамках работ Проведение в 2021-2023 годах региональных геолого-съемочных работ масштаба 1:200 000 на группу листов в пределах Северо-Западного и Центрального ФО» по государственному

заданию Федерального агентства по недропользованию от 14 января 2021 г. № 049-00016-21-00.

Наименование	Количество
Образцы коренных пород	130
Шлифы	100
Атомно-абсорбционный анализ (AAS) на Au	50
ICP MS на комплекс сопутствующих элементов As, Ag, Pb, Bi, Mo, Cu, Sb, Te, Se	50
Рентгеноспектральный силикатный анализ	70
ICP MS редкоземельных (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) и редких (V, Cr, Co, Ni, Be, Mo, Rb, Sr, Sc, Zr, Nb, Ba, Y, Hf, Ta, Th, U) элементов	70
Полный полуколичественный минералогический анализ шлиховых проб	50

табл. 1 Фактический материал

Оптическое исследование шлифов было выполнено на базе университета СПбГУ на поляризационном микроскопе Leica DM4000.

Все лабораторные исследования проводились в Центральной лаборатории ФГБУ «ВСЕГЕИ».

Пробоподготовка заключалась в дроблении проб (размерность 0,5 мм) на дробилке Pulverisette-1 и дальнейшем растирании на истирателе Pulverisette-7 (размерность 0,1 мм).

Для атомно-абсорбционного анализа пробы переводились в раствор посредством их разложения смесью концентрированных кислот (соляной, плавиковой, серной, фосфорной и щавелевой), сплавления остатка с пероксидом натрия, растворения сплава в хлороводородной кислоте и избирательного концентрирования благородных металлов в системе комплексообразователя и органических растворителей с последующим анализом растворов методом атомной абсорбции с электротермической атомизацией. Анализ подготовленных растворов проводят методом атомно-абсорбционной спектроскопии с электротермической атомизацией на приборах «Analyst-600» или «Analyst-800» с автоматической подачей проб и с использованием компьютерной программы обработки данных, позволяющей провести автоматический учет неселективного поглощения (принцип Зеемана) на спектральных аналитических линиях определяемых элементов.

Пробоподготовка для метода ICP MS заключалась в переводе проб в раствор: 1) путём их сплавления с метаборатом лития, растворением сплава в азотной кислоте; 2) разложением с использованием концентрированных азотной, плавиковой и хлорной кислот и 3) разложением «царской водкой». Анализ подготовленных растворов проводят методом

масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) на приборах «ELAN-6100 DRC» и «Agilent 7700» с использованием компьютерной программы обработки данных «TOTALQUANT», включающей автоматический учет изотопных и молекулярных наложений на масс-спектральные аналитические линии определяемых элементов.

Рентгеноспектральный силикатный анализ производился на рентгеновском спектрометре многоканального типа ARL-9800, снабженном фиксированными спектрометрическими каналами и рентгеновской трубкой с Rh-анодом.

Хотелось бы выразить благодарности в первую очередь своему научному руководителю Алексею Ивану Александровичу и ответственному исполнителю по объекту «Оценка изученности и геологическое обоснование проведения ГДП-200 листов Q-37-I,II (Западно-Кейвская площадь)» Филиппову Николаю Борисовичу за неоценимую помощь в написании данной работы. Также благодарность выражается коллективу отдела региональной геологии и полезных ископаемых Западных районов ФГБУ «ВСЕГЕИ» за возможность проведения аналитических исследований, ресурсному центру СПбГУ за возможность проведения петрографических исследований, институту геологии и геохронологии докембрия РАН за возможность использовать данные предшественников, коллективу кафедры геологии месторождений полезных ископаемых за ценные советы и поддержку в работе.

## ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Мурманская область находится в северо-западной части европейской территории России. Она занимает Кольский полуостров и примыкающие к нему с запада и юго-запада материковые части. Приводимое ниже физико-географическое описание Мурманской области основывается на материалах и данных, опубликованных в работах (Геология СССР, 1958; Атлас..., 1971; Пожиленко и др., 2002). Границей между полуостровом и материком считается меридиональная впадина, в которой расположены Кольский залив, реки Кола и Нива, а также оз. Имандра (рис. 2).



рис. 2 Расположение района работ на географической карте Кольского полуострова

Кольский полуостров омывается с севера Баренцевым морем, а с юга и востока – Белым морем. Граница между этими морями является условной линией, соединяющей мысы Святой нос и Канин нос. Берег Баренцева моря называется Мурманским; он разделяется Кольским заливом на Западный и Восточный Мурман. Берег Белого моря от мыса Святой нос до устья р. Варзуга называется Терским, далее на запад – Кандалакшским.

**Рельеф.** Материковая часть Мурманской области характеризуется расчленённым и сложным рельефом и значительными амплитудами высот; полуостровная часть имеет меньшие амплитуды высот и более однообразна по своему рельефу. Кроме того, наблюдается чередование с севера на юг повышенных и пониженных полос, вытянутых

параллельно главной оси полуострова, которые лучше всего выражены в западной, материковой части региона.

Климат. Мурманская область почти полностью расположена севернее Полярного круга. Продолжительность дня от 0 часов зимой и 24 часа летом. Средняя годовая температура колеблется от +1°C на северо-западном побережье до -2 °С в центральных частях Кольского региона.

Огромное влияние на климат Мурманской области оказывают окружающие моря. Главным образом, это Баренцево море, не замерзающее зимой благодаря струям тёплого атлантического течения (течение Гольфстрим). Белое море оказывает меньшее влияние, так как в него не проникают тёплые течения.

Погода в Мурманской области главным образом определяется непрерывно протекающей борьбой между влиянием холодных и сухих арктических воздушных масс и тёплых влажных полярных масс воздуха. Средняя температура января у Мурманского побережья от -6 °С на западе до -8 °С на востоке. Средняя температура июля в центральных частях достигает 13–14 °С, в то время как на восточном побережье она не превышает 9 °С.

Ветра в Мурманской области отличаются крайней неустойчивостью как по силе, так и по направлению. Наиболее сильные ветры (10–11 м/сек) имеют место на побережье и в горах.

Относительная влажность воздуха в среднем составляет 80%. Годовое количество осадков в равнинных районах около 350–450 мм, в горах – до 800–900 мм. Максимальная мощность снежного покрова на равнинах 60–90 см, в горах – 150–200 см. Зоны многолетней мерзлоты практически не образуются, за исключением зон на крайнем востоке региона, и, кроме того, в центральных и западных частях в виде небольших пятен в торфяных болотах.

Гидрография. Скоплению вод на поверхности способствует близкое залегание к ней водонепроницаемых кристаллических пород и климатические условия. Рельеф с многочисленными впадинами и котловинами способствует формированию озёр и болот, особенно в западной части Мурманской области. Большая часть рек представляет собой перепады вод между озёрными котловинами, расположенными на разных уровнях. Кроме того, сильная раздробленность рельефа сказывается на том, что большая часть рек имеет небольшие площади бассейнов. Средний многолетний сток рек высок: на востоке 9–9,5 л/км<sup>2</sup> в 1 сек., к западу он повышается до 10 л/км<sup>2</sup> в 1 сек., в горах достигает 12–12,5 л/км<sup>2</sup> в 1 сек.

Площадь озёр Мурманской области относительно её общей площади составляет 4–5%. Наибольшее количество озёр находится в западной и юго-западной части области.

Наиболее крупные из них – оз. Имандра (880 км<sup>2</sup>), Умбозеро (422 км<sup>2</sup>), Ковдозеро (373 км<sup>2</sup>) и Ловозеро (255 км<sup>2</sup>).

Наиболее крупные болотные массивы распространены в восточной полуостровной части с более равнинным рельефом. В западной части болота занимают преимущественно межгорные впадины; встречаются часто, но не занимают больших площадей. Из-за относительной молодости и замедленного темпа нарастания растительной массы все болота обладают сравнительно малой мощностью и запасами торфа.

Почвенно-растительные условия. Территория области расположена в пределах трёх ботанико-географических зон: лесной, лесотундровой и тундровой. Бóльшая часть почв Мурманской области относится к подзолистым, подзолисто-болотным и болотным. Подзолистые почвы располагаются на склонах с хорошим водостоком, речных и озёрных песчаных террасах. Подзолисто-болотные находятся на окраинах болотных массивов и распространены в тундровой зоне в условиях плохого стока вод. На вершинах гор, холмов, каменистых склонах развиты каменистые почвы. Аллювиальные почвы распространены редко.

Район исследований. Работы велись в пределах западной части Кейвской возвышенности – горного массива, вытянутого из центральной части Ловозерского района на юго-восток на 200 км, высотой до 397 м (г. Ягельурта). Вся Кейвская возвышенность находится в зоне тундры, а южная часть района хр. Серповидный расположена в лесотундровой зоне.

## КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ИССЛЕДУЕМОЙ ТЕРРИТОРИИ

### Общие сведения о геологическом строении

Кольский регион находится на северо-востоке Балтийского щита, который является самым крупным выходом фундамента Восточно-Европейской платформы. Регион, как и весь щит в целом, разбит на составные части двух типов: блоки (террейны) и разделяющие их линейно-вытянутые структуры (рис. 3).

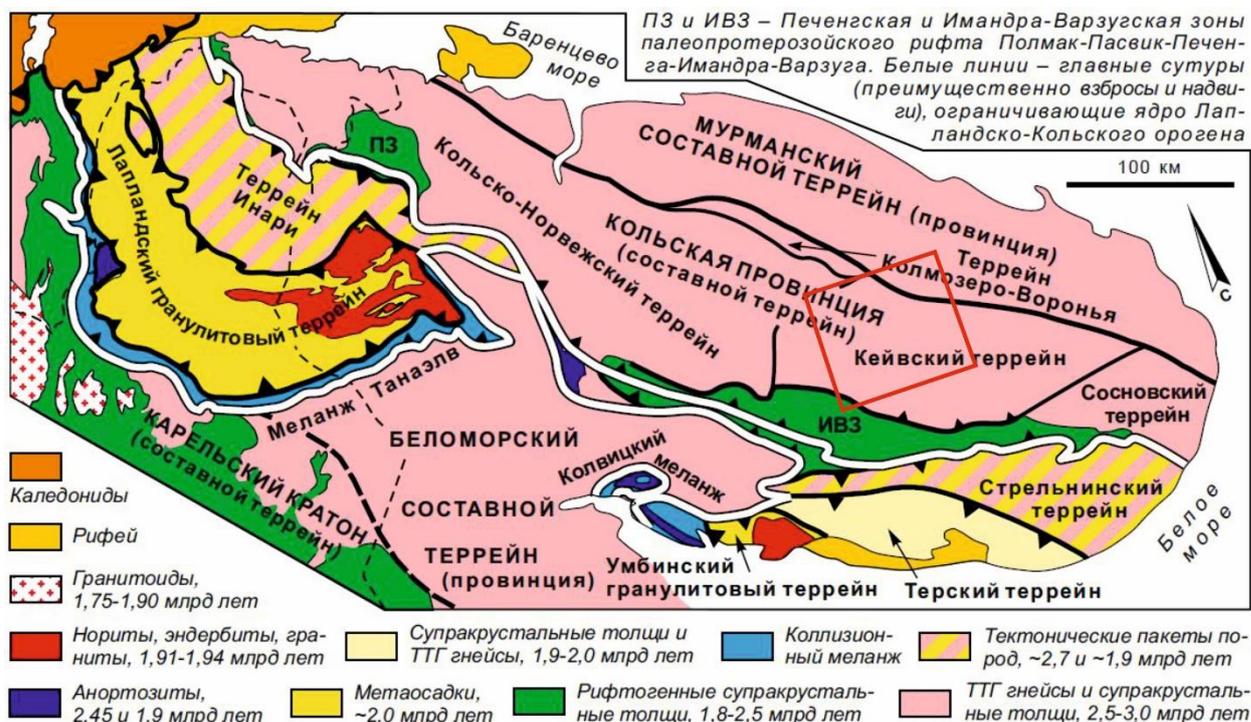


рис. 3 Схема тектонического районирования северо-восточной части Балтийского щита (по В.В. Балаганскому, Daly et al., 2006, Patison et al., 2006) с отмеченным районом работ

Рассматриваемая территория расположена в пределах Кейвского террейна, являющегося частью Центрально-Кольского составного террейна, который на севере отделен от Мурманского террейна линейно-вытянутой зоной; включающей зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья, на юге он граничит с палеопротерозойским поясом Печенга-Имандра-Варзуга. В составе Центрально-Кольского составного террейна выделяют следующие структурные единицы: Кольско-Норвежский, Кейвский и Сосновский террейны.

Мурманский террейн отделен с юга от Кольско-Норвежского террейна линейно-вытянутой структурой, которая имеет различные названия: пояс Колмозеро-Воронья (Балаганский и др., 2006) и Титовско-Кейвская сутурная зона (Минц и др., 1996).

Мурманский террейн сложен преимущественно позднеархейскими гранитоидами. Кроме того, здесь преобладают различные мигматиты, тоналиты, плагиограниты. Считается, что эти гранитоиды образуют купольные структуры (Загородный, Радченко, 1983; Минц и др., 1996). В небольшом количестве присутствуют интрузивные

комплексы габбро-анортозитов, субщелочных гранитов и сиенитов, а также тела гнейсов гранулитовой фации, эндербитов, чарнокитов и амфиболитов (Минц и др., 1996; Ранний докембрий ..., 2005).

В восточной части обнажаются породы комплекса основания – гнейсы, мигматиты, амфиболиты (2,93 млрд лет) (Объяснительная записка..., 1994); кроме того, выделены палеопротерозойские метаэффузивы основного и среднекислого состава, кварциты, кварцевые метапесчаники, метаалевролиты (Загородный, Радченко, 1988). На северо-востоке Мурманского блока есть осадочные породы рифейского возраста: песчаники, алевролиты, аргиллиты, доломиты, мергели.

Кольско-Норвежский террейн сложен неоархейскими и мезоархейскими породами: эндербитами, гранитами, диоритами (2,68–2,75 млрд лет), тоналитами, гранодиоритами, плагиогранитами, эндербитами (2,83 млрд лет), гнейсами, амфиболитами, кварцитами кольско-беломорского нестратифицированного комплекса (2,88 млрд лет) (Объяснительная записка..., 1994). На востоке и северо-востоке обнажаются гнейсы и амфиболиты комплекса основания, железистые кварциты, присутствуют интрузивные тела палеопротерозойских габбро и габбро-анортозитов (2,66–2,67 млрд лет), гранитоидов (1,76–1,80 млрд лет) и палеозойских нефелиновых сиенитов (360–380 млн лет). Согласно работе (Минц и др., 1996), породы блока слагают чешуйчато-надвиговый ансамбль; особенностью его строения являются чередующиеся пластины, которые последовательно погружаются в северо-восточном направлении.

Кейвский террейн сложен преимущественно архейскими породами. Он очень сильно отличается от окружающих его структур. В первую очередь, отличия выражены в наличии уникальных пород, которые не встречаются больше нигде на Кольском полуострове: это кианитовые, нередко гигантозернистые парасланцы, архейские щелочные граниты и габбро-анортозиты. Так как на территории этого террейна проводилось данное исследование, то его подробное описание представлено отдельно.

Сосновский террейн изучен плохо и сложен в основном архейскими породами комплекса основания.

Пояс Печенга-Имандра-Варзуга многими исследователями рассматривается как палеорифт. Считается, что он зародился 2,45–2,49 млрд лет назад, а его формирование закончилось не ранее 1,73 млрд лет назад (Загородный, Радченко, 1983; Минц и др., 1996).

В состав пояса входят две структуры – Печенгская и Имандра-Варзугская. Для них характерно асимметричное моноклинальное строение: все толщи, входящие в разрез пояса, падают к югу или к юго-западу под относительно пологими и крутыми углами. Наиболее древние толщи расположены в лежащем (северном) борту, а наиболее молодые – в южном

(Загородный, Радченко, 1983; Минц и др., 1996). Пояс сложен палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными породами: диабазами, базальтовыми порфиритами, туфами, туфобрекчиями, сланцами, конгломератами, кварцитами и песчаниками.

Зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья приурочен к центральной части сутурной зоны, которая отделяет Мурманский составной террейн от Кольско-Норвежского террейна, на юго-востоке он граничит с Кейвским террейном. Пояс представляет собой узкую, опрокинутую к юго-западу, синклиналь, осложненную блоковым антиклинальным поднятием (хребет Олений) в осевой части структуры. Несмотря на высокую степень метаморфических изменений в андалузит-силлиманитовой фациальной серии умеренных давлений в юго-восточной части структуры и дистен-силлиманитовой фациальной серии умеренных давлений в юго-восточной части структуры (Вревский, 1989), в породах супракрустального комплекса хорошо сохранились различные структурно-текстурные разновидности коматиитовых и толеитовых метавулканитов, а также метатерригенных пород, включая полимиктовые конгломераты. Время проявления вулканизма базальт-андезит-дацитовая ассоциация зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья оценивается в интервале 2,89-2,80 млрд лет (Вревский, 2019).

#### Геологическое строение Кейвского террейна

Кейвская структура, расположенная в центральной части Кольского полуострова, по особенностям геологического строения сильно отличается от смежных тектонических структур и не имеет аналогов на Балтийском щите (рис. 4). Эти особенности включают широкое развитие уникальных высокоглиноземистых, часто гигантозернистых кианитовых, гранатовых и ставролитовых парасланцев свиты кейв (Бельков, 1963), щелочных гранитов с эгирином и арфведсонитом (Батиева, 1976) и габброанортозитов (Юдин, 1980; Шарков, 1984) неоархейского возраста (Баянова, 2004), а также мощных толщ архейских кислых метавулканитов (Мирская, 1971).

На Кейвский террейн с севера по Северо-Кейвской зоне разломов взброшен Мурманский террейн (Кратц и др., 1978; Минц, 2010), с юга на него надвинуты породы палеопротерозойского рифта Имандра-Варзуга (Геологическая..., 1996), с востока он граничит с гранитогнейсами Сосновского террейна (Пурначский выступ; Белолипецкий и др., 1980), а с запада отделен от Кольско-Норвежского террейна Харловским разломом (Козлов, 1979; Пожиленко и др., 2002). Кейвский террейн выделяется крупными положительной магнитной и отрицательной гравитационной аномалиями, контуры которых в целом отвечают его границам (Цирульникова, Сокол, 1968; Литвиненко и др., 1968; Шаров, 1993). Повышенный фон магнитного поля террейна связывают либо с метасоматозом, вызванным щелочными гранитами (Цирульникова и др., 1968), либо с высоким содержанием магнетита в вулканогенно-осадочных

породах (Мирская, 1974). Отрицательная гравитационная аномалия объясняется как гранитизацией и щелочным метасоматозом пород (Цирульникова и др., 1968), так и преобладанием вулканитов кислого состава (Мирская, 1974). По сейсмическим данным, для Кейвского террейна установлена аномально малая мощность земной коры (30–32 км, Литвиненко и др., 1968). Исследуемая территория расположена в северо-западной части Кейвского террейна (рис. 5, 6).

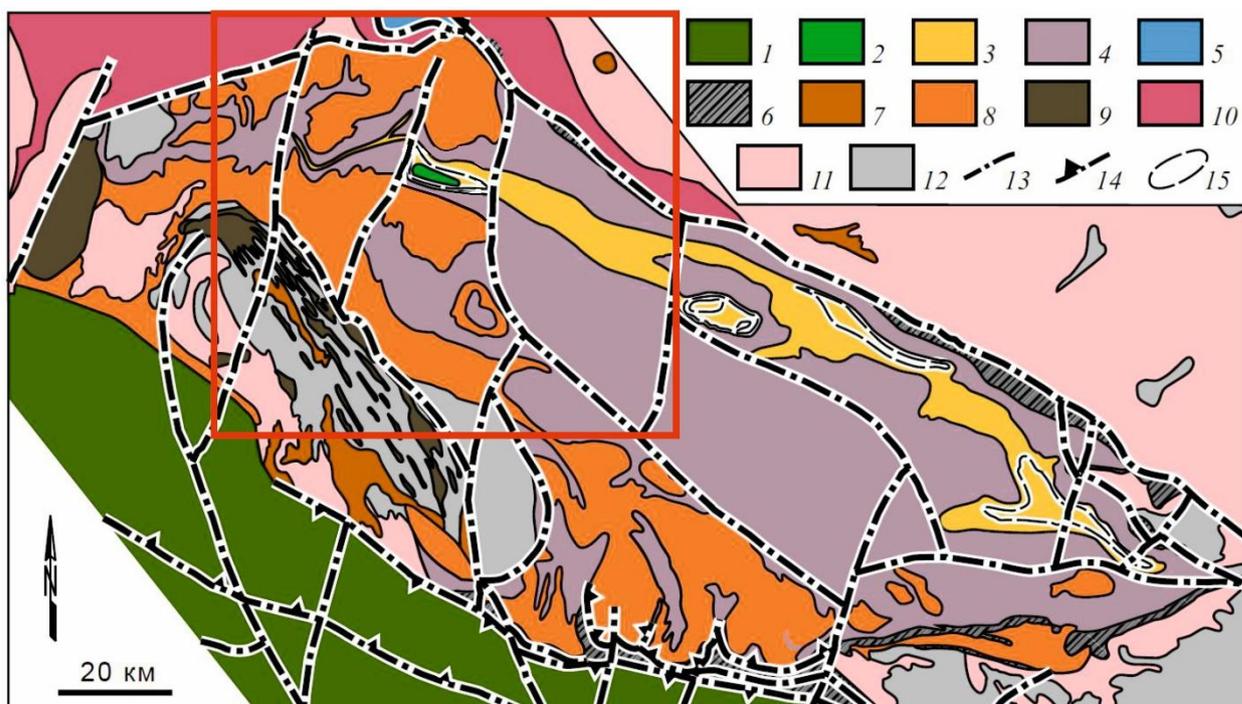


рис. 4 Геологическая карта Кейвского террейна и прилегающих территорий (Мудрук, 2014) с отмеченным районом работ

1 – рифтогенные породы пояса Имандра-Варзуга, 1,85–2,5 млрд лет; 2 – парагнейсы и метабазальты Серповидной структуры, ~2.1–2.3 млрд лет; 3 – парасланцы кейвского комплекса (AR–PR?); 4 – кислые метавулканиты, 2,68 млрд лет; 5 – зеленокаменные породы, 2,8–2,9 млрд лет; 6 – гранитоиды и супракрупальные образования архея нерасчленённые. 7 – субщелочные граниты (AR); 8 – щелочные граниты, 2,67 млрд лет; 9 – габброанортозиты, 2,67 млрд лет; 10 – эндербиты, диориты, монцодиориты, гранодиориты, 2,68–2,75 млрд лет; 11 – гранодиориты, тоналиты, плагиограниты, эндербиты, ~2,7–2,8 млрд лет; 12 – биотитовые гнейсы, мигматиты, тоналит-трондьемит-гранодиоритовые гранитогнейсы, амфиболиты (AR). 13 – разломы. 14 – надвиги. 15 – структурные линии.

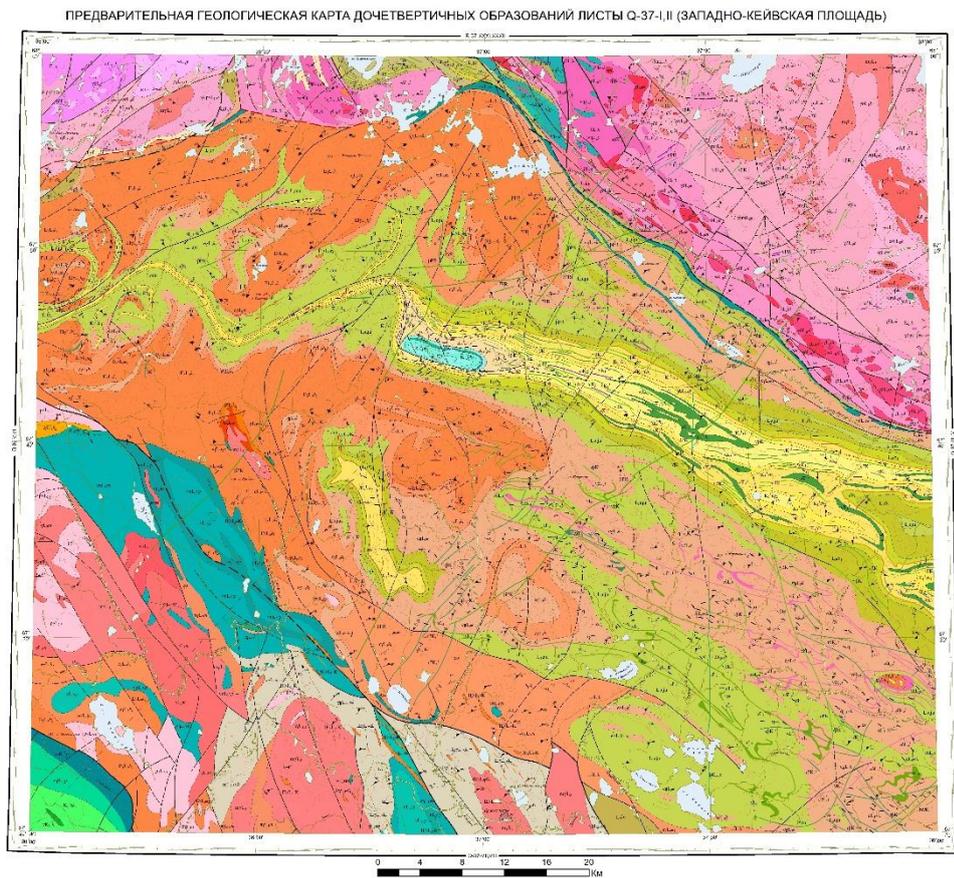


рис. 5 Предварительная геологическая карта листов Q-37-I,II (Западно-Кейвская площадь) (Ремизова, 2007)



## Стратиграфия

Общее описание стратиграфии дано на основе работы (Ремизова и др., 2007)

### *Архей поздний (Неоархей)*

#### *Лопий средний*

Среднелопийские стратифицированные образования представлены колмозерской серией пород зоны Колмозеро-Воронья и Северо-Кейвской структуры. Колмозерская серия включает полмостундровскую и вороньегундровскую свиты зоны Колмозеро-Воронья и нерасчлененную колмозерскую серию - Северо-Кейвской зоны.

Полмостундровская свита (Lp<sub>2pl</sub>) пределах площади представлена сланцеватыми амфиболитами по базальтам, андезибазальтам, частью с гранатом, в верхней части - биотит-амфиболовыми плагиосланцами (по андезитоидам и дацитам) в переслаивании с амфиболитами. Суммарная мощность свиты 2300 – 3000 м. Для пород свиты очень характерны процессы окварцевания, хлоритизации, карбонатизации, нередко отмечается интенсивная куммингтонитизация и, сопряженная с ней, эпидотизация и диопсидизация. Конечным результатом последних является образование скарноидов – эпидот-диопсидовых, гранат-эпидот-диопсидовых пород.

Вороньегундровская свита (Lp<sub>2vr</sub>) представлена гнейсами и плагиосланцами гранат-биотитовыми с прослоями метатуфов среднего состава, в верхней части метариолитами (микрогнейсы). Мощность свиты - 700 м. Для пород свиты характерны вторичные процессы – окварцевание, мусковитизация.

Нерасчлененная колмозерская серия (Lp<sub>2ko</sub>) выделена в Северо-Кейвской зоне, где широко проявленная гранитизация практически поглотила породы субстрата. Скиалиты его, преимущественно плагиосланцевые, реже амфиболитовые и ещё реже - микрогнейсовые кислого состава. Составы и плагиосланцев, и амфиболитов чрезвычайно близки к вышеописанным в составе полмостундровской и вороньегундровской свит. Отличия заключаются в более крупной зернистости, наличии метаморфической полосчатости, большей роли вторичных минералов – эпидота, диопсида, эпидота.

#### *Лопий верхний*

Поросозерская толща (Lp<sub>3pr</sub>) сложена гнейсами, кристаллическими ставролит-гранат-биотитовыми плагиосланцами с кианитом и полимиктовыми конгломератами. Мощность толщи от 400 до 1200 м. Со структурным несогласием породы поросозерской свиты перекрываются образованиями солдатмыльковской свиты.

Солдатмыльковская толща (Lp<sub>3sm</sub>) двуслюдяными, биотитовыми и мусковитовыми гнейсами, иногда с гранатом и ставролитом, мусковит-кварцевыми сланцами, полимиктовыми конгломератами. Породы солдатмыльковской свиты секутся жилами

диоритовых метапорфиритов и телами турмалинсодержащих пегматитов. Общая мощность свиты оценивается в 750 м.

Понойская серия слагает большую часть верхнелопийского разреза Кейвского террейна. Представлена она коловайской и кинемурской толщами, патчервтурндровской свитой и устьягоньской толщей.

Коловайская толща (Lp3kl) представлена амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, двуслюдяными гнейсами и плагиосланцами, а также включает линзы конгломератовидных пород и конгломератов. Все породы интенсивно катаклазированы и рассланцованы. Мощность коловайской толщи оценивается до 1000 м.

Кинемурская толща (Lp3kn) выделена как аналог коловайской толщи. Она представлена биотитовыми и двуслюдяными с гранатом гнейсами и плагиосланцами средне- и крупнозернистыми. Ориентировочная мощность толщи более 1000 м.

Патчервтурндровская свита (Lp3pt) представлена амфибол-биотитовыми и биотит-амфиболовыми плагиосланцами, амфиболитами по андезибазальтам и андезитам, часто миндалекаменные, порфировые, бластоофитовые. Мощность свиты в пределах территории до 1500 м.

Устьягоньская толща (Lp3ju) представлена биотитовыми гнейсами, часто с мусковитом и гранатом, двуслюдяными гнейсосланцами и плагиосланцами с прослоями амфиболовых, амфибол-биотитовых плагиосланцев и амфиболитов. Предполагаемая мощность 1600 м.

Лебяжинская свита нижняя подсвита (Lp3lb1) сложена меланократовыми биотитовыми гнейсами, часто с мусковитом и гранатом, с прослоями мезо- и лейкократовых разновидностей. Мощность - 800 - 900 м.

Лебяжинская свита верхняя подсвита (Lp3lb2) представлена биотитовыми гнейсами с гранатом и мусковитом, мезо- и лейкократовыми тонкозернистыми тонкополосчатыми кварц-полевошпатовыми породами. Мощность подсвиты колеблется от 180 до 400 м.

### ***Протерозой ранний (Палеопротерозой)***

#### ***Карелия***

В пределах территории карелиды представлены образованиями кейвской серии Больших и Малых Кейв - червуртской и выхчуртской свитами, а также нижними образованиями Имандра-Варзугской структуры - верхней подсвитой кукшинской свиты стрельнинской серии.

Червуртская свита нижняя подсвита (Kr<sup>1</sup>čr<sub>1</sub>) сложена углеродистыми гранат-ставролитовыми сланцами, гранат-мусковитовыми сланцами, мусковит-биотитовыми аркозовыми метапесчаниками, конгломерато-брекчиями, метатуфоалевролитами,

гнейсовыми туфоконгломератами с обломками подстилающих дацитов. Мощность подсвиты на исследуемой территории оценивается в 50-250 м.

Червуртская свита верхняя подсвита ( $Kr_1^1 cr_2$ ) представлена кианитовыми, ставролит-кианитовыми, часто с плагиоклазом, углеродистыми сланцами, плагиоклазитами, силлиманитовыми сланцами. Мощность подсвиты – до 800 м. С этим уровнем связаны месторождения глиноземистого сырья.

Выхчуртская свита нижняя подсвита ( $Kr_1^1 v h_1$ ) согласно залегает на червуртской свите и сложена кварцитами, мусковит-кварцевыми сланцами, иногда со ставролитом. Мощность подсвиты не превышает 130 м.

Выхчуртская свита верхняя подсвита ( $Kr_1^1 v h_2$ ) представлена порфиробластическими кианит-ставролитовыми сланцами. В основании она сложена плагиоклаз-мусковит-кварцевыми, иногда углеродсодержащими, сланцами. Мощность подсвиты от 200 до 370 м.

Стрельнинская серия. В пределах изучаемой территории в ней выделяется Кукшинская свита.

Кукшинская свита верхняя подсвита ( $Kr_1^1 k k_2$ ) слагает нижнюю часть разреза Имандра-Варзугской структуры, которая на юго-западе территории отделена Панско-Бабьеозёрским разломом первого порядка от Верхне-Понойского блока. Подсвита представлена metabазальтами амфиболовыми. Мощность составляет до 1000 м.

Песцовотундровская серия включает образования малокейвской, золотореченской, песцовокейвской свит.

Малокейвская свита ( $Kr_1^2 m k$ ) сложена гранат-слюдисто-кварцевыми сланцами, аркозовыми метапесчаниками, конгломератами полимиктовыми, мощностью до 200 м.

Золотореченская свита ( $Kr_1^2 z r$ ) представлена двуслюдяными с гранатом и ставролитом сланцами, иногда углеродистыми, с пачками олигомиктовых конгломератов, мусковит-серицит-кварцевыми сланцами, кварцевыми конгломератами, аркозовыми кварцито-песчаниками. Средняя мощность свиты составляет около 450 м.

Песцовокейвская свита нижняя подсвита ( $Kr_1^3 p k_1$ ) сложена карбонатными, флогопит-мусковит-кварц-полевошпатовыми и тремолит-диопсидовыми породами, двуслюдяными метапесчаниками, гранат-ставролит-биотитовыми сланцами, иногда с кианитом. В образовании пестрых пород подсвиты играют заметную роль процессы скарнирования и кислотного выщелачивания. Мощность нижней подсвиты 200-300 м.

Песцовокейвская свита средняя подсвита ( $Kr_1^3 p k_2$ ) представлена метавулканитами, амфиболитами по субщелочным магнетитсодержащим базальтам, мандельштейнам и порфирирам. Изредка они содержат вкрапления самородной меди. Мощность средней подсвиты 150-250 м.

Песцовокейвская свита верхняя подсвита ( $\mathbf{Kr}_1^3pk_3$ ) сложена двуслюдяными и гранат-биотитовыми плагиосланцами, амфиболовыми, частью с гранатом плагиосланцы, ставролит-биотитовые сланцы, магнетитсодержащие кварцитогнейсы, пачки амфиболитов и амфиболовых сланцев. Мощность верхней подсвиты более 375 м.

#### *Интрузивные образования*

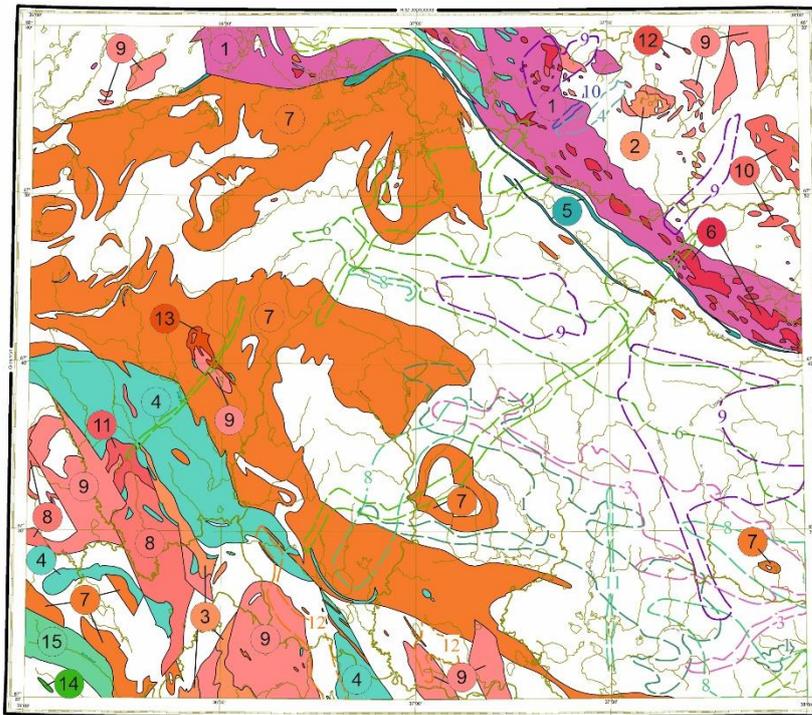
К собственно интрузивным образованиям отнесены среднелопийские метагаббро-анортозиты потчемварекского комплекса ( $v\eta$ - $vaLp_2p$ ), позднелопийские: диориты – плагиограниты колмозёрского комплекса ( $\delta$ - $\gamma\delta$ - $\gamma Lp_3k$ ), субщелочные граниты иоканьгского ( $\epsilon\gamma Lp_3ik$ ) и медвежьеозёрского ( $\pi\gamma L_3m$ ) комплексов, более поздние и тесно между собой связанные латиты марьёкского ( $\gamma L_3m$ ), щелочные граниты кейвского ( $\epsilon\gamma$ - $E\gamma$ - $E\eta\gamma$ - $\xi\delta$ - $\epsilon\gamma$ - $egLp_3k$ ), габбро-анортозиты верхнепонойского ( $\eta$ - $v\eta$ - $v$ - $a\eta Lp_3vp$ ) комплексов и сахарьёкский комплекс нефелиновых и щелочных сиенитов ( $E\xi$ - $\phi\xi Lp_3s$ ). В Мурманском террейне и зоне Колмозеро-Воронья к поздним позднелопийским относятся погерьяврский комплекс габбро-лабрадоритов ( $v\eta Lp_3p$ ), гранитоиды пеллапахкского ( $\gamma\delta$ - $\gamma Lp_3pl$ ) и пегматиты поросозёрского ( $gr$ - $\rho Lp_3 p$ ) комплексов. Карельские интрузии представлены габброидами панского комплекса ( $v\upsilon$ - $v$ - $\eta/\mathbf{Kr}_1^1p$ ), а также разновозрастными малыми телами и дайками основного и щелочного состава, нерасчлененными по возрасту пегматитовыми ( $\rho Lp_3$ - $\mathbf{Kr}$ ) и кварцевыми ( $qLp_3$ - $\mathbf{Kr}$ ) жилами (рис. 7).

В пределах исследуемой территории Кейвского террейна плутонические комплексы представлены Кейвским комплексом щелочных гранитов А-типа, Сахарийокским массивом щелочных и нефелиновых сиенитов, а также Верхнепонойским и Северо-Кейвским комплексами габбро-анортозитов. Щелочные граниты располагаются вдоль северо-западной, юго-западной и юго-восточной окраин Кейвского террейна. Из щелочных гранитов наиболее распространены арфедсонит- и эгириносодержащие разновидности (Батиева, 1976). По текстурно-структурным особенностям они делятся на два типа: первые крупнозернистые, гнейсовидные со слабопроявленными линейными текстурами, имеют гранобластовую структуру, вторые – массивные, крупноравномернозернистые, имеют гипидиоморфную и аллотриоморфную, иногда порфировую структуры. Наблюдается постепенное уменьшение среднего размера зерен в направлении к контакту щелочных гранитов со вмещающими лебяжинскими гнейсами, и с этим связан переход от массивных разновидностей в центральной части массива к гнейсовидным на окраинах. Кейвские щелочные граниты имеют резкие контакты с лебяжинскими гнейсами, в узкой зоне вдоль контакта и граниты и гнейсы интенсивно рассланцеваны, что позволяет предположить их

## СХЕМА РАЗМЕЩЕНИЯ ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

### УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- 1 Колмозерский комплекс диоритов-плагиогранитов.
- 2 Иоканьский комплекс субшелочных гранитов.
- 3 Медвежьеозёрский комплекс порфирированных гранитов.
- 4 Верхнепонойский комплекс габбро-анортозитов.
- 5 Северокейвский комплекс габбро-анортозитов.
- 6 Пеллапахский комплекс габбро-диорит-плагиогранитный.
- 7 Кейвский комплекс щелочных гранитов.
- 8 Марьёвский латит-монцитный комплекс.
- 9 Комплекс мигматит-гранитов.
- 10 Комплекс мигматит-гранитов гнейсовидных.
- 11 Комплекс аляскинских гранитов.
- 12 Варзинский комплекс гранитов.
- 13 Сахарийокский комплекс нефелиновых и щелочных сиенитов.
- 14 Кукшинский комплекс метапикрит-габбровый.
- 15 Панский комплекс габбронорит-габбро-анортозитовый.



### Отдельные комплексы малых тел и дайк

- |   |   |   |   |
|---|---|---|---|
| 1 Силлы и дайки габбродолеритов и габброамфиболитов                   | 4 Погерьявский комплекс габбролабрадоритов        | 7 Дайки и силлы магнезиальных базитов                               | 10 Силлы габбро-пироксенитов, оливковых габбро Баренцевоморский силло-дайковый комплекс долеритовый |
| 2 Силлы габброамфиболитов   | 5 Поросозерский комплекс лейкогранитов-пегматитов | 8 Дайки микроклинсодержащих амфиболитов и силлы метагаббродолеритов | 11 Дайкообразные тела и жилы щелочных гранитов лейкократовых  |
| 3 Лебяжинский комплекс пластовых тел и дайк габбродиоритов и диоритов | 6 Силлы, лакколлиты и дайки габброамфиболитов     | 9 Силлы и дайки метаперидотитов, метагаббродолеритов и метагаббро   |   |

рис. 7 Схема размещения плутонических комплексов в пределах листов Q-37-I,II (Западно-Кейвская площадь).

структурно-согласное залегание в результате деформаций (Мудрук и др. 2013). Массив сформировался  $2674 \pm 6$  млн лет назад (Митрофанов и др., 2000; Ветрин, Родионов, 2009).

Сахарийокский массив щелочных и нефелиновых сиенитов приурочен к системе разломов северо-западного простирания и представляет собой сложнопостроенное дайкообразное тело, круто наклоненное на северо-восток. Лежачий блок и апофизы сложены щелочными эгирин- и гастингситсодержащими лепидомелановыми сиенитами, висячий блок – феррогастингситовыми и эгирин-лепидомелановыми нефелиновыми сиенитами. С нефелиновыми сиенитами связаны зоны цирконий-иттриевой минерализации. Возраст формирования массива оценивается в 2,68-2,61 млрд лет (Баянова, 2004), а возраст, полученный по галениту Pb-Pb методом, составил  $2562 \pm 10$  млн лет (Каталог..., 2002).

Северо-Кейвский комплекс габбро-анортозитов расположен вдоль зоны Северо-Кейвского разлома. Контакт интрузий со вмещающими породами сильно тектонизирован и представлен зонами бластокатаклазитов и бластомилонитов. В породах комплекса наблюдается ритмичность, обусловленная чередованием ассиметрично-сложенных пачек пород, которые представлены амфиболитами по лейкократовым габброидам

гигантозернистого сложения, которые к центру становятся более мезократовыми и к подошве переходят в меланократовые амфиболиты крупно-среднезернистого сложения, иногда с прослоями богатых магнетит-ильменитовых руд.

Верхнепонойский комплекс габбро-анортозитов сложен гигантозернистыми габбро-анортозитами и анортозитами. Преобладают амфиболитизированные разности, слагающие центральные части массива. Ближе к контактам появляются катаклазиты и породы приобретают полосчатые текстуры. В северо-западной части присутствуют габбронориты. Все породные разности связаны между собой постепенными переходами и промежуточные разности нередко имеют порфириовидный облик. Возраст массива оценивается в  $2610 \pm 12$  (Каталог..., 2002).

В Западных Кейвах широко проявлены гранитные пегматиты различного состава, связанные со щелочно-гранитной формацией (Волошин, Пахомовский, 1986). Как декоративный и коллекционный материал широко известны амазонитовые ранд-пегматиты г. Плоской; их возраст составляет 1,7 млрд лет (Bayanova, Voloshin, 1999).

#### *Метаморфические образования*

Метагенные и ультраметагенные образования представлены комплексом самых древних образований Кольского полуострова: метаморфическими породами – ранне-среднелопийскими кольского комплекса ( $ag-bgLp_{1-2}kl$ ), средне-позднелопийскими – восточно-кольского комплекса ( $\gamma gLp_{2-3}vk$ ); ультраметагенными комплексами эндебитов – гранитов среднего лопия – вежетундровским ( $\delta - \gamma\delta - \delta - p\gamma - p\gamma Lp_{2-3}v$ ) и канентъяврским ( $e\delta\gamma - em - \gamma\delta - p\gamma - \gamma\delta m Lp_{2}k$ ), позднелопийским варзинским комплексом гранитов ( $\gamma Lp_{3}v$ ) – на Мурманском блоке.

Региональный метаморфизм супракрустальных образований Кейвского террейна, вне зависимости от их возраста и стратиграфического положения, соответствует, в основном, условиям дистен-ставролит-двуслюдяной субфации амфиболитовой фации (Беляев и др., 1977; Белоліпецкий и др., 1980; Петров и др., 1990). Считается, что они не подвергались метаморфизму в архее (Петров и др., 1990). Самые древние возраста метаморфогенных цирконов из кейвских сланцев составляют 1,97 млрд лет (Marker, Kaulina, 2000), а возраст метаморфогенного рутила равен 1,93 млрд лет и фиксирует время снижения температуры ниже  $450\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Каулина, 2010). Метаморфические парагенезисы достаточно однообразны, но по структурным признакам они отражают сложные метаморфические и метасоматические преобразования нескольких этапов (Петров и др., 1990).

### *Тектоника и металлогеническая зональность*

Металлогеническая зональность рассматривается на основе работы (Астафьев и др., 2012).

Кейвский террейн, как и вся центральная, южная и юго -восточная части Кольского полуострова, разбит крупными разломами субмеридионального и субширотного простирания, многие из которых ничего не смещают (Геологическая...,1996). Более того, некоторые разломы, смещая палеопротерозойские толщи, утыкаются в архейские интрузии, и при этом создается полное впечатление, что разломы ими срезаются.

В рамках плитнотектонической концепции, М. В. Минц с коллегами отмечают (1996, 2010), что геохимические особенности лебяжинских метавулканитов и щелочных гранитов указывают на их образование в обстановке растяжения в тылу активной континентальной окраины или во внутриконтинентальной области и интерпретируют Кейвский террейн как неоархейскую вулканотектоническую депрессию, образованную линейным «плюмовым источником энергии». С. А. Бушмин с соавторами (Бушмин и др., 2011б) делают вывод о наличии в Кейвском террейне крупных тектонических покровов и о его формировании в связи с надвигообразованием во время неоархейских-палеопротерозойских коллизионных процессов.

На рассматриваемой территории основные процессы рудообразования происходили во время позднеархейской и раннепротерозойской металлогенических эпох с присущей им металлогенической зональностью. Западно-Кейвская площадь относится к Кольской субпровинции металлогенической провинции Балтийского щита. Региональные металлогенические особенности Кольского региона отражают характер сложного блоково-глыбового строения территории, претерпевшей многочисленные коллизии на протяжении своего длительного развития – от раннего лопия до позднего карелия, и проявлены в сочетании литологических и структурных факторов рудоносности (линейность металлогенических зон, локализация рудных объектов в узлах пересечения разновозрастных зон тектонических нарушений), метаморфической и метасоматической зональности.

Эволюционное развитие рудно-геологической системы региона характеризуется не только закономерной сменой во времени одних рудогенных компонентов другими (от сидерофильных в лопии-карелии к литофильно-сидерафильному в позднем карелии), но и носит черты наследования одних и тех же элементов от одной эпохи к другой (железо, золото). Закономерная временная смена процессов рудогенеза, а также пространственное наложение различных компонентов системы, привело к накоплению различных видов полезных ископаемых и формированию рудных районов с промышленными их концентрациями.

Основная часть полезных ископаемых представлена эндогенным типом месторождений, в большинстве своем ассоциирующихся с плутогенными базит-гипербазитовыми,

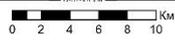
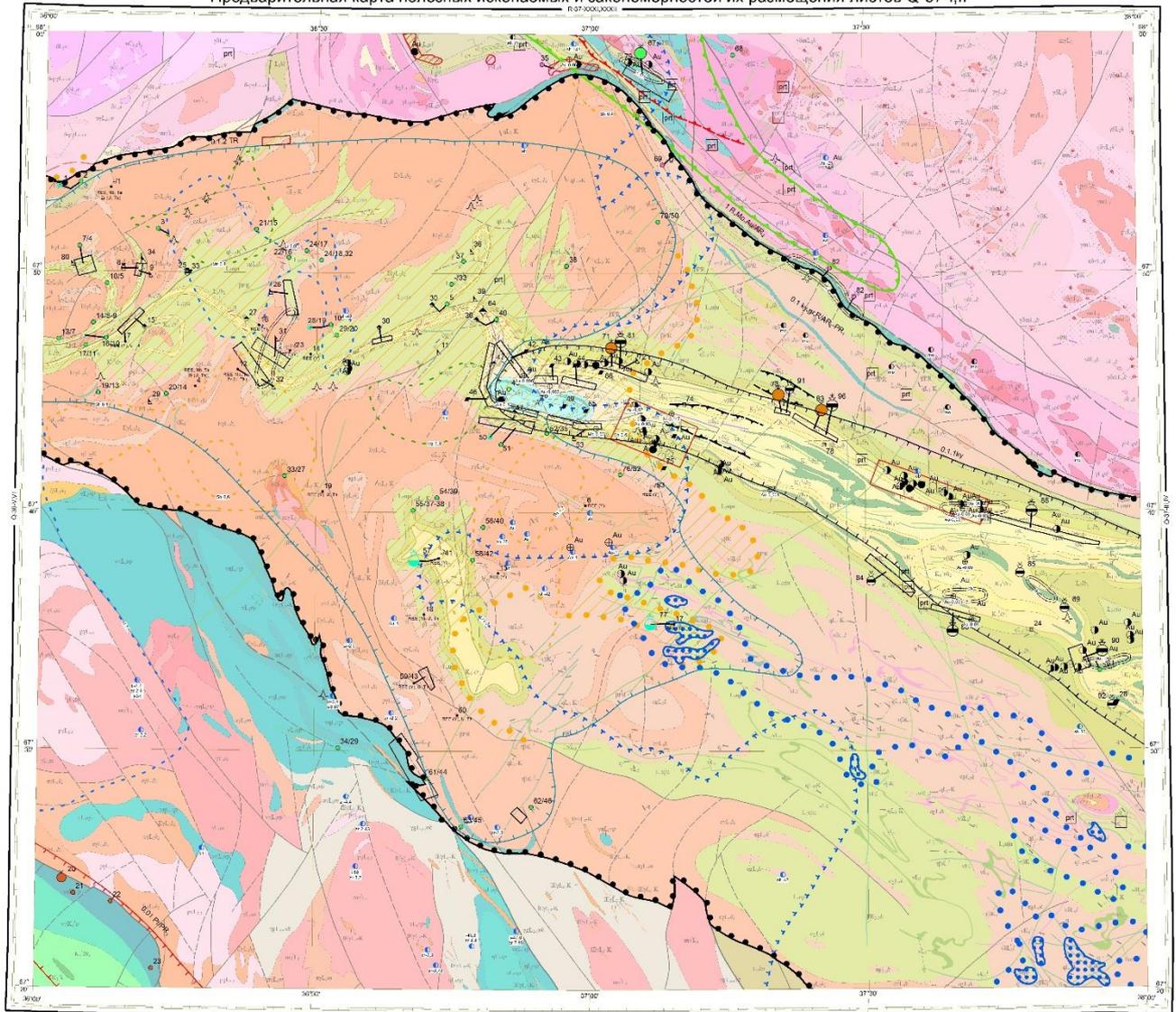
гранитоидными и щелочными комплексами, образование которых происходило в широком временном диапазоне и различных палеотектонических обстановках. Не менее значимую роль в формировании металлогенической специализации рудоносных зон играли также процессы регионального метаморфизма и метасоматоза, определяющих специфические термодинамические условия рудообразования.

В позднеархейскую (лопийскую, 3,05–2,5 млрд лет) металлогеническую эпоху в пределах Кольской металлогенической субпровинции на рассматриваемой и смежных территориях были сформированы месторождения и проявления железа, титана, золота, цветных и редких металлов, редкоземельных элементов, слюдяных и керамических пегматитов. С лопийским циклом связано, по крайней мере, два этапа рудообразования – среднелопийский с сидерофильным типом оруденения и позднелопийский с литофильно-халькофильным оруденением. Данные рудные объекты локализованы в архейских зеленокаменных поясах и их непосредственном обрамлении.

Раннепротерозойская минерагеническая эпоха (2,5–1,65 млрд лет) подразделяется на несколько этапов. В раннем протерозое металлогеническая зональность Западно-Кейвской площади отражает ее мозаичное строение. В ранний этап (2,5–2,4 млрд лет) по южной оконечности территории закладывались сумийско-сариолийские приразломные прогибы, развитие которых сопровождалось внедрением расслоенных интрузий основного–ультраосновного состава с литофильно-сидерофильным типом оруденения (никель, кобальт, железо платина, хром, ванадий, титан). С этими интрузиями на территории смежного листа связаны медно-никелевые, хромовые руды, а также благороднометалльная минерализация (включая элементы платиновой группы). В ятулийский этап происходит главным образом накопление сингенетических концентраций меди и золота в вулканогенных и терригенных образованиях. В свекофеннский этап (1,96–1,75 млрд лет) наблюдается, помимо изменения условий осадконакопления и эндогенных процессов, перестройка структурного плана территории. Вследствие этого образуются новые специализированные интрузивные геологические комплексы людиковия, калевия и вепсия (гранитоидные, базит-гипербазитовые с халькофильно-сидерофильным типом оруденения (золото, медь, никель, кобальт, железо, платиноиды), сменяющимся к завершению на литофильно-сидерофильный (молибден, железо, титан, редкие металлы)). Полифациальный региональный метаморфизм свекофеннского возраста и связанный с ним метасоматоз оказали существенное влияние на перекристаллизацию и формирование новых гидротермально-метасоматических типов руд, в частности крупных и уникальных месторождений глиноземистого сырья – кианита. В этот период образуются комплексы метасоматитов, различающиеся по своей металлогенической специализации.

На территории Западно-Кейвской площади выделяется одна металлогеническая зона, один рудный район, два рудных узла и один потенциальный рудный узел (рис. 8).

Предварительная карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения листов Q-37-I,II



ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ  
А) Связанные с интрузивными комплексами

Интрузивный комплекс	Петрогенетический тип	Рудная формация	Субформационный (милеарный) тип	Полезное ископаемое	Месторождение	Появление	Плотность проявлений	№ на карте интрузивных проявлений
	Гидротермальный			Кварц (особое для производства оптического стекла)	■	■		42,43,44,46,49,75
Щелочно-гранитоидная	Гидротермальный		Кварцевые и кварц-альбитовые жилы с синкитом	Кварц - коллекционный камень	☆			48
ЩЕЛОЧНО-ГРАНИТОИДНЫЙ	ПЕГМАТИТОВЫЙ	Гематитово-гидротермальный	Полеметаллические щелочные Qz-Mo-Al метасоматитов	Нильский редкоземельный с цирконом	Редкие земли, нильский тантал, цирконий (уран, торий)	●	●	1144,8248,8345,2014,5429,2418,12,2417,2116,3,7056
				Мушковитовый	Мушковит	▲		15,27,30,47
		Редкоземельных пегматитов	Мушковитовый с бериллом	Мушковит	Бериллий	●		30
				Амазонит	Амазонит	●		1,28/19,50,57,77
			Гадолитит-амazonитовый	Редкие земли (иттриевая группа)	Редкие земли (иттриевая группа)	●	●	2,29/20,37,58,51,52/35
				Феруснитовый	Редкие земли (иттриевая группа), уран, торий	●	●	7/4,14/8-9,16/10,54/39,59/43,60
			Гадолитит-иттриотит-проритовый с амазонитом	Редкие земли (иттриевая группа), ниобий	Редкие земли (иттриевая группа), ниобий	●		22/18
				Феруснит-паролоразонитовый	Уран, ниобий, редкие земли	●		28/19
		Магнетический		Оргит-прорит-циркониевый с бериллом	Редкие земли (иттриевая группа), цирконий, ниобий	●		33/27
		Не установлен	Помаитовый	Редкометаллические пегматитов	Спанданитовый с бериллом и колумбитом	Литий (бериллий, ниобий, тантал, циркон)	●	
Габбро-норит-анортозитовый	Магматический метаморфизованный	Титано-магнетитовая	Ильменит-титаномагнетитовый	Железо, титан (ванадий)	●		35,69,92	
Габбро-норитовый	Магматический	Платинометалло-сульфидная	Массивно сульфидный	Платина, палладий (золото)	●		20,21,22,23	



Б) Стратиформные

Стратиформное подразделение	Петрогенетический тип	Рудная формация	Полезное ископаемое	Месторождение	Появление	Плотность проявлений	№ на карте интрузивных проявлений
Устьинская свита, средняя подсвита	Не установлен	Медноуровная в диабазе (самородной меди)	Медь		●		45
Выхотурская свита, нижняя подсвита	МЕТАМОРФОГЕННЫЙ	Плиазмистая в сланцах	Кварциты (филозитовый материал)	Кварциты (филозитовый материал)	■		74
Верхняя подсвита				Кванит	●		
Нижняя подсвита		Формационная принадлежность не установлена	Редкие земли, цирконий	Редкие земли, цирконий	●		17, 41, 105, 107, 107, 118, 124, 125, 126, 126, 126, 126, 126, 126
Чедуртовская свита, нижняя подсвита, лебяжская свита, верхняя подсвита							



рис. 8 Карта закономерностей размещения полезных ископаемых листов Q-37-I,II (Западно-Кейвская площадь)

Металлогенические зоны позднелопийского металлогенического этапа.

Позднелопийский металлогенический этап представлен проявлениями железа, золота, молибдена и редких металлов, слудоносными и керамическими пегматитами, локализованными в пределах Титовско-Поросозерской металлогенической зоны.

Титовско-Поросозерская металлогеническая зона железо-молибден-золото-редкометаллической специализации охватывает северо-западные сегменты Урагубско-Северо-Кейвской шовной зоны, представленной фрагментами Колмозеро-Воронинским Зеленокаменным поясом в пределах рассматриваемой территории, ограничиваясь на юго-востоке Ботническо-Ковдозерско-Ивановской тектонической зоной. Урагубско-

Северокейвская шовная зона представляет собой узкую полосу СЗ простираения, сложенную сложно дислоцированными средне- и познелопийскими супракрустальными образованиями колмозерской и поросозерской серий, на «плечах» которой развиты познелопийские интрузии преимущественно кислого состава. Для пород зоны характерны разный уровень метаморфизма с закономерной сменой от эпидот-амфиболитовой фации на юго-востоке шовной зоны до мусковит-силлиманитовой субфации на северо-западе, которая определяет характер распределения пегматитовых полей. Зоны тектонических нарушений, развитые вдоль Урагубско-Северо-Кейвской структуры, сопровождаются мощным диафторезом, милонитизацией, бластокатаклизмом, мигматизацией.

В пределах изучаемой территории Титовско-Поросозерская площадь имеет железоредкометальную специализацию. Все месторождения редких металлов приурочены к полям развития познелопийских альбит-(поллуцит)-сподуменовых (с бериллом, танталитом, колумбитом) пегматитовых жил. Наиболее известный объект из них – уникальное месторождение Колмозерское месторождение литиевых руд в сподуменовых с бериллом и колумбитом редкометальных пегматитах, которое является крупнейшим по запасам лития в России.

Происхождение Титовско-Поросозерской металлогенической зоны эндогенное, связанное с внедрением базитовых интрузий, несущих рассеянную титано-магнетитовую минерализацию по шовным зонам с последующим прорыванием самих интрузий и пород обрамляющих структур редкометальными и мусковит-полевошпатовых пегматитовых жил, в геодинамической обстановке раскола архейской ТТГ-коры.

Полихронные металлогенические рудные районы и узлы архей-протерозойского возраста.

К полихронным относятся металлогенические таксоны, приуроченные к архейским структурным элементам, испытавшим активизацию в протерозойское время. Они включают в свой состав как раннепротерозойские рудные объекты, так и значительно перекристаллизованные архейские руды. Главным металлогеническим объектом этого уровня является Кейвский редкометально-гранат-кианитовый рудный район.

Кейвский редкометально-гранат-кианитовый рудный район охватывает территорию позднеархейской Кейвской структуры и ее обрамление. В пределах него развиты полезные ископаемые как архейского (редкометальное оруденение в связи с сахарийокским комплексом щелочных габбро-нефелиновых сиенитов и кейвским комплексом щелочных гранитов), так и раннепротерозойского возраста (месторождения кианита, амазонита, часть редкометальных рудопроявлений в связи с пегматитами кульйокского комплекса, сформировавшиеся во время раннепротерозойского тектоно-метаморфического цикла). В состав Кейвского рудного района входят Западно-Кейвский и Центрально-Кейвский рудные узлы.

Высокий минерагенический потенциал Западно-Кейвского узла определяется многочисленными проявлениями и месторождениями редкоземельной специализации и неметаллических полезных ископаемых (гранат, силлиманит, амазонит и др.).

В пределах Центрально-Кейвского рудного узла развиты уникальные месторождения кианита. Узел имеет вытянутую форму и сложную конфигурацию. Его площадь определяется границами распространения высокоглиноземистых сланцев кейвской серии.

Золотоносность Центрально-Кейвского рудного узла предполагается в гранат-биотит-ставролитовых сланцах, а также в толщах вулканитов кислого состава. Перспективы связываются с зоной контакта протерозойскими образованиями кейвской серии, сложенной вулканогенно-осадочными толщами, прорванных интрузиями базит-ультрабазитового состава, с породами лебяжиснской свиты. Учитывая слабую изученность площади, предполагается в зоне сочленения структур наличие интрузий основного-ультраосновного состава с платинометальным оруденением и повышенным содержанием золота.

Дифференцированные интрузии габбро-анортозитов северокейвского комплекса являются потенциальными источниками титана и железа. На рассматриваемой территории они представлены группой проявлений Магазин-Мюсюр. Железо-титановые с ванадием руды являются сингенетичными с позднелопийскими базитовыми интрузиями и их проявления приурочены к Северо-Кейвской шовной зоне.

Кроме того, Кейвский гранат-кианит-редкоземельный рудный район богат месторождениями нерудных полезных ископаемых: коллекционного и поделочного сырья (амазонит, кианит, ставролит), абразивного граната, мусковита и высококачественного особо чистого жильного кварца.

Формирование Кейвского рудного района вероятно началось неоархее, во время формирования крупных кратонов, сопровождавшаяся на рассматриваемой территории внедрением Кейвского комплекса щелочных гранитов, завершающаяся внедрением Сахарийокского комплекса нефелиновых и щелочных сиенитов в позднем архее. Также с позднего лопия и до начала карелия эти магматические породы начинают прорывать дайкообразные тела и пегматитовые жилы (амазонитовые, редкометальные, слюдяные и кварцевые). В это же время формируется линейный Кейвский прогиб вдоль Северо-Кейвской шовной зоны, в которой накапливаются терригенные высокоглиноземистые осадки, протолитом для которых служили магматические породы. Завершением этого этапа диастрофизма стало выведение на поверхность терригенных осадков с последующим их выветриванием вплоть до раннего протерозоя. В раннем протерозое в результате коллизии Мурманский блок был надвинут на Кейвский террейн. В результате продукты химического выветривания высокоглиноземистых терригенных отложений были превращены в слюдяные сланцы с кианитом и ставролитом, а титаномagnetитовые руды, приуроченные к Северо-Кейвскому разлому, были ремобилизованы с превращением в ильменит-магнетитовые.

Рудные узлы протерозойского возраста.

Панско-Федоровотундровский благороднометалльный рудный узел расположен в северном борту Имандра-Варзугской протерозойской грабен-синклинали и представлен интрузиями Панско-Мончегорского перидотит-пироксенит-габброноритового комплекса. В этих крупных расслоенных интрузивах лопполитообразной формы установлены многокамерность и многофазность формирования. Максимальные концентрации платиноидов малосульфидного типа обнаруживаются в расслоенных горизонтах и в зонах пропилитизации по гипербазитам.

На рассматриваемой территории Западно-Кейвской площади выявлены проявления, относящиеся к сульфидной медно-никелевой формации магматического и гидротермально-метаморфогенного генезиса.

Происхождение Панско-Федоровотундровской благороднометалльного рудного узла, расположенного в пределах Печенга-Имандра-Варзугской синформной структуры, эндогенное, связанное с образованием в начале протерозоя рифта, расколовшего архейский массив, и связанным с ним внедрением расслоенных базит-гипербазитовых силлов с промышленным медно-никелевым и платиновым оруденением.

#### *Геологическая изученность и нерешенные вопросы*

Площадь листов Q-37-I, II полностью охвачена геологической съемкой масштаба 1:200 000, выполненной в период с 1949 по 1956 гг. и на 65 % – геологической съемкой масштаба 1:50000 (Карпинская, 1957; Колесников, 1963; Костин, 1958; Сотникова, 1963; Тавастшерн, 1958), выполненной в 50-60-е годы (рис. 9). Она проводилась, в основном, для выяснения перспектив территории в отношении редкометальных и слюдоносных пегматитов. Этот период завершился созданием и изданием, утвержденных НРС ВСЕГЕИ, листов государственных геологических карт масштаба 1:200 000 на площади листов Q-37-I и Q-37-II.

Начиная с 1978 г работы по геологическому доизучению масштаба 1:200 000 выполнены на площадях Кейвской (Гаскельберг, 1978) и Имандра-Варзугской (Гольдберг, 1978) структур, Центрально-Кольского (Шлайфштейн, 1987) и Мурманского (Минц, 1979) блоков (рис. 9). Геологическим доизучением и групповой геологической съемкой масштаба 1:50 000 охвачена площадь зоны Северо-Кейвского разлома, юго-восточной части структуры Колмозеро-Воронья и небольшого фрагмента Мурманского блока (Даркшевич, 1982). В результате геологического доизучения Кейвской структуры (Гаскельберг, 1978) была разработана новая стратиграфическая схема пород тундровой серии. Среди них выделены коловойская, кинемурская, устьюгоньская, патчервтундровская и лебязинская свиты, расчлененные до подсвит. Впервые в основании кейвской серии выделен базальный горизонт, сложенный метааркозами, конгломерато-

брекчиями и туфогенными метаалевролитами. Из состава песчовотундровских образований в районе хр. Серповидный выделены карбонатсодержащие осадки и основные вулканиты, образующие автономную структуру и коррелируемые с соответствующими породами умбинской свиты в Имандра-Варзугской структуре. Впервые на данной площади выделены разнообразные по составу, возрасту и формам образования серии малых интрузивных тел основного состава. Для некоторых из них установлена комагматичность с интрузивными и вулканогенными образованиями. Установлено широкое развитие двух типов щелочных гнейсов, которые рассматриваются как гранитизированные гнейсы тундровой серии. Намечена формационная принадлежность осадочных и вулканогенных пород и основные этапы тектонического развития территории.

В результате проведения геологического доизучения и групповой геологической съемки масштаба 1:50 000 в северной части листов Q-37-I, II уточнены особенности геологического строения и определены перспективы поисков полезных ископаемых. Подтверждена точка зрения о формировании гранитоидов Мурманского блока в результате полиметаморфических процессов, сопровождавшихся неоднократной гранитизацией. Основной причиной дислокаций в вулканогенно-осадочных толщах верхнего архея считается диапиризм гранитоидов в краевой части Мурманского блока. Изученный фрагмент Центрально-Кольского блока по многим чертам своего строения близок Мурманскому блоку, за исключением меньшей степени проявления калиевой гранитизации. В пределах структуры Колмозеро-Воронья впервые выделена поросозерская свита в объеме ранее выделявшихся лязозерской и червуртской свит. Получены данные, свидетельствующие об отсутствии на изученной части площади терригенных пород в нижней части разреза тундровой серии. Впервые выделены гранитоиды пестрого состава, объединенные в колмозерский комплекс. Изучено внутреннее строение крупных разрывных нарушений, произведена их ранжировка, определена их магма- и рудоконтролирующая роль. Получены геохимические характеристики геологических комплексов, отражающие особенности осадконакопления, вулканизма, интрузивной деятельности и металлогении района. Установлена высокая перспективность изученного фрагмента структуры Колмозеро-Воронья на поиски промышленных концентраций золота и редких металлов. В районе хребта Магазин-Мусюр в метагаббро-анортозитах выделены зоны развития вкрапленных, густовкрапленных и сплошных ванадийсодержащих ильменит-титаномагнетитовых руд, прогнозные ресурсы которых по категории  $P_1$  и  $P_2$  до глубины 300 м оценены в 300 млн т при средних содержаниях  $Fe_{раст.}$  не менее 20 %,  $TiO_2$  свыше 5 %. Поисковыми работами на фланговых частях Колмозерского сподуменового месторождения выявлен новый для Кольского полуострова генетический

тип редкометального проявления, связанный с процессами околожильного метасоматоза, перспективы которого оцениваются весьма высоко.

В 1988 г. Баржицким выполнено космогеологическое картирование на всю территорию работ, в 1991 г. Житниковым выполнено геолого-минерагеническое картирование масштаба 1:500 000 на никель и кимберлитовые источники алмазов, а Шенкманом - глубинного прогнозно-геодинамического картирования масштаба 1:500 000 (Ремизова, 2007). Результаты космогеологического картирования позволили получить новые данные о структурно-тектонических особенностях региона, установить, преимущественно, чешуйчато-надвиговый стиль строения для Кольского блока, крупночешуйчатый тип структурной организации для Мурманского блока, линейно-складчатый – для Кейвской структуры. Кроме того, предполагается сложное чешуйчато-надвиговое строение отдельных фрагментов площади развития щелочных гранитов обрамления Кейвской структуры. По данным ГМК-500 была выделена Кольская структурно-металлогеническая зона и дана оценка прогнозных ресурсов никеленосных зон и перспективных участков на кимберлитовые источники алмазов. Результаты работ по ГПК-500 в районе Западных Кейв позволили установить особенности его структурной организации, которые свидетельствуют в пользу покровно-складчатого строения Кейвской структуры и ее обрамления, сформировавшегося в результате движений со стороны Мурманского блока.

В рамках проведения работ по теме "Выделение перспективных на редкие металлы и молибден районов Карело-Кольского региона и оценка прогнозных ресурсов за 1988-1991 гг." В.А. Чапиным составлена прогнозно-металлогеническая карта Кольской области развития щелочных гранитов в масштабе 1:200 000 на площадь 13000 км<sup>2</sup>, куда вошло 2/3 площади листов Q-37-I,II; разработана систематика редкометально-редкоземельных проявлений Кольской области развития щелочных гранитов и обоснованы ее перспективы; выделено четыре потенциально-рудных района, два рудных участка и две рудных зоны; разработаны модели рудных районов, специализированных на комплексное редкометально-редкоземельное оруденение; дана оценка прогнозных ресурсов на редкие металлы и редкие земли по категории P<sub>3</sub> (Ремизова, 2007).

Целенаправленные поисковые и поисково-разведочные работы на широкий круг полезных ископаемых на данной площади развернулись в послевоенный период. При заверке магнитной аномалии, выявленной в 1951 г в габбро-анортозитах хребта Магазин-Мусюр, были обнаружены богатые ильменит-титаномагнетитовые руды (Карпинская, 1957). На этом проявлении впоследствии проводились поисковые работы (Гаскельберг, 1978; Даркшевич, 1982), в результате которых были оценены прогнозные

ресурсы руды в 300 млн т. Лабораторные исследования обогатимости показали возможность получения магнетитового и ильменитового концентратов, пригодных для производства железа и сталей и пигментной двуокиси титана, соответственно, только из богатой руды. Наличие крупных запасов легкообогатимых руд позволило рекомендовать на этом объекте постановку детальных поисков и поисково-оценочных работ.

В 1947 г А.А. Чумаковым и И.И. Гинзбургом было открыто крупнейшее Колмозерское месторождение сподуменовых пегматитов. В дальнейшем на нем проводились геологоразведочные работы, завершившиеся подсчетом запасов (Ремизова, 2007), затем оно было дополнительно разведано и комплексно изучено с подсчетом запасов лития, тантала, ниобия и бериллия (Эвенчик, 1960). В результате этих работ был сделан вывод о том, что по детальности разведки месторождение подготовлено для промышленного освоения и его руды успешно обогащаются при извлечении окиси лития в 88-90 %. Впоследствии поисковыми работами, сопровождавшими геологическую съемку масштаба 1:50 000 (Даркшевич, 1982), на флангах Колмозерского месторождения был выявлен новый генетический тип редкометального оруденения, связанного с околосильными метасоматитами, которое рекомендовано для проведения детальных поисков и поисково-оценочных работ.

В процессе поисковых работ при геологической съемке масштаба 1:50 000 в 50-60-е годы Гавриловым (1957 г.) и Хинейко (1958 г.) были выявлены жилы с богатой редкоземельной минерализацией, представленной фергусонитом, гадолинитом, чевкинитом, приоритом и др. в районе г. Вюнцпахк, хребта Серповидного (Ремизова, 2007). и р. Пессарьок (Тавастшерн, 1958). На части этих жил были проведены ревизионные работы (Тавастшерн, 1960), в процессе которых было выявлено 17 новых жил с высоким содержанием окиси иттрия. Поисково-разведочными работами оконтурено и опробовано 52 пегматитовых жилы, сосредоточенных на 6 участках (Серповидный, Рова-I, Рова-II, Ровозеро, Пессарьок и Тапперйок). В процессе поисково-съемочных работ масштаба 1:50 000 были выявлены пневматолито-гидротермальные проявления комплексного редкометально-редкоземельного оруденения в районе Ельских озер и г. Лаврентьевской (Ремизова, 2007). Часть из них была охвачена поисковыми работами Богатырева (1967 г.) (рис. 9), в результате которых они были оценены как не имеющие практического значения из-за незначительных размеров, но с высокими концентрациями полезных компонентов (Ремизова, 2007). В 1990 г. Юрковым были проведены поисковые работы на редкометальные руды в западной части площади (Ремизова, 2007) (рис. 9). На участке Юмперуайв оруденение приурочено к зоне эндоконтакта щелочных гранитов, по нему подсчитаны прогнозные ресурсы тантала, ниобия и редких земель. На массиве

Сахарйок среди нефелиновых сиенитов выявлено месторождение иттриево-циркониевых руд, по которому подсчитаны прогнозные ресурсы и которое рекомендовано для постановки поисково-оценочных работ.

Поисковыми и ревизионными работами на слюду в районе Кульйокского месторождения (Тавастшерн, 1950, 1951) (рис. 9) было обследовано 78 слюдоносных жил и по 18-ти из них подсчитаны запасы по категориям  $C_1$  и  $C_2$ . Установлено, что слюда имеет низкое качество и лишь в незначительном количестве пригодна для изготовления конденсаторной шаблонки. Этот вывод был позднее подтвержден в результате ревизионных работ, выполненных И. И. Базулиным (Гаскельберг, 1978), вследствие чего дальнейшие поиски высококачественного мусковита в районе Кульйокской группы месторождений представляются бесперспективными и запасы, числящиеся по этой группе месторождений, рекомендуется исключить из Государственного баланса. В 8-ми жилах в районе р. Пессарйок, г. Песцовая выявлен берилл, с запасами крупноразборного берилла по одной из них – 78 т (Костин, 1958).

В процессе поисковых работ масштаба 1:25 000 в центральной части Больших Кейв в 1953-1954 гг. Носиковым (рис. 9) было выявлено несколько месторождений кианита (Тяпыш-Манюк, Тавурта, Новая Шуурурта, Безымянное, Воргельурта и др.), которые затем были разведаны до промышленных категорий и впоследствии переоценены (Ремизова, 2007). По всем месторождениям запасы по категории  $B+C_1$  составили 1 млрд. т, а прогнозные ресурсы до глубины 200 м – 11 млрд. т. По качеству и технологическим свойствам руды делятся на пригодные для производства алюминия и алюминиевых сплавов, и для производства огнеупоров.

В районе хребта Серповидный проводились поисковые и опробовательские работы на жильный кварц, которые были продолжены К. Ф. Гурьяновым (1962) (рис. 9) (Ремизова, 2007). Эти исследования показали, что кварц пригоден для варки кроновых и флинтových оптических стекол. Интерес к жильному кварцу возобновился в последние годы. Рекогносцировочными обследованиями ВНИИСИМС в 1992 г и поисковыми работами государственной геолого-промышленной корпорации "Кварцсамоцветы" в течение 1993-1996 гг. было выделено и предварительно оконтурено четыре кварцевожильных поля, выявлено около тысячи кварцевых жил и установлено высокое качество кварца, рекомендовано проведение геологоразведочных работ на двух кварцевожильных полях, одно из которых (Червуртское) располагается на данной площади (Ремизова, 2007).

В районе Западных Кейв проводились поисково-разведочные работы на гранат, в результате которых Ильгиным и Поповым были подсчитаны запасы по месторождению

Макзабак по категории  $C_2$  в количестве 281 тыс. т (Ремизова, 2007) (рис. 9). Установлено, что гранат месторождения пригоден для получения шлиф-зерна. Были подсчитаны также прогнозные ресурсы по месторождениям Ровозеро и Семиостровье, рекомендована постановка предварительной разведки на месторождении Макзабак и проведение поисково-разведочных работ на месторождении Березовское-II (Ремизова, 2007).

В результате проведения поисково-разведочных работ на амазонит Ильгиным и Куликовым было обследовано 95 амазонитсодержащих пегматитовых жил в районе Западных Кейв (Ремизова, 2007). Практический интерес представляют амазонитовые пегматиты, содежащие более 35 % блокового амазонита, обладающего хорошими декоративными свойствами. На двух наиболее перспективных жилах (№ 19 на г. Плоской и № 1 на г. Парусной) проведена предварительная разведка. Запасы сортового амазонита по категориям  $C_1+C_2$  составляют: по жиле № 19 – 1277 т, по жиле № 1 – 227 т. Установлено, что амазонит обоих месторождений является хорошим сырьем для производства камнерезных и ювелирных изделий. Кроме того, в процессе эксплуатации может быть получено некондиционного амазонита около 23400 т с жилы № 19 и 600-650 т с жилы № 1, который может быть использован в производстве различного рода бетонных мозаичных плит. Выявленные запасы обеспечивают промышленность сырьем на 30 лет при условии ежегодной добычи порядка 50 т (Ремизова, 2007).

Площадь развития Кейвской структуры издавна привлекала внимание многочисленных исследователей. Из наиболее значимых следует отметить следующие научно-исследовательские работы. Обобщение материалов по многолетнему исследованию свиты Кейв Кольским филиалом АН СССР изложено в монографии И. В. Белькова "Кианитовые сланцы свиты Кейв" (Бельков, 1963). В этой работе дается обстоятельная характеристика сланцевого комплекса Кейв, приводятся сведения об его многоэтапном метаморфизме. В монографии Д. Д. Мирской "Петрология метабазитов района Кейв" (Мирская, 1968) подробно охарактеризованы вещественный состав, метаморфизм и возрастная последовательность основных и ультраосновных пород, залегающих в сланцевом и гнейсовом комплексах Кейв. В работе Б. А. Юдина "Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения" (Юдин, 1980) дается подробное описание строения, условий залегания, петрографическая, петрохимическая и металлогеническая характеристики габбро-лабрадоритовых массивов, обрамляющих Кейвскую структуру. В монографии И. Д. Батиевой "Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова" (Батиева, 1976) обобщен и проанализирован весь обширный материал по щелочным гранитам Кейв, которые рассматриваются как магматические образования эпи-мезозоны, сформировавшиеся на этапе стабилизации платформы в

среднем протерозое. Закономерности поведения порообразующих, редких и рассеянных элементов исследовались в тематической работе А. П. Калиты "Изучение геохимической зональности с целью выявления повышенных концентраций редких элементов, генетически связанных с метасоматически измененными щелочными гранитоидами Кольского полуострова – как основы для разработки геохимических методов поисков их месторождений" (Ремизова, 2007). В результате этой работы сделано заключение о генетических и петрохимических особенностях щелочных гранитов и пегматитов Западных Кейв. Выделено два этапа в становлении пегматитовых жил: 1) кристаллизации расплава-раствора; 2) аутометасоматоза, причем формирование полезной минерализации связывается с последним из них. Геохимические особенности пород Кейвской структуры охарактеризованы в работе А. П. Белолипецкого с соавторами "Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова" (Белолипецкий, 1980). В последнее время сотрудниками ГИ КНЦ РАН получены данные о возрасте массивов габбро-анортозитов в обрамлении Кейвской структуры: Медвежьеозерского, Щучьеозерского, Ачинского и Потчеварекского; Поросозерского массива диоритов-гранодиоритов колмозерского комплекса; щелочных гранитов Западных Кейв; Сахарйокского массива щелочных габбро-нефелиновых сиенитов и амазонитовых пегматитов г. Плоская, внесших важный вклад в понимание последовательности геологических событий в регионе.

Золотоносность образований, развитых в пределах листов Q-37-I,II в целом изучена недостаточно и неравномерно. Общее сходство разрезов и времени формирования Кейвской структуры с известными архейскими золотоносными зеленокаменными поясами дает нам основание рассматривать лопийскую часть ее разреза в качестве структуры перспективной на выявление оруденения золота. Так как в подобных структурах локальный контроль размещения оруденения частично определяется наличием вблизи них разновозрастных гранитоидных интрузий, при наличии разных датировок лебяжинской свиты метавулканитов Кейвского террейна, необходимо по геохимическим особенностям привязать формирование этих пород к определенному этапу магматизма в пределах исследуемой территории.

# СХЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ

Масштаб 1:500 000

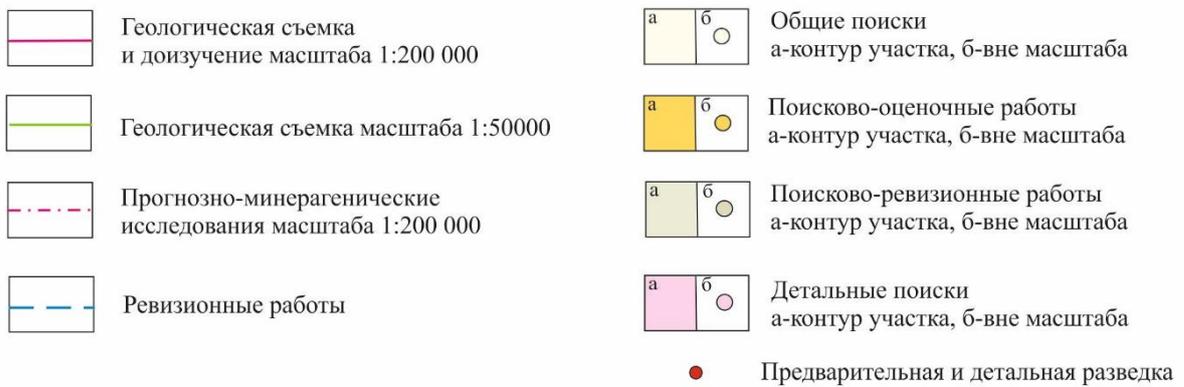
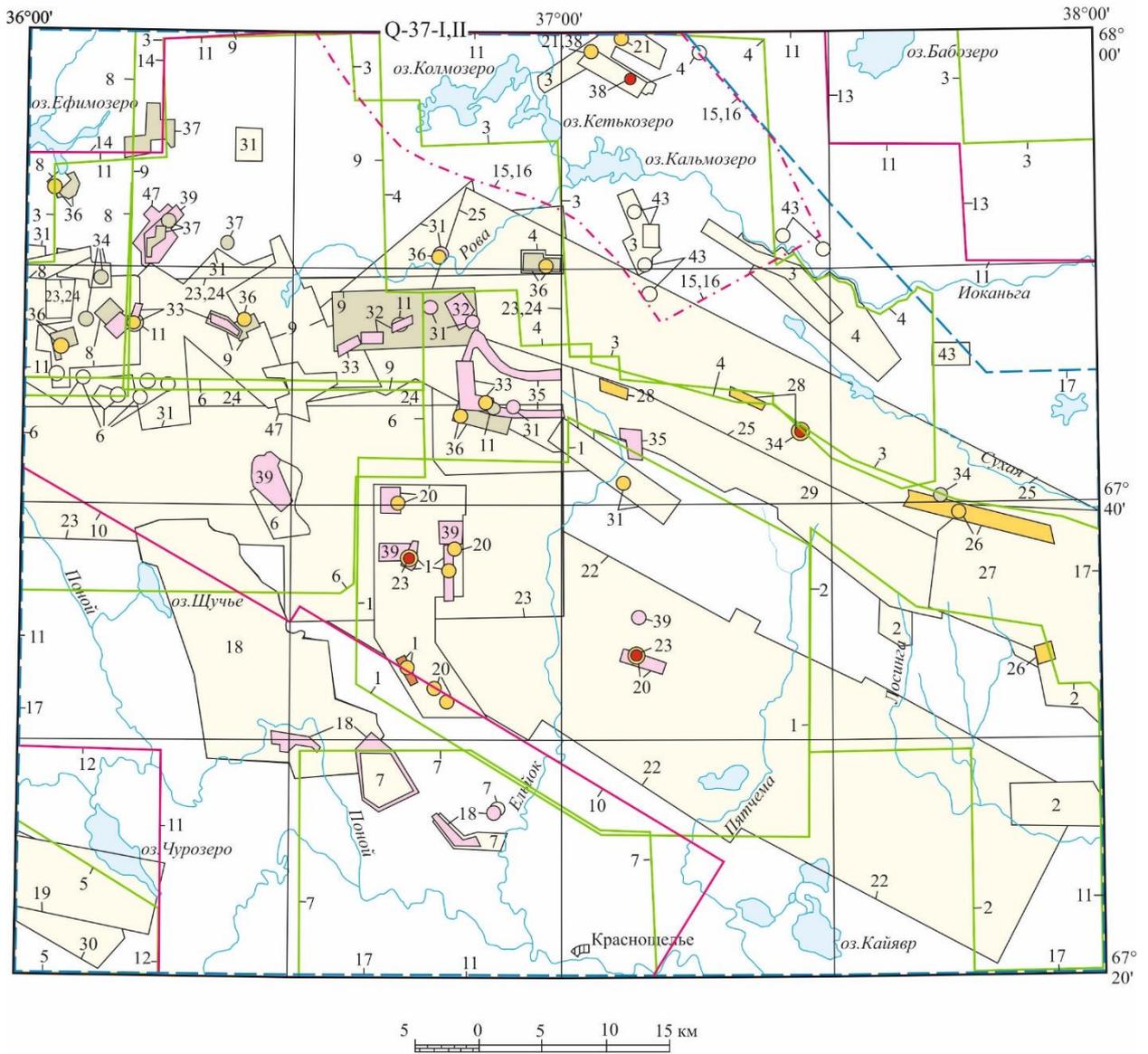


Рис. 9 Картограмма геологической изученности

## СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННЫХ И МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КЕЙВСКОГО ТЕРРЕЙНА.

В ходе полевых работ в 2021-2022 гг. автором изучался разрез метавулканитов устьюгоньской толщи и лебяжинской свиты и метатерригенных пород нижней подсвиты червуртской свиты на северном и южном бортах гряды Янаса-Кейва и г. Длинный Хребет. В результате геологических маршрутов и последующих петрографических исследований автором были выделены породные разности в пределах толщ и свит.

Устьюгоньская толща состоит из однообразных серых и темно-серых неявно слоистых гнейсов. В основном породы представлены биотитовыми гнейсами со штриховато-полосчатой текстурой, сменяющейся на массивную в микроклинизированных разностях. С вышележащими породами лебяжинской свиты эти породы связаны зонами перемежаемости, с нижележащими – контакт не установлен. На северном склоне хребта Янаса-Кейва встречены маломощные прослои более меланократового биотитового гнейса среднезернистого. Петрографически в целом эти породы состоят из плагиоклаза (олигоклаза или альбит-олигоклаза, 20-50%), кварца (25-40%), микроклина (5-20%) биотита (10-15%), граната (5-10%), часто отмечаются эпидот, клиноцоизит, магнетит. В качестве аксессуаров выступают апатит, титанит, циркон, ортит (рис. 10).

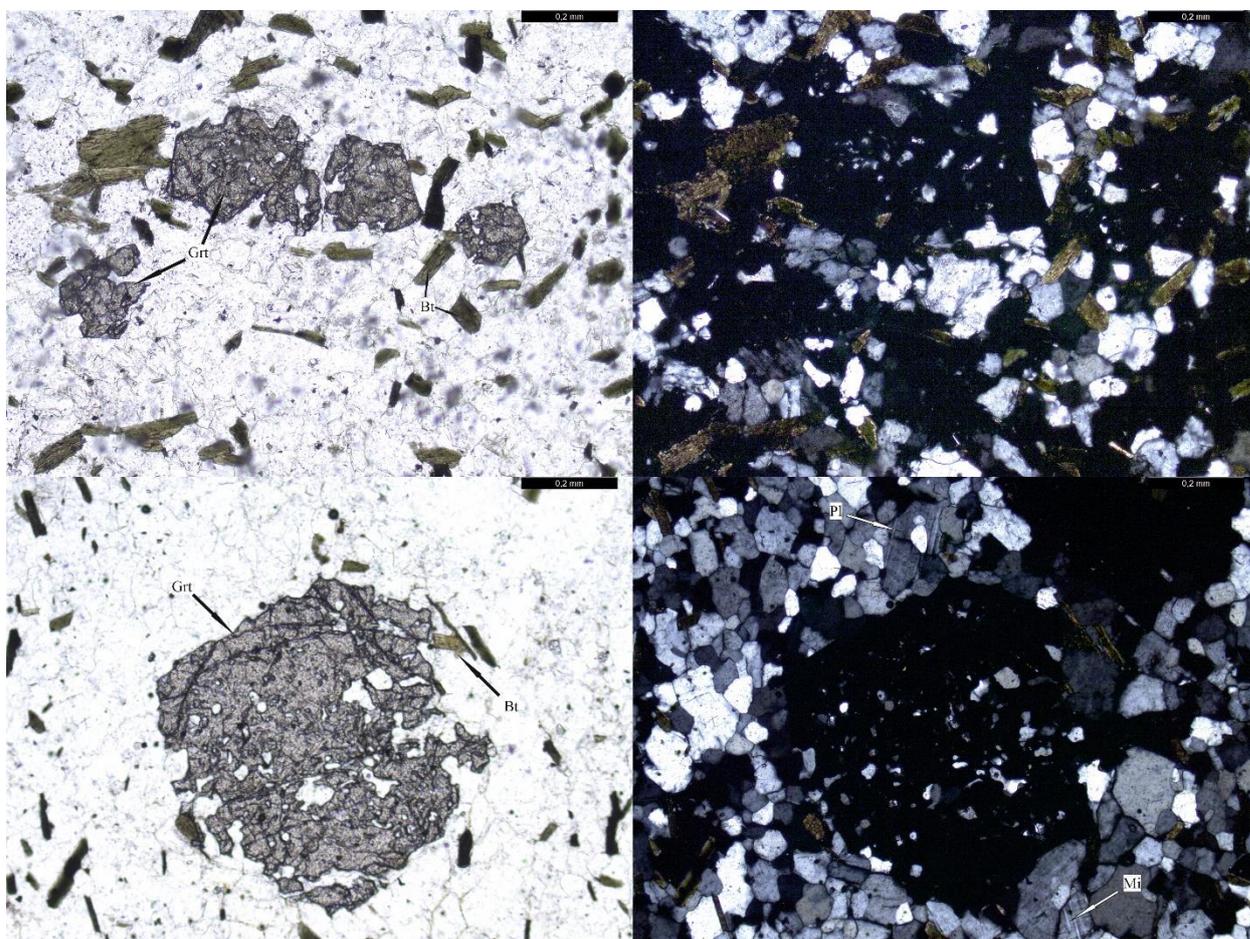
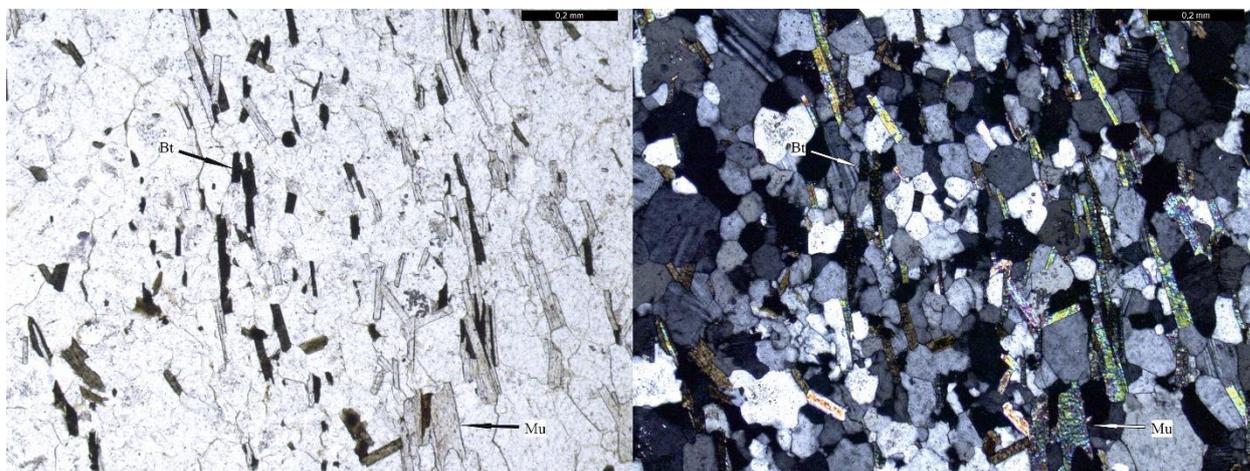


Рис. 10 Биотитовые с гранатом гнейсы устьюгоньской свиты без анализатора и с анализатором

В кровле устьюгоньской толщи встречаются серые с желтоватым оттенком двуслюдяные гнейсы с явной тонкополосчатой текстурой, иногда пятнистые. В них содержание кварца повышается до 65-70%, появляется мусковит (5-15%), содержание биотита не превышает 10%, появляется хлорит и карбонат (рис. 11).

Породы обладают лепидогранобластовой структурой с элементами пойкилобластовой.



*Рис. 11 Двуслюдяные гнейсы устьюгоньской свиты без анализатора и с анализатором*

Лебяжинская свита представлена двумя совокупностями пород – меланократовые грубополосчатые или массивные гнейсы нижней подсвиты и лейкократовые явно тонкополосчатые гнейсы и кварц-полевошпатовые породы верхней подсвиты. Разнообразие выделяемых пород в составе лебяжинской свиты увеличивается с запада на восток и достигает максимума в районе г. Длинный Хребет.

Нижняя подсвита лебяжинской свиты от подошвы к кровле представлена:

1. Тонко-мелкозернистыми серыми биотитовыми гнейсами, пятнистые из-за мелкозернистых обособлений кварца и плагиоклаза.
2. Светло-серые и серые тонко-мелкозернистые биотитовые гнейсы, иногда с гранатом. Породы тонкослоистые за счет волнистых лейкократовых слоев мощностью первые мм. Гранат тяготеет к границам более лейкократовых и более меланократовых слоев. Встречаются интервалы породных разностей, включающие вкрапленники микроклина.
3. Серые биотитовые гнейсы неравномернозернистые (преимущественно мелкозернистые). Встречаются обособления биотита, придающие породе пятнистый облик. Изредка появляются линейные извилистые зоны с крупными кварцевыми обособлениями. Зерна кварца окружены биотитовой оторочкой.
4. Серые тонкозернистые биотитовые гнейсы без граната тонкополосчатые за счет чередования биотит-плагиоклазовых и кварцевых слоев.

5. Пятнистые биотитовые гнейсы с разнообразными обособлениями неправильной формы сложенными мелкими зернами кварца.

Минеральный состав пород представлен плагиоклазом (альбит-олигоклаз, 20-50%), кварцем (20-40%), микроклином (5-30%), представленный двумя генерациями: зерна с явно выраженной двойниковой решеткой и ксеноморфные зерна микроклин-пертита, биотитом (15-30%), мусковитом (до 10%), гранат (до 5%), эпидот+клиноцоизит (до 5%), часто встречается карбонат и апатит, по гранату развивается хлорит. Акцессорные минералы представлены титанитом, иногда лейкоксенизированным, цирконом (рис. 12).

Структуры пород гетеробластовые, порфиробластовые или лепидобластовые с элементами пойкилобластовой.

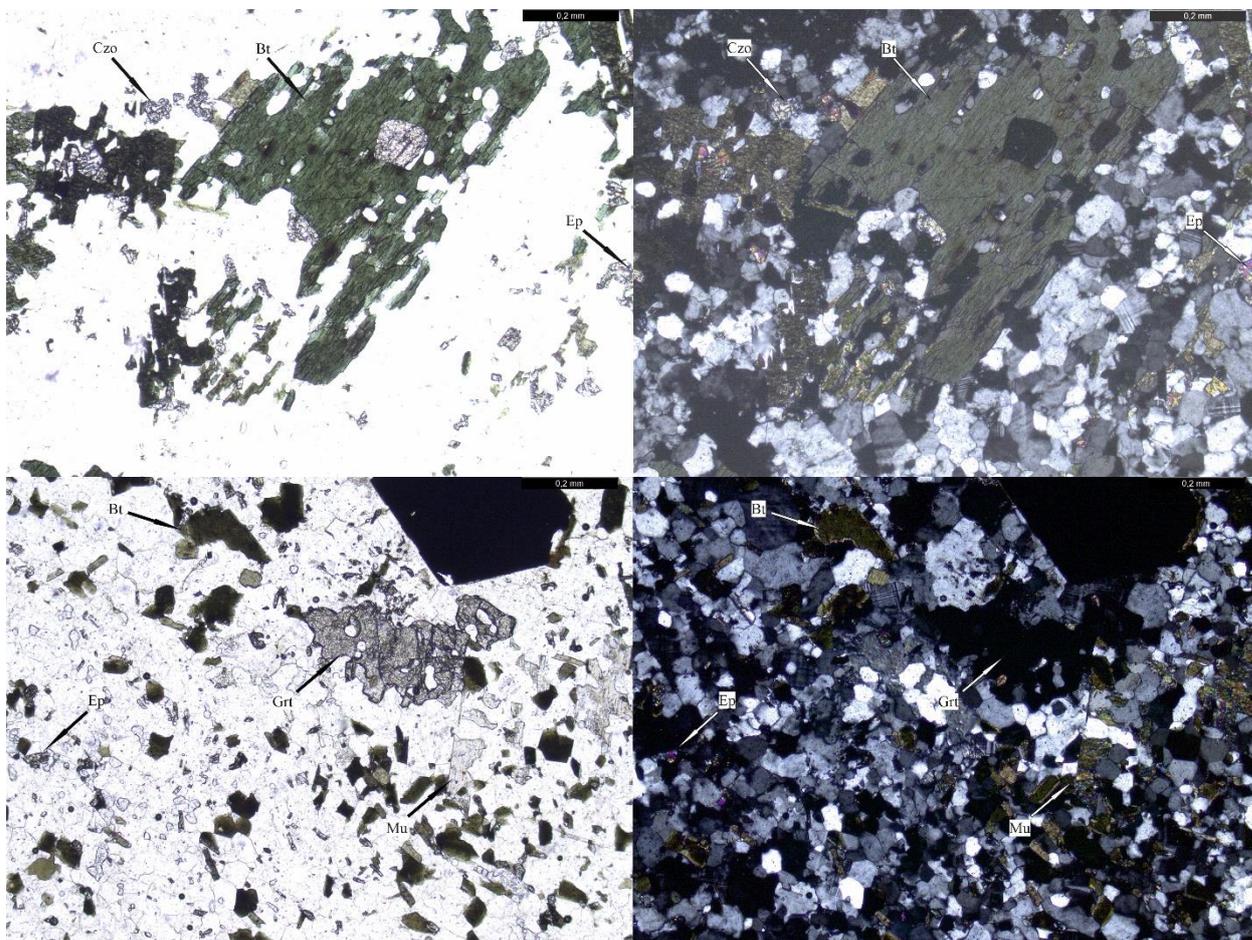


Рис. 12 Биотитовые с гранатом гнейсы нижней подсвиты лебяжинской свиты с анализатором и без анализатора.

Верхняя подсвита лебяжинской свиты разделяется на:

1. Тонко-четкополосчатые неравномерно-тонкозернистые биотитовые гнейсы с гранатом. В них чередуются лейкократовые и меланократовые слойки с резкими, субпараллельными, слабоизвилистыми контактами. В меланократовых слойках наблюдаются обособления биотита, плагиоклаза и микроклина неправильной «обломочной» формы.

2. Неявнополосчатые светло серые биотитовые гнейсы с гранатом. Биотит распределен более равномерно. Встречаются вкрапленники плагиоклаза и микроклина.
3. Тонкозернистые серые биотитовые гнейсы с мелкозернистыми выделениями мусковита. Также встречаются редкие вкрапленники плагиоклаза и микроклина.
4. Мусковит-биотитовые мезокократовые гнейсы, иногда нечеткополосчатые, светло-серые, с редкими вкрапленниками плагиоклаза и мелкими миндалинами кварцевого и биотитового состава.
5. Тонкозернистые кварц-полевошпатовые породы с редкими маломощными слоями преимущественно биотитового состава. На границе с вышележащей червуртской свитой встречаются зонки и линзы окварцевания мощностью первые см.

Породы преимущественно состоят из кварца (30-50%), плагиоклаза (олигоклаз и альбит-олигоклаз, 25-40%), микроклина (15-30%), биотита (5-10%), мусковита (до 5%), граната (до 5%). Постоянно присутствуют эпидот-клиноцоизит, титанит, апатит, иногда карбонат и хлорит.

В неравномернозернистых разностях содержание граната может возрастать до 10%, а биотита до 20%. Также повышается количество эпидота, титанита и апатита (рис. 14).

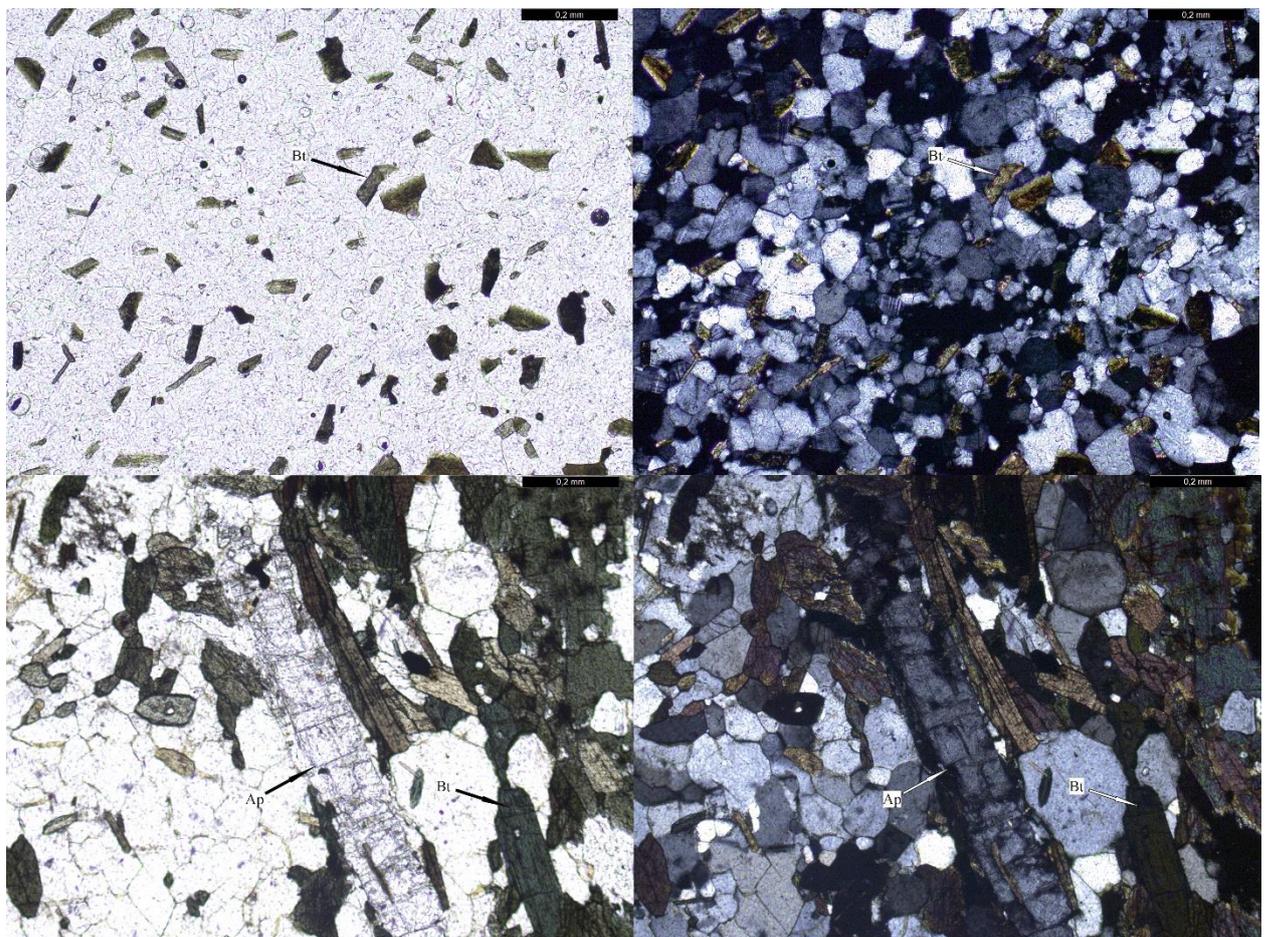


Рис. 13 Биотитовые гнейсы верхней подсвиты лебяжинской свиты без анализатора и с анализатором.

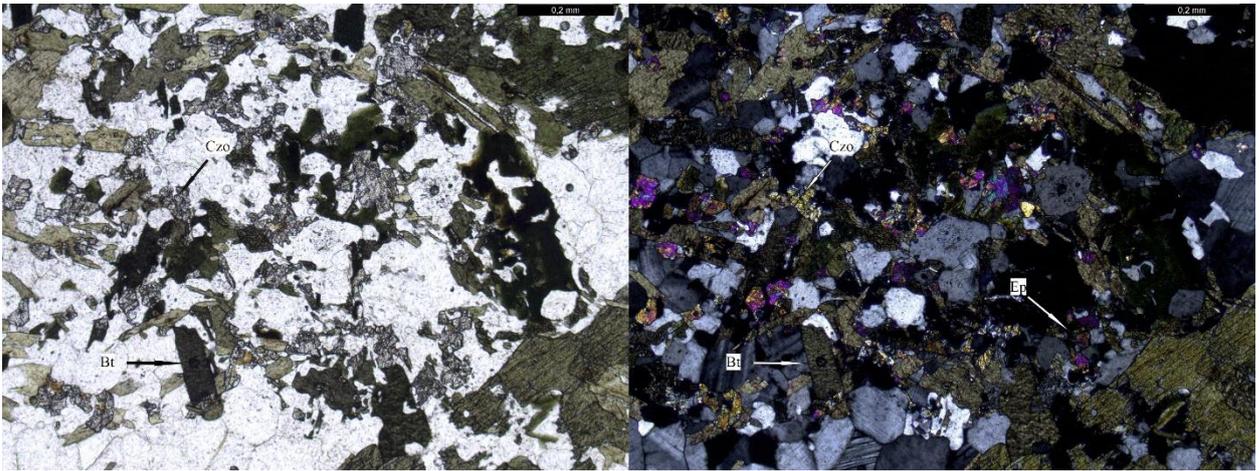


Рис. 14 Биотитовые гнейсы верхней подсвиты лебяжинской свиты без анализатора и с анализатором.

Структуры пород лепидогетерогранобластовые иногда с элементами пойкилобластовой.

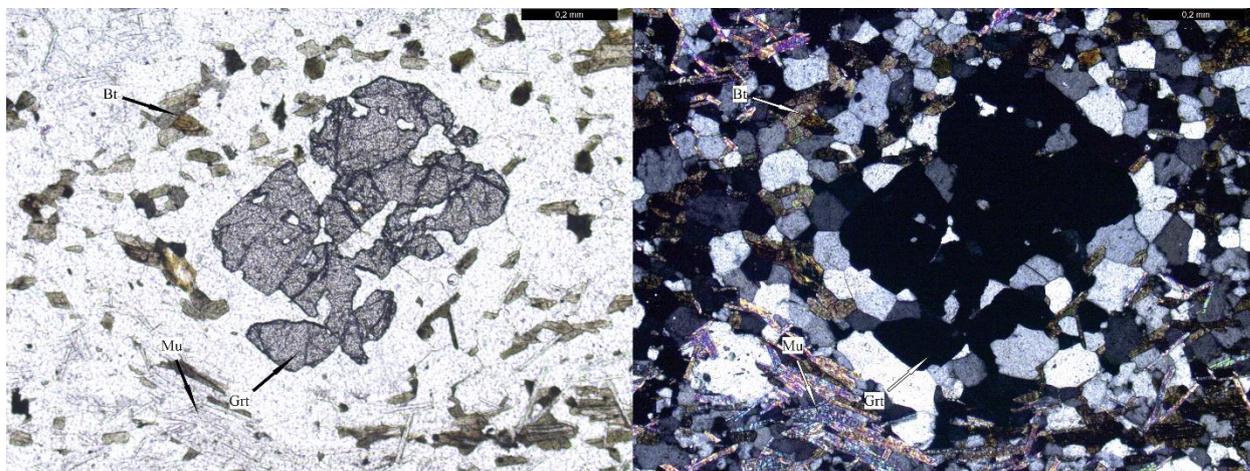
Кварц-полевошпатовые породы характеризуются практически полным отсутствием биотита, который представлен редкими пластинками, более тонкозернистым строением. Они имеют микрогетерогранобластовую структуру.

Породы червуртской свиты залегают структурно согласно на гнейсах лебяжинской свиты, но местами отмечаются и тектонические контакты. По гнейсам отмечается подчеркнутые корой выветривания. Эти породы интерпретируются как высокодифференцированные метаосадки, образовавшиеся в спокойном осадочном бассейне и являются метаморфизованными продуктами дезинтеграции и переотложения подстилающих пород (Мирская, 1976; Белоліпецкий и др., 1980).

Разрез нижней подсвиты червуртской свиты представлен:

1. Желтовато-серая метабрекчия. Цемент представлен мелкозернистым гнейсом кварц-полевошпатового состава. Обломки, размером от 1 до 3х см в поперечнике представлены светлыми кварц-полевошпатовыми с биотитом породами, аналогичными породам кровли лебяжинской свиты верхней подсвиты. Форма обломков от изометричной до линзовидной.
2. Микрозернистые серые биотитовые гнейсы с гранатом, чередующиеся с гранат-двуслюдяными плагиосланцами в подчиненном количестве.
3. Мусковитовые сланцы с гранатом и иногда со ставролитом в верхней части.
4. Чередование светло-серых с желтоватым оттенком ставролитсодержащих мусковитовых сланцев, темно-серых углеродистых гранат-ставролитовых сланцев и крупнопорфиробластических кианит-гранат-ставролит-мусковитовых сланцев. Мощности слоев колеблются от 0,2 до 0,8 м.

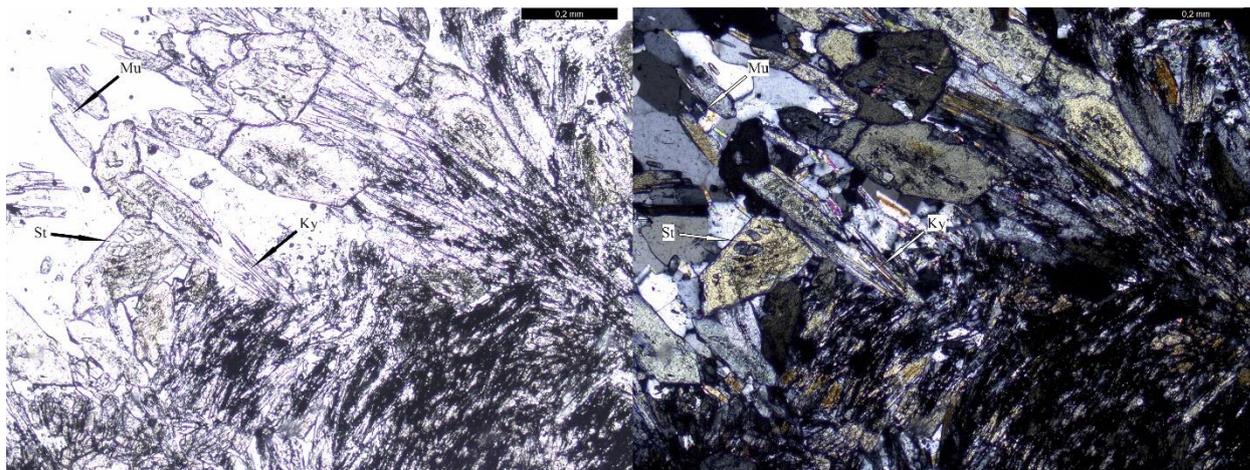
Микрозернистые биотитовые гнейсы с гранатом сложены кварцем (35-45%), плагиоклазом (олигоклаз, 35%), пойкилобластами микроклина (20%), биотитом (до 15%), мусковитом (до 10%), гранатом (5%), клиноцоизитом, титанитом, апатитом, изредко встречается циркон, рутил (рис. 15).

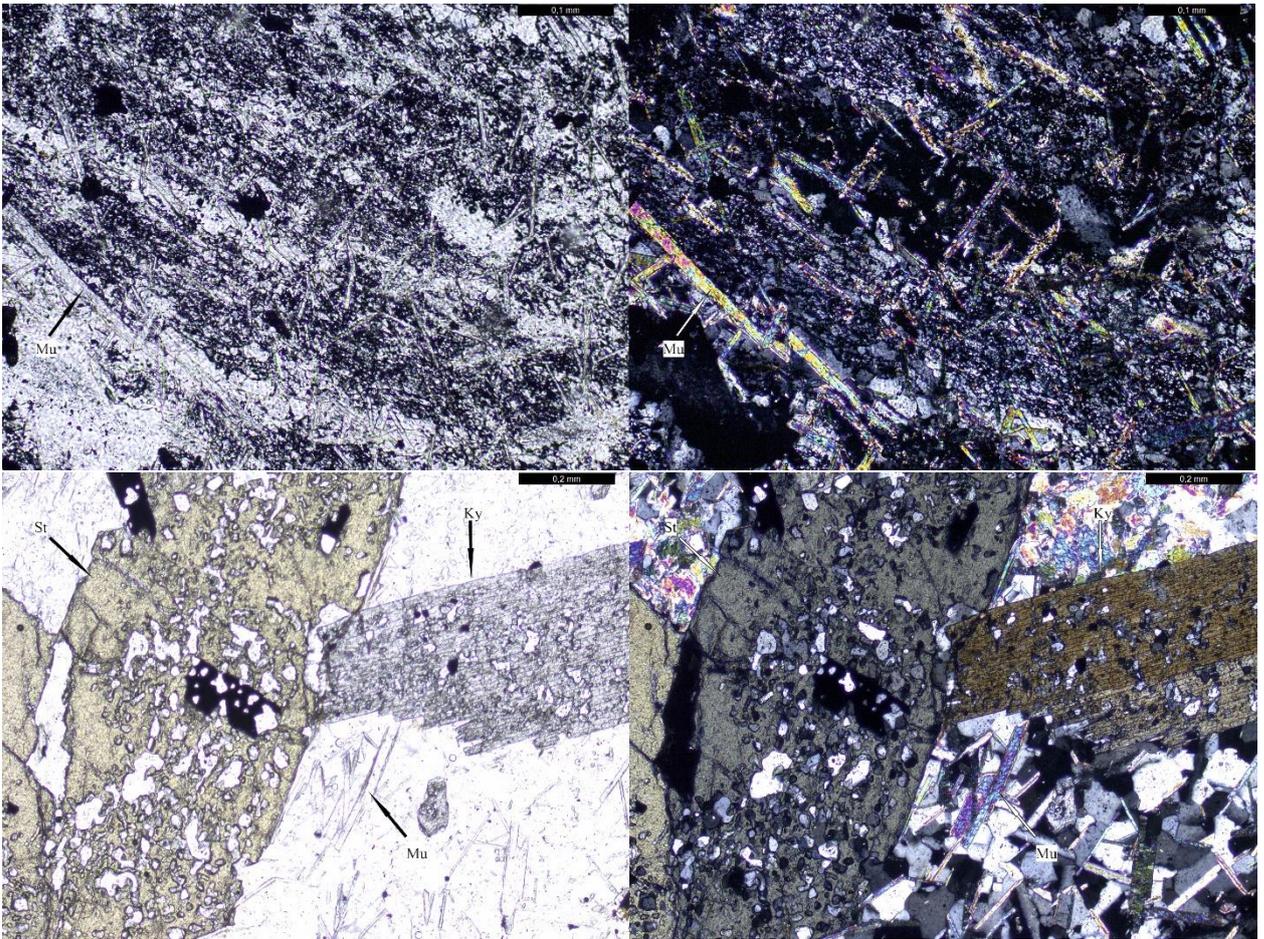


*Рис. 15 Биотитовые гнейсы с гранатом и мусковитом нижней подсвиты червуртской свиты без анализатора и с анализатором.*

Гранат-двуслюдяные плагиосланцы сложены плагиоклазом (олигоклаз, 50%), кварцем (15%), биотитом (10%), мусковитом (10%), гранатом (10%), микроклином (5%).

Существенно ставролитовые с кианитом и гранатом разновидности сланцев имеют темно-серый цвет, обусловленный наличием в них тонкораспыленного углеродистого вещества (до 2-5 %). Породы состоят из ставролита (15-50%), кианита (5-15%), граната (5-10% до 50%), кварца (25-60%), мусковита (5-10%). Повсеместно присутствуют магнетит, титанит, циркон, рутил, иногда апатит (рис. 16).





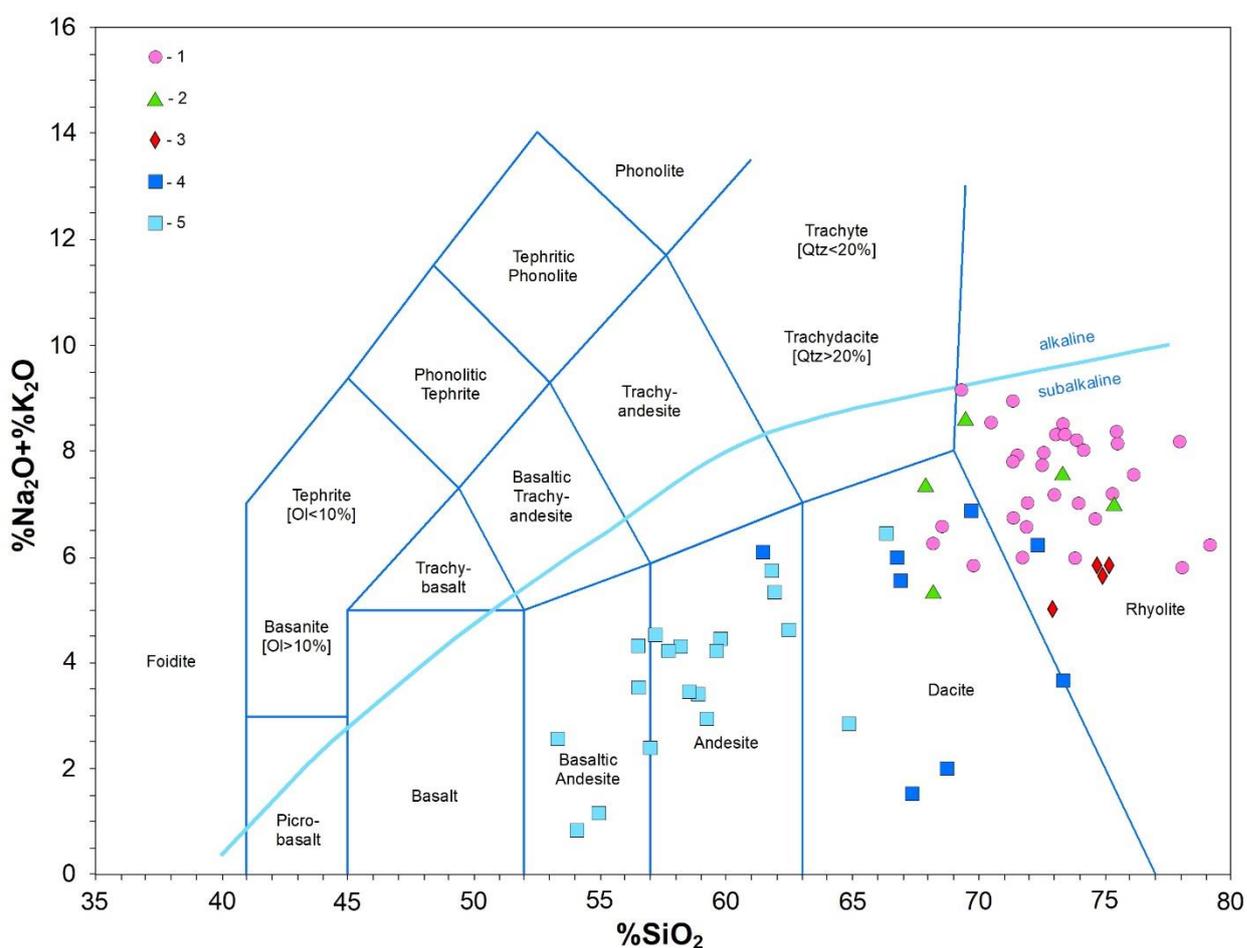
*Рис. 16 Кянит-ставролитовые сланцы нижней подсвиты червуртской свиты без анализатора и с анализатором.*

К сожалению, проследить выявленные породные разности проследить внутри свит вдоль структуры не удалось из-за плохой обнаженности местности.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЕБЯЖИНСКОЙ СВИТЫ

В ходе исследования автором были проанализированы образцы щелочных гранитов Кейвского щелочного комплекса и метавулканитов из устьягоньской толщи и лебяжинской свиты. Также на диаграммы вынесены составы метавулканитов зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья по данным предшественников (Вревский, 2019) для сравнения их геохимических особенностей с вышеперечисленными породами.

При вынесении на диаграмму ТАС (рис. 17) точки составов пород лебяжинской свиты в основном отвечают полю риолитов, в меньшей степени – дацитов. Точки составов пород из подстилающей устьягоньской свиты попадают в те же поля. Составы пород из зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья же отвечают в большинстве случаев полям андезит-базальтов, андезитов и дацитов. Щелочные граниты Кейвского комплекса попадают в поле гранитов.



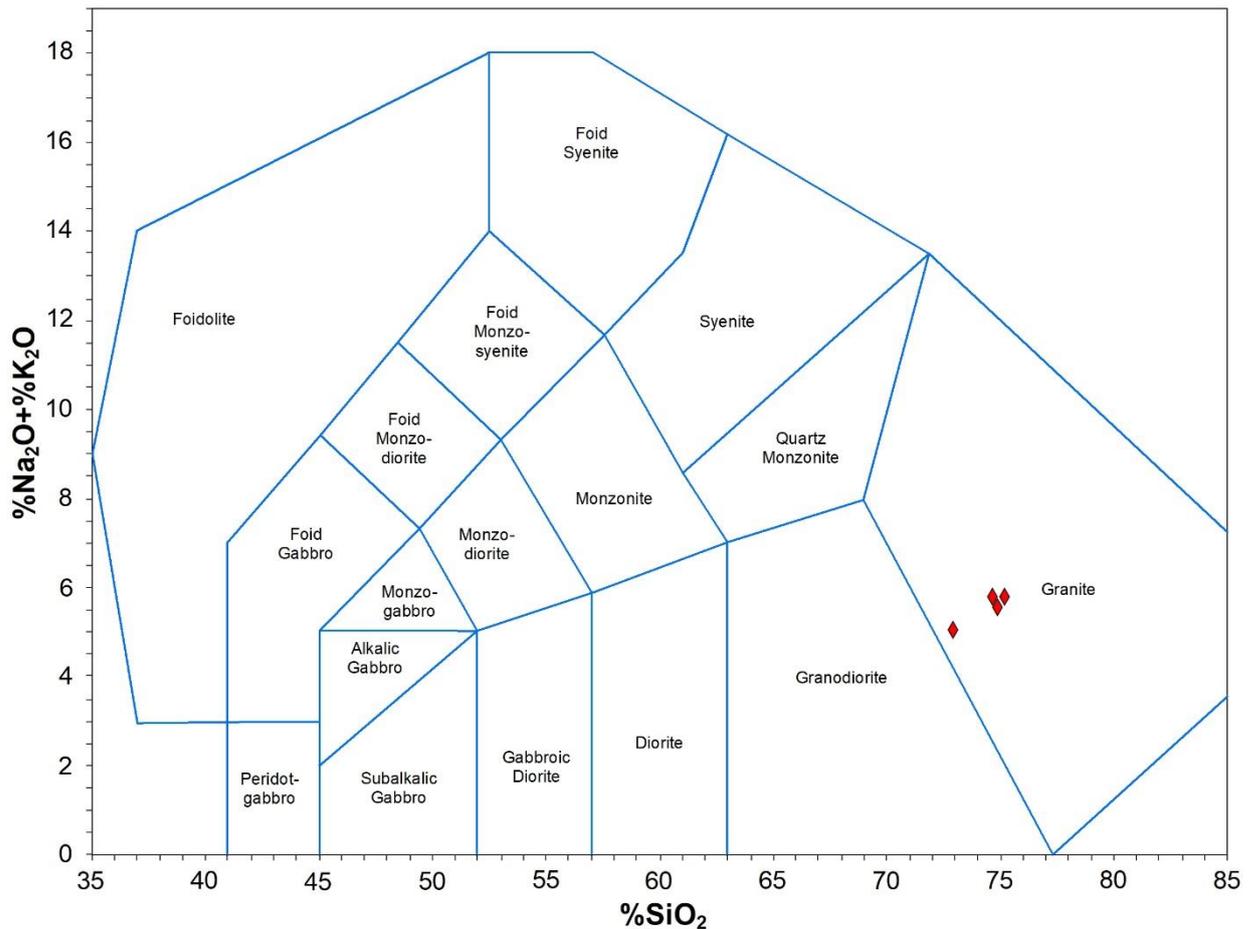


Рис. 17 Точки составов пород лебяжинской (1), устьюгоньской свит (2), гранитов Кейвского щелочного комплекса (3), дацитов (4) и андезитов (5) ЗКП Колмозеро-Воронья на диаграмме TAS (Андреева и др., 1981).

В лебяжинских гнейсах содержание  $\text{SiO}_2$  колеблется в интервале от 68 до 78%. Эти породы отличаются низким содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (9,7-13,8%),  $\text{MgO}$  (0,02 – 0,5%),  $\text{CaO}$  (0,32-2,7%), а также обогащены щелочами (5,7-9,08%, среднее – 7,2%). Преимущественно преобладает  $\text{K}_2\text{O}$  ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,1 - 9,8$ ), реже – наоборот ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,27 - 0,99$ ). Лебяжинские гнейсы в основном обогащены  $\text{TiO}_2$  относительно  $\text{MgO}$ , содержание  $\text{TiO}_2$  в некоторых случаях в десятки раз превышает содержание  $\text{MgO}$ . Коэффициент агпаитности варьирует от 0,44 до 0,71, среднее значение составляет 0,59. Лебяжинские гнейсы образуют вытянутую область вдоль нижней границы поля пералюминиевых пород (рис. 18).

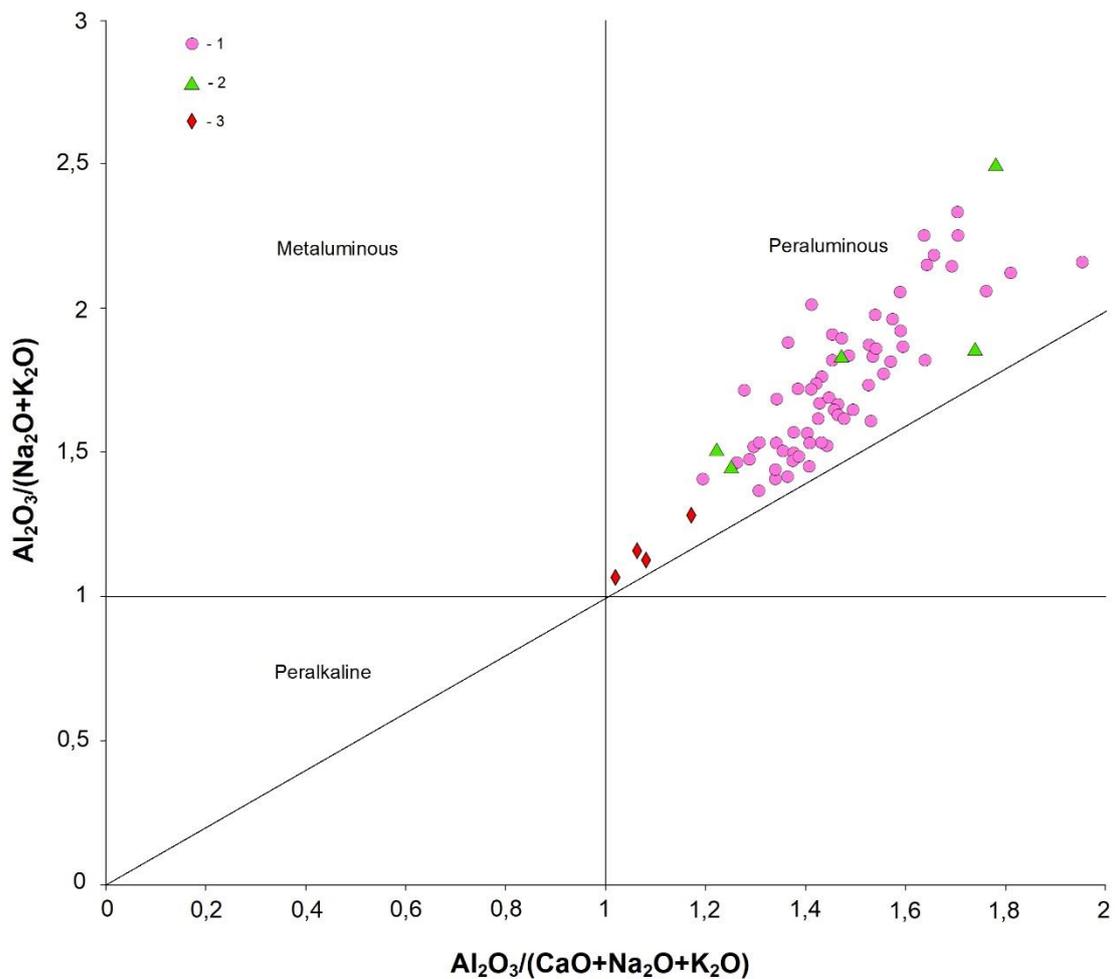


Рис. 18 Точки составов пород лебяжинской (1), устьюгоньской свит (2), гранитов Кейвского щелочного комплекса (3) (Maniar, Piccoli, 1989).

Согласно диаграмме Or Q–(Ab+An) эти кислые метавулканиды состоят из риолитов, дацитов, а также риодацитов (рис. 20), которые на диаграмме Al–An–Or (рис. 19) попадают преимущественно в гранитное поле.

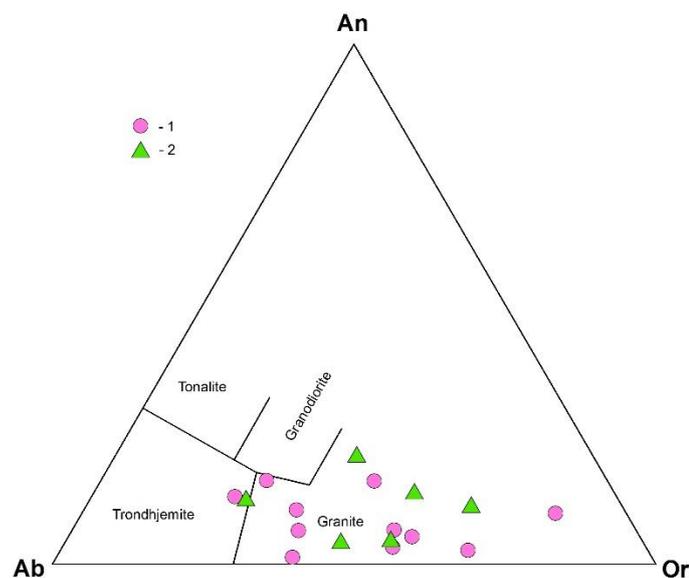


Рис. 19 Точки составов пород лебяжинской (1), устьюгоньской свит (2) (O'Connor, 1965)

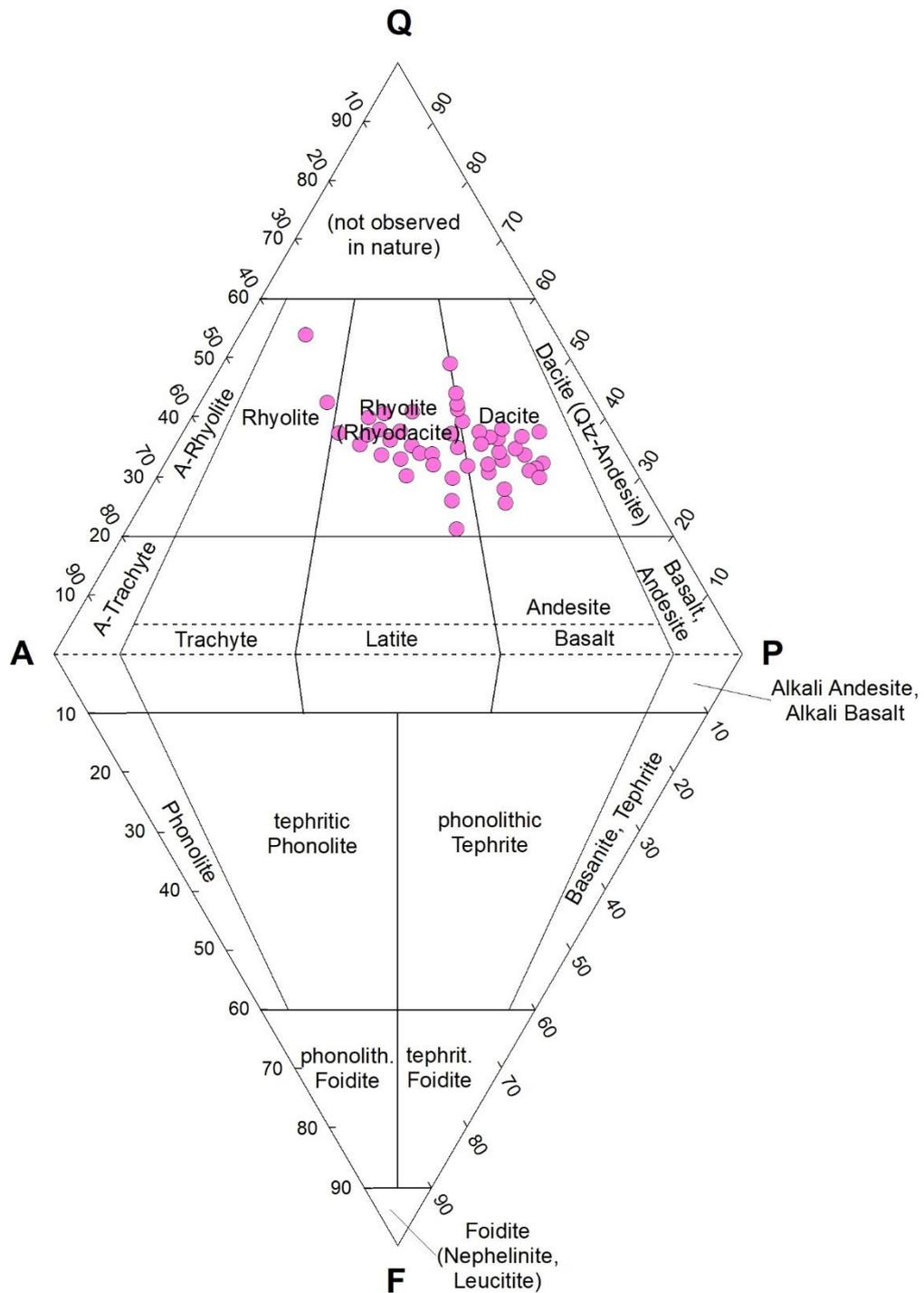


Рис. 20 Точки составов пород лебяжинской свиты на диаграмме QAPF (Streckeisen, 1974)

На диаграммах Харкера (рис. 21) в диапазоне от 68 до 76 мас % во всех лебяжинский гнейсах наблюдается отчетливое уменьшение концентраций  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $FeO^*$  и  $MnO$  относительно увеличения  $SiO_2$ , тогда как  $MgO$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $CaO$  и  $P_2O_5$  не демонстрируют корреляционных связей с  $SiO_2$ , при этом концентрации щелочей остаются относительно постоянными. Кейвские щелочные граниты, практически одновозрастные лебяжинским гнейсам, имеют такие же вариации средних концентраций основных элементов, и видны

общие тренды вариаций. Такое поведение основных элементов предполагает, что их содержания и соотношения аналогичны таковым в их вулканических протолитах. Так, значения химического индекса измененности (CIA), рассчитанные для гнейсов Лебяжки, попадают в интервал (45–58) и не отличаются от таковых в неизменных магматических породах (например, 55 для свежего гранита). в Гайане (Nesbitt and Young, 1982). Метавулканиды ЗКП на диаграммах Харкера разделяются с метавулканидами лебяжинской свиты и щелочными гранитами. Для них характерны отрицательные корреляционные связи с  $\text{FeO}^*$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$  и отсутствие таковых с остальными петрогенными оксидами.

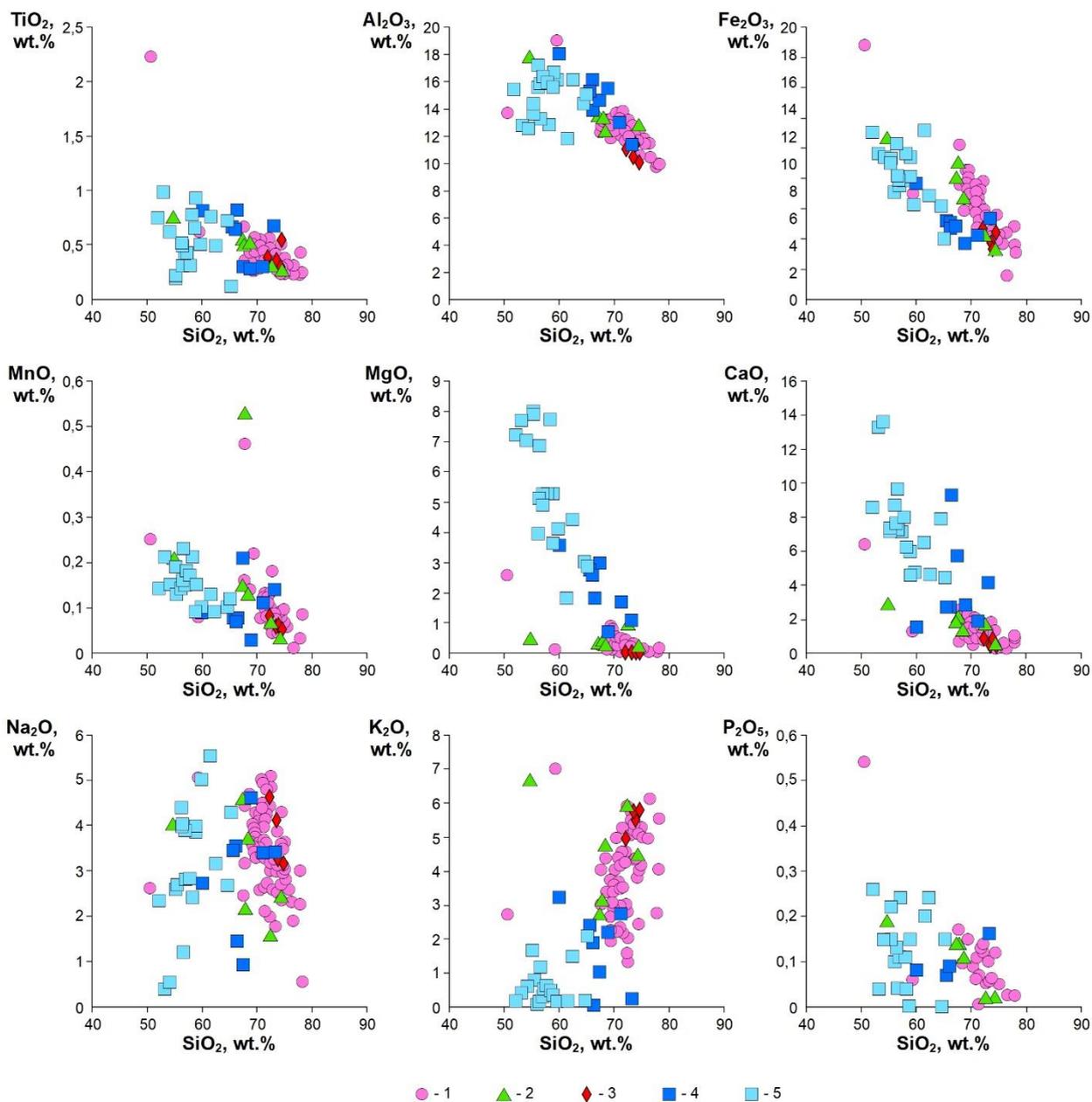


Рис. 21 Точки составов пород лебяжинской (1), устьюгоньской свит (2), гранитов Кейвского щелочного комплекса (3), дацитов (4) и андезитов (5) ЗКП Колмозеро-Воронья на вариационных диаграммах (Harker, 1909).

Отличительной особенностью лебяжинских гнейсов и щелочных гранитов является крайне высокий индекс железистости Fe# (0,88-0,99), в то время как для метавулканитов ЗКП этот индекс варьирует в пределах 0,58-0,82 (рис. 22).

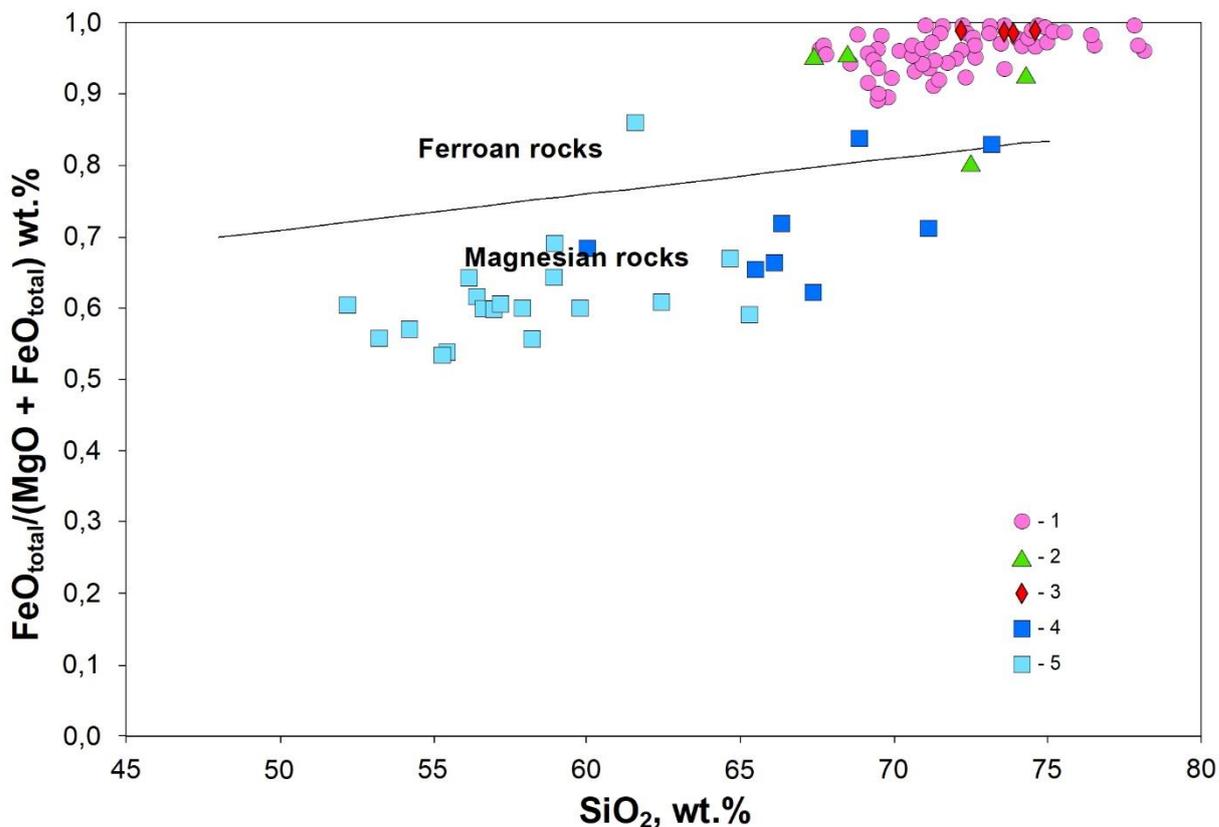


Рис. 22 Точки составов пород лебяжинской (1), устьюгоньской свит (2), гранитов Кейвского щелочного комплекса (3), дацитов (4) и андезитов (5) ЗКП Колмозеро-Воронья (Frost & Frost, 2008)

Породы также разделяются по  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ , 3,5-8,1 для лебяжинских гнейсов (ср. зн. = 5,96), 7,9-9,8 для щелочных гранитов (ср. зн. = 8,6), -12,5 – 4,4 для метадацитов и метанандезитов ЗКП (ср. зн. = -2,45). На диаграмме, использующей этот индекс в противопоставлении с кремнеземом лебяжинские гнейсы вместе с щелочными гранитами образуют поле точек, отдельное от поля вулканитов ЗКП (рис. 23).

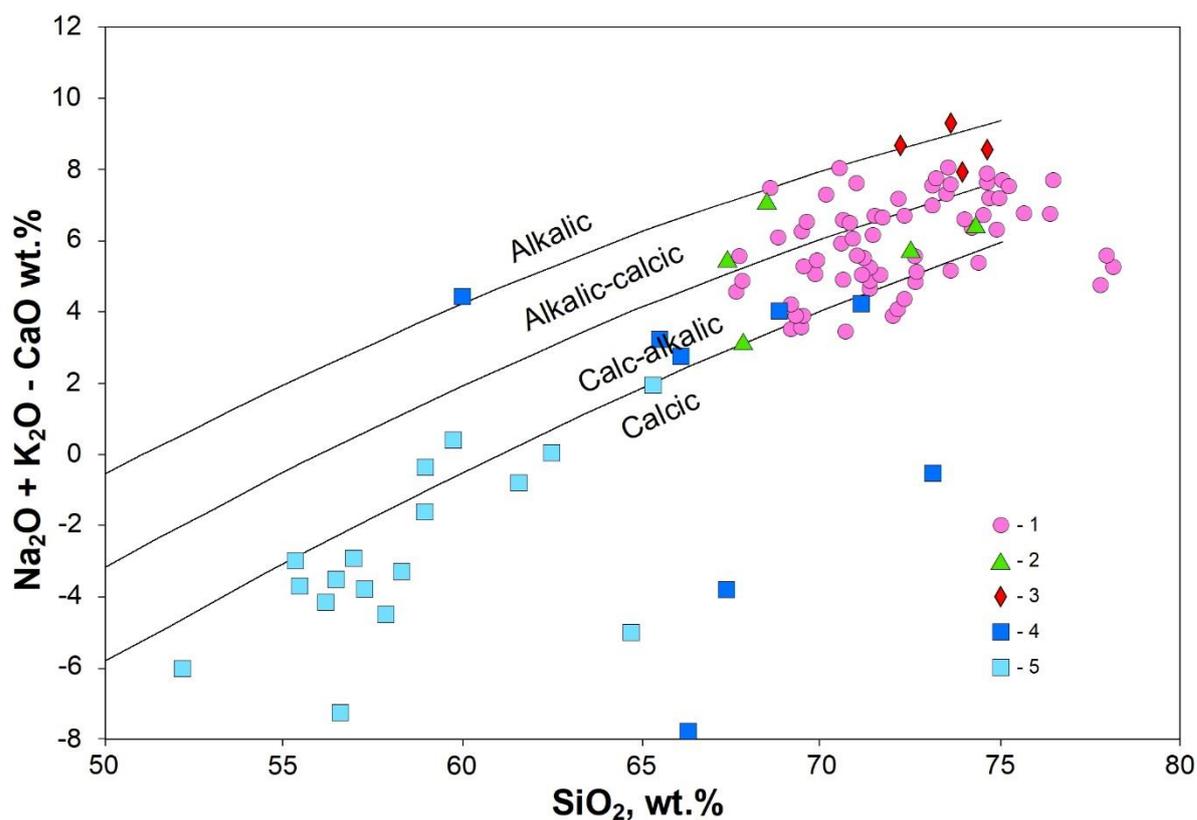


Рис. 23 Точки составов пород лебяжинской (1), устьюгоньской свит (2), гранитов Кейвского щелочного комплекса (3), дацитов (4) и андезитов (5) ЗКП Колмозеро-Воронья (Frost et al., 2001).

И лебяжинские гнейсы и метавулканиды ЗКП представлены вулканитами известково-щелочной серии, но на диаграмме  $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  лебяжинские гнейсы преимущественно попадают в поле высококальциевой известково-щелочной серии, в то время как для метаандезитов и метадацитов ЗКП характерны низкокальциевая и известково-щелочная серии (рис. 24). Лебяжинские гнейсы вместе с вулканитами устьюгоньской толщи и щелочными гранитами также попадают в высококальциевую серию по диаграммам Th-Co, на которой они попадают и в шошонитовую серию (рис. 25). На диаграмме Th/Yb-Ta/Yb составы этих пород отвечают известково-щелочной и шошонитовой сериям (рис. 26).

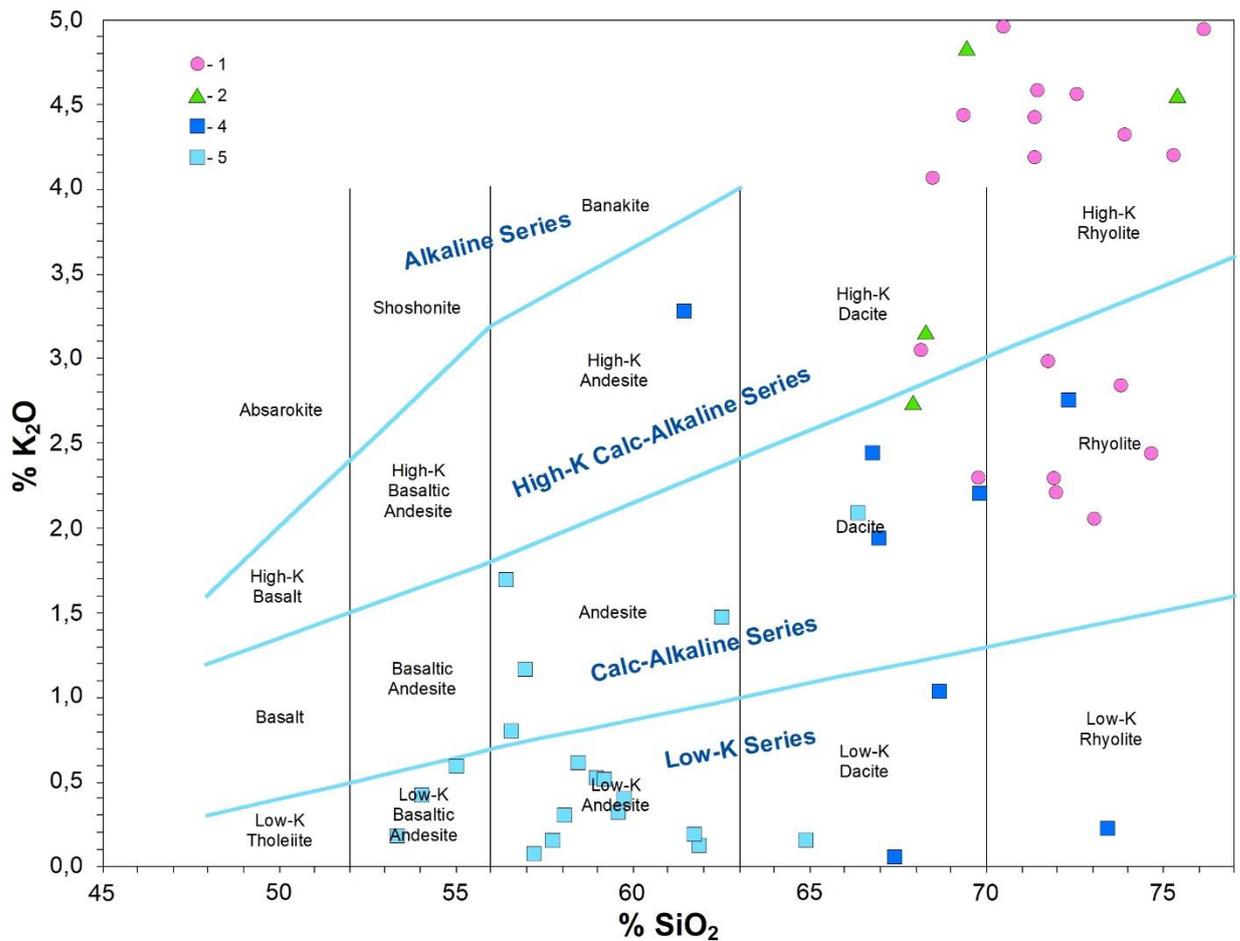


Рис. 24 Точки составов пород лебяжинской (1), устьюгоньской свит (2), дацитов (3) и андезитов (4) ЗКП Колмозеро-Воронья (Ewart, 1982).

Лебяжинские гнейсы характеризуются умеренным количеством Zr (272-673 г/т, среднее – 438 г/т), Y (15,7-90,8 г/т, среднее – 40 г/т), Nb (11,8 – 67,5 г/т, среднее 29,6 г/т), Hf (7,3 -15,6 г/т, среднее – 11,4 г/т), Th (13-26 г/т, среднее – 18,9 г/т), U (2,3-6,9 г/т, среднее – 4,1 г/т) и РЗЭ (52-442 г/т, среднее – 201 г/т). Незначительно ниже эти значения у пород устьюгоньской толщи (средние: Zr - 371,4, Y - 29,7, Nb - 16,46, Hf - 10,504, Th - 13,386, U - 3,418, РЗЭ - 111,66 г/т) и незначительно выше (кроме Nb и Th) у щелочных гранитов (средние: Zr - 584,5, Y - 48,925, Nb - 28,85, Hf - 16,2275, Th - 18,05, U - 5,1125, РЗЭ - 267,8425 г/т). Содержание Zr, Y и Nb в метавулканитах ЗКП в разы ниже и составляет в среднем 111, 16,775 и 5,735 г/т в дацитах и 87,87, 17,427 и 9,02 г/т в андезитах соответственно. Содержание золота во всех проанализированных пробах не превышает 6,4 мг/т.

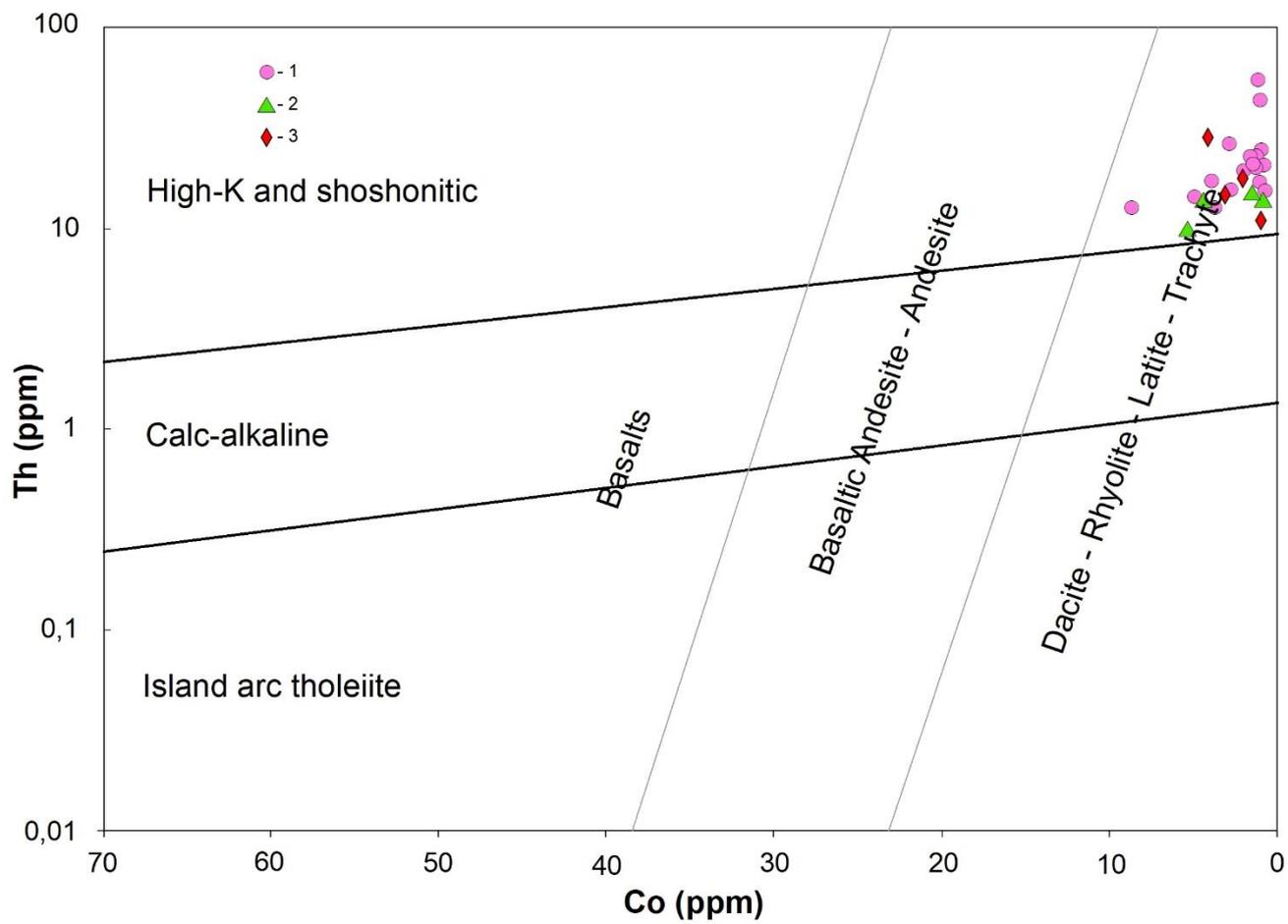


Рис. 25 Точки составов пород лебяжинской (1), устьюгоньской свит (2), гранитов Кейвского щелочного комплекса (3) (Hastie et al, 2007).

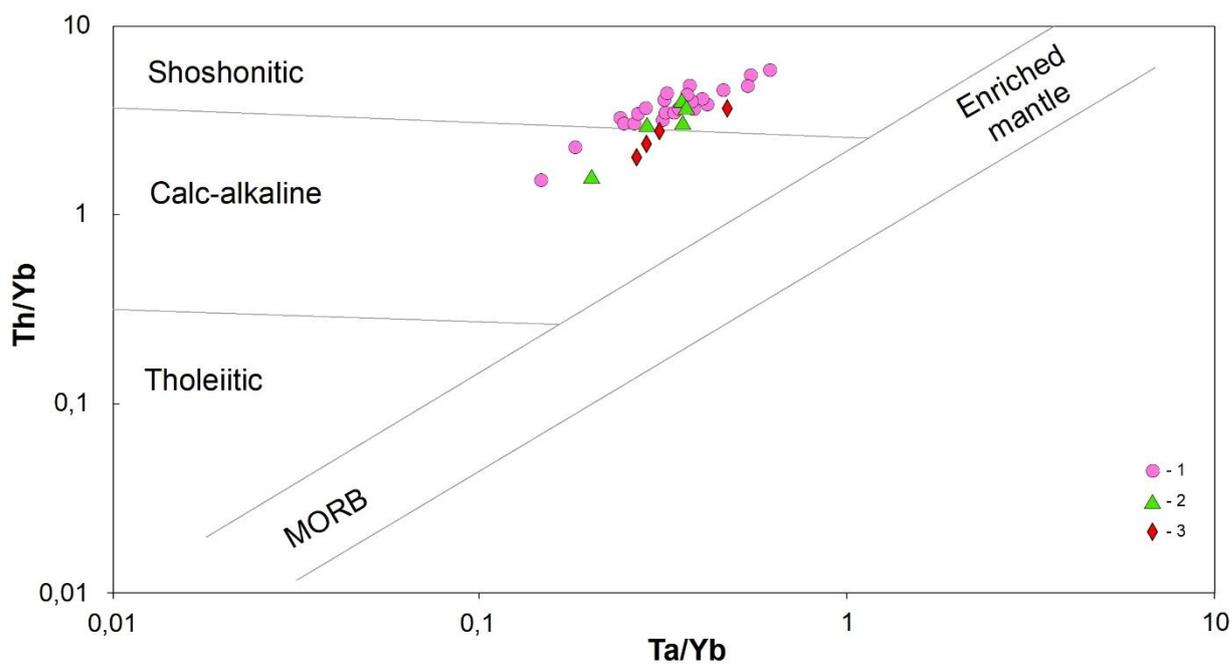
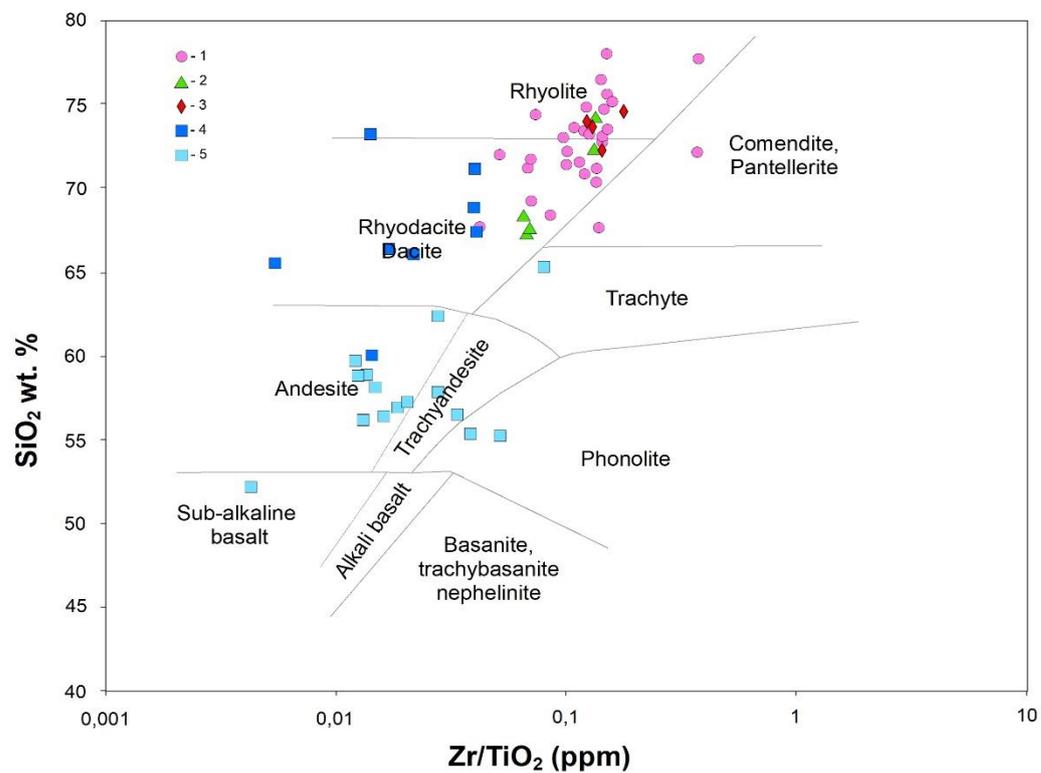
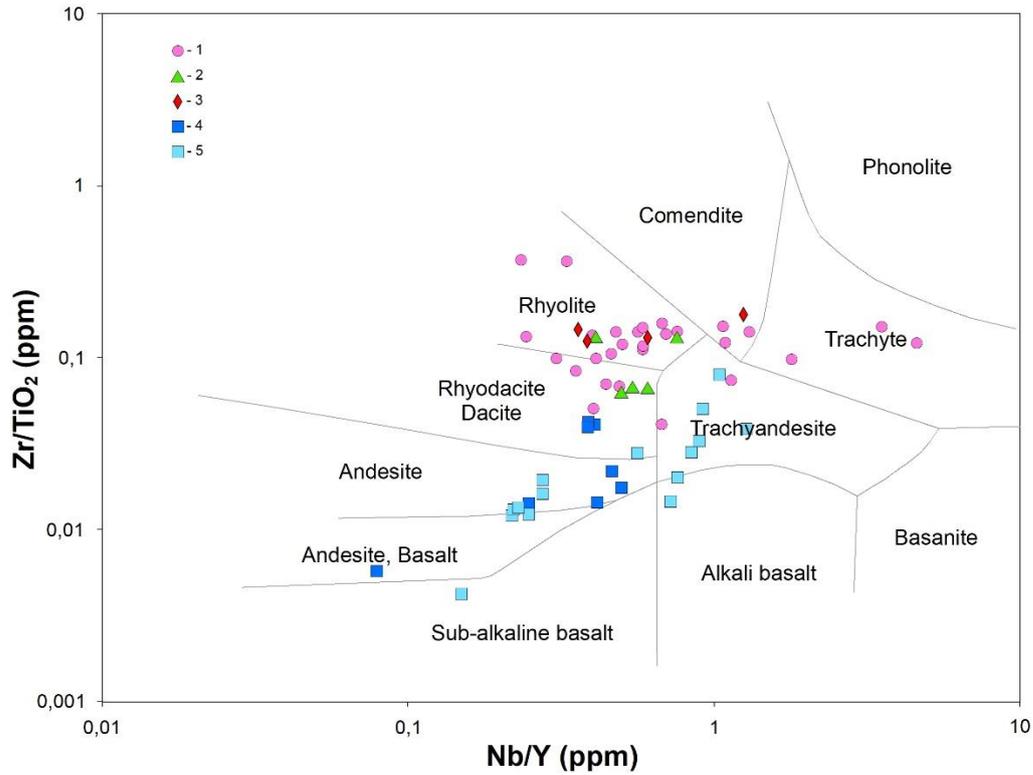


Рис. 26 Точки составов пород лебяжинской (1), устьюгоньской свит (2), гранитов Кейвского щелочного комплекса (3) (Pearce, 1982).

На диаграмме  $Zr/TiO_2$  (ppm)- $Nb/Y$  лебяжинские гнейсы, метавулканиды устьюгоньской толщи и щелочные граниты также образуют группу точек, отдельную от группы точек метавулканидов ЗКП, и преимущественно отвечают полям дацитов, риолитов и их разновидностей. Подобная картина наблюдается и на диаграммах  $SiO_2$ - $Zr/TiO_2$  (ppm) и  $SiO_2$ - $Nb/Y$  (рис. 27).



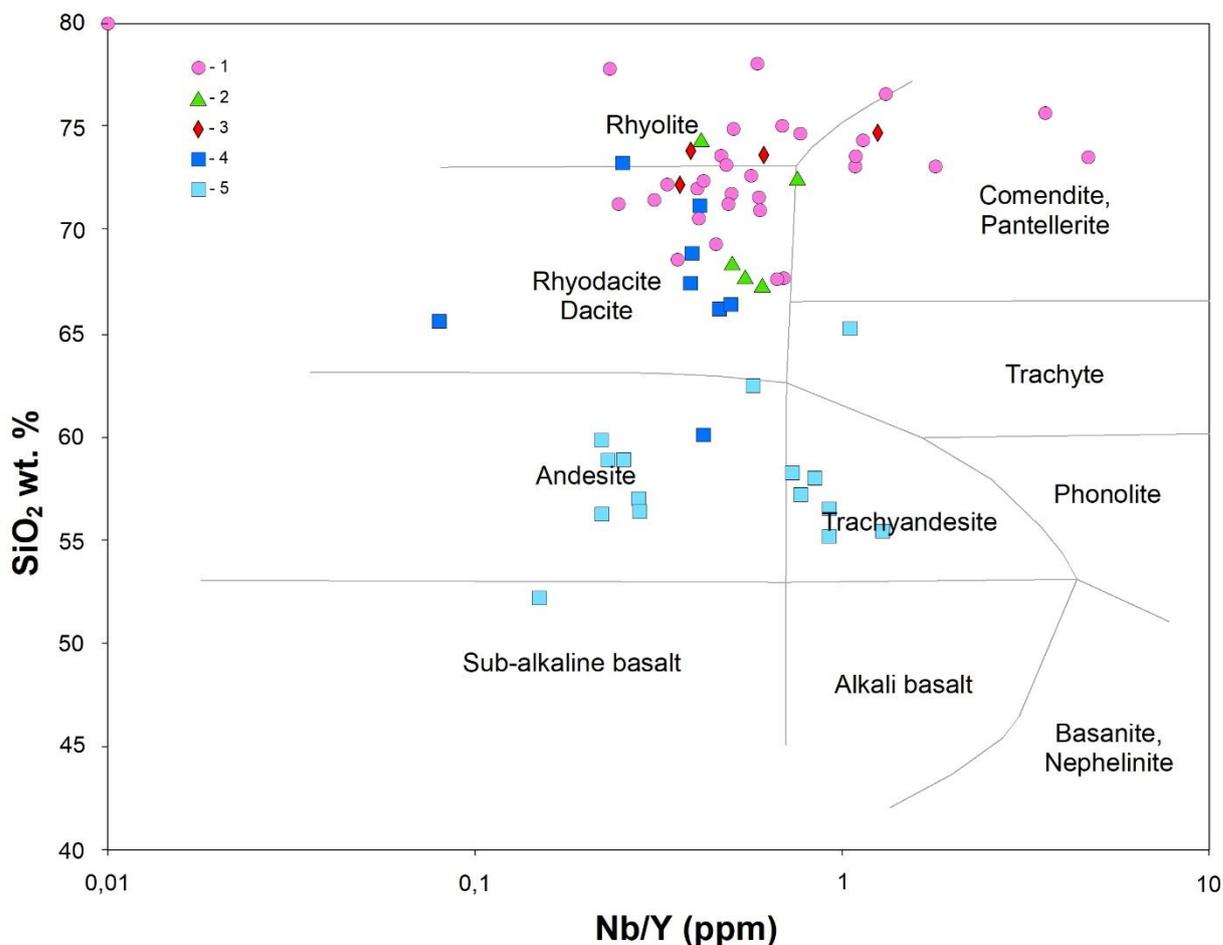


Рис. 27 Точки составов пород лебяжинской (1), устьегоньской свит (2), гранитов Кейвского щелочного комплекса (3), дацитов (4) и андезитов (5) ЗКП Колмозеро-Воронья (Winchester, Floyd, 1977).

Метавулканиды лебяжинской свиты характеризуются умеренным фракционированным спектром РЗЭ ( $LaN/YbN = 1-10,7$ , среднее – 4,2), что обусловлено высокой концентрацией как легких, так и тяжелых лантаноидов. Также, форма трендов РЗЭ характеризуется повышенными концентрациями легких лантаноидов относительно промежуточных и тяжелых, последние в среднем находятся на одном уровне, что графически выполаживает кривые. Для большинства проб характерны глубокие европиевые аномалии ( $Eu/Eu^* = 0,2 - 0,89$ , среднее 0,45) (рис. 28). Спайдер диаграммы характеризуются отрицательными аномалиями по Ba, Sr, Nb и Ti (рис. 29).

Щелочные граниты также обладают трендами распределения РЗЭ с небольшим преобладанием легких РЗЭ относительно промежуточных и тяжелых при европиевом минимуме ( $LaN/YbN = 3,5-7,5$ , среднее – 5,35). Европиевая аномалия менее глубокая ( $Eu/Eu^* = 0,2 - 0,32$ , среднее – 0,28) (рис. 30). На спайдер-диаграммах отмечаются такие же минимумы, как и у лебяжинских гнейсов: Ba, Sr, Nb и Ti (рис. 31).

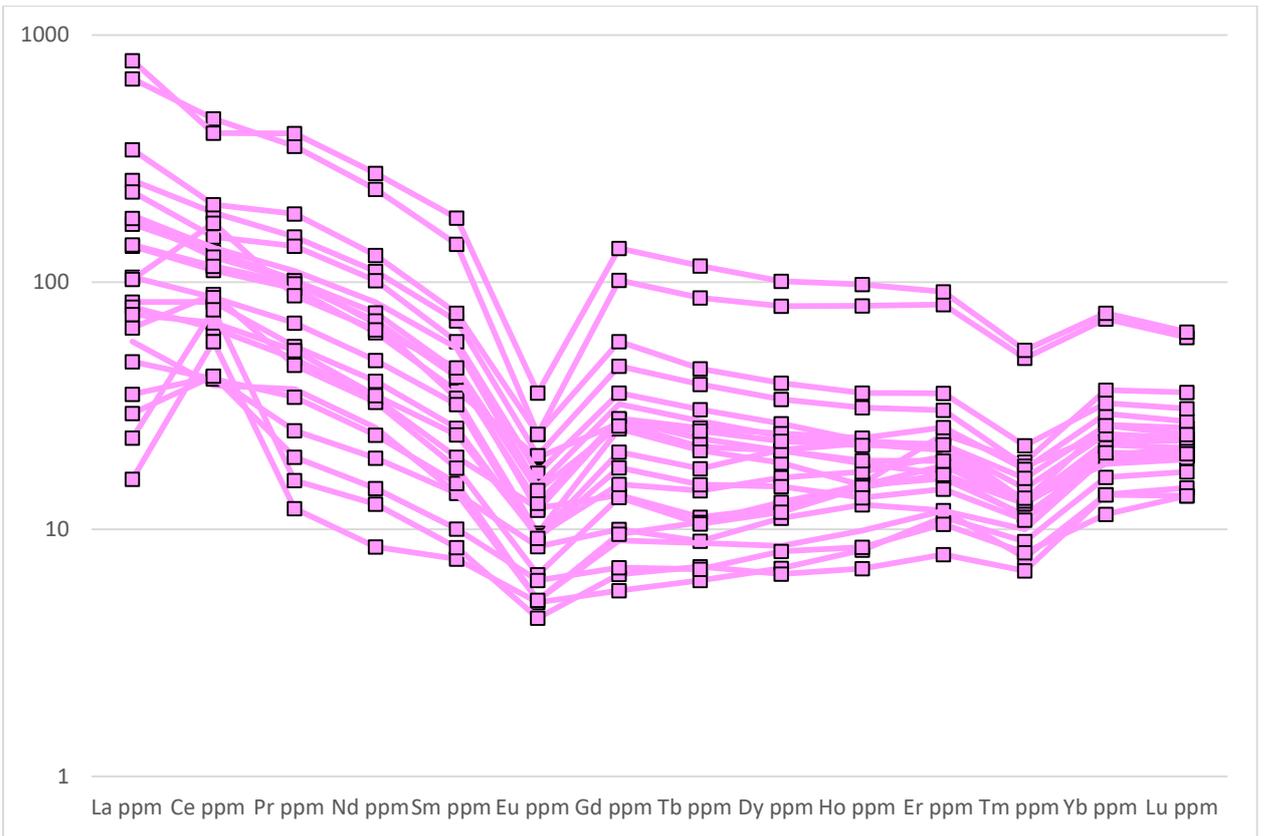


Рис. 28 Кривые распределения РЗЭ, нормированных на хондрит (Taylor et al., 1985) для пород лебяжинской свиты

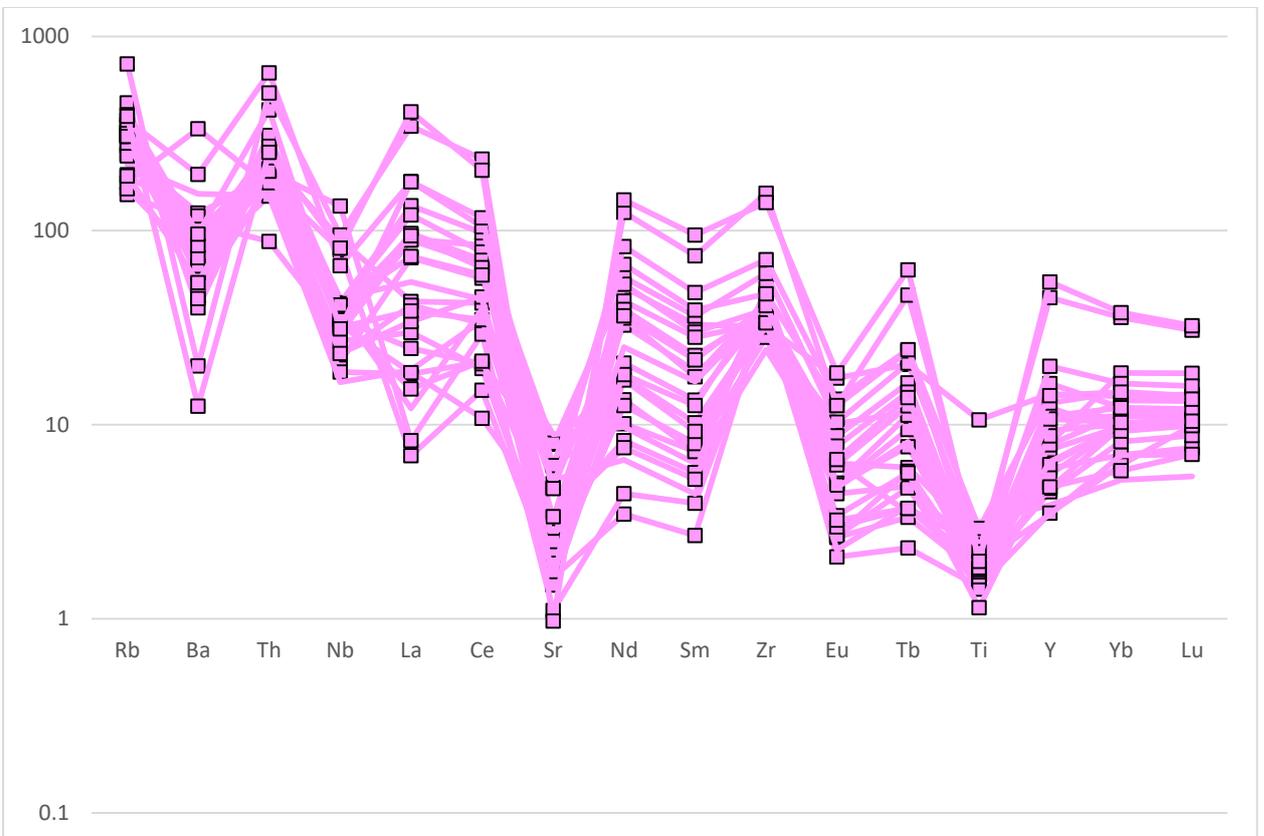


Рис. 29 Спайдер-диаграммы, нормированные на примитивную мантию (Sun, McDonough, 1989) для пород лебяжинской свиты.

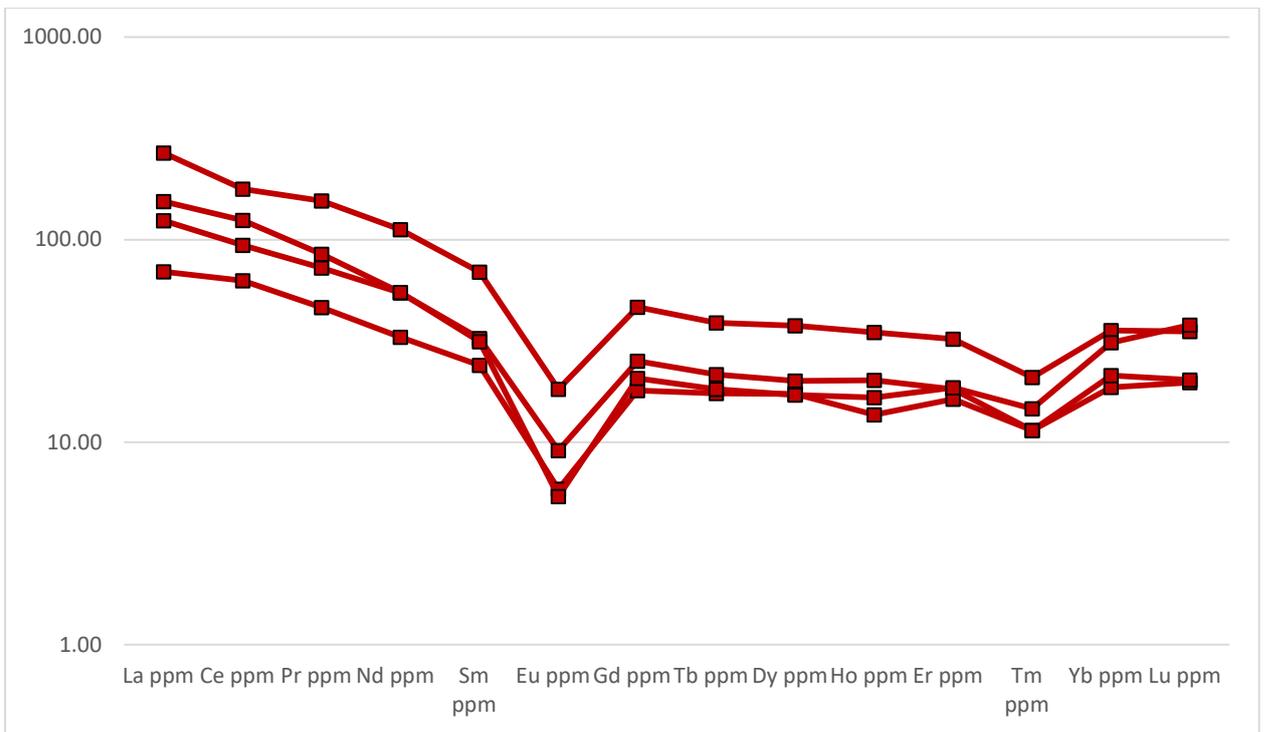


Рис. 30 Кривые распределения РЗЭ, нормированных на хондрит (Taylor et al., 1985) для гранитов Кейвского щелочного комплекса.

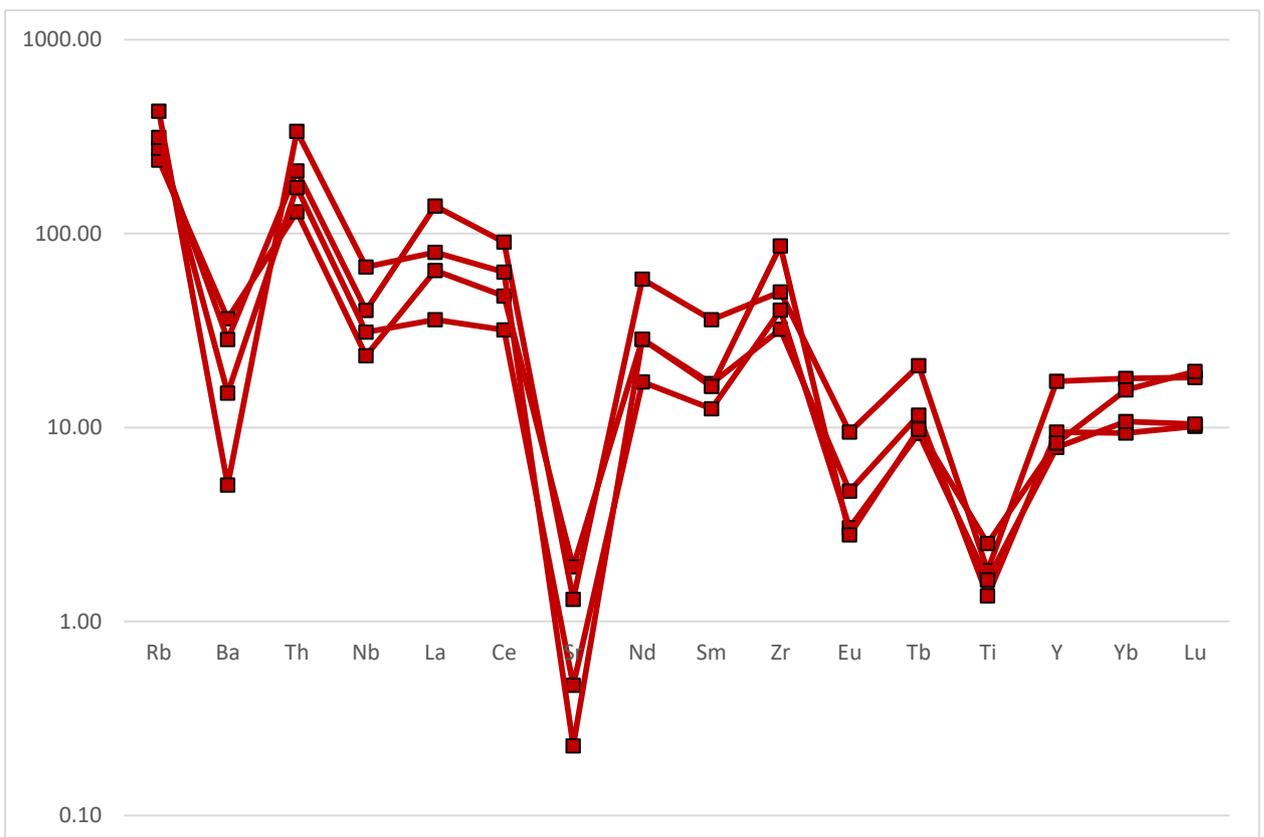


Рис. 31 Спайдер-диаграммы, нормированные на примитивную мантию (Sun, McDonough, 1989) для гранитов Кейвского щелочного комплекса

Метаандезиты и метадациты ЗКП характеризуются как горизонтальными кривыми распределения РЗЭ, так и полого наклонными с преобладанием легких РЗЭ над

промежуточными и тяжелыми. Для дацитов фракционирование спектра происходит с большим размахом, чем для вышеописанных пород ( $LaN/YbN = 1 - 21$ , среднее – 10) и характерна слабо проявленная европиевая аномалия ( $Eu/Eu^* = 0,7 - 0,95$ , среднее – 0,76). Андезиты слабо фракционированы ( $LaN/YbN = 0,6 - 9$ ) и не обладают выраженной положительной или отрицательной европиевой аномалией ( $Eu/Eu^* = 0,9-1,2$ , среднее – 0,99) (рис. 32).

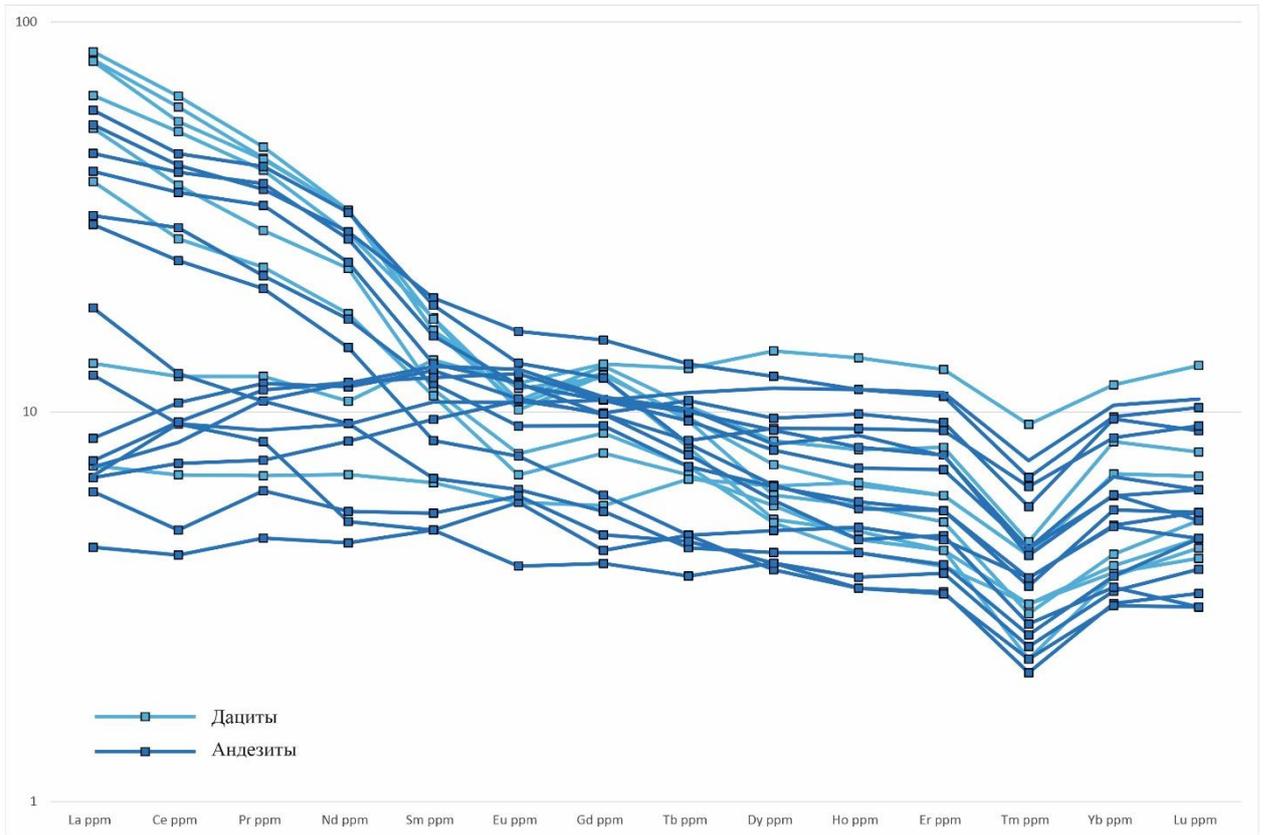


Рис. 32 Кривые распределения РЗЭ, нормированных на хондрит (Taylor et al., 1985) для дацитов и андезитов ЗКП Колмозеро-Воронья.

## СРАВНЕНИЕ ИССЛЕДУЕМОЙ ТЕРРИТОРИИ С ЗКП КОЛМОЗЕРО-ВОРОНЬЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЗОЛОТОНОСНОСТИ.

Кислые метавулканы лебяжинской свиты относятся к пералюминиевым метадацитам, метариодацитам и метариолитам. Эти кислые породы отличаются низким содержанием  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ , повышенным содержанием  $SiO_2$  и щелочей, высокими содержаниями Zr, Y, Hf, Th и РЗЭ. Также, для них характерно очень высокое отношение  $FeO^*/(FeO^*+MgO)$  и отрицательные аномалии Ba, Nb, Eu, Sr и Ti. Эти характеристики очень близки к тем, которые являются отличительными особенностями гранитов А-типа (рис. 33, 34). На всех типах дискриминационных диаграмм точки составов метавулканитов лебяжинской свиты имеют те же признаки и образуют общие облака точек вместе с щелочными гранитами Кейвского комплекса, явно отделяясь от облаков точек, образуемых метавулканидами зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья. Также стоит отметить, что спектры распределения РЗЭ в лебяжинских метавулканидах практически идентичны спектрам щелочных гранитов (рис. 35, 36).

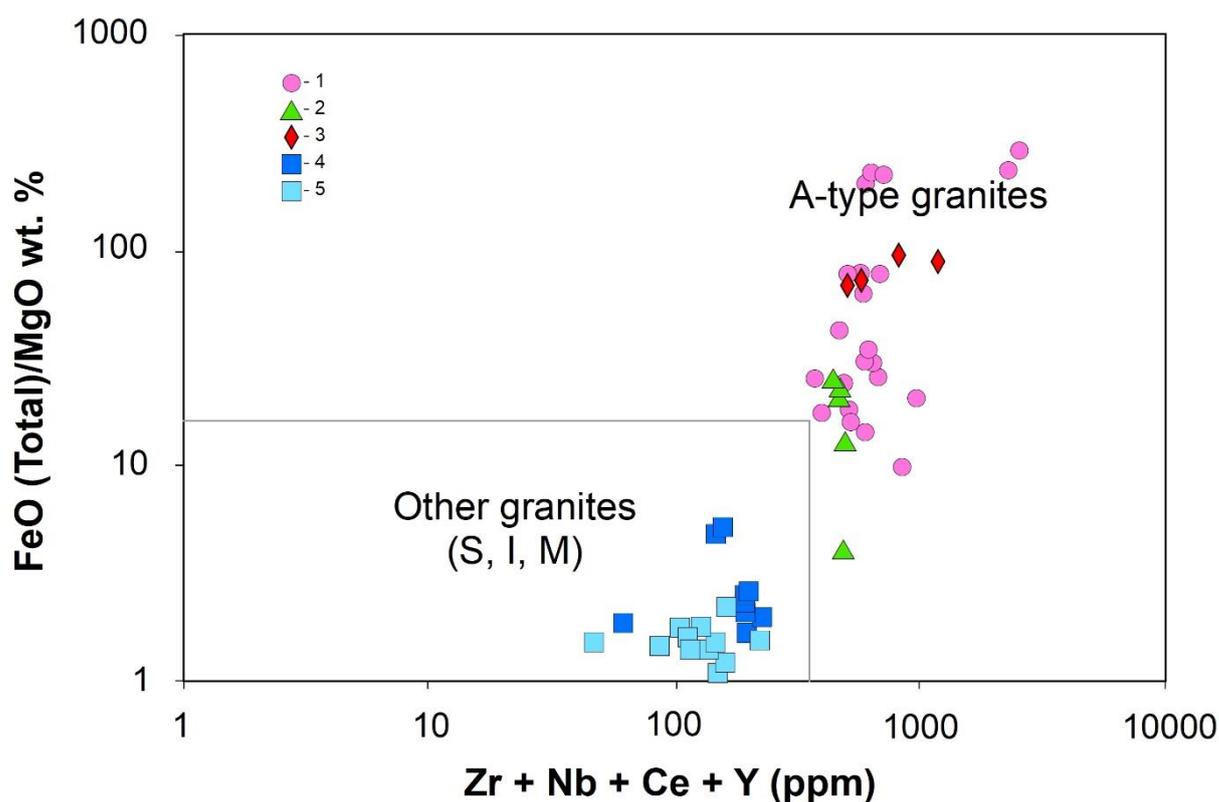


Рис 33. Точки составов пород лебяжинской (1), устьюгоньской свит (2), гранитов Кейвского щелочного комплекса (3), дацитов (4) и андезитов (5) ЗКП Колмозеро-Воронья (Whalen et al., 1987).

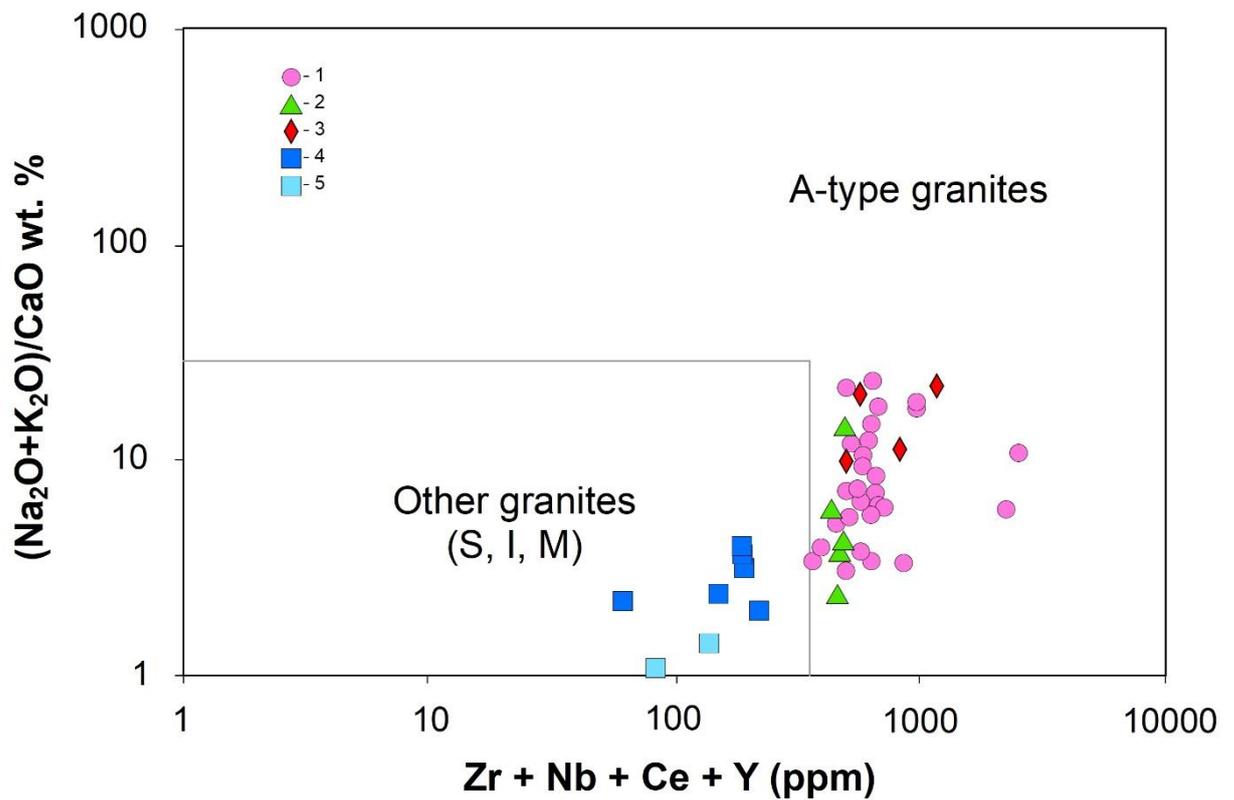


Рис. 34 Точки составов пород лебяжинской (1), устьюгоньской свит (2), гранитов Кейвского щелочного комплекса (3), дацитов (4) и андезитов (5) ЗКП Колмозеро-Воронья (Whalen et al., 1987).

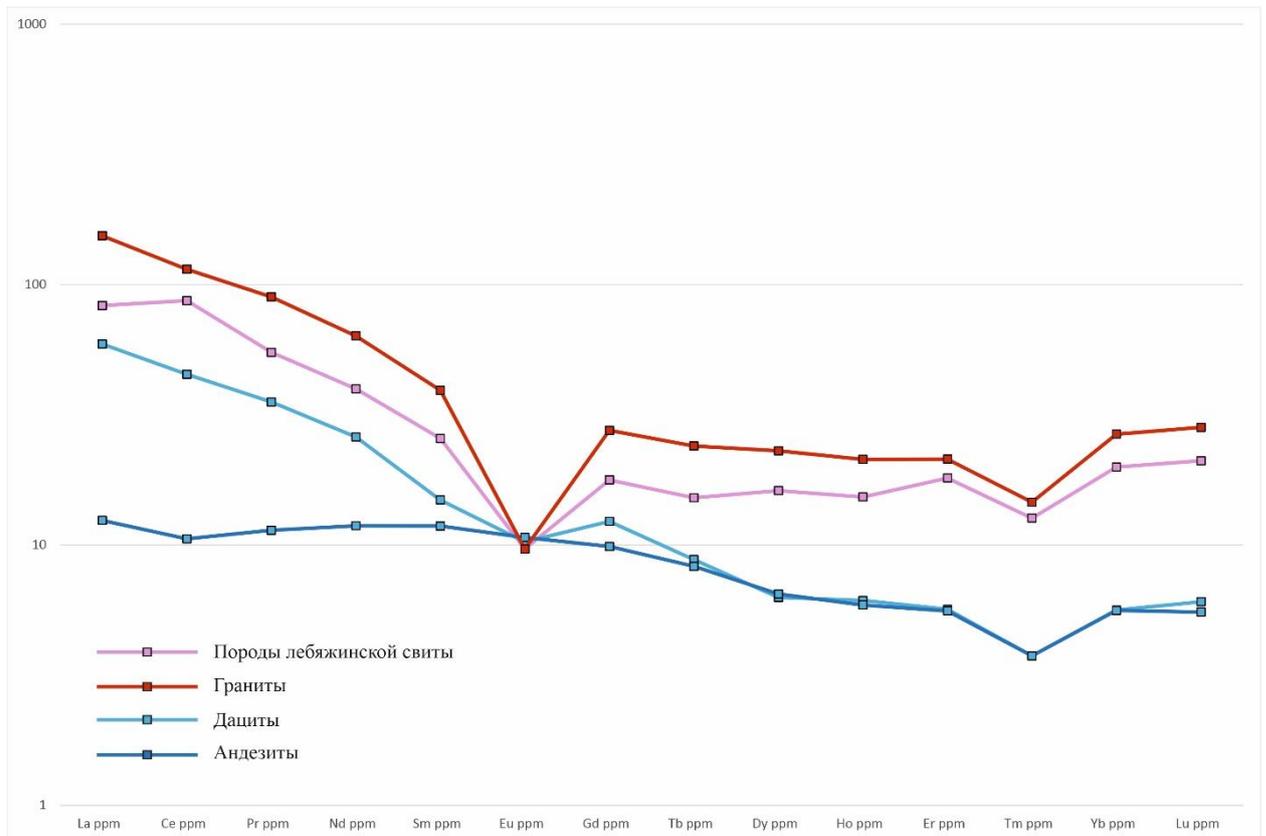


Рис. 35 Усредненные кривые распределения РЗЭ, нормированных на хондрит (Taylor et al., 1985) для пород лебяжинской свиты, гранитов Кейвского щелочного комплекса, дацитов и андезитов ЗКП Колмозеро-Воронья.

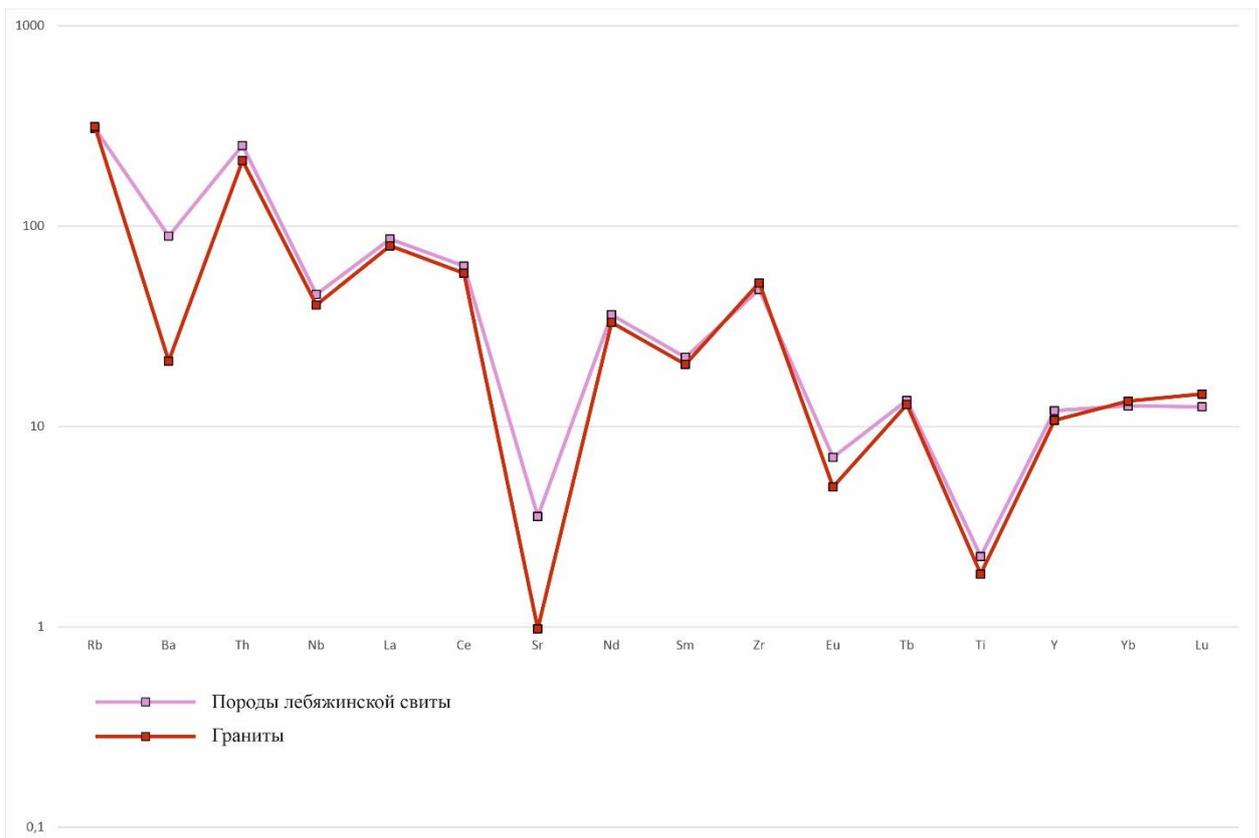


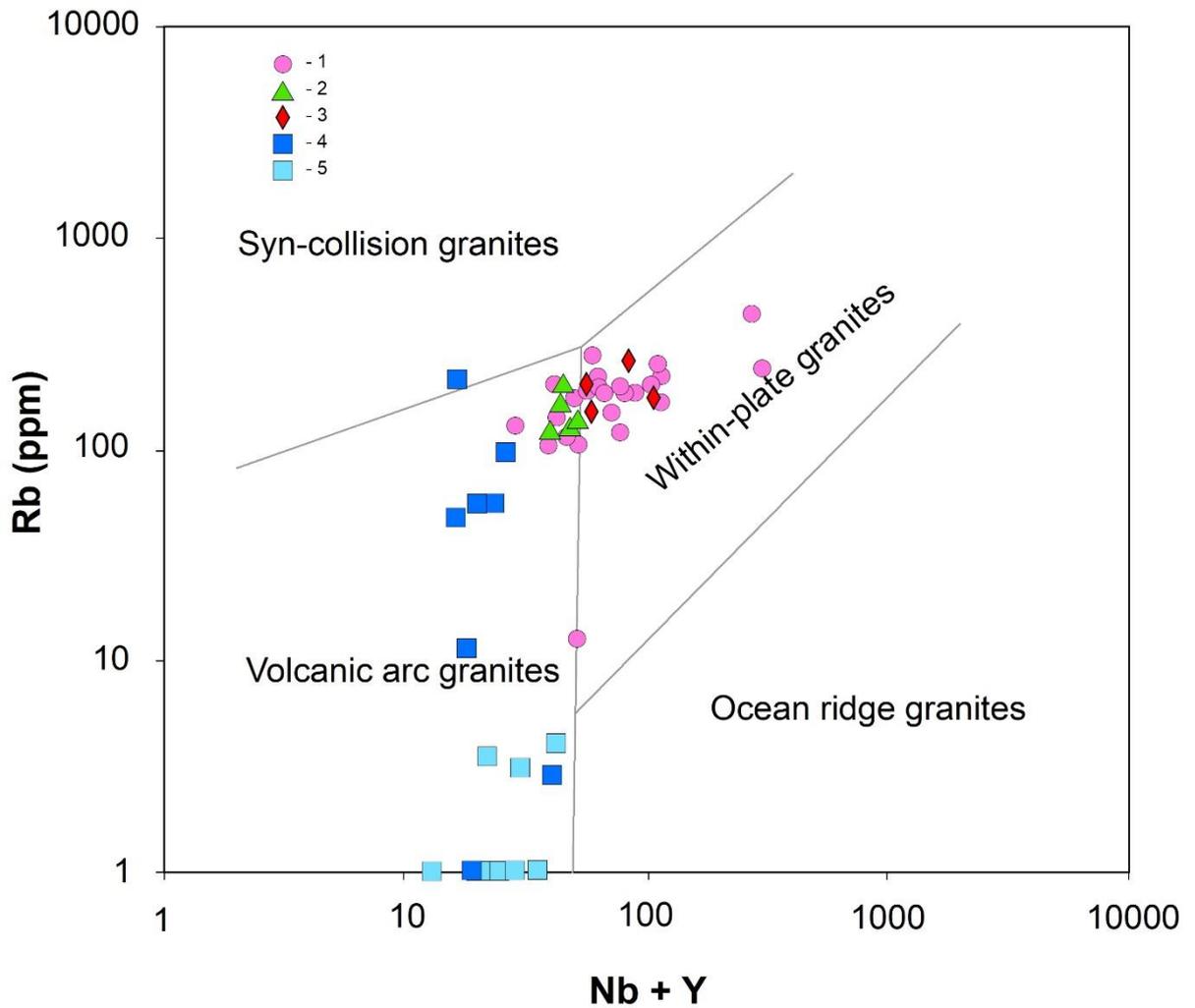
Рис. 36 Усредненные спайдер-диаграммы, нормированные на примитивную мантию (Sun, McDonough, 1989) для пород лебяжинской свиты и гранитов Кейвского щелочного комплекса

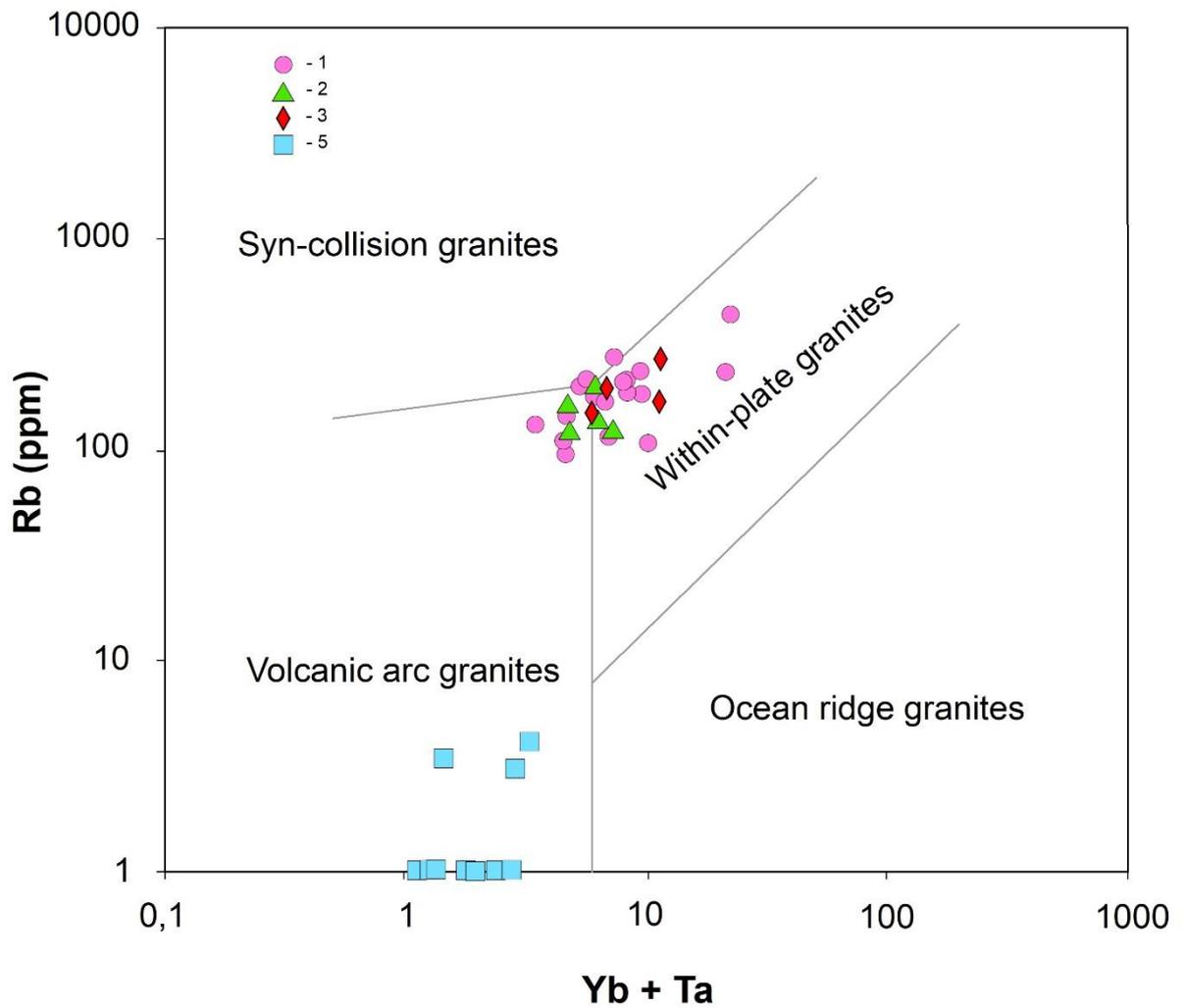
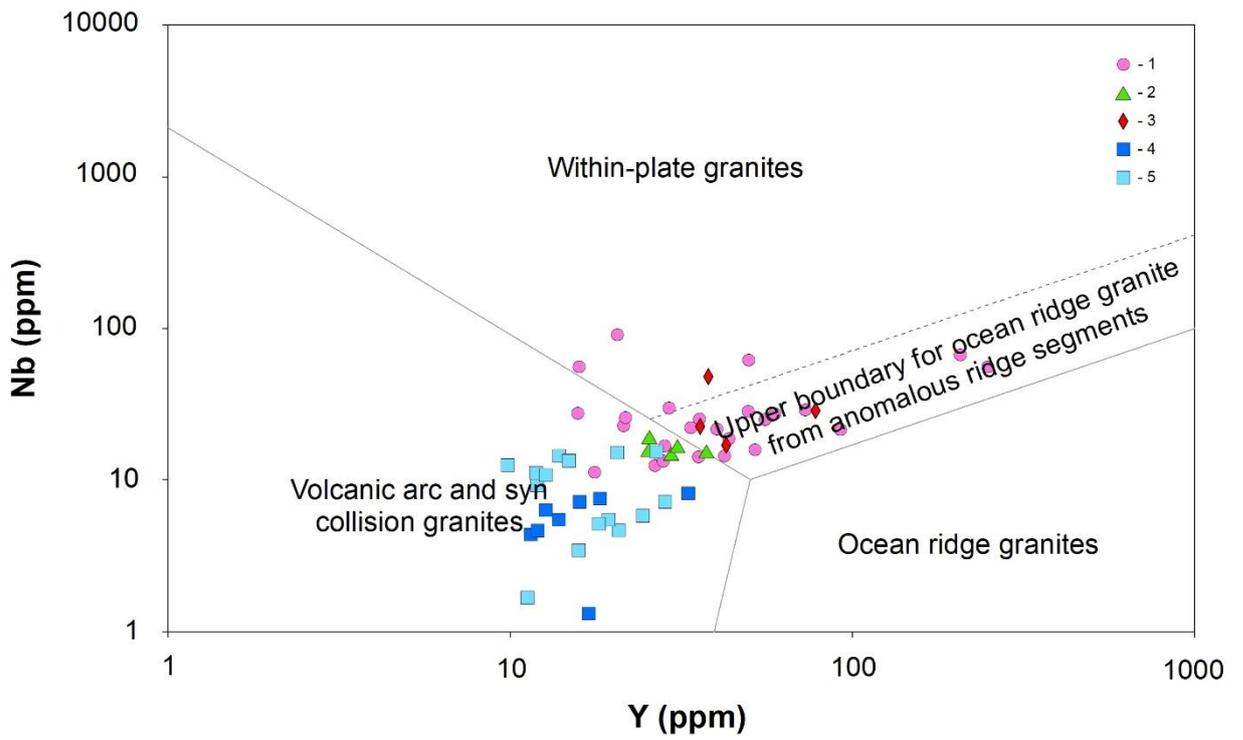
Кейвские щелочные граниты преимущественно относятся к гранитоидам типа  $A_2$  ( $Y/Nb > 1,2$ ) (Ебу, 1990). По этому же параметру подавляющее число проб лебяжинских метавулканитов относится к тому же типу  $A_2$ , к типу  $A_1$  относится только 7 проб. Bonin (Bonin, 2007) утверждает, что изменение отношения  $Y/Nb$  может показывать непрерывный переход от постколлизийных магматических комплексов  $A_2$  к постороженным на границе  $A_2/A_1$  и затем к внутриплитным  $A_1$ . На диаграмме  $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O) - Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$  точки составов лебяжинских метавулканитов и кейвских щелочных гранитов выстраиваются в вытянутую вдоль границы пералюминиевых пород, что может свидетельствовать о таком переходе в пределах Кейвского террейна (Balagansky et al, 2021). Из этого следует, что кислые метавулканиты лебяжинской свиты и Кейвские щелочные граниты могут быть связаны единым анороженным магматическим событием, следующим после неорархейской коллизии.

Диаграмма An-Ab-Or для кислых плутонических пород показывает, что пералюминиевые метавулканиты лебяжинской свиты идентичны по своему нормативному составу идентичны кейвским щелочным гранитам.

На вариационных диаграммах Харкера кислые метавулканиты лебяжинской свиты образуют с кейвскими гранитами общие тренды. Также на спектрах распределения РЗЭ и

спайдер диаграммах присутствуют явные отрицательные аномалии Eu, Nb, Sr и Ti, что является характерным признаком железистых гранитов А-типа и не характерно для БАД ассоциации ЗКП. На диаграммах  $FeO^*/MgO-Zr+Nb+Ce+Y$ ,  $Na_2O+K_2O/CaO-Zr+Nb+Ce+Y$ ,  $Rb-Nb+Y$ ,  $Ta-Yb$ ,  $Rb-Yb+Ta$  и  $Nb-Y$  кислые metavулканы лебяжинской свиты преимущественно занимают поля А-типа внутриплитных гранитоидов (рис. 37). Исходя из этого можно интерпретировать кислые metavулканы лебяжинской свиты как пералюминиевые железистые гранитоиды А-типа, что является геохимическим аналогом Кейвских щелочных гранитов.





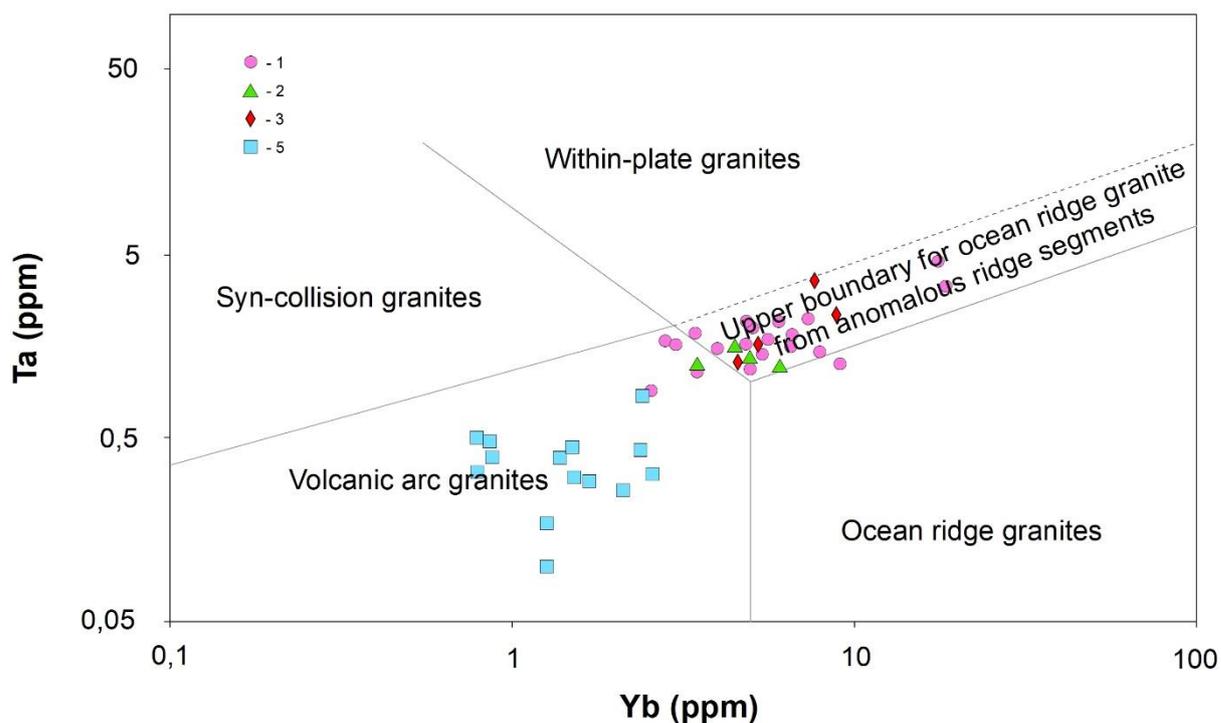


Рис 37. Точки составов пород лебяжинской (1), устьюгоньской свит (2), гранитов Кейвского щелочного комплекса (3), дацитов (4) и андезитов (5) ЗКП Колмозеро-Воронья (Pearce et al., 1984).

Граниты А-типа формируются при анатектическом плавлении корового вещества. Кейвский щелочной комплекс гранитов сформировался 2,67 млрд лет назад, с внедрением на завершающей стадии Сахарийокского комплекса щелочных и нефелиновых сиенитов. По мнению многих исследований происхождение этих комплексов связано с континентальным рифтогенезом при подъеме плюма. Также, близкие датировки ассоциирующих с щелочными гранитами массивов габбро-анортозитов могут указывать на общую генетическую связь. Эти породы могли формироваться в результате длительной фракционной кристаллизации первичной субщелочной и базальтовой магмы, которая возникла из обогащенного источника, близкого к источникам базальтов океанических островов. Удаление кальциевого плагиоклаза на ранней стадии плавления привело к образованию расплава богатого щелочами, железом и LIL элементами и кумулята, соответственно обогащенного кальцием и алюминием (Зозуля и др., 2020). Кристаллизация первого привела к формированию Кейвских щелочных гранитов, а второго – габброанортозитов. Также, внедрение расплава сопровождалось контаминацией земной коры, что привело к обогащению Nb щелочных гранитов и кислых метавулканитов лебяжинской свиты.

Существует несколько датировок цирконов из лебяжинских метавулканитов:  $2871 \pm 15$  млн лет и  $2678 \pm 7$  млн лет (Баянова, 2004, Balagansky, 2021). Основываясь на вышесказанном, можно принять за вторую датировку, как время формирования лебяжинской свиты метавулканитов, а первая датировка может быть получена по ксеногенному циркону.

Кроме того, кислые метавулканиты лебяжинской свиты, щелочные граниты и сланцы кейвской свиты имеют общую деформационную историю (Мудрук и др., 2013) и были деформированы только в палеопротерозое. Следовательно, лебяжинские метавулканиты, щелочные граниты и габбро-анортозиты возрастом 2,68-2,66 млрд лет формировались в посторогенной обстановке после неоархейской коллизии и перед палеопротерозойским рифтогенезом.

Все вышесказанное, вкупе с содержаниями золота в районе порога определения, не позволяет расширять перспективы золотоносности с метавулканитов зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья на метавулканиты лебяжинской свиты. Проявления золоторудной минерализации в пределах ЗКП Колмозеро-Воронья связывают с внедрением комплекса малых интрузий габбро-диорит-гранодиоритов и гранит-порфиров (2830 млн лет), которые являлись источником Au, и гидротермально-метасоматических преобразований пород на регрессивной стадии метаморфизма андалузит-силлиманитовой фации (2770-2730 млн лет) в связи с перераспределением и концентрацией рудного вещества, благоприятной средой для которых служили зоны развития метасоматитов фации кислотного выщелачивания (Калинин и др.). Поздний раннепротерозойский этап метаморфизма кианит-силлиманитовой фации мог привести к некоторому переотложению рудного вещества, следы которой возможно и фиксируются предшественниками в лебяжинских метавулканитах в виде точек повышенного содержания золота (свыше 0,1 г/т), но это явление не должно было играть большой роли. Также было установлено, что рудная минерализация формировалась при высокотемпературных условиях (650-470°C для арсенопирит-пиритовой минерализации и 500-300°C для серебро-галенит-сульфосольной минерализации), близких к максимальным значениям температуры раннего этапа метаморфизма, поэтому процессы с меньшей или близкой температурой (430-390°C) на раннепротерозойском этапе не должны были привести к существенному переотложению рудного вещества.

Критерии сравнения	Вулканиты Кейвского террейна	Вулканиты ЗКП Колмозеро-Воронья
Приуроченность к структуре	Вулканотектоническая депрессия, связанная с плюмом	Зеленокаменный пояс

Геодинамическая позиция	Внутриплитная	Островодужная
Простираие разрывных нарушений	Субширотное и субмеридиональное	Северо-западное
Фация метаморфизма	Дистен-ставролит-двуслюдая субфация амфиболитовой фации	Кианит-силлиманитовая субфация амфиболитовой фации
Возраст формирования	2,68 млрд лет	2,9 млрд лет
Сопряженные магматические тела	Щелочные граниты, габбро-анортозиты	Габбро-диорит-гранодиориты, гранит-порфиры
Вулканыты, представленные в разрезе	Дациты, риолиты	Коматииты, толеиты, базальты, андезиты, риолиты
Геохимические особенности	Калиевая серия; Повышенная железистость; $Zr/Y - 6,8-29,3$ ; Пониженные концентрации Ba, Sr, Nb, Ti; Повышенные содержания Zr, Y, Hf, Th и PЗЭ; Умеренно фракционированный спектр PЗЭ ( $LaN/YbN = 1-10,7$ ); Глубокие европиевые аномалии.	Натриевая и калий-натриевая; Повышенная магнезиальность; $Zr/Y - 5-8,5$ ; Пониженные концентрации Ba, V, Ti; Повышенные концентрации Ni, Cr, V; От слабо до сильно фракционированного спектра PЗЭ ( $LaN/YbN = 0,6-21$ ); Не обладают выраженной положительной или отрицательной европиевой аномалией.

Табл. 2 Сравнительная таблица вулканитов Кейвского террейна и вулканитов ЗКП Колмозеро-Воронья

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследования было установлено, что кислые метавулканыты лебязинской свиты преимущественно относятся к щелочно-известковым и известково-щелочным сериям и классифицируются как пералюминиевые метадациты, метариодациты и метариолиты. По геохимическим характеристикам большая часть исследованных образцов является очень близки или идентичны гранитам А-типа. По нормативному составу эти породы являются аналогами щелочных гранитов Кейвского комплекса, относящихся к А-типу. На диаграммах распределения РЗЭ, спайдер-диаграммах и дискриминационных диаграммах кислые метавулканыты лебязинской свиты и щелочные граниты Кейвского комплекса имеют общие тренды и закономерности и попадают в поля посторогенных, внутриплитных гранитов А-типа.

Исходя из сходства метавулканытов и щелочных гранитов, сделано предположение о едином магматическом событии, приведшем к формированию этих комплексов, и, соответственно, из разных датировок метавулканытов лебязинской свиты принят возраст 2678 млн лет, наиболее близкий к возрасту внедрения щелочных гранитов (2674-2663 млн лет). Также, к этим цифрам близки датировки габбро-анортозитовых комплексов Кейвского террейна (2674-2659 млн лет) и Сахарийокского комплекса нефелиновых и щелочных сиенитов (2645 млн лет), что позволяет сделать предположение о едином анорогенном бимодальном магматическом событии, вызванным подъемом плюма.

С другой стороны, геохимические характеристики, тренды распределения РЗЭ, спайдер-диаграммы и поля точек на дискриминационных диаграммах у метавулканытов зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья довольно четко отличаются от таковых у лебязинских метавулканытов, что не позволяет предполагать их генетическую связь и, соответственно расширять перспективы золотоносности с зеленокаменного пояса на метавулканыты Кейвского террейна. Более того, установлено, что золоторудная минерализация метавулканытов зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья формировалась при высокотемпературных условиях в связи с событиями, происходившими в интервале 2830-2730 млн лет, поэтому последующие события меньшей или близкой температуры, в том числе и на территории Кейвского террейна, не должны были привести к существенному переотложению рудного вещества.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

### Опубликованная

1. Астафьев Б. Ю., Богданов Ю. Б., Воинова О. А., Воинов А. С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Q-37 – Архангельск. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012 . 302 с. + 11 вкл.
2. Атлас Мурманской области / Под ред. Милосердова В. Д., Зубкова А. И., Дурова А. Г. и др. – Л.: Фабрика № 2, 1971. 34 с.
3. Афанасьев Б. В, Бичук Н.И., Даин А.Д. и др. Минерально-сырьевая база Мурманской области // Минеральные ресурсы России. 1997. № 3 С. 17-22. № 4 С. 12-19.
4. Батиева И. Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 224 с.
5. Баянова Т. Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
6. Белолипецкий А. П., Гаскельберг В. Г., Гаскельберг Л. А., Антонюк Е. С., Ильин Ю. И. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 238 с.
7. Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.–Л.: АН СССР, 1963. 322 с.
8. Беляев О. А., Загородный В. Г., Петров В. П., Волошина З. М. Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова. Л.: Наука, 1977. 88 с.
9. Бушмин С. А., Глебовицкий В. А., Пресняков С. Л., Савва Е. В., Щеглова Т. П. Новые данные о возрасте (SHRIMP II) протолита и палеопротерозойских преобразований архейского Кейвского террейна (Кольский полуостров) // Доклады Академии наук. 2011б. Т. 438. № 2. С. 237–241.
10. Волошин А. В., Пахомовский Я. А. Минералы и эволюция минералообразования в амазонитовых пегматитах Кольского полуострова. Л.: Наука, 1986. 168 с.
11. Вревский А. Б. Геологические и изотопно-геохимические признаки внесубдукционных петрологических механизмов формирования неоархейской континентальной коры Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита. СПб.: Петрология, 2019. С. 161-186.
12. Вревский А. Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере северо-восточной части Балтийского щита). Л.: Наука, 1989. 143 с.
13. Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита). Масштаб 1:500 000. Гл. ред. Ф. П. Митрофанов. Апатиты. ГИ КНЦ РАН, 1996.

14. Геология СССР. Т. 27. Мурманская область. М.: Государственное научное-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1958. 714 с.
15. Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1983. 93 с.
16. Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 111 с.
17. Калинин А. А., Кудряшов Н. М., Галкин Н. Н. Рудопроявления золота, меди и молибдена в зеленокаменном поясе Колмозеро — Воронья (Кольский полуостров): геологические особенности и возраст // Золото Кольского полуострова и сопредельных территорий. Апатиты: К & М, 2010. С. 51–59.
18. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. /Баянова Т. Б., Пожиленко В. И., Смолькин В. Ф., Кудряшов Н. М., Каулина Т. В., Ветрин В. Р./ Геология рудных районов Мурманской области. Приложение № 3. КНЦ РАН, ГИ, Апатиты, 2002, 54 с.
19. Каулина Т. В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: КНЦ РАН, 2010. 144 с.
20. Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2000, 223 с.
21. Козлов М. Т. Разрывная тектоника северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 140 с.
22. Кратц К. О., Глебовицкий В. А., Былинский Р. В., Дук В. Л., Литвиненко И. В., Шарков Е. В., Поротова Г. А., Анкудинов С. А., Платоненкова Л. Н., Кокорина Л. К., Лазарев Ю. И., Платунова А. П., Кошечкин Б. И., Лукашев А. Д., Стрелков С. А. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 232 с.
23. Кудряшов Н. М., Гавриленко Б. В., Апанасевич Е. А. Возраст пород архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья: новые U-Pb данные. Материалы X конференции, посвященной памяти К. Ю. Кратца. Апатиты, 1999, с. 66-70.
24. Литвиненко И. В., Анкудинов С. А., Платоненкова Л. Н., Сипарова Ю. А. Глубинный разрез Кейвской синклинойной зоны // Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968. С. 104–110.
25. Минц М. В., Глазнев В. Н., Конилов А. Н., Кунина Н. М., Никитичев А. П., Раевский А. Б., Седых Ю. Н., Ступак В. М., Фонарев В. И. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 с.

26. Минц М. В. История и главные закономерности формирования раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона // Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: В 2 т. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. Т. 2. С. 309–334.
27. Мирская Д. Д. Новые данные о породах лебяжинской свиты // Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 2. Апатиты. 1971. С. 31–35.
28. Мирская Д. Д. Вопросы структуры Кейвской зоны в связи с геологическими данными // Региональная геология, металлогения и геофизика. 1974. Вып. 5. Часть 1. Апатиты: КФ АН СССР, С. 28–34.
29. Мирская Д. Д. Древнейшие вулканогенные толщи восточной части Кольского полуострова и возможность их палеовулканологических реконструкций // Вулканизм докембрия. Петрозаводск: Карелия, 1976. С. 73–81.
30. Митрофанов Ф. П., Зозуля Д. Р., Баянова Т. Б., Левкович Н. В. Древнейший в мире анорогенный щелочногранитный магматизм в Кейвской структуре Балтийского щита // Доклады Академии наук. 2000. Т. 374. № 2. С. 238–241.
31. Мудрук С. В., Балаганский В. В., Горбунов И. А., Раевский А. Б. Альпинотипная тектоника в палеопротерозойском Лапландско-Кольском орогене // Геотектоника. 2013. №4. С. 13–30.
32. Мудрук С. В. Главные этапы палеопротерозойских деформаций в Кейвском и Стрельнинском террейнах северо-востока Балтийского щита. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геол.-минерал. наук. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2014. 143 с.
33. Петров В. П., Беляев О. А., Волошина З. М., Балаганский В. В., Глазунков А. Н., Пожиленко В. И. Эндогенные режимы метаморфизма раннего докембрия (северо-восточная часть Балтийского щита). Л.: Наука, 1990. 184 с.
34. Пожиленко В. И., Гавриленко Б. В., Жиров Д. В., Жабин С. В. Геология рудных районов Мурманской области. – Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2002. 359 с.
35. Ранний докембрий Балтийского щита. Ред. В. А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 712 с.
36. Цирульникова М. Я., Сокол Р. С. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным // Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л. Наука, 1968. С. 78–89.
37. Шарков Е. В. Анортозитовые ассоциации Кольского полуострова // Анортозиты Земли и Луны. М. Наука, 1984. С. 5–61.

38. Шаров Н. В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. 145 с.
39. Юдин Б. А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и её маталлогения. Л.: Наука, 1980. 168 с.
40. Balagansky V. V., Myskova T. A., Lvov P. A., Larionov A. N., Gorbunov I. A. Neoproterozoic A-type acid metavolcanics in the Keivy Terrane, northeastern Fennoscandian Shield: Geochemistry, age, and origin, *Lithos*, Volumes 2021. P. 380–381.
41. Bayanova T. B., Voloshin A. V. U-Pb Dating of zircon megacrysts (8 cm) from amazonite and pegmatite of Mt. Ploskaya, Baltic Shield // *Journal of Conference Abstracts*. 1999. Vol. 4. No. 1. P. 153.
42. Bonin B. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospect. *Lithos* 97. 2007. P. 1–29.
43. Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Whitehouse M. J. The Lapland–Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // Gee D. G., Stephenson R. A. (eds). *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society, London. Memoirs, 32. 2006.
44. Eby G.N., 1990. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. In: Woolley, A. R., Ross, M. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks and Carbonatites*. *Lithos* 26, pp. 115–134.
45. Ewart, A. The Mineralogy and Petrology of Tertiary-Recent Orogenic Volcanic Rocks: With a Special Reference to the Andesitic-Basaltic Compositional Range. In: Thorpe, R. S., Ed., *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*, Wiley, Chichester, 1982. P. 25-95.
46. Frost, B. R., Arculus, R. J., Barnes, C. G., Collins, W. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D. A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2001. P. 2033-2048.
47. Frost, B. R. and Frost, C. D. A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks. *Journal of Petrology*, 49, 2008. P. 1955-1969.
48. Harker A. The natural history of igneous rocks. Macmillan, New York. 1909.
49. Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A., Mitchell, S. F. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48 (12), 2007. P. 2341-2357.
50. Maniar, P. D., Piccoli, P. M. Tectonic discrimination of granitoids. *Bull. Geol. Soc. Am.* 101. 1989. P. 635–643.
51. Marker M., Kaulina T. V. New constraints for the evolution of the Keivy supracrustal belt, central Kola Peninsula, from recent U-Pb single zircon dating at NORDSIM // 5th

- SVEKALAPKO workshop abstracts. Oulu: University of Oulu, Department of Geophysics, 2000. Report No. 23. P. 51.
52. Nesbitt, H. W., Young, G. M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715–717.
53. O'Connor, J. T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. In: US Geological Survey Professional Paper B525. USGS, 1965. P. 79–84
54. Patison N. L., Korja A., Lahtinen R., Ojala V. J. and FIRE Working group. FIRE seismic reflection profiles 4, 4A and 4B: Insights into Crustal Structure of Northern Finland from Ranua to Näätämö // Kukkonen T., Lahtinen R. (eds). Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005. Geological Survey of Finland, Special Paper 43. Espoo: Geologian tutkimuskeskus. 2006. P. 161–222.
55. Pearce, J. A. Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries. In: Thorpe, R.S., Ed., *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*, John Wiley and Sons, 1982. P. 252-548.
56. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks, *Journal of Petrology*, Volume 25, Issue 4, 1984, P. 956–983.
57. Streckeisen, A. Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau*. 63 (2): 1974. P. 773–786.
58. Sun, S. S. and McDonough, W. F. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. In: Saunders, A. D., Norry, M. J., Eds., *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society, London, Special Publications, 42, 1989. P. 313-345.
59. Taylor S. R. and McLennan S. M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford 1985.
60. Vetrin, V. R., Rodionov, N. V., 2009. Geology and Geochronology of Neoproterozoic Anorogenic Magmatism of the Keivy Structure, Kola Peninsula. *Petrology* 17, 537–557.
61. Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W. A-Type Granites - Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95(4). 1987. P. 407-419.
62. Winchester, J. A., Floyd, P. A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20 (4). 1977. P. 325-343.

63. Zozulya, D., Macdonald, R., Bagiński, B., 2020. REE fractionation during crystallization and alteration of fergusonite-(Y) from Zr-REE-Nb-rich late- to post-magmatic products of the Keivy alkali granite complex, NW Russia. *Ore Geol. Rev.* 125C, 103693.

Фондовая

1. Гаскельберг Л. А., Гаскельберг В. Г., Снятков А. Б. и др. Сводный отчет о геологическом доизучении Кейвской структуры и составлении обновленной геологической карты м-ба 1:200 000, поисково-разведочных и ревизионных работах на слюду-мусковит в Центральном слюдоносном районе, проведенных Кейвской и Восточно-Понойской партиями в 1971-1978 гг. в Ловозерском районе Мурманской области в пределах листов Q-36-VI, Q-37-I-IV, VII-XI, Т. 1-8. Фонды МурТФГИ, 1978.
2. Гольдберг Ю. И., Пушкин Г. Ю., Никитичев А. П., Смольков Л. С., Загородный В. Г. Предовский А. А. и др. Отчет по геологическому доизучению Имандра-Варзугской структурной зоны в масштабе 1:200 000 и проведению геохимических поисков в масштабе 1:100 000 за 1974-1978 г.г. в Кировско-Апатитском, Ловозерском и Терском районах Мурманской области ФГУ ТФИ по Мурман. обл., 1978.
3. Даин А. Д., Безруков В. И., Иванов А. Н. Отчет о поисковых работах на золото, проведенных в пределах Северо-Западного и Юго-Восточного флангов хребта Оленьего в 1978-1979 гг. Т. 1-6. Фонды МурТФГИ, 1979.
4. Даркшевич О. Я., Шлайфштейн Б. А., Бахина С. Ф. и др. Отчет о проведении групповой геологической съемки масштаба 1:50000, геологического доизучения масштаба 1:50000 и поисков железных руд, апатита, цветных и редких металлов на площади 5000 км<sup>2</sup> в зоне сочленения Кейвского, Контозерского и Колмозерского разломов и составлении регистрационной карты полезных ископаемых и карты прогноза масштаба 1:200 000 Мурманского блока гранитоидов на площади 30000 км<sup>2</sup> за 1976-1981 гг. Т. 1-8, Фонды МурТФГИ, 1982.
5. Карпинская Н. В. и др. Отчет Верхне-Териберской партии о геологосъемочно-поисковых работах на редкие металлы и др. полезные ископаемые, проведенных в северо-западной части Ловозерского р-на Мурманской обл. в 1955 г. ФГУ ТФИ по Мурман. обл., 1956.
6. Колесников Г. П., Костина Н. А., Зак С. И. Отчет о геолого-съемочных и поисковых работах на никель, проведенных Южно-Ловозерской группой партий в Кировском и Ловозерском районах Мурманской области в 1960-1963 г.г. ФГУ ТФИ по Мурман. обл., 1963.

7. Костин В. А., Колесников Г. П., Костина Н. А. и др. О поисково-съёмочных работах, проведенных Пессарьёкской партии в Ловозерском районе Мурманской области в 1957 г. ФГУ ТФИ по Мурман. обл., 1958
8. Павлов В. А., Семенов Е. Н., Гринченко Б. М. и др. Отчет о результатах геохимических поисков масштаба 1:25 000, проведенных в пределах Контозерско-Харловской зоны и юго-восточного замыкания Колмозеро-Вороньетундровской структуры (Ловозерский район Мурманской области) за 1982-1985 годы. Т. 1-4, Фонды МурТФГИ, 1985.
9. Радченко А. Т., Балаганский В. В., Басалаев А. А., Беляев О. А., Пожиленко В. И., Радченко М. К. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000. Апатиты: КНЦ РАН. 1994. 95 с.
10. Ремизова А. М., Семушина Н. А., Плотникова И. А. Объяснительная записка к геологической карте Мурманской области масштаба 1:200 000. Апатиты: КНЦ РАН. 2007. 117 с.
11. Сотникова М. А., Гаскельберг В. Г., Гаскельберг Л. А. Отчёт о поисково-съёмочных работах масштаба 1:50 000 на редкие металлы, проведенных в Ловозерском районе Мурманской области ФГУ ТФИ по Мурман. обл., 1963.
12. Тавастшерн Н. В., Богданова В. С., Гудзинская Н. К. Отчет о геологоразведочных работах масштаба 1:50 000, проведенных Ефимозерской партией в ловозерском районе в 1957 году. ФГУ ТФИ по Мурман. обл., 1958
13. Шлайфштейн Б. А., Гринченко Б. М., Анзель В. В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Кольского полуострова. Отчет Колмозерской геолого-съёмочной партии о результатах геологического доизучения масштаба 1:200 000 северо-восточной части Кольского полуострова за 1981-1987 гг. Т. 1-8. ФГУ ТФИ по Мурман. обл., 1987.
14. Эвенчик С. И., Сафонова З. А. О дополнительной разведке и комплексном изучении сподуменовых руд Колмозерского месторождения и подсчете запасов лития, тантала, ниобия и бериллия по состоянию на 1.01.1961 года. ФГУ ТФИ по Мурман. обл., 1960.